

Фазиль Исмаилов

Атмосферный аэрозоль

Фазиль Исмаилов

Атмосферный аэрозоль

LAP LAMBERT Academic Publishing RU

Imprint

Any brand names and product names mentioned in this book are subject to trademark, brand or patent protection and are trademarks or registered trademarks of their respective holders. The use of brand names, product names, common names, trade names, product descriptions etc. even without a particular marking in this work is in no way to be construed to mean that such names may be regarded as unrestricted in respect of trademark and brand protection legislation and could thus be used by anyone.

Cover image: www.ingimage.com

Publisher:

LAP LAMBERT Academic Publishing

is a trademark of

International Book Market Service Ltd., member of OmniScriptum Publishing Group

17 Meldrum Street, Beau Bassin 71504, Mauritius

Printed at: see last page

ISBN: 978-613-9-45431-0

Copyright © Фазиль Исмаилов

Copyright © 2019 International Book Market Service Ltd., member of
OmniScriptum Publishing Group

Рецензент:

- Ласло Макара, Ph.D, профессор Института экономики сельского хозяйства и регионального развития сельскохозяйственного факультета Сегедского университета, Венгрия.

В книге рассмотрены различные аспекты проблемы изучения атмосферного аэрозоля: микрофизики, радиоактивности и электризации аэрозольных частиц, оптики аэрозоля и его стратификации в атмосфере, аэрозольного загрязнения атмосферы, влияния аэрозоля на экологические и климатические характеристики атмосферы. Основное внимание уделено аккумулятивной фракции аэрозоля, имеющей преимущественно атмосферную природу происхождения, оказывающая наиболее существенное влияние на оптическое и экологическое состояние атмосферного воздуха. В книге приведены оригинальные работы автора по моделированию микрофизических свойств атмосферного аэрозоля, актинофотометрическим измерениям поля яркости дневного неба в безоблачных условиях, оценке уровня загрязнения и определению пространственной структуры и изменчивости городского воздуха, оптическому моделированию слоистой структуры высотного распределения аэрозоля.

Книга рассчитана на научных работников, докторантов и студентов вузов, занимающихся вопросами микрофизики и оптики атмосферного аэрозоля, экологии и климата.

The book discusses various aspects of the study atmospheric aerosol: microphysics, radioactivity and the electrification of the aerosol particles and aerosol optical stratification in the atmosphere, aerosol pollution of the atmosphere, the effect of aerosol on the environmental and climatic characteristics of the atmosphere. The focus is on the accumulative fraction of the aerosol, which is preferably atmospheric nature origin, which has the most significant effect on the optical and environmental air quality. The book contains the author's original work on modeling the microphysical properties of atmospheric aerosol, actinofotometric measurements of brightness of the daytime sky in cloudless conditions, assess the level of pollution and the determination of the spatial structure and variability of urban air, optical modeling of the layered structure of the aerosol altitude distribution.

The book is intended for scientists, graduate students and students dealing with microphysics and optics of atmospheric aerosol, ecology and climate.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Повышенный интерес специалистов различных областей к атмосферному аэрозолю связан с разнообразием природы аэрозоля как важной составной компоненты атмосферы, играющей существенную роль в различных оптических, радиационных, погодных, климатических проявлениях атмосферы. В настоящее время принципиальную актуальность приобретает проблема аэрозольного загрязнения атмосферы, особенно, в городских условиях.

Дисперсное состояние воздушной взвеси является распространённым видом вещества практически во всём объёме атмосферы (до высот ~ 100 км). По сути, мы находимся на дне аэрозольной атмосферы, определяющий условия нашего существования. Аэрозоли выступают в роли носителя электричества, радиоактивности, активно участвуют в притоке и стоке вещества из атмосферы, определяют фазовые превращения вещества в условиях атмосферной среды (процессы конденсации и сублимации влаги, процессы абсорбции и окислительно-восстановительные реакции с участием аэрозоля, столкновения и прилипания аэрозольных частиц), оказывают определяющее влияние на оптическое состояние атмосферы, практически определяют условия диффузионного переноса оптического излучения и видимости в атмосфере, значительна роль аэрозоля в формировании радиационного баланса атмосферы и земной поверхности. С одной стороны аэрозоли оказывают целебное действие (напр., горный и морской воздух), с другой стороны порой трудно избежать вредного, порой, губительного воздействия аэрозоля в промышленных зонах.

Исторически интерес к аэрозолям возник в конце XIX - начале XX века в связи с работами Дж. Гиббса по изучению коллоидальных систем, Р. Милликена по определению величины единичного электрического заряда и Дж. Вильсона по созданию ионизационной камеры, первыми экспериментами по изучению рассеяния света на взвешенных частицах, размеры которых превышают размеры атомов в десятки и сотни раз (эффект Тиндаля). Толчком к изучению природы аэрозоля послужили работы в военных целях (в виде маскирующих дымов и отравляющих веществ).

Современный этап исследования атмосферного аэрозоля, по существу, начинается буквально в последние десятилетия в связи со становлением и развитием наземных и аэрокосмических систем дистанционного оптического зондирования атмосферы. Это послужило основанием для расширения работ по проведению контактных наземных, а также и высотных измерений химического и дисперсного состава аэрозолей на различных высотах с использованием подъёмных средств - аэростатов, самолётов-лабораторий, метеорологических ракет.

Фундаментальными в области физики аэрозоля, как области науки об атмосфере, явились работы по обнаружению многомодальной структуры распределения частиц аэрозоля по размерам и слоистой структуры его высотного распределения в атмосфере. Многомодальность характеризует различие природы аэрозольных частиц-источников их образования, химсостава и физических свойств. Обобщения натурных данных показывают, что в первом приближении в атмосферной среде выделяются две независимые фракции аэрозоля, явно отличающиеся их временем существования. Это различие связано с двумя путями образования аэрозоля: внедрения и последующего диспергирования частиц и образования в процессе газохимических превращений. Новыми и неожиданными оказались результаты обширных экспериментов по обнаружению обилия частиц аэрозоля, природного и антропогенного, продуцируемого из газовой фазы *in situ*. Эти частицы составляют наиболее мелкодисперсную - тонкодисперсную фракцию атмосферного аэрозоля, отличающейся высокой оптической активностью для оптического излучения. Эта фракция подразделяется на различные субфракции, играющие существенную роль в диффузном переносе видимого излучения.

Накопление обширного массива экспериментальных данных, относящихся к различным географическим условиям и различным высотам, отчётливо выявило перманент-

ное (постоянное, независимое) существование аэрозольных слоёв (ярусов), связанное с различием условий генерации и накопления и стока аэрозольных частиц на различных уровнях в атмосфере. Слоистость распределения аэрозоля по высоте является проявлением слоистости стратификации механизмов фазовых превращений газовых и аэрозольных веществ в атмосфере.

Повышенный интерес к изучению аэрозоля на современном уровне, прежде всего, обусловлено с ускоренным ростом уровня антропогенного загрязнения атмосферной среды, как среды нашего существования. Вопрос влияния атмосферного аэрозоля на экологическое состояние, климатические характеристики, изменения радиационного баланса атмосферы в наши дни стало международной проблемой. Решение этой проблемы принято в качестве основных тем глобального и регионального мониторинга окружающей природной среды, осуществляемого под эгидой ООН различными авторитетными геофизическими службами: Всемирной службы погоды ВСП), Всемирной метеорологической организации (ВМО), а также усилиями различных аэрологических, гидрометеорологических служб, действующих в различных странах.

Настоящая книга адресована тем, кто хочет получить более отчётливое представление о практической значимости физики аэрозоля, изложение основ которой на современном уровне сопряжено с получением и обобщением огромного количества информации в условиях статистически изменчивой атмосферы, а также продискутировать о роли аэрозоля, как многопараметрической системы, в различных проявлениях атмосферы оптических, радиационных, экологических, климатологических. Вопросам исследования атмосферного аэрозоля посвящено довольно обширная литература, объём которого существенно возрастает.

Целью настоящей работы является изложение современных представлений, основ знаний и перспектив развития в области физики атмосферного аэрозоля. Мы в определённой степени основное внимание уделяли кинетическим и динамическим процессам формирования и изменчивости поля концентрации тонкодисперсной фракции атмосферного аэрозоля, как существенного фактора, определяющего оптическое состояние и в целом природно-климатические условия атмосферной среды. В связи с этим мы пытались учитывать междисциплинарный характер решения поставленной задачи с целью отразить взаимосвязь и необходимость применения статистических, физических и химических, оперативных дистанционных методов исследования атмосферного аэрозоля. В нашей работе принят средний уровень изложения, с попыткой приблизиться к детальному анализу и параметризации практических оптических данных, получаемых путём актинофотометрических измерений яркости безоблачного неба, позволяющие получить наиболее достоверную информацию о состоянии аэрозоля в естественных атмосферных условиях его существования.

Мы своей скромной работой обязаны другим исследователям, затратившим огромное усилие для формирования нового научного направления-физики аэрозоля, которая вышла за последние десятилетия в число актуальных проблем современной физики атмосферы. По завершении каждой главы этой книги мы ссылались на литературу, которую мы использовали как важную основу в нашей настоящей работе.

Глава 1. СТРУКТУРА И СОСТАВ АТМОСФЕРЫ

1.1. Строение атмосферы

Атмосфера Земли (от греч. *atmos* — пар и *sphaira* — шар, сфера) — газовая оболочка, окружающая Землю, имеющая примерно массу $5,15 \cdot 10^{15} \text{ т}$, (составляет $8,60 \cdot 10^{-7}$ часть массы Земли), которая вращается вместе с Землёй как единое целое. Современная земная атмосфера имеет вторичное происхождение и образовалась из газов, выделенных твёрдой оболочкой Земли (литосферой) после формирования планеты. Атмосферные газы, в свою очередь, оказывали большое влияние на эволюцию литосферы. Развитие атмосферы было тесно связано с геологическими и геофизическими процессами, а также с деятельностью живых организмов [14, 16, 32, 35].

Атмосфера крайне неоднородна в пространстве и сильно изменчива во времени, которая постепенно переходит в межпланетную среду. Толщина атмосферы превосходит размеры Земли, однако, основная часть её массы находится в тонком слое, прилегающем к земной поверхности. Примерно 50% массы атмосферы Земли заключено в слое до высоты 5 км, 75% - до 10 км, 90% - до 16 км, 95% - до 20 км, и 99% - до 30 ÷ 35 км. Ввиду незначительности толщины атмосферы, включающей её основную массу, вертикальные масштабы атмосферных процессов и явлений оказываются гораздо меньше их горизонтальных размеров. Однако, вертикальная неоднородность атмосферы проявляется гораздо сильнее, чем горизонтальные. Плотные, пригодные для дыхания слои земной атмосферы имеют толщину не более 4÷5 км. Выше атмосфера очень разрежена: ее плотность уменьшается примерно в три раза на каждые 8 км подъема.

Таблица 1.1. Деление атмосферы на слои.

1. Термический режим атмосферы			
Рис. 1.1. Распределение температуры по высоте.	Слой (сфера)	Температурный градиент $\gamma = -dT/dh$, $^{\circ}\text{C}/\text{км}$	Средняя высота h , км
	Тропосфера	$(6,5 \pm 0,03)$	0 ÷ 11 (умеренные широты)
	Тропапауза	~ 0	9 ÷ 11, (средние широты) 8÷9, полярные широты 16÷17 – тропики
	Стратосфера		11 ÷ 50
		0	11 ÷ 25
		-2, 8	25 ÷ 46
	Инверсия температуры связано с поглощением УФ излучения Солнца озоном.		
	Стратопауза	0	46 ÷ 54
	Мезосфера		50 ÷ 90
	(Хемосфера)	3, 5	54 ÷ 80
	Мезопауза	0	80 ÷ 90
	Термосфера	-3, 0	90 ÷ 450
	Инверсия температуры связано с поглощением коротковолновой УФ солнечной радиации.		
	Экзосфера		выше 450

Продолжение таблицы 1.1.

2. Состав атмосферного воздуха		
Гомосфера	Относительный состав основных атмосферных газов (N_2, O_2, Ar) и относительная молекулярная масса воздуха m_0 примерно не изменяется с высотой ($m_0 = 28,9645 \text{ кг/кмоль}$).	$h < 95 \text{ км}$
Озонасфера	Слой, в котором сосредоточена основная масса озона. Максимум концентрации озона находится в слое.	$h = 15 \div 55 \text{ км}$ $h = 20 \div 26 \text{ км}$
Ионосфера	возрастает содержание заряженных частиц (ионов и электронов).	$h > 60 \text{ км}$
Гетеросфера	Относительная молекулярная масса воздуха уменьшается с высотой, появляются атомарный кислород O и азот N .	$h > 95 \text{ км}$
3. Взаимодействие атмосферы и земной поверхности		
Приземный слой	Свойства атмосферы наиболее резко изменяется с высотой.	$h < 0,05 \div 0,1 \text{ км}$
Пограничный слой атмосферы	На движение воздушных масс большое влияние оказывают силы турбулентного трения поверхности Земли. Хорошо выражены суточные вариации метеопараметров.	$h < 1 \div 1,5 \text{ км}$
Свободная атмосфера	Силами турбулентного трения можно пренебречь.	$h > 1 \div 1,5 \text{ км}$
4. Влияние атмосферы на полёт ИСЗ		
Плотные слои (собственно атмосфера)	Время существования ИСЗ меньше времени совершения одного оборота.	$h < 150 \text{ км}$
Околоземное космическое пространство	Время существования ИСЗ больше времени совершения одного оборота.	$h > 150 \text{ км}$

В настоящее время различают ряд принципов деления атмосферы на отдельные вертикальные слои: по распределению температуры с высотой, по составу основных атмосферных газов, по влиянию земной поверхности на атмосферу, по влиянию атмосферы на летательные аппараты и т. п. Уровни распределения атмосферы по указанным характеристикам приведены в табл. 1.1. От средних значений высот, приведённых в табл. 1.1, могут наблюдаться значительные отклонения в зависимости от многих факторов: широты, времени года, метеорологической обстановки и др. Параметры структуры атмосферы (температура, давление, плотность) обладают значительной пространственно-временной изменчивостью (широтной, годовой, сезонной, суточной и др.). Данные рис. 1.1 и табл. 1.1 отражают лишь среднее состояние атмосферы.

Наиболее чётко слоистость вертикальной структуры атмосферы – её стратификация проявляется в характере изменения температуры воздуха с высотой. По этому признаку атмосфера делится (стратифицируется) на пять основных слоев. В самом нижнем температурном слое атмосферы – тропосфере формируется погода, где наблюдается наиболее интенсивное турбулентное перемешивание воздуха, связанное взаимодействием атмосферы и земной поверхности. Для нижней тропосферы характерно почти линейное падение температуры с высотой, причём уменьшение температуры по вертикали составляет в среднем 6° на 1 км . Над тропосферой расположен переходный слой – тропопауза с температурой $190\text{--}220 \text{ К}$, выше которой начинается стратосфера. В нижней части стратосферы, до высоты 25 км , температура остаётся приблизительно постоянной – т. н. изотермическая область (нижняя стратосфера); выше температура начинает возрастать – область инверсии (верхняя стратосфера). Температура достигает максимума $\sim 270 \text{ К}$ на уровне стратопаузы. В следующем слое атмосферы – мезопаузе вновь происходит понижение температуры с высотой. Над её переходным слоем – мезопаузой располагается термосфе-

ра, где температура увеличивается с высотой, достигая очень больших значений (свыше 1000 K). Выше (на высотах ~ 1000 км и более) находится экзосфера, откуда за счёт диссипации атмосферные газы рассеиваются в мировое пространство, где происходит постепенный переход от атмосферы к межпланетному пространству. Слои атмосферы, находящиеся выше тропосферы, обычно называются верхними; иногда к нижним слоям атмосферы относят также стратосферу или её нижняя часть.

Проявлением слоистой структуры атмосферы является неоднородность по высоте её химического состава. По составу воздуха атмосфера делится на гомосферу и гетеросферу (табл. 1.1). По признаку газового состава атмосферы принято также отдельно выделять озоносферу, в которой сосредоточена основная масса озона O_3 . Слоистым является вертикальное распределение заряженных частиц (ионов и электронов) в ионосфере (слои *D*, *E* и *F*) [16]. Сложная слоистая структура характерна для атмосферного аэрозоля – взвешенных в атмосферном газе жидко-капельных и минеральных твёрдых частиц размером от нескольких нм до нескольких десятков мкм. Аэрозоль наблюдается как в тропосфере, так и в верхних слоях атмосферы до высот ~100 км. Концентрация аэрозоля быстро убывает с высотой, но на этот ход налагаются многочисленные вторичные максимумы, связанные с существованием аэрозольных слоев. Сложность природы аэрозоля объясняется чрезвычайно большим разнообразием источников его образования как внеатмосферного (земного и космического) так и атмосферного (вторичный аэрозоль) происхождения.

По характеру взаимодействия атмосферы с земной поверхностью её подразделяют на пограничный слой (слой трения) и свободную атмосферу. В пограничном слое отчётливо выделяется приземный слой, где наиболее значительно влияние земной поверхности и резко меняются силы турбулентного трения воздуха с высотой.

Для постоянного наблюдения за атмосферой создана обширная сеть метеорологических станций и постов, оборудованных стандартными метеорологическими и аэрологическими приборами, в труднодоступных районах устанавливаются автоматические метеорологические станции. Для изучения различных характеристик атмосферы, например при исследовании облаков, для измерений в области актинометрии, атмосферной оптики и т. д., применяются летательные объекты (самолёты, вертолёты, метеорологические зонды, автоматические аэростаты и различные метеорологические спутники). Важнейшим средством получения метеорологической информации, особенно существенным для акватории океанов и территорий труднодоступных районов, стали искусственные спутники Земли (ИСЗ). По влиянию атмосферы на полёт ИСЗ выделяют плотные слои атмосферы и околоземное пространство.

1.2. Газовый состав атмосферы

Количественные характеристики и состав. Количественный состав атмосферных газов характеризуется чаще всего величинами, приведёнными в табл. 1.2. Атмосферные газы условно подразделяются на постоянные и переменные составляющие. Постоянные газы (N_2 , O_2 , Ar и другие инертные газы) не показывают существенных вариаций в зависимости от географического положения и времени, переменные газы (H_2O , CO_2 , O_3 , NO_2 , SO_2 и т. д.), напротив, испытывают существенные вариации, как во времени, так и в пространстве; эти вариации могут быть сезонными или даже суточными.

В табл. 1.3, а приведён средний химический состав основных постоянных газов (N_2 , O_2 , Ar) природной атмосферы вблизи земной поверхности. Скорости естественных изменений этих газов очень малы. Например, изменения O_2 за последние 100 лет (в период когда определялись изменения O_2) составляют 10^{-6} – 10^{-7} современного уровня, что практически означает неизменность содержания O_2 . В основном быстрые изменения атмосферы происходят за счёт переменных составляющих, которые вступают в разнообразные химические реакции с другими газами и частицами атмосферы [6, 10, 32].

Таблица 1.2. Основные характеристики атмосферных газов.

Наименование	Определение	Единицы
1. Полное содержание в вертикальном столбе.	Представляет собой количество данной компоненты в вертикальном столбе атмосферы, собранного в виде слоя при нормальных условиях (температура $t = 0^{\circ}\text{C}$, давление $p = 101362 \text{ гПа}$ или $p = 1 \text{ атм}$). Эта величина применяется иногда для пути 1 км.	<i>Атм-см</i> , или <i>атм-см/км</i>
2. Концентрация в объёме воздуха $V_в$; массы m_i , числа молей ν_i , и числа молекул N_i для i – го газа (зависит от внешних условий).		
2.1. Массовая концентрация.	$m_i / V_в$	$\text{г} / \text{м}^3$, $\text{мг} / \text{м}^3$, $\text{мкг} / \text{м}^3$
2.2. Молярность.	$\nu_i / V_в$	<i>моль/литр</i>
2.3. Молекулярная концентрация.	$N_i / V_в$	$1 / \text{м}^3$, $1 / \text{см}^3$
3. Долевая концентрация смеси газов в объёме $V_в$, массы $m_в$ и числа молей $\nu_в$ воздуха (не зависит от внешних условий), μ_i и $\mu_в$ – относительные молекулярные массы – i газа и сухого воздуха.		
3.1. Массовое содержание (весовая концентрация)	$X_{mi} = m_i / m_в = \mu_i \nu_i / \mu_в \nu_в$	$1\text{ppt} = 1\text{мг/кг} = 1 \times 10^{-6} \text{ г/г} = 10^{-4} \%$ $1\text{ppb} = 1\text{мкг/кг} = 1 \times 10^{-9} \text{ г/г} = 10^{-7} \%$ $1\text{ppt} = 10^{-3} \text{ppb} = 10^{-10} \%$
3.2. Молярная концентрация или объёмное отношение смеси	$X_{\nu_i} = X_{V_i} = \frac{m_i / \mu_i}{m_в / \mu_в} = \frac{V_i / V_{\mu_i}}{V_в / V_{\mu_в}}$	$1\text{ppt}V = 1\text{см}^3/\text{м}^3 = 10^{-6} = 1\text{млрд}^{-1}$ $1\text{ppb}V = 1\text{мм}^3/\text{м}^3 = 10^{-9} = 1\text{млрд}^{-1}$ $1\text{ppt}V = 10^{-3} \text{млрд}^{-1}$
4. Парциальное давление p_i , парциальная плотность ρ_i газа ($\rho_в$ – плотность сухого воздуха, равная 1293 г/м^3 при нормальных условиях).		
Давление	$p_i = X_{\nu_i} \cdot \rho_в$	гПа
Плотность	$\rho_i = X_{mi} \cdot \rho_в$	г/м^3 , г/см^3

В табл. 1.3 приведён список переменных газов, играющих важную роль в химии атмосферного воздуха. Отношение объёмов этих газов колеблется в широких пределах и сильно зависит от места и времени наблюдения. В атмосферной оптике важную роль играют O_3 и H_2O , а так же CO_2 , поскольку они сильно поглощают, соответственно, ультрафиолетовое и инфракрасное излучения. Газы SO_2 , и NO_x являются основными газами предшественниками аэрозоля, поле концентрации которых сильно зависит от метеорологических условий [21, 25].

Газовые компоненты по их процентному содержанию и распределению в атмосфере, принято подразделять на 3 составляющие группы – основные газовые составляющие, малые газовые составляющие (МГС) и свободные радикалы (концентрация которых обычно значительно ниже концентрации основных МГС). В особую группу включают газовые примеси, имеющие мощные антропогенные источники [2].

Основные газовые компоненты N_2 , O_2 и Ar (кроме кислорода) инертны в химическом отношении и сравнительно слабо поглощают электромагнитное излучение. Формирование современного состава этих газов происходило в процессе долгого развития Земли, как планеты, начиная 3 млрд. лет назад. Синтез большого количества N_2 было обусловлено окислением аммиачно-водородной атмосферы. N_2 также выделяется в атмосферу в результате денитрификации нитратов и др. азотсодержащих соединений. Азот N_2 вступает в реакции лишь в специфических условиях (например, при разряде молнии). Насыщение атмосферного воздуха молекулярным кислородом O_2 было

Таблица 1.3 Средний газовый состав воздуха на уровне моря .

Основные газовые компоненты	В сухом воздухе			Во влажном воздухе			Среднее время пре-бывания в атмосфере
	% (по объёму)	$мг \cdot м^{-3}$	% (по массе)	% (по объёму)	$мг \cdot м^{-3}$	% (по массе)	
Азот N_2	78,09	895	75,54	75,65	867	74,08	$10^6 - 2 \cdot 10^7$ лет
Кислород O_2	20,94	27	23,13	20,29	265	22,64	$5 \cdot 10^3 - 10^4$ лет
Вода H_2O				3-5	23	1,97	10 суток
Аргон Ar	0,93	15,2	1,28	0,9	14,7	1,26	
Итого	99,96		99,95	99,96		99,95	
Суммарное содержание прочих газовых составляющих - $0,04 \pm 0,05$ %, т. е. 400 ± 500 ppm (частей на миллион).							
Прочие газовые компоненты	В сухом воздухе			Во влажном воздухе			Среднее время пребывания в атмосфере
	ppm (по объёму)	$мг \cdot м^{-3}$	ppm (по массе)	ppm (по объёму)	$мг \cdot м^{-3}$	ppm (по массе)	
Диоксид углерода CO_2	315	567	478	305	549	469	5 – 10 лет
Метан CH_4	1,0	0,656	0,554	0,97	0,635	0,543	4 – 7 лет
Оксид диазота N_2O	0,5	0,90	0,760	0,49	0,873	0,746	8 – 11 суток
Оксид углерода CO	0,1		0,200				0,2 – 0,5 лет
Озон O_3	0,02		0,060				0,3 – 2 года
Аммиак NH_3	0,01		0,010				5 – 6 суток
Диоксид азота NO_2	0,001		0,003				8 – 11 суток
Диоксид серы SO_2	0,0002		0,0009				2 – 4 суток
Дигидросульфид H_2S							0,5 – 4 суток
Углеводороды (за исключением CH_4)							~2 суток
Примечание. Содержание прочих компонент, в зависимости от погодных условий, могут превышать данные, указанные в таблице. Эти компоненты могут быть основными газовыми загрязнителями воздуха.							

связано, частично, с фотодиссоциацией водяного пара и, в основном, с деятельностью фотосинтезирующих организмов, которая сопровождалась выделением кислорода и поглощением углекислого газа. Наблюдается тесная корреляционная зависимость между составом атмосферы и содержанием в ней кислорода с содержанием органических осадочных пород. Баланс современного состава кислорода в атмосфере поддерживается за счёт сине-зелёных водорослей и растений. Источником аргона и других благородных газов (гелий, криптон и т. д.) являются вулканические извержения и распад радиоактивных элементов.

МГС - газовые компоненты, которые постоянно присутствуют в атмосфере, но их содержание может варьироваться во времени и пространстве. К МГС относят, прежде всего, водяной пар H_2O , углекислый газ CO_2 и озон O_3 , сильно поглощающие электромагнитное излучение и активно участвующие в различных реакциях и химических превращениях, которые играют важную роль в биосферных и экологических процессах.

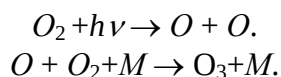
Водяной пар играет существенную роль в различных превращениях энергии в атмосфере (тепловых, радиационных, химических), определяющие процессы установления погоды и формирования климата. Содержание водяного пара в атмосфере сильно варьирует из-за его непрерывных фазовых превращений и турбулентных движений воздушной массы. Основная масса водяного пара сосредоточена в тропосфере, поскольку его концентрация быстро (по экспоненциальному закону) убывает с высотой. Распределение средних

концентраций H_2O в тропосфере находится в соответствии с распределением температуры. Среднее содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы составляет в умеренных широтах около 1,6—1,7 см «слоя осажденной воды» (слоя сконденсированного водяного пара). Наблюдения указывают на большую сухость стратосферы, где удельная влажность мало зависит от высоты и составляет 2—4 мг/кг. Процессы фазовых переходов H_2O протекают преимущественно в тропосфере. Тропосферные облака обычно закрывают около 50% всей земной поверхности, тогда как облака в стратосфере (на высотах 20—30 км) и мезосфере (вблизи мезопаузы), получившие название перламутровых и серебристых, наблюдаются сравнительно редко.

Углекислый газ CO_2 относится к наиболее изменчивым газовым компонентам атмосферы, существенным образом поглощает тепловое излучение Земли в ИК-области спектра и, поэтому, оказывает значительное влияние на тепловой баланс атмосферы. Содержание CO_2 в атмосфере связано с химической активностью земной оболочки и её вулканической деятельностью, но более всего - с биосинтезом и разложением органических веществ в биосфере. За последние десятилетия наблюдается неуклонный рост содержания углекислого газа со скоростью около 7 млн^{-1} за 10 лет, обусловленный индустриальным загрязнением (прежде всего, из-за сжигания ископаемого топлива), что может оказать негативное влияние на климат вследствие парникового эффекта CO_2 (уменьшения из-за поглощения уходящего излучения планеты).

Озон O_3 в основном сосредоточен в стратосфере, где вызывает поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации, являющееся главным фактором нагревания воздуха в стратосфере. Озон также поглощает некоторую часть инфракрасного излучения Земли. Благодаря этому он задерживает около 20% излучения Земли, повышая тепляющее действие атмосферы [16].

Озон образуется в верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового (UV) солнечного излучения с длиной волны менее 242,4 нм в процессе фотохимических реакций. В этих реакциях молекулярный кислород O_2 диссоциирует на атомы, которые затем соединяются с другими молекулами O_2 , образуя O_3 :



Озоновый слой стратосферы или озоносфера (содержит почти 90% от всего мирового O_3) расположен на высотах от 12 до 50 км (в тропических широтах 25÷30 км, в умеренных 20÷25 км, в полярных 15÷20 км). Наибольшая плотность озона встречается на высоте около 20÷25 км. Озон является своеобразным природным фильтром (именуемый "природный щит Земли"), поглощающим вредное для биологических форм жизни солнечное излучение с длиной волны $\lambda < 0,3 \text{ мкм}$. O_3 имеет выраженную зависимость от широты и времени года; наблюдается увеличение содержания O_3 от экватора к полюсу и годовой ход с минимумом осенью и максимумом весной.

Среди других МГС можно выделить стабильные долгоживущие газы: CH_4 , N_2O . Остальные МГС, как правило, в поле солнечной радиации химически активны и вследствие этого нестабильны. Химически активные МГС, даже при их малых количествах, оказывают существенное влияние на изменчивость и экологическое состояние атмосферного воздуха.

Антропогенные МГС поступают в атмосферу в значительном количестве в результате хозяйственной деятельности человека, однако, во многих случаях у этих примесей могут быть и заметные естественные источники (табл. 1.4). Прямые антропогенные МГС обладают повышенной химической активностью, активно поглощают тепловое излучение и могут оказать заметное негативное влияние на структуру и состав атмосферы, участвовать в создании парникового эффекта. Для наглядного представления распределения по

высоте различных атмосферных газов на рис. 1.2 показаны средние фоновые вертикальные профили их объемных концентраций. Этот рисунок, в соответствии со сложным характером расслоения атмосферы (табл. 1.1), показывает разнообразие вертикального хода концентрации для разных атмосферных газов. На рис. 1.2 газы O_2 , Ar и CO_2 имеют постоянное отношение смеси в гомосфере (они равномерно перемешаны). Содержание H_2O быстро убывает в тропосфере, примерно постоянно в мезосфере. Долгоживущие газы CH_4 и N_2O , которые равномерно перемешаны до высот примерно ~ 15 км.

Таблица 1.4. Распространённые МГС, имеющие антропогенные источники.

МГС	Источники		Мощность источников, 10^9 кг/год		Тренд концентрации в год, %
	антропогенные	естественные	Антропогенные	естественные	
CO_2	Горение	Биологическое разложение, поступление из океанов	$13 \cdot 10^3$	10^6	0,4
CO	Горение, выхлопы автодвигателей	Окисление CH_4	250	$3 \cdot 10^3$	1.0
H_2S	Химические процессы, сточные воды	Вулканы, биологическая активность болот	-	-	-
SO_2	Сжигание древесины, угля, нефти	Вулканы	133	низкая	?
O_3	Фотохимический смог	Фотолиз (в стратосфере)	-	-	-
NO	Горение	Деятельность бактерий в почве	48	460	?
NO_2	Нет	Конверсия NO	низкая	низкая	?
N_2O	Нет	Биологическая активность в почве	3,6	10^3	?
NH_3	Отходы	Биологическое разложение	$CH_4: 80,$ $HCHO: 102$	$CH_4: 2 \cdot 10^3,$ $HCHO: 10^3$	$CH_4: 1.0$
Углеводороды	Химические процессы, выхлопы автодвигателей	Биологические процессы			
Примечание, тренд – это общая многолетняя тенденция изменения величины, из которой исключены короткопериодические (суточные, сезонные) вариации.					

На больших высотах концентрация этих газов уменьшается за счёт их фотодиссоциации под действие солнечного света. Парниковый газ CH_4 равномерно перемешан в тропосфере. Максимум концентрации озона наблюдается в стратосфере. атомарного кислорода O . Отношение смеси CO в нижних слоях атмосферы падает с высотой, а в стратосфере и мезосфере возрастает. Вследствие разрушения части молекул O_2 в верхних слоях атмосферы резко возрастает концентрация O . Отношение смеси в атмосфере «чисто антропогенных» примесей – различных фреонов ($CFCl_3$, CF_2Cl_2) и других соединений, выделяемых холодильными установками, используемыми в быту и промышленности, заполняют нижнюю атмосферу; эти соединения ответственны за разрушение озонового слоя [2, 32].

Свободные радикалы – активные в химическом отношении атомы или молекулы, содержащие один или несколько неспаренных электронов. К ним относят атомарный кислород O , гидроксил OH , пергидроксил HO_2 , и т. д. Атомы O образуются диссоциацией молекул O_2 , способствуют образованию O_3 , окислению ряда МГС (например, мета

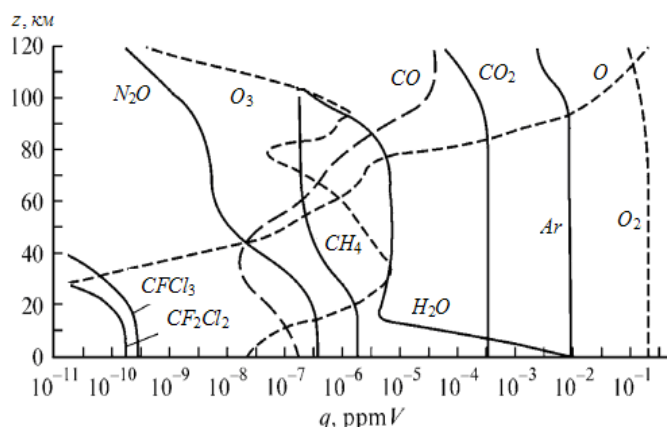


Рис. 1.2. Вертикальные профили объёмных концентраций различных атмосферных газов [17].

на) и т. д. Гидроксил OH образуется при диссоциации молекул воды радиацией с длиной волны менее 180 нм и в результате различных окислительных реакций в атмосфере. Ночью концентрация OH существенно убывает. Примерно в такой же концентрации в атмосфере имеется HO_2 . Как и OH , он способствует разрушению метана, озона, аммиака, диоксида серы, сероводорода и др., и окислению NO в NO_2 .

1.3. Влажность воздуха

Водяной пар переменная составляющая атмосферы. Влажность воздуха - это величина, характеризующая содержание водяных паров в атмосфере Земли, одна из наиболее существенных характеристик погоды и климата. Влажность воздуха существенным образом влияет на трансформацию оптического излучения, проходящего через атмосферу и, в целом, на радиационные процессы, определяющие радиационный баланс системы "атмосфера - земная поверхность". Ввиду разнообразия погодных условий влажность воздуха количественно выражается несколькими характеристиками, основные из которых даны в табл. 1.5 [14, 18].

Таблица 1.5. Характеристики водяного пара в атмосфере.

№	Показатели количества водяного пара	Определения и единицы измерения	Основные формулы
1.	2.	3.	4.
1.	Упругость водяного пара, e .	Парциальное давление водяного пара, находящегося в воздухе; выражается в <i>мбар</i> (мб) или <i>мм рт. ст.</i> ($1 \text{ мб} = 0,750062 \text{ мм рт. ст.} = 100 \text{ н/м}^2$). При данной температуре предельно возможное значение давление водяного пара E называется давлением насыщения или давлением насыщенного водяного пара (оно увеличивается с увеличением температуры).	$e = E' - A(t - t')p,$ где E' - упругость насыщающего пара при температуре смоченного термометра; t - температура сухого термометра; t' - температура смоченного термометра; p - атмосферное давление; A - коэффициент зависящий от скорости ветра (для стационарного психрометра $A=0,0007947$).
2.	Относительная влажность, $f\%$	Отношение парциального давления паров воды e в воздухе к равносному давлению насыщенным паров над плоской поверхностью E дистиллированной воды при данной температуре, выражается в процентах.	$f\% = \frac{e}{E} 100$
3.	Абсолютная влажность, q	Количество водяного пара в граммах в 1 м^3 воздуха, $г/м^3$.	$q = \frac{0.81e}{1 + \alpha t}, \text{ г/м}^3,$ где e - в <i>мб</i> , t - температура, в градусах Цельсия.

Продолжение таблицы 1.5.

1.	2.	3.	4.
4.	Удельная влажность (массовая доля), s	Количество водяного пара в граммах в 1 кг влажного воздуха, g/kg .	$s = 622 \frac{e}{p}, g/kg,$ где e и p берутся в одних и тех же единицах (мб или мм рт. ст.).
5.	Дефицит упругости (недостаток насыщения), d	Разность между упругостью насыщения при данной температуре и фактической упругостью пара.	$d = E - e.$
6.	Точка росы, T_d	Температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар достигает насыщения.	При насыщении точка росы равна фактической температуре: $e = E(T_d).$
7.	Осаждённая вода или общее (интегральное) влагосодержание атмосферы, W_∞	Общее содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы, выраженное толщиной слоя воды, который образовался бы при конденсации и осаднении всего количества водяного пара в этом столбе, обычно выражается в см.	$W_\infty = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{\infty} s dh,$ где p_0 – давление воздуха на земной поверхности, g – ускорение свободного падения.

влажностью воздуха, а также путём обобщения спутниковых радиометрических измерений [2, 6, 21]. Содержание водяного пара сильно меняется в зависимости от времени, места и высоты измерения-практически от ~0 до 5% по объёму (см. табл. 1.5).

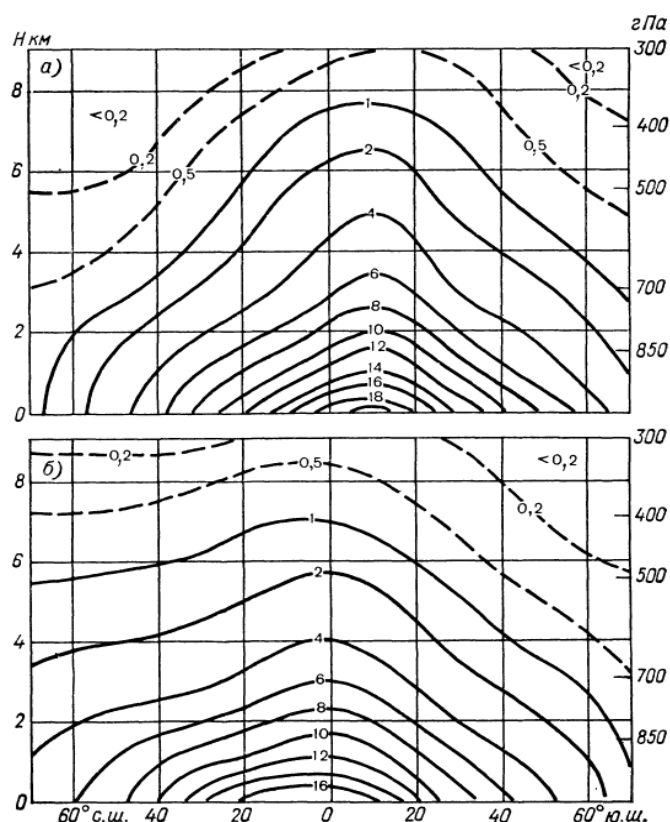


Рис. 1.3. Вертикальный разрез поля массовой доли водяного пара (%). а-январь, б-июль [5].

К настоящему времени накоплен довольно объёмный материал за влагосодержанием атмосферы. Этот материал дополнен результатами радиозондовых наблюдений за Наиболее сильно концентрация водяного пара меняется с ростом высоты; в среднем она до 8-9

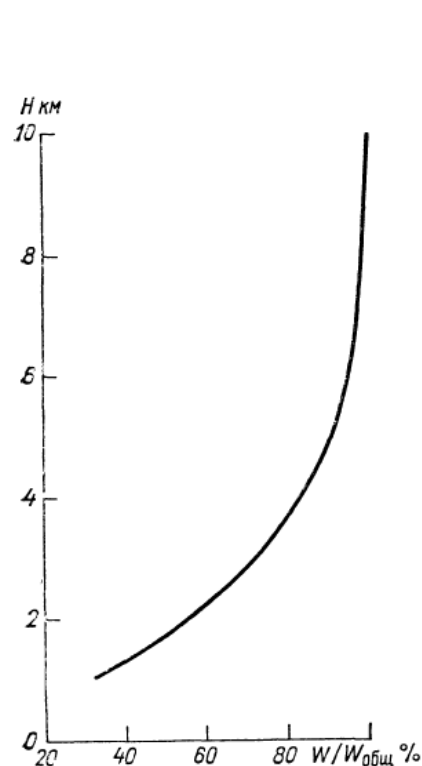


Рис. 1.4. Универсальная кривая изменения количества осаждённой воды с высотой [6].

км уменьшается на 1-2 порядка. При этом величина общего содержания водяного пара (слоя осаждённой воды) непрерывно возрастает от полюсов к экватору.

Для общего представления распределения концентраций водяного пара в атмосфере на рис 1.3 приведены изолинии средних значений массовой доли водяного пара. Как видно из этого рисунка эти значения перетерпливают существенные изменения в различных высотах зависимости от времени и места наблюдения. Подобная закономерность пространственно-временного распределения водяного пара проявляется при глобальном осреднении исходных данных. Анализ натурных данных высотного распределения влажности воздуха показывает, что вертикальные профили массовой доли водяного пара характеризуются рядом глобальных закономерностей. Это позволило, построить некоторую универсальную кривую относительного высотного распределения общего влагосодержания в атмосфере - $W_i / W_{общ}$, где W_i - количество осаждённой воды в i -ом слое атмосферы, $W_{общ}$ - для все толщи атмосферы (рис. 1.4). Из этого рисунка видно, что около 55% всего количества осаждённой воды приходится в слой $0 \div 2$ км, а около 90% - в слой $0 \div 5$ км, выше этого слоя сосредоточено около 10% общей массы водяного пара.

1.4. Аэрозольный состав атмосферы

Аэрозоль представляет собой систему малых жидких и твёрдых частиц взвешенных в газообразной среде, т. е. аэрозоль – суспензия весьма разнородных частиц, взвешенных в воздушной взвеси. Атмосфера называется аэрозольной, поскольку она всегда состоит из смеси газов и взвешенных частиц. Атмосферный аэрозоль образует микропримесь, который по сравнению с общей массой газовых примесей обладает очень малой массовой концентрацией, примерно от 1 мкг/м^3 до 1 мг/м^3 . Вместе с тем аэрозоли играют довольно активную роль, практически во всех проявлениях атмосферы, начиная от микромасштабных физико-химических до глобальных метеорологических процессов. Это связано с чрезвычайно большим разнообразием природы аэрозоля – его химсостава, полидисперсной структуры, повсеместного распределения в атмосфере. По существу аэрозоль может рассматриваться как процесс непрерывного образования, трансформации статистического ансамбля частиц в воздушной взвеси и их удаления из атмосферы. Состав и микроструктура поля концентрации аэрозоля подвержено разнообразным влияниям внешней среды: земной поверхности, метеорологических условий, облучённости Солнца и антропогенных факторов, принимающих в наши дни всё возрастающие масштабы [4, 8, 11, 33].

Размеры аэрозольных частиц могут меняться на несколько порядков от 10^{-7} см (в области перехода от молекулы к частице) до 10^2 мкм (для частиц, которые не могут длительное время находиться суспендированными в воздухе). Анализ процессов генерации и трансформации системы аэрозольных частиц показывает, что существует ряд процессов, которые могут рассматриваться независимо, например, процессы образования аэрозоля газохимического происхождения, почвенно-эрозионного и морского аэрозолей. Каждый из этих процессов формируют частицы определённого химического и спектрального состава, в определённых границах распределения частиц по размерам.

1.4.1. Основные источники аэрозоля.

Выделяются два возможных путей образования частиц аэрозоля в атмосфере: внедрение из вне и генерация из газовой фазы. Внедрение происходит в результате выброса и рассеяния частиц в виде минеральной пыли над сушей и солевых частиц над взволнованной водной поверхностью, а также в результате выпадения метеоритного вещества в верхней атмосфере.

Основными источниками внедрения частиц аэрозоля в атмосферу являются:

1. *Почвы.* Почвенный аэрозоль заполняет всю нижнюю атмосферу, концентрация которого значительна над аридными зонами, покрывающими более трети поверхности суши. Высокие концентрации почвенного аэрозоля обнаружены над обширными районами океанов на расстояниях нескольких тысяч километров от континентов.

Почвенный аэрозоль попадает в атмосферу в результате ветровой эрозии. Концентрация и химический состав почвенного аэрозоля отличается большим разнообразием, что обусловлено особенностями эродированных участков земной поверхности, химического состава образующих их пород, а также закономерностей ветрового режима и процессов мелко- и крупномасштабных атмосферных циркуляций. Процесс эрозии почв может значительно усиливаться антропогенными факторами: вспашкой почвы, чрезмерным её осушением, уничтожением растительного покрова и многими другими.

Химический состав почвенного аэрозоля не идентичен составу почвы, поскольку почвенные компоненты не одинаково выветриваются и поднимаются в атмосферу, не одинаково диспергируются. В частицах почвенного аэрозоля преобладают соединения кремня, глинозёмы, карбонаты и кальциты, окислы железа, алюминия, марганца, а также отмечается относительно большое содержание калия, магния и натрия. Количество органических соединений в составе почвенного аэрозоля обычно не превосходит 10% [9].

Особое внимание уделяется исследованию аэрозоля полупустынь и пустынь (на пустыни и полупустыни приходится более 30% поверхности суши). По мощности инжекции аэрозоля последние делятся на локальные и глобальные. Локальные источники более многочисленны и их вклад в запылённость нижней атмосферы оказывается существенным лишь в определённые периоды года. К ним, например, относятся полуаридные зоны Прикаспия, сухие районы Европейского Нечерноземья, пустынные области Средней Азии и, Аравийского полуострова. Подробные данные о локальных источниках пыли в различных районах мира собраны и проанализированы в работе. К числу глобальных источников в первую очередь относятся регионы гигантских пустынь – Сахары в Африке, Гоби и Такла-Макан в Азии. По космическим снимкам зафиксированы многочисленные мощные облака, которые формируются в области гигантских пустынь и распространяются на расстояния многих тысяч километров. Анализ фото- и ИК изображений показывает, что гигантские пылевые выносы над Атлантикой зарождаются в зоне опустыненных саван в западной Сахаре. Гигантские пылевые выносы пустынь Такла-Макан и Гоби могут быть перенесены мощными потоками воздушных течений в Арктику, которые нередко наблюдались на Аляске. Установлено, что аэрозоль пустыни оказывает значительное влияние на глобальные характеристики атмосферного аэрозоля [11].

2. *Водная поверхность.* Моря и океаны занимают 2/3 поверхности Земли, которые являются наиболее глобальным, постоянно действующим источником легко растворимых и гигроскопических аэрозольных частиц (морского или океанического аэрозоля). Эти частицы в виде солевых растворов (от долей до десятков мкм по радиусу) образуются в результате инжекции в атмосферный воздух мельчайших капель малых размеров. К основным механизмам образования частиц морского солевого аэрозоля относятся сдувание брызг с гребней разбивающихся волн, образование более мельчайших капель из-за лопания большого числа пузырьков воздуха поднимающихся на водную поверхность, так и образующихся непосредственно на ней. Капли могут образоваться и другими путями, например, при выпадении осадков. Капли, возникающие по первому из вышеперечисленных механизмов весьма велики, и характеризуются небольшим временем пребывания в атмосферном воздухе. Этот механизм, точно также как и эпизодический механизм образования капель в результате осадков, не является наиболее существенным. Поэтому основная масса морского аэрозоля может образоваться по механизму лопающихся пузырьков. При схлопывании пузырьков образование капель происходит следующими способами: при распаде струйки воды, выбрасываемой из центра пузырька; при стягивании лопнувшей плёнки пузырька; в момент разрыва плёнки всплывающего на поверхность пузырька, в котором газ находится под избыточным давлением. Первым способом образуются

большие частицы с меньшим временем существования, эффективным при сильном ветре. При втором и третьем способе образуются более мелкие частицы (с размерами десятых и сотен долей мкм), причём третий способ генерации морского солевого аэрозоля считается наиболее эффективным.

Основным компонентом морских аэрозолей является хлорид натрия, однако в них присутствуют карбонаты, сульфаты, калий, магний и кальций, ряд органических соединений. Реальный состав морских солевых частиц может значительно отличаться от химического состава сухого остатка морской воды: 88,7% хлоридов, 10,8% сульфатов, 0,3% карбонатов и 0,2% остальных солей [11, 27]. Такое расхождение связано с особенностями механизма продуцирования и переноса в атмосферу солевых частиц, состоянием поверхностно-активной плёнки, покрывающих водную поверхность. Поверхностно-активная плёнка имеет толщину менее 150 нм, обладающая способностью собирать на себя микроэлементы с нижележащей водной толщи. Роль таких молекул-адсорбентов могут играть как неорганические, так и органические соединения. Адсорбционный механизм обогащения поверхностного микрослоя ионами микроэлементов усиливается биологическим механизмом. Поверхность морей и океанов местами натянута органической плёнкой, толщина которой иногда доходит до молекулярных размеров. Эта плёнка становится средой обитания разнообразных бактерий, результатом жизнедеятельности которых является выделение из морской воды определённых микроэлементов. Последнее становится причиной обогащения плёнки пузырьков, следовательно, морского солевого аэрозоля. Важной причиной обогащения морских солевых частиц микроэлементами могут быть растворение минеральной пылевой фракции в поверхностном микрослое воды.

Поле концентрации морского солевого аэрозоля над морской и океанической поверхностью весьма неоднородно, зависит от метеоусловий и меняется в течение суток, а также от сезона к сезону. Распространённость морских солевых частиц ограничена по горизонтали акваторией Мирового океана и узкой прибрежной полосой, в вертикальном направлении зоной активного вертикального турбулентного обмена толщиной 2-3 км над водной поверхностью. Облачный покров действует как природный фильтр на распространённость аэрозольных солевых частиц в тропосфере.

3. *Вулканы.* Важным источником аэрозолей являются вулканы, мощное извержение которых может многократно превысить выброс частиц в атмосферу. Несмотря на эпизодичность извержений можно оценить их среднегодовую мощность примерно в 10^8 т. Аэрозольные частицы вместе с газами вулканического происхождения могут выбрасываться на высоты свыше 20 км и существовать там до нескольких лет, рассеиваясь в обширном широтном поясе, охватывающем весь земной шар. Например, при взрыве Кракатау в 1883 г. в Индонезии эруптивные облака поднялись на высоту 30 км и пылевые облака были отмечены над Европой, Северной и Южной Америкой, Гавайями и Австралией. На протяжении 2-3 лет после извержения уровень солнечной радиации снизился на 20-30%, а значения температуры в мире понизились почти на один градус Цельсия. Извержение вулкана Агунг в 1963 г. на о. Бали выбросило большое количество аэрозолей в тропосферу и стратосферу, которое вызвало на всем земном шаре весьма эффектные вечерние зори.

Измерения химического и элементного состава аэрозолей вулканического происхождения свидетельствуют о сходных процессах их образования и дальнейшей эволюции: эмиссия продуктов истирания стенок кратера, частиц измельченной лавы, водяного пара, сернистого газа, соляной кислоты, легко испаряющихся металлов, которые в дальнейшем вступают в различные химические реакции и конденсируются. Выбрасываемый при извержениях в стратосферу сернистый газ ($\sim 10^7$ т/год), вступает в химические и фотохимические реакции с различными газовыми и аэрозольными компонентами атмосферы, образуя новые частицы – сульфаты (капли серной кислоты, сульфат аммония). Анализ химического состава вулканических выбросов показывает преимущественное содержание соединений кремния - 60-80%, сульфатов - 30-10%, кальцитов - 3-10%,

соединений алюминия - 0-20%, железа - 1-10%. Однако имеются и существенные различия в составе выброшенных веществ для разных вулканов [34].

Для частиц вулканического аэрозоля характерно изменение химического состава с высотой: мелкие частицы сильно обогащены умеренно летучими элементами (мышьяк, селен, свинец, кадмий, цинк), более крупные частицы преимущественно содержат элементы, характерные для магмы (кремний, кальций, скандий, титан, железо, цинк, торий). Отмечаются также изменения химического и элементного состава вулканического вещества в разные периоды извержения. Элементный состав аэрозоля вулканического происхождения нормируется с использованием эталонного материала - элементного состава магмы, изверженной лавы, пепла различных пород. Такой анализ свидетельствует о значительных вариациях элементного состава вулканического аэрозоля; наибольшим постоянством отличается содержание двуоксида кремния.

Пыль внеземного происхождения. Космическая или метеорная пыль может влиять на состояние верхней атмосферы и потенциально является одним из климатообразующих факторов. Различают, по крайней мере, два вида пыли внеземного происхождения: субмикронные частицы, которые могут достигать земной поверхности в неизменном виде; более крупных частиц, которые претерпевают процесс абляции – дробления, испарения и распыления. Затвердевшие после сгорания метеора, капли или сконденсировавшиеся пары могут достигать стратосферы и тропосферы. Доля пылевой материи внеземного происхождения составляет приблизительно 10 % от общего содержания аэрозольных частиц в нижней стратосфере, которая с высотой увеличивается до 80 ÷ 100% [13].

Частицы межзвёздной пыли могут быть: ядрами конденсации и, таким образом, влиять на облачный покров, изменять прозрачность атмосферы и, как следствие, воздействовать на радиационный баланс.

Имеющиеся оценки выпадения массы метеоритной пыли в атмосферу имеют порядок 10^4 - 10^6 *т/год*. Эти данные весьма разноречивы, что связано со значительной пространственно-временной неоднородностью потоков космического вещества [31].

4. *Горение растительности.* Степные, кустарниковые и лесные пожары являются еще одним важным источником генерации мелкого аэрозоля сложной химической структуры, включающего частицы от сложных углеводов до неорганической золы. Зола, выбрасываемая при пожарах в атмосферу, состоит из неорганических веществ, минералов, первоначально присутствовавших в тканях растений. В золе имеются частицы углерода, не полностью сгоревшие смолистые вещества. Основными компонентами аэрозоля, образующего при пожарах растительности являются кристаллический углеводород (сажа) и “летучий пепел” (минеральный остаток) [9].

Имеются данные о том, что частицы, образующиеся при степных и лесных пожарах, увеличивают число облачных ядер конденсации, которые оказывают заметное влияние на погодные условия в местных и региональных масштабах. Дым при лесных пожарах может переноситься на большие расстояния в несколько десятков и сотен километров. Крупные лесные и степные пожары могут быть источниками атмосферных аэрозолей, заметных в глобальном масштабе. Так, дым от лесных пожаров на западе Канады в 1950 г. наблюдался, например, над Британскими островами. Крупномасштабные лесные и торфяные пожары в Европейской части России летом 2010 года вызвали глобальное потепление, изменение климата в региональном и глобальном масштабах.

5. *Генерация аэрозоля из газовой фазы in situ.* Значительная масса атмосферного аэрозоля приходится на его тонкодисперсную фракцию, которая образуется непосредственно в самой атмосфере из газовой фазы *in situ* в процессах фотохимических и газохимических превращений. Эта фракция аэрозоля получила название вторичного аэрозоля.

Основными газовыми предшественниками вторичного аэрозоля являются оксиды серы, азота, аммиак, водяной пар, а так же окислы и полимеры углеводов. Процессы генерации аэрозольных частиц в атмосфере, как окислительной системе, идут в сторону образования высших окислов в присутствии сильных окислителей (таких, как O_3 , O , OH и

т. д.) и при облучении смеси реагентов коротковолновой солнечной радиацией. Установлено, что основными компонентами этих частиц являются соединения серы, поэтому они называются сульфатными [11, 33, 36].

Сульфатный аэрозоль повсеместно распределён в атмосфере и составляет значительный процент в общей продукции атмосферных аэрозолей. Так, по данным, химического анализа от 30 до 80% субмикронных частиц с размерами менее 0,2 мкм состоят из соединений серы. Над центральными районами Европы на высотах до 5 км зарегистрированы сульфатные частицы, составляющие 50% всех частиц с размерами 0,28-0,55 мкм и 50-100% всех частиц, радиус которых лежал в диапазоне 0,18-0,25 мкм. В прибрежных водах Тихого океана 25% общего объёма аэрозолей с размерами менее 1 мкм, содержащегося в 1 см³ воздуха, имели сульфатный состав. В Антарктике более 50% частиц, собранных импакторами, представляли собой соединения серы и серной кислоты [22]. В стратосфере сульфатный аэрозоль продуцируется процессами фотохимических реакций с образованием частиц растворов серной кислоты.

Повсеместная или универсальная распространённость сульфатного аэрозоля указывает на наличие мощных источников соединений серы, инжектируемой в атмосферу, а также на способность сульфатного аэрозоля и его газовых предшественников в высокой степени перемешиваться в атмосферном газе. Анализ баланса содержания соединений серы в атмосфере достаточно сложен и решение этой задачи остаётся не решённой.

К основным естественным источникам серы в тропосфере относится эмиссия сероводорода H_2S , обусловленная процессами разложения микробами живых организмов и продуктов их жизнедеятельности, интенсивно происходящие в болотистых местностях. Известно, что в глубинных водах слабо проточных морей (например, Чёрном и Балтийском) скапливается колоссальное количество H_2S . Однако не до конца определено, насколько H_2S может преодолеть поверхностные воды, представляющие для него окислительный “фильтр”. Вместе с тем имеются данные, указывающие на снижение сернистого газа по мере удаления от побережья в глубь материка. Мощными, но эпизодическими источниками H_2S являются извержения вулканов. Помимо H_2S , естественными источниками серы в атмосфере являются эмиссии таких соединений, как диметилсульфид $(CH_3)_2S$, метилмеркантан CH_3SH , а также SF_6 , CH_3CH_2SH , $CH_2(CH_2)SH$, CH_3SSCH_3 , а также CS_2 и SO_2 . За исключением последних двух соединений, они образуются в результате биологических процессов, происходящих на поверхности континентов и в мировом океане. Эти газы часто сопутствуют H_2S , вместе образуя мощный биогенный источник серы в атмосфере (H_2S + органические сульфиды).

К наиболее существенным антропогенным источникам серы прежде всего относятся H_2S и SO_2 . Антропогенный H_2S попадает в атмосферу на некоторых стадиях обработки нефти, при вымачивании древесины в целлюлозном производстве, из очистителей водных стоков и т. д. Значительная часть объёма SO_2 , поступает в тропосферу от антропогенных источников. Ежегодное поступление SO_2 от антропогенных источников превосходит поступления от извержений вулканов. Антропогенные источники поставляют в атмосферу, помимо H_2S и SO_2 , целый ряд серосодержащих соединений: CS_2 , COS , SO_3 , H_2SO_4 и др [29, 32].

В атмосфере наблюдается разнообразие серосодержащих соединений, обусловленное их возможными взаимодействиями с другими атмосферными газами (например, O_3 , CO , NH_3 , NO_x и др.). Практически многие фотохимические и окислительные процессы соединений серы в атмосфере приводят к генерации SO_2 , играющего основную роль в необратимых процессах образования сульфатного аэрозоля [22, 25, 36].

В отличие от почвенного и морского аэрозоля концентрация субмикронных сульфатных частиц, образующихся *in situ*, существенным образом зависит от режима ин-

соляции и метеорологических факторов, поэтому характеризуется чрезвычайной неравномерностью и нестабильностью и варьирует в очень широких пределах от единиц до сотен тысяч частиц в 1 см^3 . Это прежде всего связано с сильной гигроскопичностью наиболее представительных компонент этих частиц H_2SO_4 и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Фотохимический синтез молекул H_2SO_4 является одним из основных этапов формирования сульфатных частиц в атмосфере. В условиях тропосферы ($-20^\circ\text{C} \leq T \leq 40^\circ\text{C}$; $20\% \leq f \leq 100\%$, где f - относительная влажность) H_2SO_4 находится в жидко-капельном и, частично, в гидратированном состоянии. Следовательно, сульфатные частицы обладают сильными кислотными свойствами. Будучи нейтрализованной формой сильной серной кислоты, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ способствует понижению кислотности аэрозольных частиц; благодаря гидролизу иона NH_4^+ образуется слабокислотный раствор, обладающий низкой реакционной способностью. Соединение $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ относится к наиболее стабильной компоненте сульфатного аэрозоля, который растворяется в поглощённой из воздуха влаге при $f \geq 80\%$ [11, 26].

6. *Генерация органической компоненты аэрозоля.* Мало изученным, но существенным по относительному содержанию в воздушной взвеси является аэрозоль органического происхождения, имеющий широкий диапазон размеров (от 10^{-3} до 10^2 мкм) и глобальную распространённость в атмосфере. Основная масса органического аэрозоля производится в основном быстрыми фотохимическими превращениями *in situ* из органических паров, выделяемых в атмосферу наземной растительностью и фитопланктоном. Образующиеся, при этом, частицы заполняют диапазон субмикронных размеров. По оценочным данным в атмосферу ежегодно выделяется 10^8 т терпеноподобных и слабо окисленных углеводородов, что дает естественный фон примерно в $3 \div 6 \text{ мкг/м}^3$. Лишь четвертая часть органического аэрозоля непосредственно поступает в атмосферу в виде “готовых” органических частиц. К ним относятся разнообразные биологические частицы - пыльца и споры растений, грибки, микробы и вирусы, которые выделяются непосредственно растительным покровом с размерами более 1 мкм . [8].

Согласно имеющимся оценкам содержание частиц органического аэрозоля может составлять до 20% общего содержания частиц вторичного аэрозоля, образующего в атмосфере. Эти частицы переносятся на большие расстояния от источника и присутствуют даже в стратосфере. Например, споры грибков обнаруживались на расстоянии 10^3 км , пыльца растений - на расстоянии $2,5 \cdot 10^3 \text{ км}$ от источника, а морские бактерии находили на расстоянии более 10^2 км от побережья в глубь материка, на высотах 11-12 км были собраны споры ряда плесневых грибков [11].

Химический состав органического аэрозоля весьма сложен, в составе которого обнаруживают сложную смесь разнообразных алифатических и ароматических соединений, сложные белковые соединения и др. Во многих случаях органическая компонента входит в состав аэрозолей, преимущественно состоящих из неорганических компонентов. В смешанных аэрозольных частицах органическое вещество в основном находится на поверхности этих частиц. Это в определённой степени замедляет конденсационный рост и испарение частиц при колебаниях относительной влажности воздуха. В случае туманов и облаков наличие органической плёнки приводит к уменьшению поверхностного натяжения капли и, следовательно, её равновесного размера, а также к уменьшению водности туманов и облаков.

Наличие органического компонента приводит к уменьшению коэффициентов ослабления и поглощения света аэрозолем. Имеющиеся сведения о химическом составе органической компоненты аэрозоля незначительны, что затрудняет рассмотрение оптических свойств органического аэрозоля и выявление его роли в лучистом теплообмене.

7. *Промышленность, транспорт.* Эти источники являются основными в образовании антропогенного аэрозоля - генерации аэрозольных частиц в результате хозяйствен-

ной деятельности человека. К наиболее интенсивным антропогенным источникам относятся: энергетика, транспорт, химическая промышленность, металлургия. В большом масштабе преобладают мощные выбросы загрязняющих веществ тепловых электростанций, нефтехимических предприятий, металлургических комбинатов и автотранспорта. Наибольшее всего особенно токсичные компоненты выбрасываются химической и нефтехимическими предприятиями, а также автотранспортом.

Количество аэрозоля промышленного происхождения в приземном слое воздуха оценивается от 5-10 до 45% по массе. В основном это мелкие частицы, приходящиеся на продукты сгорания (пыль, сажа, зола, смола, соединения железа, токсичные вещества-окислы свинца, ртути, органические кислоты). Состав аэрозольных частиц из дымовых труб примерно следующий: зола - 51 ÷ 62% (преимущественно соединения кремния и кальция), сажа - 27 ÷ 48%, смола - 1%. Большинство газовых примесей (SO_2 , NO_x , альдегиды, ненасыщенные углеводороды и т. д.) участвуют в генерации токсичных вторичных аэрозолей [2, 9].

Состав отработанных газов бензиновых и дизельных двигателей достаточно подробно изучен. Эти двигатели относятся к основным антропогенным источникам выбросов углеводородов и соединений свинца, в основном в виде аэрозоля неорганических солей и окислов. Состав органических газов и аэрозольных примесей на участке автомобильного движения оценивается по основным группам веществ, следующим образом: непредельные углеводороды-27,2; предельные углеводороды-32,2; ароматические углеводороды-4; альдегиды и кетоны-2,2; прочие органические соединения-34,4. Соединения свинца в воздухе присутствуют в газообразном состоянии и в составе аэрозольных частиц, одинаково являющиеся токсичными веществами. Между концентрацией свинца и интенсивностью автомобильного движения, с одной стороны, и содержанием углеводородов и свинца в воздухе, с другой стороны, наблюдается высокая степень корреляции. Следовательно, по интенсивности движения автотранспорта и, точнее, по измерениям содержания свинца в воздухе можно контролировать уровень загрязнения органическим веществом атмосферного воздуха [2].

В условиях крупных городов и промышленных центров в атмосферном воздухе постоянно свисает аэрозольное облако или аэрозольный слой, который формируется в течение многих десятилетий, имеющий пространственные размеры несколько десятков километров по горизонтали и простирающийся до высот $h \sim 4$ км. Городской аэрозоль определяет состав и структуру городского воздуха, метеорологические условия, экологическую обстановку и мезоклиматический режим воздушного бассейна городской территории. Существование некоторого протяжённого объёма городского аэрозоля связано с непрерывным динамическим обменом и последующими фазовыми превращениями вещества (генерация вторичного аэрозоля) в системе "атмосферный воздух - территория города" [28].

Городской аэрозоль имеет очень сложную структуру и по всем показателям: микроструктура, химический состав, дисперсность, поле концентрации, пространственная структура, характер вертикальной стратификации, отличается от естественного аэрозоля. Значительная часть городского аэрозоля образует многокомпонентную смесь газов и аэрозольных частиц вторичного происхождения, которая может рассматриваться как итоговый показатель загрязнения воздуха. Наиболее экологически тяжёлой формой городского аэрозоля является смог (от англ. *smoke* - дым + *fog* - туман) – туманная дымка антропогенного происхождения, когда видимость понижена и уровень загрязнения воздуха повышенный. В городском воздухе практически всегда присутствуют компоненты, характерные для смогов. Выделяют два наиболее представительных типа смогов: восстановительный - типичный для Лондонского региона и фотохимический окислительный - типичный для зоны Лос-Анджелеса. Восстановительный смог характеризуется повышенным содержанием смеси дыма и сажи, а также диоксида серы (несколько мг/м^3), полициклических углеводородов (несколько десятков мг/м^3). Обычно он достигает максимальных уровней

рано утром, при низкой температуре и высокой влажности и дополняется состоянием инверсии в атмосфере (отражательная или поверхностная инверсия) [2].

Основным условием формирования фотохимического окислительного смога является наличие в воздухе повышенного содержания NO_x , SO_2 , ненасыщенных углеводородов и интенсивное облучение Солнца. Смог этого типа достигает максимального уровня в полдень, при высокой температуре, низкой влажности и дополняется нисходящей инверсией. Частицы фотохимического смога значительно более высокодисперсные, чем для восстановительного смога. Смоговые образования крайне отрицательно воздействуют на здоровье человека (прежде всего, на бронхи и дыхательные пути, кожную поверхность), а также на животных и растительные сообщества.

Антропогенные аэрозоли составляют примерно 10-20% от естественного содержания аэрозолей. Доля аэрозоля антропогенного происхождения усиленно возрастает, принимая, часто, в крупных городах и промышленных центрах драматические размеры. Пространственное распределение источников антропогенных аэрозолей неравномерно и более существенно в индустриальных районах северных широт. В наши дни аэрозоль антропогенного происхождения начинает оказывать существенное влияние

Таблица 1.6. Оценки количества аэрозолей (млн. т/год), поступающих в атмосферу от разных источников по минимальным и максимальным оценкам [9, 11, 33].

Естественные источники	Тропосфера	Стратосфера	Антропогенные источники	Тропосфера	Стратосфера
Первичные аэрозоли					
Почва и горные породы	130÷8000	-	Промышленные предприятия	5÷27	-
Моря и океаны (солевые частицы)	300÷1300	-	Транспорт	1,0	0,01÷0,1
Лесные пожары (сажа)	3÷360	-	Пашни	2÷80	-
Вулканы (пепел)	200÷1000	4,0÷50	Установки для сжигания угля	10÷133	-
Космическая пыль	0,25÷14	0,25÷14			
Вторичные аэрозоли					
Сульфаты и серная кислота	130÷200	5÷30	Процессы горения и химические реакции:		
Нитраты	60÷450	0,1	Сульфаты из SO_2	65÷230	
Соли аммония	80÷270	2÷15	Нитраты из NO_x	25÷40	0,01÷0,1
Органические соединения (терпены и др.)	75÷540	-	органические соединения	10÷90	0,01
Всего	978÷12100	11÷109	Всего	118÷601	0,03÷0,2

на лучистый теплообмен и радиационный баланс тропосферы, он играет активную роль при образовании туманов и облаков, а также смоговых ситуаций на больших пространствах далеко от мегаполисов.

В соответствии с выше изложенным, появление атмосферных частиц происходит либо в результате поступления в атмосферу готовых частиц из первичных (естественных) источников, либо частицы образуются непосредственно (*in situ*) в атмосфере в результате сложных физико-химических превращений типа газ–частица, т. е. из вторичных (антропогенных) источников (табл. 1.6).

1.4.2. Слоистая структура высотного распределения атмосферного аэрозоля

Важным свойством атмосферного аэрозоля является слоистая или ярусная структура высотного распределения атмосферного аэрозоля, наблюдаемая для всех географических широт и времён года. Такая стратификация указывает на наличие уровней повышенной концентрации, на которых возникают наиболее оптимальные условия внутриатмосферной

генерации и накопления аэрозольных частиц. В соответствии с особенностями вертикального распределения аэрозоля и его химического состава, определяемого геофизическими условиями, выделяются несколько перманентно существующих аэрозольных слоёв [7, 11, 24, 30].

1. *Приземный аэрозоль* наиболее существенно определяется характером подстилающей поверхности (суша и водная поверхность, горы, равнины, степь, пустыня и т.д), локальными наземными источниками генерации (природными и естественными), метеорологическими факторами (ветром, турбулентным перемешиванием, влажностью, радиационным режимом и т. д.).

Непосредственно к земной поверхности выделяется *пограничный слой* аэрозоля, где в полной мере представлен разнообразный природный состав аэрозоля и наиболее значительны его суточные вариации. Именно отсюда аэрозольное вещество (с вычетом ничтожно малой доли веществ внеземного происхождения) разносится по всей атмосфере в виде аэрозолеобразующих газов и готовых высокодисперсных частиц. Пограничный слой аэрозоля простирается от земной поверхности до высоты в несколько десятков м, толщина которого изменяется в достаточно широких пределах в зависимости от вертикального градиента метеопараметров и термической стратификации воздуха (до высоты 50-100 м и, в некоторых случаях, до 200-250 м и более). Верхняя граница пограничного аэрозоля нередко совпадает с верхней границей температурных инверсий, туманной дымки, городского или индустриального загрязнения атмосферы. Концентрация больших частиц в пограничном слое воздуха резко падает с высотой до нескольких десятков – сотен метров обычно по экспонентальному закону. Концентрация малых частиц по высоте, как правило, уменьшается и установлено, что на уровнях 0,2-0,5 км сильно варьирует в разные дни и время суток, очевидно, связанное с внутриатмосферными процессами генерации частиц, а также конвективными и адвективными процессами.

В таблице 1.7 приведены обобщённые результаты измерений аэрозольных концентраций в различных географических условиях [7]. Хотя данные этой таблицы не отражают полной картины распределения аэрозольных концентраций для характерных климатических условий, но они создают определённое представление о сильном различии концентраций для различных типовых форм аэрозоля.

Выше пограничного слоя доминирует, так называемый, "*слой турбулентного перемешивания*" или "обменный слой" – слой активного турбулентного обмена с постоянной по высоте концентрацией аэрозоля. Верхняя граница этого слоя сильно зависит от сезонов года: летом достигает 3÷4 км, весной и осенью - 1÷2 км, зимой часто опускается до уровня пограничного слоя; для аридных зон слой перемешивания может достигать уровня 5÷6 км. В слое перемешивания происходит наиболее интенсивная генерация аэрозольных частиц из газовой фазы за счёт поглощения солнечного света, преимущественно, в ультрафиолетовой области спектра, с максимумом концентраций на уровнях $h \sim (1 \div 2 \text{ км})$.

Таблица 1.7. Средние значения концентраций аэрозоля для типовых форм аэрозоля.

Аэрозоль	Счётная концентрация $N, \text{см}^3$		Массовая концентрация $m, \text{мкг/м}^3$
	$r, \text{мкм}$		
	> 0,001	> 0,1	
Полярный (почвенно-эрозионный)	22	6	0,1-7,0
Континентальный: фоновый	$1,34 \cdot 10^3$	80	30,0-40,0
сельский	$8,79 \cdot 10^3$	$2,09 \cdot 10^3$	1,0-5,0
городской	$1,37 \cdot 10^4$	$1,41 \cdot 10^3$	5,0-80,0
Аридный	$1,45 \cdot 10^3$	185	25,0-250,0
Морской	465	110	0,07-20,0

На рис. 1.5 дана оптическая модель фракционного состава аэрозоля, относящаяся к области расположения приземного аэрозоля для различных сезонов года в средних широтах. Эта модель включает вертикальные профили оптической плотности фонового аэрозоля, представленного его тонкодисперсной фракцией, растворимых солей (в основном NH_4SO_4),

грубодисперсного пылевого аэрозоля, и пылевого аэрозоля средней дисперсности. Как видно из этого рисунка наиболее мощный слой турбулентного перемешивания наблюдается в летний период и этот слой почти исчезает зимой, между этими периодами

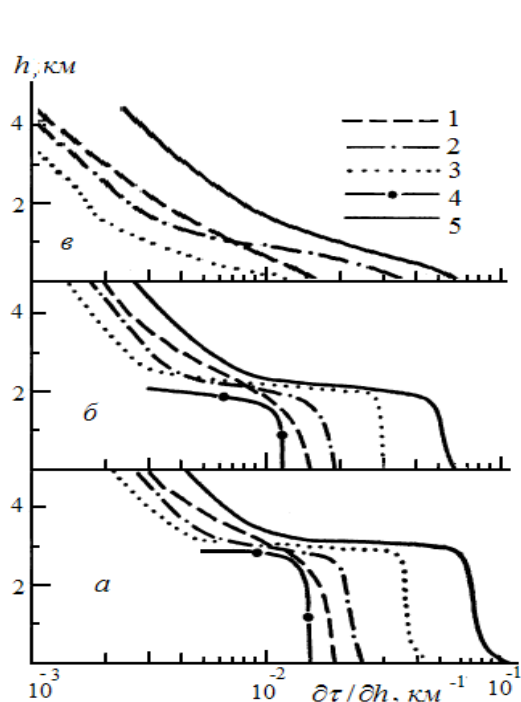


Рис. 1.5. Модель вертикальной структуры оптической плотности аэрозоля для средних широт при $\lambda=0,55$ мкм [11] (а - лето, б - весна-осень, в - зима. 1 - тонкодисперсная фракция фонового аэрозоля, 2 - растворимая фракция атмосферного аэрозоля, 3, 4 - различные фракции пылевого аэрозоля, 5 - вертикальный профиль оптической плотности.

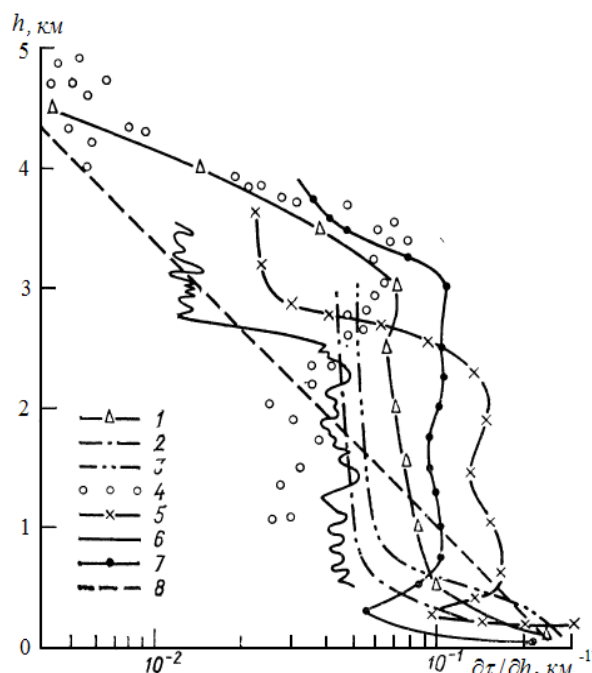


Рис. 1.6. Модель вертикальной структуры оптической плотности аэрозольного ослабления излучения (1) в сравнении с данными лазерного зондирования [12] (2-измерения, июль 1973 г., 3-май 1975 г., 4-июнь 1971 г., 5-декабрь 1978 г., 6-ноябрь 1974 г., 7-май 1975 г.) и моделью Эльтермана [23] при $\lambda=0,6943$ мкм.

занимает промежуточное положение т. е. высота слоя перемешивания опускается к уровню пограничного слоя.

Показательной является модель вертикальной структуры аэрозоля, представленный на рисунке 1.6 для условий антициклонной погоды. На этом рисунке показан результат сравнения модельной оценки с соответствующими данными лазерного зондирования и известной модели Эльтермана. На рис. 1.6 зона квазипостоянного слоя перемешивания охватывает области высот $0,5 \text{ км} \leq h \leq 4,0 \text{ км}$.

2. Тропосферный аэрозоль с верхней границей на уровне тропопаузы (высоты $h = 10-12$ км). Тропосферный аэрозоль является важной компонентой системы «атмосфера - земная поверхность», вертикальная структура которого имеет следующие закономерности: широтная зависимость, суточные, сезонные и годовые изменения вертикальной структуры, особенно над континентом, отличие микрофизических параметров и их вертикальных профилей над морем и континентом. Предполагается, что наземные локальные источники быстро влияют на вертикальную структуру аэрозолей до высот $h \leq 5-6$ км. Натурные данные показывают, что в пределах этих высот отсчет для вертикального распределения аэрозолей необходимо вести от подстилающей поверхности. Это приводит к тому, что над возвышенностями концентрация частиц на тех же высотах, что и над низ-

менностями (при отсчете высоты от уровня моря), оказывается значительно больше. Из физических соображений, очевидно, что перенос воздушных масс в сторону более низких мест и наоборот будет вызывать появление облачной структуры аэрозолей.

В тропосфере плотные аэрозольные слои наблюдаются обычно в окрестностях температурных инверсий, соответствующих высотам наиболее вероятного появления облачности. В средних широтах такие высоты практически располагаются на уровнях: $2 \div 2,5$ км, $5 \div 7$ км, $10 \div 12$ км. В области аэрозольных слоёв сравнительно ослаблен конвективный турбулентный перенос воздушных масс и на мощности этих слоёв могут оказывать существенное влияние весьма различные факторы: подъём аэрозолей из приземного слоя атмосферы (рис. 1.7), опускание аэрозольного вещества вулканического происхождения, непрерывная генерация аэрозолей в результате фотохимических реакций (рис. 1.8).

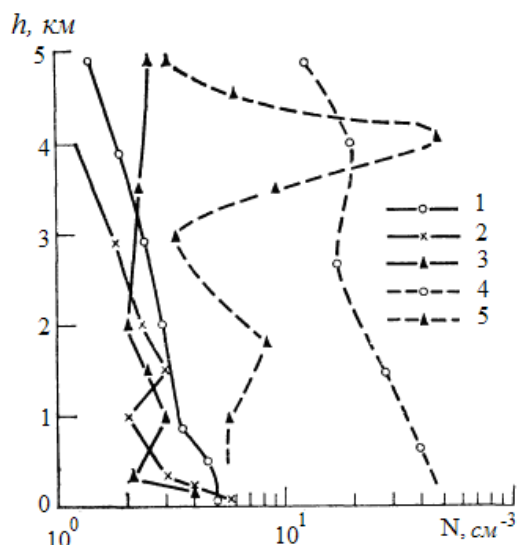


Рис. 1.7. Высотное распределение крупных аэрозольных частиц над аридными районами. 1-3 - полупустыни Северного Казахстана, 4 - пустыня Каракумы, 5 - сахарский аэрозольный слой [7].

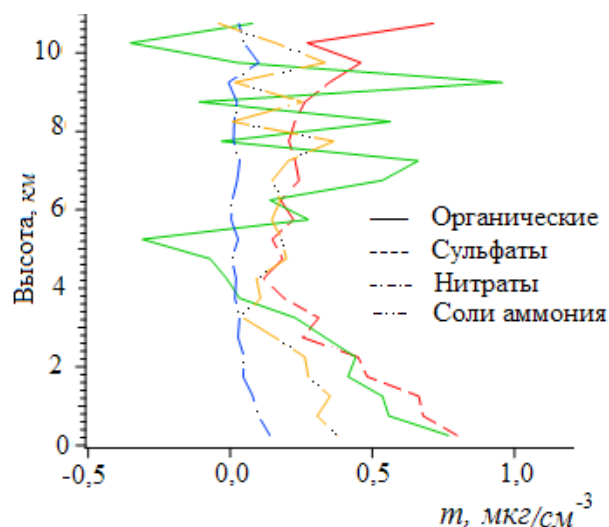


Рис. 1.8. Средняя массовая концентрация атмосферного аэрозоля m , мкг/см^3 [30].

Наблюдается повышенные концентрации аэрозоля в нижней и средней тропосфере в летнее время, связанное с повышением фотохимической активности солнечного света, приводящей к образованию аэрозоля *in situ*, а также активности вертикальных турбулентных перемешиваний воздушных масс, усиливающих выносы частиц с земной поверхности.

На рис. 1.9 показаны высотные профили оптически активных частиц (частиц Ми) в области радиусов ($r \geq 0,2$ мкм). Из данных этого рисунка следует, что с высотой концентрация N падает с максимумом в нижнем $2 \div 3$ километровом слое тропосферы. В этом слое сосредоточена основная часть оптически активного аэрозоля.

Далее высотное распределение N обусловлено особенностями термической стратификации атмосферы. Присутствие нестационарных областей в средней тропосфере связано с возможными крупномасштабными возмущениями тропосферного слоя (пыльные бури, вулканическая активность). Выше, в области тропопаузы и нижней

Химический состав тропосферного аэрозоля сходен составу приземного аэрозоля, однако наблюдается слабое убывание с высотой величины массовой концентрации большинства элементов неорганического аэрозоля. Например, убывание содержания Fe, играющего важную роль в процессе каталитических реакций во всём объёме частиц аэрозоля, в среднем стратосфере выделяются аэрозольные слои с повышенной концентрацией

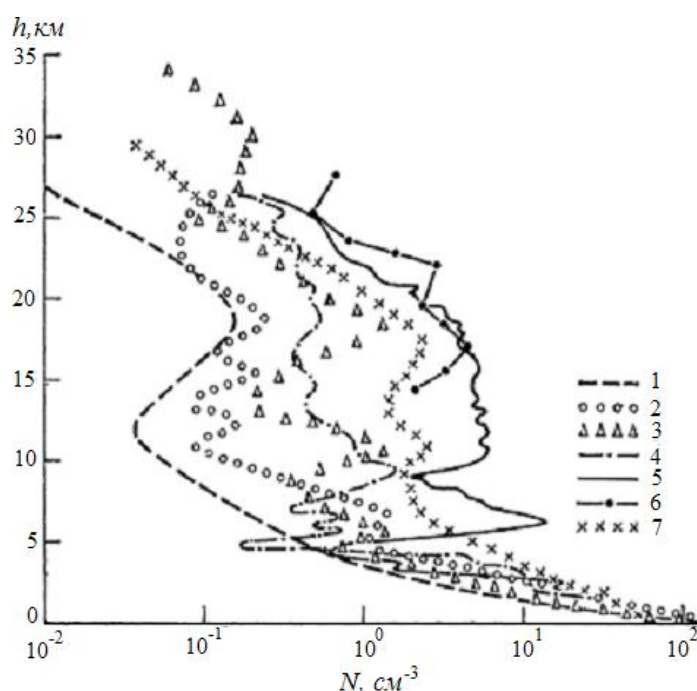


Рис. 1.9. Вертикальные профили распределений частиц Ми по данным различных исследований (1-6) и модельный профиль 7 [7].

шанных аэрозольных частиц, знание содержания которой чрезвычайно важно для оценки влияния аэрозолей на климат [1, 20].

Аномально высокие концентрации аэрозоля в тропосфере наблюдаются вблизи действующих вулканов и во время пыльных бурь. По некоторым оценкам, скорость увеличения числа частиц вулканического происхождения на высоте 3,7 км составляет $1,9 \cdot 10^{17} \text{ с}^{-1}$, а на высоте 11,3 км - $2,6 \cdot 10^{27} \text{ с}^{-1}$. Это указывает на существенную роль вулканических извержений в накоплении аэрозольного вещества на больших высотах. Наблюдения показывают, что значительная масса пыли во время пылевых бурь переносится в атмосфере в слое от 1 до 7-8 км. Средняя концентрация этой пыли может составлять несколько десятков мкг/м^3 . Температура запылённого слоя может быть на $5-6^\circ \text{C}$ выше температуры приземного слоя воздуха. Это может создавать сильную инверсию температуры в нижней и средней тропосфере [7].

На основе многолетних натурных данных исследования химического состава и вертикальной структуры тропосферного аэрозоля, проведённых в различных географических условиях, выделены четыре главных типа *глобального тропосферного аэрозоля*: 1) почвенно-эрозионный (минеральный) аэрозоль, источником которого является почва; 2) морской аэрозоль, представляющий собой частицы морской соли и капли растворов морской соли; 3) природный и антропогенный аэрозоль, продуцированный из газовой фазы *in situ*; 4) органический аэрозоль. Эта модель состава глобального тропосферного аэрозоля исходит из анализа данных о таких его наиболее вероятных компонентах, как минеральные частицы грунта, морские солевые частицы, органические соединения, сульфатный аэрозоль, образующийся *in situ*. Содержание морских частиц в общей концентрации аэрозоля, как было указано выше, обнаруживается в пределах нижних слоёв атмосферы ($h \leq 2-3 \text{ км}$), в то время как все другие составляющие тропосферного аэрозоля распространены во всем тропосферном слое атмосферы как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях [11].

Наиболее изученными составляющими тропосферного аэрозоля являются твёрдые частицы почвенно-эрозионного и морского аэрозоля. В связи, прежде всего, со сложным характером процессов генерации частиц менее изучен аэрозоль, образующийся *in situ* и

частиц, практически отсутствует. Это указывает на хорошую перемешанность тропосферного аэрозоля выше приземного аэрозоля. Отмечается более существенное уменьшение с высотой концентрации Si, содержащегося в составе частиц тропосферного аэрозоля с относительно большими размерами; кремний является важным составным элементом пылевого аэрозоля. Анализ элементного состава неорганического аэрозоля в тропосфере показывает, что 90-95% аэрозольного вещества континентального происхождения и 5-10% морского. В составе тонкодисперсного аэрозоля тропосферы весьма существенным является содержание сульфатов и органических компонентов, усиленно растёт концентрация частиц сажи. Сажа входит, вероятно, в состав сме-

наименее изученным остаётся органический аэрозоль. Вместе с тем, отмечается, что именно два последние типа аэрозоля являются преобладающими компонентами аэрозоля.

3. *Стратосферный аэрозоль* ($h \approx 13 \div 30$ км). В настоящее время в понимании стратосферного аэрозоля получено достаточное количество экспериментального материала, обоснованного результатами теоретических исследований. Это связано с расширением большого комплекса исследований антропогенного влияния на климат, что обусловлено развитием методов лидарного и спутникового зондирования и совершенствованием измерительной техники, поднимаемой на самолётах и аэростатах.

В структуре стратосферного аэрозоля на общем фоновом уровне выделяется относительно стабильный аэрозольный слой (сульфатный заревый слой, или слой Юнге), максимум концентрации частиц в котором соответствует высотам $22 \div 26$ км в экваториальном поясе, высотам $17 \div 22$ км в средних широтах, снижаясь параллельно тропопаузе до $17 \div 18$ км в полярных районах. Уже первые заборы проб воздуха с этих высот с помощью самолётов и баллонов стратостатов, выполненные Х. Юнге, показали, что аэрозоль в этом слое состоит в основном из капелек серной кислоты (малые частицы) и ее солей (в первую очередь $(NH_4)_2SO_4$). Изучение явлений сумерек показал, что главную роль в формировании всех зоревых явлений играет стратосферный сульфатный аэрозольный слой [19].

Изменения содержания аэрозольных частиц происходит главным образом в нижней стратосфере ($h \approx 13 \div 22$ км), а для высот более $h > 20 \div 25$ км концентрация частиц весьма стабильна. Важной особенностью стратосферы выше $20 \div 25$ км является весьма малая скорость вертикальных движений (термическая устойчивость) и высокая скорость горизонтальных движений воздушных масс. Примеси, попадающие в среднюю и верхнюю стратосферу, могут задерживаться в ней на год и более. За несколько месяцев они могут распространяться над целым полушарием, а за $1 \div 2$ года — над всей планетой. Поступление примесей в эти слои может привести к загрязнению всей стратосферы и повлиять на климат Земли в целом.

В стратосфере и верхней тропосфере выделено два сезонных состояния: весна-лето и осень-зима. В средних широтах в летний период в них содержание аэрозоля значительно пониженное, в то время как зимой — повышенное.

Стратосферный аэрозоль по химическому составу и микроструктуре, следовательно, по происхождению состоит из нескольких фракций. Различие этих фракций проявляется в структуре их вертикальных профилей (рис. 1.10). Существенное влияние на аэрозоль стратосферы могут оказать достаточно мощные извержения вулканов, которые приводят к значительному росту концентраций частиц в стратосфере в течение длительного времени (кривая 1 на рис. 1.10.). Для климатологии наибольший интерес представляют взрывные извержения, во время которых газопылевая колонна проникает в стратосферу.

Формирование стратосферного сульфатного слоя аэрозоля происходит в результате диффузии сернистого газа из тропосферы в стратосферу и генерации сульфатного аэрозоля в ходе реакций окисления (кривые 3-5 на рис. 1.10). Мощными источниками поступления соединений серы (прежде всего сернистого газа SO_2) в стратосферу являются выбросы вулканического материала. В периоды взрывных вулканических извержений концентрация стратосферного сульфатного аэрозоля может повыситься в несколько раз.

В настоящее время не вызывает возражений тот факт, что антропогенные факторы (полёты сверхзвуковых самолётов, ракет, запуски космических кораблей, продукты сгорания космического мусора) могут оказывать ощутимое влияние на стратосферный аэрозоль. Антропогенные компоненты в составе стратосферного аэрозоля обнаруживаются на пределе чувствительности измерений.

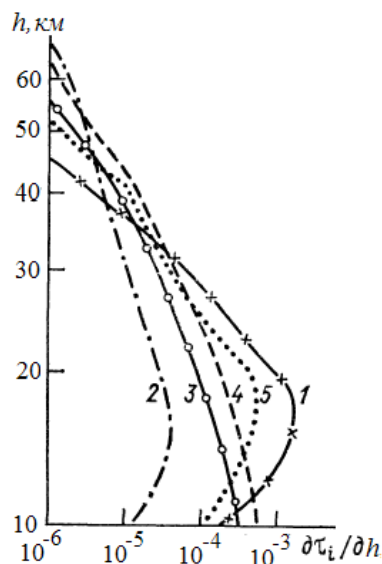


Рис. 1.10. Модели вертикальных профилей оптической плотности на длине волны $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$ для различных фракций стратосферного аэрозоля. Фракции: 1 - вулканическая (для периодов средней и повышенной вулканической активности), 2 - метеоритная, 3 - средняя солевая, 4 - субмикронная фоновая, 5 - 75% - ный раствор H_2SO_4 [11].

Частицы метеорного аэрозоля оседают в стратосферу из мезосферы, куда они попадают в период метеорных потоков. Опускаясь в стратосферу, метеорная пыль может наблюдаться там в течение многих недель (кривая 2 на рис. 1.10). Масштабные явления наподобие Тунгусского метеорита могут оказать существенное влияние на структуру стратосферы и мезосферы, приводя, в частности, к явлению аномально светлых ночей на значительной территории поверхности Земли [3].

Кроме заревого слоя в верхних слоях стратосферы наблюдаются также спорадические аэрозольные слои, имеющие весьма сложную, облачную структуру. Например, по оптическим данным и наблюдениям с космических кораблей на общем фоновом уровне выделяются относительно стабильные аэрозольные слои на высотах 30 и 45 км, которые располагаются вблизи зон изотермии.

Аэрозоль средней атмосферы

(высоты 30÷90 км). Наблюдения показывают, что в средней атмосфере, вплоть до высот 100 км, имеется достаточное количество аэрозоля, который является одним из важных климатообразующих факторов Земли в глобальных масштабах, способного оказывать влияние на стратификацию атмосферы и формирование радиационного режима в её верхних слоях. Вопросы природы аэрозоля в верхних слоях атмосферы представляют, помимо познавательного, важный практический интерес.

В средней атмосфере основным источником аэрозоля, особенно в её верхних слоях, являются метеорные потоки. На высотах 80÷130 км входящие в атмосферу метеорные тела претерпевают процесс абляции – дробления, испарения и распыления. Испарившееся метеорное вещество реконденсируется, образуя частицы нанометрового размера (около 2÷5 нм) – метеорную пыль или дымку. Такие частицы были экспериментально обнаружены на высотах 70-90 км [31].

Аэрозоль метеорного происхождения, генерирующийся в атмосфере, может действовать на земной климат несколькими способами: частицы метеорной дымки способны проникать в стратосферу и тропосферу, стать там ядрами конденсации, поглощать и рассеивать солнечное излучение, тем самым, оказывать влияние на радиационный баланс всей системы "атмосфера земная поверхность", заряженные метеорные частицы могут заметно (на несколько процентов) изменять общее атмосферное сопротивление и, таким образом, влиять на глобальную токовую цепь верхней атмосферы. Изменения в глобальной электрической цепи, в свою очередь, могут сказываться на всевозможных глобальных геофизических процессах в средней атмосфере [13, 31, 33].

К настоящему времени сложилось определённое представление о стратификации аэрозоля в мезосфере и нижней термосфере. В области высот 50÷55 км от фонового уровня выделяются области повышенной концентрации мезосферного аэрозоля, которые всегда обнаруживаются при сумеречном зондировании. Мощность этого слоя аэрозоля увеличивается в периоды частых вулканических извержений. На высотах 60÷70 км имеет место двойной квазистабильный аэрозольный слой. Устойчивые аэрозольные слои наблю-

даются на высотах мезопаузы 80÷85 км. В периоды после прохождения метеорных потоков отмечается появление аэрозольных слоёв в верхней мезосфере (выше 95 км) [11].

В области аэрозольных слоёв мезопаузы (около 85 км) наблюдается редкое зрелищное атмосферное явление – серебристые облака (известные также, как мезосферные или ночные светящиеся облака). Это самые высокие облака в атмосфере Земли, которые обычно наблюдаются в летние месяцы в широтах между 43° и 60° (северной и южной широты). Природа серебристых облаков полностью не изучена. Высказывались предположения, что они имеют строение, подобное строению перистых облаков, которые состоят из кристалликов льда, сконденсированных на частицах метеорной и частично вулканической пыли.

Кроме метеорной пыли, в верхних слоях атмосферы не исключается возможность самостоятельного образования аэрозольных частиц. Подобное предположение относительно природы образования серебристых облаков не противоречит наблюдениям. Для слоёв атмосферы выше ~100 км существование пыли в основном обязано космическому происхождению.

Список литературы

1. Аэрозоль и климат./Под ред. К. Я. Кондратьева/.-Л.: Гидрометеиздат, 1991.- с. 191.
2. Бретшнайдер Б. Курфюрст И. - Охрана воздушного бассейна от загрязнений технология и контроль.-Л., "Химия", 1989, с. 7.
3. Бронштэн В.А. Тунгусский метеорит. Москва, Звездочет, 2000. с. 312.
4. Грин Х., Лейн В. Аэрозоли-пыли, дымы и туманы.- Л.: 1969, с. 10.
5. Гутерман И.Г. Осреднённая по времени и по широте влажность в атмосфере Земли.-Труды ВНИИ-ГМИ-МЦД, 1980, вып. 72, с. 3-12.
6. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы.- Л.: Гидрометеиздат, 1986, с. 13-45.
7. Зуев В.Е., Креков Г.М. Современные проблемы атмосферной оптики (Том 2. Оптические модели атмосферы).-Ленинград: Гидрометеиздат, 1986, с. 24.
8. Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А. Физика атмосферных аэрозольных систем. — СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999, с. 5.
9. Ивлев Л. С., Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.-Л.: Изд-во Ленинградского Ун-та, 1982 с. 13.
10. Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1983. с. 192.
11. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л., Гидрометеиздат, 1983, 6.с, 121 с.
12. Креков Г.М., Рахимов Р. Ф. оптико-локационная модель континентального аэрозоля.-Новосибирск: Наука, 1982, с.196.
13. Лебединец В.Н. Аэрозоль в верхней атмосфере и космическая пыль. Л.: Гидрометеиздат, 1981. с. 271.
14. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1984, 52 с.
15. Розенберг Г.В. Сумерки. М.: 1963 г.
16. Седунов Ю.С. (ред). Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) Ленинград Гидрометеиздат 1991, 13с.
17. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Основы теоретической атмосферной оптики. Учебно-методическое пособие.- Санкт-Петербургский Государственный Университет, 2007, с. 12.
18. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1969, 59 с.
19. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. -М.: Мир, 1965.
20. Aerosol and their climatic effects. Report of WMO (CAS) radiation commission of IAMAP Meeting of Experts. WCP-55, Williamsburg, 1983, p. 110.
21. Atkinson R., Baulch D. L. , Cox R. A. , Crowley J. N. , Hampson R. F. , Hynes R. G., Jenkin M. E. , Rossi M. J. , Troe J. Evaluated kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry: Volume I - gas phase reactions of Ox, HOx, NOx and SOx species. - Atmospheric chemistry and physics; 2004, Vol. 4, No. 6, p. 1461-1738.
22. Cadle R. D., Fischer W. H., Frank E. R., Lodge J. P. Particles in the Antarctic atmosphere.- J. Atmos. Sci., 1968, 25, p. 100.
23. Elterman L. UV, visible and IR attenuation to 50 km.- Report AFCRL-68-0153, AFCRL, Bedford, 1968, p.58.

24. Ferrare, R.A., Browell E.V., Hair J.W., Ismail S., Turner D.D., Clayton M., Butler C.F., Brackett V.G., Fenn M.A., Notari A., Kooi S.A., Chin M., Guibert S., Schulz M., Chuang C., Krol M., Bauer S.E., Liu X., Myhre G., Seland O., Fillmore D., Ghan S., Gong S., Ginoux P., and Takemura T. The Vertical Distribution of Aerosols: Lidar Measurements vs. Model Simulations, in 23rd International Laser Radar Conference, 24-28 July 2006, edited by N.S. Chikao Nagasawa, Nara, Japan, 2006.
25. Friend J. P. Global sulfur cycle.- In: Chemistry of the lower atmosphere/S. I. Rascol (ed.). New York, 1973, p.188.
26. Hanel 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.
27. 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.
28. Ismailov F. I. Ground remote sensing of background air pollution layer on the city of Baku.-Baku, 2003, Journal "Fizika", v. 9, № 2, p. 7 – 9.
29. Lovelock J. E., Maggs R. J., Wade R. J. Halogenated hydrocarbons in and over the Atlantic.-Nature, 1973, 241, p. 194-196.
30. Morgan W. T., Allan J. D., Bower K. N., Capes G., Crosier J., Williams P. I., and H. Coe H. Vertical distribution of sub-micron aerosol chemical composition from North-Western Europe and the North-East Atlantic.-Atmos. Chem. Phys., 2009, 9, p. 5389–5401.
31. Rapp M., Strelnikova I., Gumbel J. Meteoric smoke particles: Evidence from rocket and radar techniques. Advances in Space Res, 2007, v. 40, p. 809–817.
32. Seinfeld, J. H., S. N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA.
33. Sheldon K. Friedlander. Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics.-New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, ch. 1. Aerosol Characterization.
34. Tazieff H. Volcanism and atmospheric conditions.- In: Proc. Intern. Symp. on Environ. Measurements, Beckman Instruments S. A., Geneva, 1973, p. 131-132.
35. Wallace, John M. and Peter V. Hobbs. Atmospheric Science; An Introductory Survey.Elsevier. Second Edition, 2006. ISBN 13:978-0-12-732951-2.
36. 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.

Глава 2. МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ

Аэрозоли, или аэродисперсные системы, представляют собой дисперсные системы с газовой средой и твёрдой или жидкой дисперсной фазой, т. е. аэрозоли – суспензия весьма разнородных малых полидисперсных частиц взвешенных в воздушной взвеси. Атмосфера называется аэрозольной, поскольку она всегда состоит из смеси газов и взвешенных частиц. Атмосферный аэрозоль образует микропримесь, который по сравнению с общей массой газовых примесей обладает очень малой массовой концентрацией, примерно от нескольких $\text{мкг} / \text{м}^3$ до $1 \text{мг} / \text{м}^3$. Вместе с тем аэрозоли играют довольно активную роль, практически во всех проявлениях атмосферы, начиная от микромасштабных физико-химических до глобальных метеорологических процессов. Это связано с чрезвычайно большим разнообразием природы аэрозоля – его химсостава, полидисперсной структуры, повсеместного распределения в атмосфере. По существу аэрозоль может рассматриваться как процесс непрерывного образования, размельчения и роста частиц и их удаления из воздушной среды [1, 2, 9, 12, 18, 25].

Состав и микроструктура поля концентрации аэрозоля подвержено разнообразным влияниям внешней среды: земной поверхности, метеорологических условий, облучённости Солнца и антропогенных факторов, принимающих в наши дни всё возрастающие масштабы [11, 22]. Поэтому проблема изучения атмосферного аэрозоля является предметом исследований различных научных дисциплин об атмосфере: метеорологии, физики и химии атмосферы, климатологии и т. д.

2.1. Общая классификация аэрозольных систем

Характеристики аэрозоля, как высокодисперсных систем, могут изменяться в довольно широких пределах. Поэтому для описания многочисленных аэрозольных систем могут быть использованы различные классифицирующие признаки. Эти системы достаточно полно могут быть классифицированы на основе следующих общих признаков:

1. Агрегатное состояние фаз аэрозольной системы. Для аэрозолей это газообразная дисперсионная фаза (воздушная среда), в которой взвешены твердые или жидкие частицы, образующие дисперсную фазу. Дисперсные зольные частицы вместе образуют статистический ансамбль частиц (совокупность сколь угодно большого числа одинаковых физических систем множества зольных частиц, находящихся в одинаковых макроскопических состояниях) в воздушной взвеси.
2. Природа образования. По природе источников аэрозоли подразделяются на природные (естественные) и антропогенные (искусственные). Природные аэрозоли образуются вследствие природных сил, например, при ветровой эрозии почвы и горных пород, взволнении водной поверхности, лесных и степных пожарах генерации аэрозоля *in situ*, вулканических извержениях, сгорании метеоритов в верхних слоях атмосферы).
Антропогенные аэрозоли образуются в результате хозяйственной деятельности человека. К ним относятся промышленные выбросы частиц (сажа, дым, и т. д.), продукты антропогенных газофазных реакций МГС, продукты сельскохозяйственной деятельности (например, пыль, поднимаемая при обработке пахотных земель). Важное место среди антропогенных аэрозолей занимают городские аэрозоли.
3. Способ образования аэрозольных частиц. Имеются два пути образования аэрозоля: конденсационный и дисперсионный. Конденсационные аэрозоли образуются при фотохимических газовых реакциях, объёмной конденсации пересыщенных паров, ведущих к образованию аэрозоля *in situ*. Дисперсионные аэрозоли образуются при диспергировании (измельчении, распылении) твёрдых и жидких тел с их переходом во взвешенное состояние под действием воздушных потоков. Детали этих процессов будут рассмотрены ниже.

4. Тип аэрозоля, являющееся исторически сложившейся описательной классификацией аэрозоля. В понятие аэрозоля входят:
- 4.1. **Пыль** – система твёрдых частиц, которые образуются в процессах измельчения: дробления, размола, ветровой эрозии, взрыва, извержения вулканов и т. д. Размеры пылевых частиц находятся в очень широких пределах: от субмикронных порядка $\sim 0,9$ мкм до 100 мкм и более. Нижний предел размеров частиц пыли определяется их длительным случайным дроблением в турбулентных потоках воздуха, а верхний – седиментацией, когда они остаются в атмосфере во взвешенном состоянии. Частицы размером более 20 мкм находятся во взвешенном состоянии в течении очень коротких периодов времени, которое практически зависит от интенсивности вертикального перемешивания частиц.
- 4.2. **Вторичные аэрозоли или аэрозоли, образующий in situ** – наиболее мелкодисперсные фракции аэрозолей, которые непосредственно образуются в атмосфере. К ним относятся конденсационные аэрозоли, которые образуются в результате присоединения друг к другу молекул вещества в пересыщенном паре (гомогенная нуклеация) или конденсации пара на присутствующих в нём ионах или мельчайших частицах другого вещества - ядрах конденсации (гетерогенная нуклеация). Аэрозольные частицы могут непрерывно образоваться в самой атмосфере из газовой фазы in situ в результате фотохимических и химических реакций, при этом образуются жидкие и твёрдые частицы, которые могут служить ядрами конденсации.
- 4.3. **Органический аэрозоль** - частицы биогенного происхождения, как непосредственно выброшенные в атмосферу, так и образовавшиеся в результате конденсации летучих органических соединений, например терпенов, и химических реакций между этими соединениями.
- 4.4. **Туман и дымка** – результат конденсации водяного пара непосредственно над земной поверхностью. Туман - воднокапельный аэрозоль с поверхностной жидкой фазой, который ухудшает дальность видимости до 1 км. При видимости от 1 до 10 км слой воднокапельного аэрозоля называется дымкой. Наряду с понятием дымки используется понятие мглы, при котором видимость уменьшается до 10 км и менее. Мгла отличается от тумана и дымки тем, что относительная влажность в ней, как правило, значительно меньше 100%.
- 4.5. **Облака** – возникают, как и туманы, в результате конденсации, а также сублимации влаги. Обычно это распознаваемое, видимое аэрозольное образование, которое находится на некоторой высоте над земной поверхностью. Облака образуются или вследствие увеличения общего влагосодержания, или в результате понижения температуры воздуха, которые отличаются с высокой относительной влажностью немного выше 100%. Облака отличаются от туманов только размещением в пространстве.
- 4.6. **Дым** – облако газа и частиц, которые образуются в результате окислительных реакций, например, при горении. Обычно дым образуется при горении органических веществ - каменного угля, нефти, древесины, растительности. Дым содержит частицы с концентрацией частиц достаточной для визуального опознавания.
- 4.7. **Смог** – (англ. smog, от smoke - дым и fog – туман) состояние атмосферного воздуха в больших городах и промышленных центрах, когда видимость сильно понижена, а уровень антропогенного загрязнения воздуха весьма высок. Смог оказывает сильное раздражающее действие на людей, а у лиц с пониженной сопротивляемостью может вызвать сильное расстройство здоровья.

Смог оказывает очень негативное воздействие на растительность, значительно усиливает эрозию почв, вызывает быструю коррозию металлов и разрушение железобетонных сооружений. В условиях смога крайне опасное воздействие на окружающую природную среду, одновременно, оказывает разрушающее воздействие на памятники культуры и исторические памятники.

Смог наблюдается обычно при слабой турбулентности воздушных потоков, соответственно, при устойчивом распределении температуры воздуха по высоте, особенно при инверсиях температуры. Под инверсиями накапливаются загрязняющие атмосферу вещества, водяной пар. Это благоприятствует образованию слоев дымки, тумана, облаков с повышенным уровнем загрязнения воздуха.

Различают несколько типов смога:

- влажный смог лондонского типа - сочетание тумана с примесью дыма и газовых отходов производства,
 - ледяной смог аляскинского типа - смог, образующийся при низких температурах из пара отопительных систем и бытовых газовых выбросов,
 - фотохимический смог, типичный для зоны Лос-Анджелеса - смог, образующийся в результате фотохимических и окислительных реакций загрязняющих веществ в дневное время, с образованием кислот и тонкодисперсного аэрозоля,
 - радиационный туман - туман, который появляется в результате радиационного охлаждения поверхности земли и массы влажного приземного воздуха до точки росы.
5. Дисперсность аэрозольных систем. Дисперсность (от лат. *dispersus* - рассеянный, рассыпанный) аэрозоля характеризует соотношения размеров аэрозольных частиц в воздушной взвеси. Дисперсность обратно пропорциональна среднему диаметру (радиусу) частиц и определяется их удельной поверхностью - отношением поверхности всех частиц к их объёму или массе. Полное представление о дисперсности даёт кривая распределения объёма или массы частиц по размерам (см. 2.3). В физике атмосферных аэрозолей существует своя классификация частиц по размерам, учитывающая механизмы образования частиц той или иной фракции.
6. Другие классифицирующие признаки, которые могут быть выделены в зависимости от решаемой задачи. Для исчерпывающего определения и описания аэрозолей могут вводиться новые классифицирующие признаки, уточняющие их поведение. При этом система классифицирующих признаков в принципе не является замкнутой.

2.2. Основные морфологические свойства аэрозолей

Основными морфологическими свойствами аэрозольных частиц являются их форма, структура и характерные размеры. Эти свойства определяются природой образования аэрозоля и последующих процессов его эволюции и удаления из атмосферы. По природе образования принято различать первичные грубодисперсные (вносятся в атмосферу извне) и вторичные тонкодисперсные частицы (образуются в атмосфере) аэрозоля [8, 27, 25].

Первичные частицы образуются на начальном этапе разнообразных процессов диспергации вещества, могут быть как твердые, так и жидкие. Жидкие капли, имеющие размеры не более 100 мкм, в атмосферных условиях имеют практически сферические формы. Твердые первичные частицы могут иметь самые разнообразные формы. Их подразделяют на три основных класса (рис. 2.1): 1). *Изометрические* частицы, для которых в первом приближении все три размера совпадают. Результаты исследований аэрозоля больше всего относятся к изометрическим частицам. К ним относятся капельные частицы сферической формы, правильные многогранники: куб, тетраэдр, октаэдр и т. д., или частицы близкие к ним по форме. 2). *Пластинчатые* - частицы, которые имеют два «длинных» размера и один «короткий»: лепестки, чешуйки, диски. 3). *Волокнистые* – частицы протяженные в одном направлении и имеющие сравнительно небольшие размеры в двух других: иглы, нити, волокна, призмы. Вторичные аэрозоли, возникающие при конденсации пара, имеют обычно сферическую форму.

Форма и структура первичных и вторичных аэрозольных частиц могут быть весьма разнообразны и изменчивы. Отдельные частицы аэрозоля могут объединяться в цепочки с образованием более сложных агрегатов, называемых агломератами или флокулами. Они представляют собой образование рыхлых хлопьевидных агрегатов из мелких частиц дис-

персной фазы, находящихся во взвешенном состоянии. Агломераты обычно образуются из высокозаряженных маленьких частиц, которые находятся в плотных дымах. Аэрозоли могут состоять из полых капель, заполненных газом или полых частиц, содержащих вещество - наполнитель. Вследствие этого плотность частиц в аэрозоле может значительно отличаться от плотности исходного вещества.

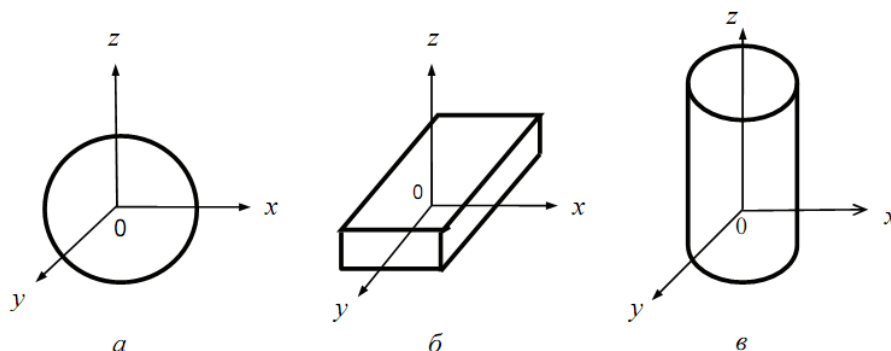


Рис. 2.1. Основные формы частиц:
а – изометрическая частица;
б – пластинка; в – волокно.

Размер частиц. Размер частиц является важным параметром, описывающим многообразие свойств аэрозолей. Размеры частиц, представляющих интерес для физики аэрозоля, могут меняться на 5-6 порядков величины от 10^{-7} см (в области перехода от молекулы к частице) до 100 мкм (для частиц, которые не могут длительное время находиться суспендированными в воздухе). Частицы аэрозоля, несмотря на их небольшие размеры, имеют очень активную поверхность по их гигроскопичности, взаимодействию с электрическими зарядами и участию в различных химических реакциях. Поверхность аэрозольных частиц характеризуется следующими важными свойствами: в расчёте на грамм вещества площадь поверхности частиц увеличивается с уменьшением их размера; при одних и тех же средних размерах повышение различия размеров отдельных частиц

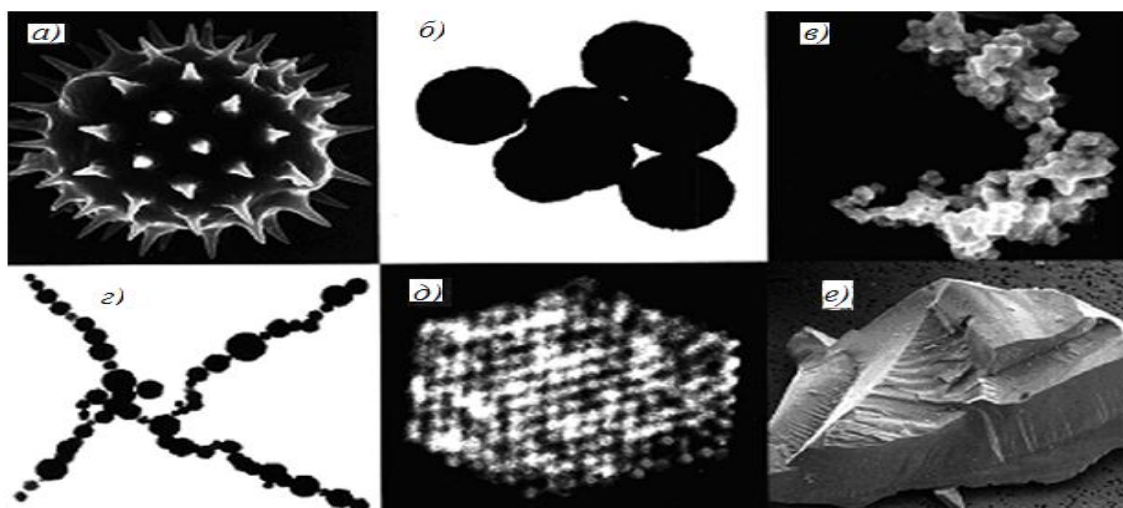


Рис. 2.2. Форма некоторых типичных первичных и вторичных аэрозольных частиц (с обложки журнала Journal of Aerosol Science (<http://www.sciencedirect.com/science/journal/aip/00218502>)): а) спора растений (биоаэрозоль); б) малый агрегат из семи первичных частиц конденсационного происхождения; в) крупный рыхлый агрегат первичных частиц; г) фрактальная структура вторичных частиц типа сажи; д) вирус (биоаэрозоль) или кристалл; е) крупная твердая частица неправильной формы диспергационного происхождения.

(их полидисперсности) приводит к уменьшению площади их поверхности, приходящейся на грамм вещества.

Аэрозольные частицы, за исключением жидких капель, могут иметь самые разнообразные геометрические формы (рис. 2.2). Для упрощений анализа процессов с участием аэрозоля все эти частицы обычно принимаются за сферические; размер частиц

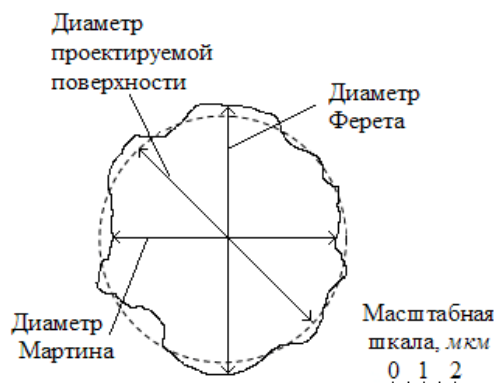


Рис. 2.3. Характеристики размера частицы. Обычно диаметр Ферета превышает диаметр проектируемой поверхности, который в свою очередь больше диаметра Мартина. Измерения размеров частицы могут существенным образом зависеть от его ориентации. Поэтому эти измерения проводятся путём усреднений для большого числа частиц, предполагая ориентацию частиц беспорядочной.

характеризуется радиусом или диаметром [9]. Для этого часто используется *диаметр проектируемой поверхности*, который определяется из площади круга, имеющего такую же площадь, как проекция частицы (рис. 2.3). Для характеристики размеров частиц также вводятся понятия: *диаметр Ферета*, определяемое как максимальное расстояние между наиболее удалёнными краями каждой частицы, *диаметр Мартина* - равная длине линии, которая делит частицу на две равные линии. Эти понятия вводят при аппроксимации размера частицы, определяемое из проекций нескольких частиц неправильной формы.



Рис. 2.4. Классификация атмосферного аэрозоля по их дисперсности [12]. Для этого кроме геометрического или проективного диаметра аэрозольных частиц вводят другие условные параметры, имеющие размерность длины, называемые эквивалентными диаметрами.

Размер частиц иногда определяют по скорости их осаждения из воздушной взвеси. Для этого полагается, что частицы, имеющие одинаковые скорости осаждения, равны по размерам независимо от их состава и фактических геометрических размеров. Таким образом, часто используют следующие распространённые определения: *аэродинамический диаметр* – диаметр сферической частицы плотностью 1 г/см^3 , которая имеет те же аэроди-

На рис. 2.4 даётся классическая схема классификации спектра размеров (дисперсности) аэрозольных частиц по их проективному диаметру, предложенная Х. Юнге. На этом рисунке даётся общая информация о времени существования (жизни), источниках генерации аэрозольных частиц, об их влиянии на различные атмосферные процессы. Другие виды классификации аэрозоля даны ниже, в §2.3.2.

На практике возникает необходимость описания различных

намические показатели, как и рассматриваемая частица; *стоксовский диаметр* - диаметр шара, который имеет такие же скорость осаждения и плотность, как и рассматриваемая частица. В соответствии с этими определениями стоксовый диаметр зависит от плотности частицы, а аэродинамический – нет.

Для описания эффектов взаимодействия светового излучения и частиц аэрозоля вводится *эквивалентный оптический диаметр*, равный диаметру сферы, имеющей то же сечение рассеяния излучения, что и характеризуемая частица аэрозолей.

При анализе распределений аэрозольных частиц по размерам приходится рассматривать другие характеристики их размеров. Эта категория характерных диаметров рассматривается ниже, в следующих разделах.

Важно отметить, что частицы больше $5 \div 10$ мкм не могут попадать в альвеольное пространство лёгких, которые задерживаются в верхних дыхательных путях; осаждаются в ротоглотке, гортани и трахее. Частицы с аэродинамическим диаметром $0,5 \div 5$ мкм способны проникать в средние и нижние дыхательные пути (респираторные фракции). Эту величину принимают за верхний предел размеров аэрозольных частиц для гигиенистов. Частицы с размером менее 0,5 мкм, преимущественно, не осаждаются в легких.

О важности размеров аэрозольных частиц следует как из приведённых рассуждений, так и из содержания следующих глав. Для общих представлений типичные размеры этих приведены в табл. 2. 1.

Таблица 2.1. Типичные радиусы аэрозольных частиц [19, 25].

Аэрозоль	Радиусы частиц в мкм
Фотохимический аэрозоль	0,005 – 0,5
Туман серной кислоты	0,15 – 2,5
Атмосферный туман	1,5 – 25
Табачный дым	0,1 – 0,2
Частицы, распыляемой жидкости	1 – 100
Пыльца	7,5 – 3,5
Цветочная пыльца	0,5 – 2,5

Наиболее полное представление о спектре размеров аэрозольных частиц, соответственно, о природе их происхождения можно получить исходя из анализа функции распределения частиц аэрозоля по размерам, рассмотренного ниже.

Пример 2.1. Определить площадь поверхности единицы массы монодисперсных (только одного размера) капель воды, если радиус частиц равен $r = 1$ мкм.

Пусть $m = \frac{4}{3}\pi r^3 \cdot \rho n$ – масса, и $s = 4\pi r^2 n$ – площадь поверхности капель на грамм, где n число частиц в грамме воды и $\rho = 1 \text{ г/см}^3$. Тогда $s/m = 3/\rho r = 3 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{г}$.

Пример 2.2. Для частицы неправильной формы, представленной на рис. 2.3, определить диаметр Ферета, диаметр проектируемой поверхности, диаметр Мартина.

Ответ: диаметр Ферета равен 4 мкм, диаметр проектируемой поверхности – 3,5 мкм, диаметр Мартина - 3,5 мкм.

2.3. Распределение частиц аэрозоля по размерам.

Распределение аэрозольных частиц по размерам может быть выражено несколькими способами. Данные о размерах аэрозольных частиц, как правило, представляют в виде линейных диаграмм или гистограмм, наглядно показывающих зависимость числа частиц от интервала их размеров, называемых классами размеров. На рис.2.5 изображено распределение частиц по размерам в виде гистограммы. На этом рисунке площадь каждого прямоугольника равно числу частиц, радиус которых попадает в данный интервал. Очевидно, что суммарная площадь смежных прямоугольников гистограммы равно общему числу частиц N (см^{-3}) во всех классах размеров, доступных методике счёта частиц:

$$N = \sum_{i=1}^n n(r_i) \cdot \Delta r_i, \quad (2.1)$$

где $n(\text{см}^{-4})$ – концентрация частиц, средняя точка интервала радиусов. Если классы размеров узкие, а число частиц велико, то по гистограмме можно получить непрерывную функцию распределения частиц по размерам:

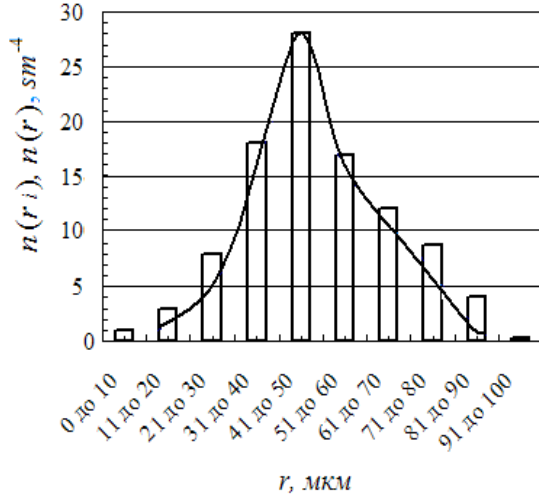


Рис. 2.5. Гистограмма размеров частиц. Также показана гладкая функция $n(r)$, построенная по гистограмме.

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr}. \quad (2.2)$$

Дифференциал $dN(r)$ выражает число частиц в единице объёма, радиусы которых лежат в интервале радиусов от r до $r+dr$. Для непрерывного распределения $n(r)$ аналогом выражения (2.1) является следующая формула:

$$N = \int_{r_1 \text{ или } 0}^{r_2 \text{ или } \infty} n(r) dr, \quad (2.3)$$

где в качестве пределов интегрирования рассматривается или ограниченный интервал радиусов от r_1 до r_2 , или неограниченный интервал для пределов 0 и ∞ .

Соответствующие распределения могут быть написаны для площади поверхности S частиц, их объёма V или массы m ($m = \rho V$, ρ – плотность частицы):

$$\begin{aligned} s(r) &= \frac{dS(r)}{dr} = 4\pi r^2 \frac{dN(r)}{dr}; \\ v(r) &= \frac{dV(r)}{dr} = \frac{4}{3}\pi r^3 \frac{dN(r)}{dr}; \\ m(r) &= \rho v(r). \end{aligned} \quad (2.4)$$

Распределения (2.2) и (2.4) используются для иллюстрации различий распределений частиц по концентрации, их площади поверхности и объёма. Различия в форме этих распределений приходится рассматривать в зависимости от цели решаемой задачи, например, при исследовании сечения рассеяния света на аэрозольных частицах, определения концентрации мелких и крупных частиц в воздушной взвеси. В последнем случае мелкие частицы существенно больше определяют концентрацию частиц, чем их поверхность и объём.

В случае атмосферных аэрозолей смежные классы размеров могут охватывать числа, различающихся на несколько порядков величины. Поэтому, чтобы можно было наблюдать более широкий диапазон радиусов, распределение частиц представляется в зависимости от логарифма их радиусов. В логарифмическом масштабе функция распределения числа частиц представляется в виде

$$n(\ln r) = \frac{dN(\ln r)}{d \ln r}. \quad (2.5)$$

Чтобы функция распределения $n(r)$ не зависела от общей концентрации $N(r)$ ее нормируют, вводя нормированную функцию распределения

$$f(r) = n(r)/N(r), \text{ т. е. } \int_0^{\infty} f(r)dr = 1. \quad (2.6)$$

Эта функция (размерности r^{-1}) определяет долю общего числа частиц, равной $f(r)dr$, радиусы которых лежат в пределах от r до $r + dr$. Тогда приращение числа частиц $dN(r)$ в интервале dr задаётся выражением $Nf(r)dr$.

Аналогично (2.6) вводятся нормированные функции для распределений площади поверхности и объёма (массы) частиц, причём норма характеристик аэрозоля не зависит от того, выражена ли переменная распределения в r , или $\ln r$:

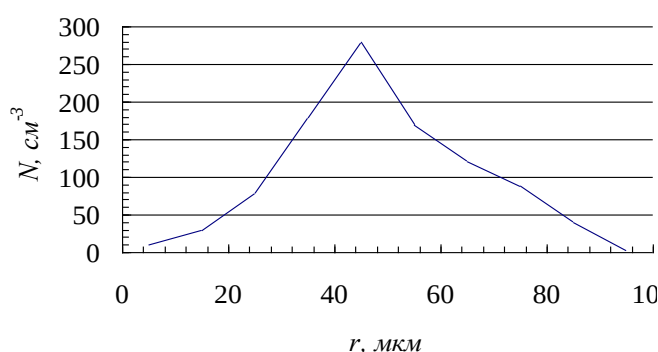
$$\bar{x} = \int_0^{\infty} xf(x)dx = \int_0^{\infty} xf(\ln x)d \ln x. \quad (2.7)$$

Пример 2.3. Ниже в виде таблицы приводятся данные числа частиц N_i в зависимости от классов их размеров. Представить это данные в виде линейной диаграммы (зависимость числа частиц N_i от радиуса r_i) и в виде соответствующей гистограммы (зависимость плотности распределения числа частиц n от радиуса r_i).

Таблица. Пример распределения частиц по размерам.

Классы размеров r , мкм	Число частиц N_i , см ⁻³	Средняя точка r_i , мкм	Интервалы радиусов Δr_i , мкм	концентрация частиц n_i , см ⁻⁴
0 до 10	10	5	10	1
11 до 20	30	15	10	3
21 до 30	80	25	10	8
31 до 40	180	35	10	18
41 до 50	280	45	10	28
51 до 60	169	55	10	16,9
61 до 70	120	65	10	12
71 до 80	88	75	10	8,8
81 до 90	40	85	10	4
91 до 100	3	95	10	0,3

Линейная диаграмма даёт зависимость N_i от средних точек r_i , гистограмма определяет концентрации частиц n_i в соответствующих классах размеров. На рисунке изображено распределение числа частиц по радиусам в виде гистограммы. Форма такой



кривой распределения меняется при изменении величины классов размеров частиц. Гистограмма приведена на рисунке. Гистограмма даёт более наглядное представление о распределении частиц по размерам. Вместе с тем, для широкого спектра размеров частиц их концентрации могут различаться на несколько порядков величины; на фоне большого числа мелких частиц распределение более крупных может искажаться. Вследствие этого приходится рассматривать по отдельности более ограниченные классы размеров частиц.

Рис. Распределение частиц аэрозоля по радиусам в виде линейной диаграммы.

Аэрозоль образует многопараметрическую динамическую систему частиц в воздушной взвеси, дисперсный состав, которого непрерывно меняется под действием совокупности случайных факторов (диспергирование, конденсация влаги и паров неорганических и органических кислот, каталитический захват газовых примесей, турбулентное перемешивание воздуха). Вследствие этого приходится рассматривать распределение q -го момента выборочного ансамбля аэро-

зольных частиц по размерам. Пологая частицы сферическими и однородными по плотности, распределение q -го момента может быть записано в следующем виде [1]

$$f_q(\ln r) = r^q f(\ln r) / \int_0^{\infty} r^2 f(\ln r) d \ln r. \quad (2.8)$$

Здесь $q=1$ соответствует распределению длин радиуса, $q=2$ – площади поверхности или поперечного сечения, $q=3$ объёмов или массы частиц.

Если известна функция распределения, то при измерении частиц аэрозолей и решении некоторых практических задач часто определяются интегральные или *кумулятивные* (*суммарные*) кривые распределения, показывающие, какая доля частиц (по счёту или массе) обладает радиусом меньше или больше заданного радиуса r . Соответствующие функции распределения можно получить для счётного распределения путём интегрирования функции $f(\ln r)$ от 0 до r в первом случае и от r до ∞ во втором случае:

$$F(\ln r) = \int_{0 \text{ или } r}^{r \text{ или } \infty} f(\ln r) dr. \quad (2.9)$$

2.3.1. Аналитические функции распределения аэрозоля по размерам.

1. Среди аналитических моделей спектра размеров аэрозоля широкое распространение получила эмпирическая формула Юнге [12]:

$$dN / d \lg r = Cr^{\nu}, \text{ или } dN / dr = 0,434Cr^{-(\nu+1)} \quad (2.10)$$

Здесь N – концентрация аэрозольных частиц с радиусом меньше r , C – постоянная, значение которой зависит от концентрации, а показатель ν определяет наклон кривой распределения по радиусам частиц.

В формуле (2.10) размерность постоянной зависит от показателя ν и составляет $L^{\nu-3}$. Из этой формулы видно, что число частиц больших размеров увеличивается по сравнению с числом частиц меньших размеров. Для типичных частиц дымки значения ν меняются в интервале 3÷4, а для частиц туманов лучшее согласие получается при $\nu \approx 2$.

Исследования полидисперсного состава аэрозоля, проведённые в различных местах показали, что степенной закон в среднем является хорошим приближением для распределения аэрозольных частиц по размерам. Однако в каждом конкретном случае действительное распределение размеров частиц может сильно отличаться от простого степенного распределения. Предполагая справедливость степенного закона (2.10), легко вычислить концентрацию частиц для заданного интервала размеров частиц при известных значениях параметров C , ν :

$$N = 0.434C \int_{r_1}^{r_2} r^{-(\nu+1)} dr. \quad (2.11)$$

2. При аналитическом описании спектра размеров различных типов аэрозоля часто используются различные формы гамма-распределений. Эти распределения содержат большое число параметров, путём эмпирического подбора которых лучше удаётся передать особенности опытного распределения частиц по размерам. Наиболее общая форма гамма-распределений (так называемое “модифицированное” гамма-распределение) имеет вид [11].

$$f(r) = ar^\alpha \exp(-br^\gamma), \quad (2.12)$$

где a , b , α и γ - положительные постоянные параметры, которые связаны друг с другом и характеризуют экспериментально определяемое распределение частиц по размерам.

Функция (2.12) обращается в нуль при $r=0$ и $r=\infty$, которая при $\gamma=1$ сводится к обычному гамма – распределению. Интеграл от этой функции в пределах от 0 до ∞ даёт концентрацию частиц:

$$N = a \int_0^\infty r^\alpha \exp(-br^\gamma) dr = a \gamma^{-1} b^{-(\alpha+1)/\gamma} \Gamma\left(\frac{\alpha+1}{\gamma}\right). \quad (2.13)$$

где $\Gamma(\beta) = \int_0^\infty x^{\beta-1} e^{-x} dx$ - гамма функция.

Отсюда видно, что постоянная a определяется концентрацией частиц. Применение условия нормировки к (2.12) даёт

$$a = N b^{(\alpha+1)/\gamma} \Gamma\left(\frac{\alpha+1}{\gamma}\right), \quad (2.14)$$

На основе различных экспериментальных данных показана применимость распределения (2.12) для универсального описания различных форм аэрозоля (дымка, туман, облака, осадков) [10].

3. Наблюдаемая асимметричность и полимодальный характер распределения реального аэрозоля по размерам наиболее удовлетворительно описывается логарифмически-нормальной функцией или сокращённо логнормальной функцией [1, 9, 11]:

$$f(\ln r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_g} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_g)^2}{2 \ln^2 \sigma_g}\right]. \quad (2.15)$$

Здесь параметры r_g и σ_g определяются путём последовательного решения уравнений:

$$\begin{aligned} \ln r_g &= \int_0^\infty \ln r f(\ln r) d \ln r, \\ \ln^2 \sigma_g &= \int_0^\infty (\ln r - \ln r_g)^2 f(\ln r) d \ln r, \end{aligned} \quad (2.16)$$

где $\ln r_g$ – среднеарифметическое $\overline{\ln r}$; так-как, $\overline{\ln r} = (\ln r_1 + \ln r_2 + \dots + \ln r_n)/n$, то $r_g = \sqrt[n]{r_1 r_2 \dots r_n}$ представляет собой среднегеометрический радиус частиц, $\ln \sigma_g$ - средне-квадратическое отклонение логарифма радиусов; σ_g - стандартное геометрическое отклонение.

Функция (2.15) удовлетворяет условию нормировки, что можно увидеть из записи интеграла

$$\int_0^{\infty} \exp(-x^2 / 2\sigma^2) dx = \sqrt{2\pi}\sigma. \quad (2.17)$$

При логнормальном распределении стандартное отклонение σ_g представляет собой интервал радиусов частиц, которые имеют 68,26% всех частиц. Этот интервал включают радиусы от r_g / σ_g до $r_g \sigma_g$. Если распределение частиц по радиусам приближается к логнормальному, то параметры этого распределения наиболее просто определяются путём использования логарифмически вероятностного графика. На этом графике расстояние по оси абсцисс измеряется в единицах нормированной переменной $\tau = (\ln r - \ln r_g) / \ln \sigma_g$. Эта переменная связана с долей частиц в процентах (проценты накопления), имеющих радиусы меньше данного значения, определяемая интегральной (накопленной) функцией $F(\ln r)$ логнормального распределения:

$$\% \text{ накопления} / 100 = F(\tau) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\tau} \exp(-x^2 / 2) dx, \quad (2.18)$$

где $F(\tau) = 1/\sqrt{2\pi} \int_0^{\infty} \exp(-x^2 / 2) dx$ - интеграл вероятностей.

При логнормальном распределении модальные и медианные радиусы совпадают, которые соответствуют суммарной доле 50%. Стандартное отклонение σ_g определяется наклоном логарифмического графика:

$$\sigma_g = r_{84,13\%} / r_{50\%} = r_{50\%} / r_{15,87\%}. \quad (2.19)$$

Наиболее важным свойством логнормального распределения является сохранение (инвариантность) формы этого распределения для произвольного q -го момента радиуса. Действительно, полагая частицы сферическими и однородными по плотности, подстановкой выражения (2.15) в равенство (2.8) нормированное распределение q -го момента может быть в явном виде записано следующим образом:

$$f_q(\ln r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_g} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_{gq})^2}{2 \ln^2 \sigma_g} \right]. \quad (2.20)$$

Здесь r_{gq} -среднегеометрический радиус, определяемый из q -го распределения (см. пример 2.4):

$$\ln r_{gq} = \ln r_g + q \ln^2 \sigma_g. \quad (2.21)$$

Таким образом, если числовое распределение частиц логнормальное, то и распределение q -го момента также логнормальное. Эти распределения имеют одинаковые стандартные геометрические отклонения, т. е. инвариантны по форме, но имеют разные значения для среднегеометрического радиуса.

Пример 2.4. Получите формулу для среднегеометрического радиуса r_{gq} , определяемого из q -го распределения (2.20).

Рассмотрим член $r^q f(\ln r)$. Представим r^q в виде $\exp(q \ln r)$ и проведём преобразование выражения $q \ln r - (\ln(r / r_g))^2 / 2 \ln^2 \sigma_g$. Получим:

$$r^q f(\ln r) = M(r^q) f_q(\ln r).$$

Здесь $M(r^q) = r_g \exp(q^2 \ln^2 \sigma_g / 2)$ - моменты распределения $f(\ln r)$, а $f_q(\ln r)$ - распределение q -го момента радиуса.

Окончательно получим :

$$r_{gq} = r_g \exp(q \ln^2 \sigma_g).$$

Пример 2.5. Получите формулу для среднеарифметического радиуса, определяемого из q -го распределения (2.20).

$$M(r_q) = \int_0^\infty r f_q(\ln r) d \ln r = \int_0^\infty r^{q+1} f(\ln r) d \ln r / \int_0^\infty r^q f(\ln r) d \ln r = M(r^{q+1}) / M(r^q)$$

Прямое интегрирование даёт:

$$M(r^q) = \int_0^\infty r^q f(\ln r) d \ln r = \exp\left(q \ln r_g + \frac{1}{2} q^2 \ln^2 \sigma_g\right).$$

Отсюда находим:

$$M(r_q) = r_g \exp\left(\left(q + \frac{1}{2}\right) \ln^2 \sigma_g\right).$$

Для анализа сложного разнородного состава атмосферного аэрозоля, связанного с процессами его образования и трансформации, используется суперпозиция логарифмически-нормальных распределений, записываемые в виде

$$f(\lg r) = \frac{dN}{d \lg r} = \sum_i^{i_0} n_i \frac{1}{\lg \sigma_{g_i} \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\lg(r/r_{g_i})]^2}{2(\lg \sigma_{g_i})^2}\right\}, \quad (2.22)$$

где $f(\lg r)$ -функция распределения числа частиц, представленная в десятичном логарифмическом масштабе, n_i -весовой множитель, r_{g_i} - среднегеометрический радиус, $\lg \sigma_{g_i}$ - среднеквадратическое отклонение десятичного логарифма радиусов для i -го распределения.

В уравнении (2.22) число распределений i_0 и, соответственно, его параметров берутся в зависимости от числа рассматриваемых подсистем или фракций аэрозоля (см. след. раздел).

2.3.2. Анализы экспериментальных распределений частиц по размерам

Первые исследования аэрозоля, проведённые по пробам воздуха в различных местах, показали, что степенной закон (2.10) является удовлетворительным приближением для описания спектра размеров аэрозольных частиц; для средних условий тропосферы в большинстве случаев $n(r)$ меняется приблизительно как r^{-4} . Хорошей иллюстрацией степенного закона и его применения являются данные [16, 18], из анализа которых получено выражение

$$n(r) = 2,49 r^{-4}. \quad (2.23)$$

На рис. 2.6 показана зависимость (2.23) (функционально это соответствует линейной зависимости (2.10) в двойном логарифмическом масштабе) и соответственно кумулятивная концентрация частиц, полученная путём интегрирования (2.23) в пределах от r до бесконечности. Как видно с этого рисунка концентрация частиц очень быстро падает с ростом их радиуса. Предполагая справедливость степенного закона распределения, легко вычислить концентрацию частиц для данного интервала радиусов.

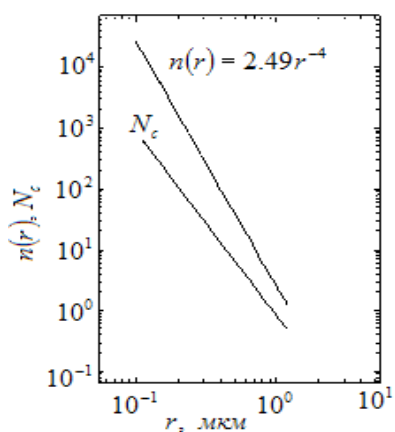


Рис. 2.6. Распределение по радиусам и кумулятивная концентрация аэрозольных частиц.

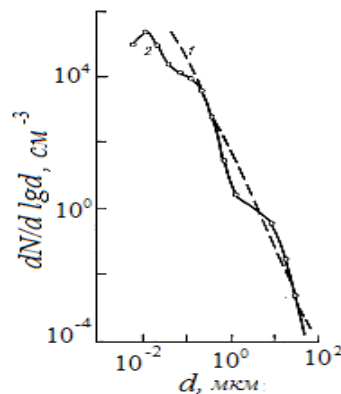


Рис. 2.7. Пример многомодального распределения числовой концентрации аэрозоля по диаметрам. 1 – идеализированное распределение по Юнге, 2 – эмпирическое распределение [27].

Пример 2.6. Пользуясь формулой (2.23) вычислить концентрацию частиц в интервалах радиусов $0,1 \div 1 \text{ мкм}$ и $1 \div 10 \text{ мкм}$. Сравнить полученные значения.

Интегрирование выражения (2.23) по r в пределах $0,1 \div 1 \text{ мкм}$ и $1 \div 10 \text{ мкм}$ даёт, соответственно: $N \approx 830 \text{ см}^{-3}$ и $N \approx 0,83 \text{ см}^{-3}$. Во втором случае концентрация становится на три порядка меньше; это показывает, что в концентрацию частиц большой вклад вносят малые частицы.

По мере накопления наблюдательных данных стало очевидным, что степенное распределение (2.10) применимо в ограниченном диапазоне размеров частиц; оно становится справедливым на интервале шкалы размеров не более одного порядка. Для описания полного спектра аэрозольных частиц степенным законом иногда прибегают к суперпозиции степенных отношений. Анализ экспериментальных данных показывает, что отклонения в экспериментальных спектрах распределения частиц по размерам от закона Юнге связано с многомодальной природой атмосферного аэрозоля (рис. 2.7).

Представление результатов изучения аэрозоля в виде $dS/d\ln r$, $dV/d\ln r$ позволяет выяснить определённые закономерности формирования его полидисперсного состава. На рис. 2.8 показаны кривые объёмного распределения аэрозоля для типичных условий высокой и низкой запылённости приземного слоя воздуха. На этом рисунке кривые характеризуются наличием различных мод - плотности распределения концентрации частиц по размерам: A ($0,5 \text{ мкм} < r < 10 \text{ мкм}$), B ($10 \text{ мкм} < r$) и C ($r < 0,5 \text{ мкм}$). Химический анализ показывает, что частицы моды B преимущественно состоят из кварцевых крупинки, покрытых мелкими глинистыми частичками, а частицы моды A образуют мелкодисперсную пыль в основном глинистого состава. Мода B характерна для условий повышенной запылённости воздуха, которая формируется из тяжёлых деструктурированных сальтирующих частиц, которые вносятся в атмосферу в условиях интенсивных пылевых бурь. Мода A наблюдается и при обычных условиях низкой запылённости воздуха, состав частиц которой формируется в результате продолжительного диспергирования почвенного аэрозоля.

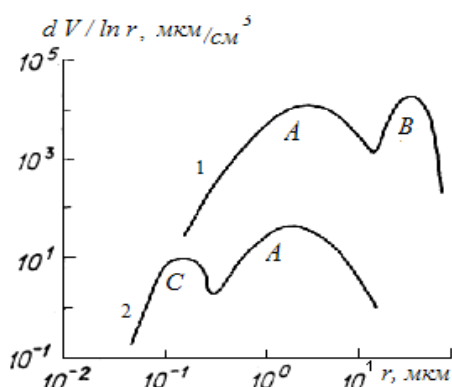


Рис. 2.8. Типичные распределения частиц аэрозоля для случаев высокой (1) и низкой (2) запылённости приземного слоя воздуха [9].

С высотой в несколько метров концентрация частиц моды *B* отчётливо уменьшаются, а концентрация моды *A* практически остаётся неизменной. Отсюда следует, что на удаление частиц моды *B* из атмосферы существенное влияние оказывает процесс седиментации, а частицы моды *A* могут перенесены адвекцией на значительные расстояния т. е. они обладают большим временем нахождения или существования в атмосфере.

Мода *A* включает частицы, которые формируются после окончательного диспергирования пылевых частиц, вносимых в атмосферу извне. Эти частицы образуют наиболее развитую дисперсную систему гигантских частиц по классификации Юнге – тонкодисперсную пылевую фракцию.

По природе мода *C* на рис. 2.8 однозначно может быть отнесена к аэрозолю, продуцируемого из газовой фазы *in situ*. Эта мода является наиболее высокодисперсной или тонкодисперсной и преобладающей по массе компонентой аэрозоля. Основательное изучение физико-химических процессов генерации этих частиц показывает, что эти частицы

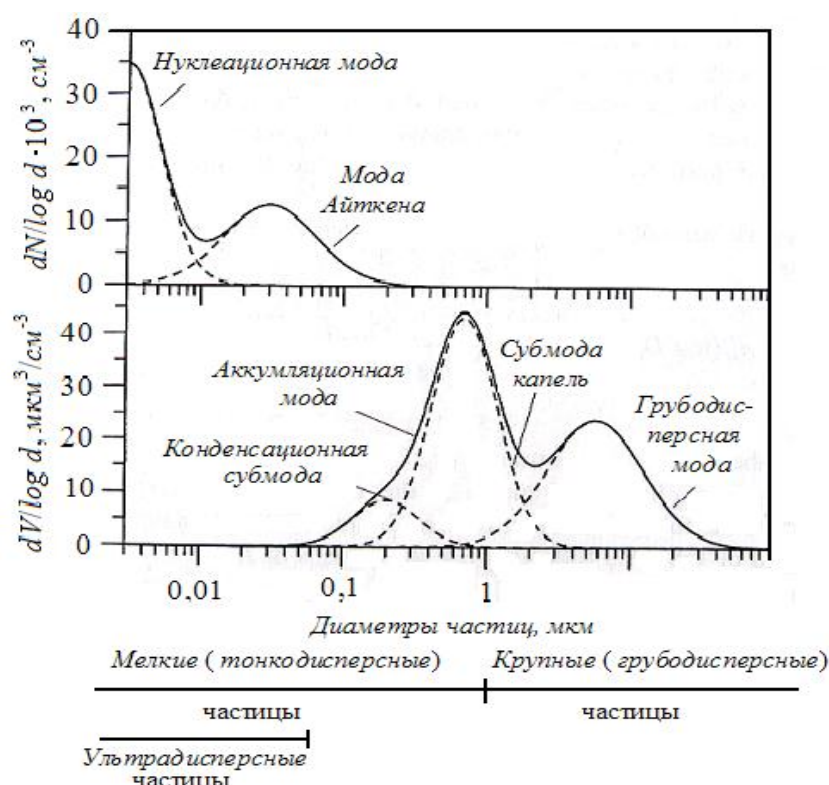


Рис. 2.9. Дисперсный состав атмосферного аэрозоля [24].

имеют характерное бимодальное распределение по размерам [24]. Бимодальность была выявлена путём анализа распределений поверхностей, объёмов (массы) тонкодисперсных частиц.

Самые мелкие частицы моды *C* (микрочастицы) на рис. 2.8 исторически были названы ядрами Айткена, которые были впервые подробно изучены Айткеном с помощью счётчика, носящего его имя (представляющего собой модификацию камеры Вильсона).

Для наглядности пример различия дисперсного состава атмосферного аэрозоля показан на рис. 2.9, где выделен фракционный состав частиц по их происхождению: грубодисперсные частицы, попадающие в атмосферу извне и образующие грубодисперсную

моду, тонкодисперсные частицы бимодальной структуры, образующие ультрадисперсную нуклеационную моду и различные субмоды аккумуляционной моды.

Общее представление о природе атмосферного аэрозоля даёт рис. 2.10, где показано распределение q -го момента частиц для фоновых условий сельских районов, описываемого соответствующей логнормальной функцией. На этом рисунке числовая

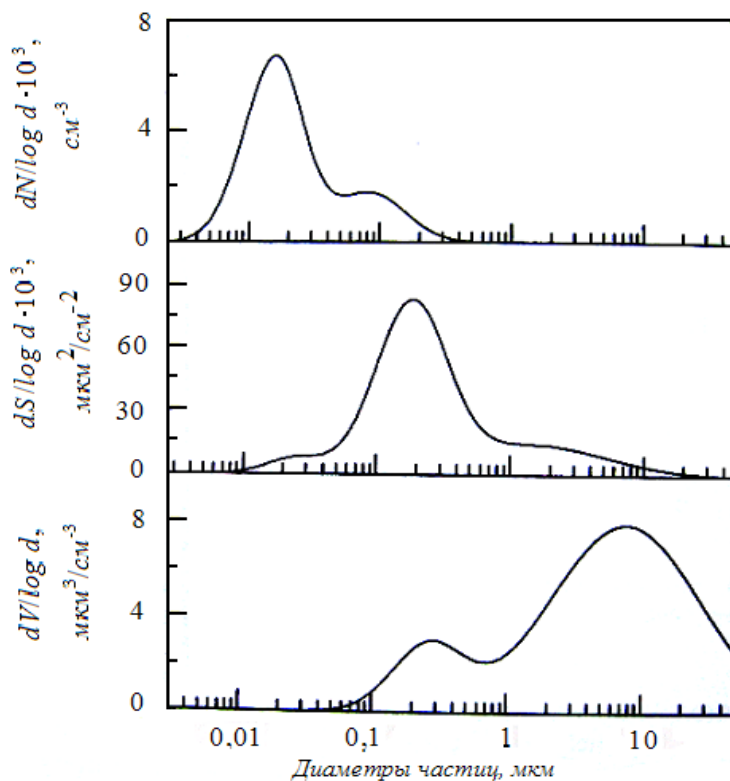


Рис. 2.10. Распределение q -го момента частиц для фоновых условий сельских районов [24].

концентрация явно выделяется в ультрадисперсном диапазоне размеров, объёмное распределение значительно в области размеров сбм-частиц $0,1 \div 0,1 \text{ мкм}$ аккумуляционной моды.

Такой характер распределения $dS/d\ln d$ частиц аэрозоля показывает, что субмикронные частицы играют доминирующую роль в рассеянии солнечного излучения. Поэтому мода сбм- частиц представляет важный практический интерес для решения различных задач переноса диффузного светового излучения в атмосфере [3, 21]. Объём (масса) частиц доминирует в области аккумуляционной и грубодисперсной моды.

На рис. 2.11 схематично показано распространённая классификация атмосферного аэрозоля, проведённая по способу его образования. В соответствии с этим рисунком диапазон ядер Айткена (так называемая транзитивная мода) образует первую максимум распределения тонкодисперсных частиц по размерам. Эта мода формируется в процессе генерации первичных частиц вследствие конденсации горячих паров (радикалы, углеводородов, силикаты, металлы). Второй максимум распределения тонкодисперсного аэрозоля составляет диапазон аккумуляционных частиц, которые непрерывно генерируют в атмосферном воздухе в результате фотохимических и химических превращений примесных газов (SO_2 , NO_2 , SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+) и органических веществ) и процесса коагуляции, образующихся первичных частиц. Указанный первый способ генерации частиц называется горячей нуклеацией, а второй – холодной нуклеацией первичных частиц.

Экспериментальные данные показали, что в фоновых атмосферных условиях континентальном воздухе основная масса сульфатов, сернокислого аммония, нитратов приходится на аккумуляционную моду [8, 14, 28]. Частицы этой моды сбм размеров содержат сравнительно небольшое ядро, содержащего окислы металлов (железа, кальция, магния,

алюминия и т. д.), покрытого оболочкой в основном из растворов сульфатов, сернокислого аммония, нитратов.

Последний третий максимум распределения на рис. 2.11 образует диапазон наиболее крупных пылевых грубодисперсных частиц или морских солевых частиц непосредственно над водными акваториями, спектр размеров которых формируется в результате



Рис. 2.11. Схема, иллюстрирующая трёхмодальную структуру атмосферного аэрозоля; показано массовое распределение по диаметрам [28].

процессов диспергирования частиц в воздушной взвеси. Данные натурных исследований показывают, что среднее время пребывания этих частиц в атмосферном газе существенно отличаются от времени существования более мелких частиц тонкодисперсной фракции. Это указывает на различие и независимость существования указанных фракций в реальных атмосферных условиях.

Задача описания процессов нуклеации и формирования частиц в атмосфере — это кинетическая проблема, которая практически носит междисциплинарный характер. Изучение кинетики образования диспергированной фазы в воздушной среде и анализ многочисленных экспериментальных распределений частиц атмосферного аэрозоля по размерам [9, 18, 24, 25] позволяет описать непрерывный процесс образования аэрозоля *in situ* схемой изображённой на рис. 2.12. Исходным в этом процессе является формирование устойчивых молекулярных кластеров — преднуклонных зародышей, которые образуют переходное состояние вещества между газовой и конденсированной фазами вещества. С образованием устойчивых кластеров, по достижении критических размеров, быстро следуют процессы фазовых превращений и прироста частиц, которые способствуют переходу частиц в более крупнодисперсный диапазон размеров.

Бимодальность тонкодисперсного аэрозоля физически определяется действием механизмов удаления частиц, которые сильно отличаются в зависимости от их дисперсности. Для вновь образующихся микродисперсных частиц (примерно $r < 0,05$ мкм) доминируют процессы их прилипания к более крупным частицам (их прилипание между собой менее эффективно). Лишь малая доля этих частиц может расти в процессе их конденсации-

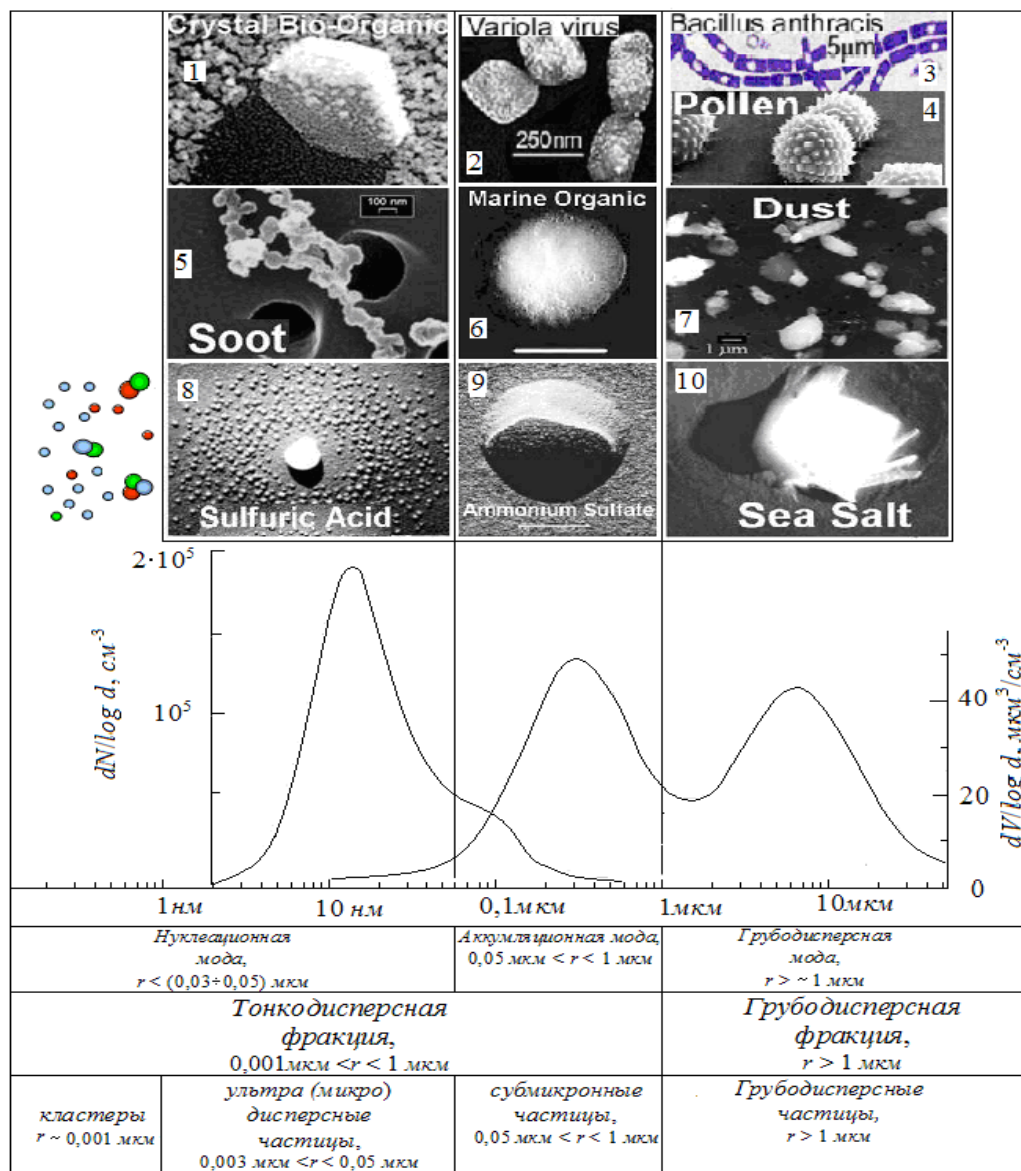


Рис. 2.12. Классификация аэрозоля; кривые распределения слева соответствуют числовому распределению и справа-объёмному распределению частиц по диаметрам d мкм. Выше приведены примеры частиц, относящиеся к различным модам распределения. 1 - биоорганические кристаллические частицы, 2 и 3 - самые опасные жизнеспособные разновидности вирусов (2) и бактерий (3), 4 - пыльца растений, 5 - сажа, 6- морские органические частицы, 7 – пыль, 8 - серная кислота, 9 - сульфат аммония, 10 - морская соль.

онного роста, выступая в роли ядер субмикронной (сбм) моды ($0,05 < r < 1$ мкм). Частицы субмикронной моды, фактически охватывающие частью верхний диапазон частиц Айткена и аккумуляционную моду (рис. 2.12), в основном удаляются из атмосферы в процессах их вымывания осадками, т. е. в зависимости от метеорологических условий. В результате, как показывают экспериментальные данные микродисперсные частицы концентрируются вблизи центров эмиссий примесных газов (например, около промышленными предприятий), из которых они образуются, в то время как субмикронные частицы встречаются повсеместно [8].

Таким образом, в спокойной атмосфере всегда присутствуют аэрозольные частицы в диапазоне от нескольких сотен ангстрем до нескольких и десятков микрометров. Такая широкая протяжённость спектра размеров атмосферного аэрозоля, имеющего многомодальную дисперсную структуру, объясняется присутствием в его составе частиц весьма различных источников происхождения.

Таблица 2.2. Параметры распределений размеров степенного типа.

Тип распределения	N	A	r_c	α	γ	b	$n(r_c)$
Дымка M	100 см^{-3}	$5,3333 \cdot 10^4$	0,05 мкм	1	1/2	8,9443	$360,9 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$
Дождь M	1000 см^{-3}	$5,3333 \cdot 10^5$	0,05 мм	1	1/2	8,9443	$3609 \text{ м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}$
Дымка L	100 см^{-3}	$4,9757 \cdot 10^6$	0,07 мкм	2	1/2	15,1186	$446,6 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$
Дождь L	1000 см^{-3}	$4,9757 \cdot 10^7$	0,07 мм	2	1/2	15,1186	$4466 \text{ м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}$
Дымка H	100 см^{-3}	$4,0000 \cdot 10^5$	0,10 мкм	2	1	20,000	$541,4 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$
Град H	10 см^{-3}	$4,0000 \cdot 10^4$	0,10 см	2	1	20,000	$54,14 \text{ м}^{-3} \cdot \text{см}^{-1}$
Кучевое облако С.1	100 см^{-3}	2,3730	4,00 мкм	6	1	3/2	$24,09 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$
Коронное облако С.2	100 см^{-3}	$1,0851 \cdot 10^{-2}$	4,00 мкм	8	3	1/24	$49,41 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$
МОР-облако С.3	100 см^{-3}	5,5556	2,00 мкм	8	3	1/3	$98,82 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$

На практике предложено большое число эмпирических или полуэмпирических типовых моделей функции распределения аэрозоля, которые характерны для различных

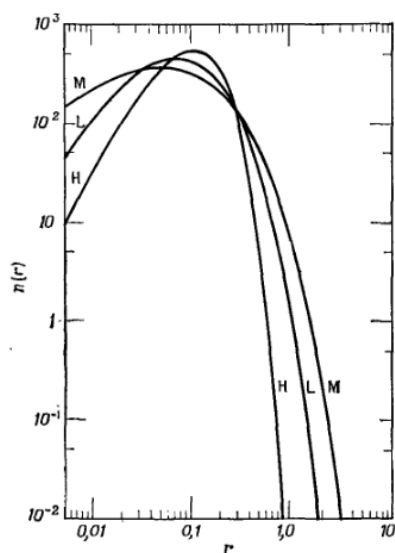


Рис. 2.13. Функции распределения по размерам частиц для моделей дымки M , L , H по табл. 2.2 [3].

сезонов, местностей и метеорологических условий. Построение таких моделей основывалось на повышении их статистической обеспеченности с использованием новых массивов микрофизических данных, получаемых в однородных геофизических условиях.

Путём анализа многочисленных экспериментальных данных в известной работе Дейрменджана [3] показана применимость гамма – распределения (2.12) для универсального описания дисперсного состава атмосферного аэрозоля. В этой работе приведены численные значения параметров распределения (2.12) для специфических форм аэрозоля: дымок, туманов, облаков, осадков, града, приведённые в таблице 2.2. Данные этой таблицы используются при расчёте полидисперсных характеристик рассеяния светового излучения в атмосфере.

В первом столбце таблицы 2.2 даётся название или обозначение различных моделей распределения. Приведённые во втором столбце номинальные концентрации частиц, в соответствии с (2.13б), могут быть изменены выбором значений постоянной a . На рис. 2.13 в логарифмическом масштабе показаны кривые распределения частиц дымки для моделей M , L , H . На этом рисунке для всех распределений преобладают малые частицы, характерные для аэрозолей дымки. Модель дымки M в таблице 2.2 служит для воспроизведения распределения морских или

прибрежных аэрозолей. Эта модель, уменьшая номинальную концентрацию частиц и увеличивая их размер от $\mu\text{м}$ – ов до мм – ов , используется для описания естественных распределений дождевых капель. Модель дымки L

Таблица 2.3. Параметры счетного распределения аэрозоля и его интегральные характеристики для указанных диапазонов размеров для всего аэрозоля в целом										
1	2	3			4			5		
Тип аэрозоля	Диапазон размеров	Поддиапазон $10^{-7} < r < 10^{-4}$ см			Поддиапазон $10^{-7} < r < 10^{-4}$ см			Поддиапазон $r > 10^{-4}$ см		
	Тип диапазона по Юнге	Айткена			Большие			Гигантские		
	Фракции по Витби	Нуклеационная			Аккумуляционная			Грубодисперсная		
	Параметры аэрозоля i	n_i	Ri	$lg \sigma_i$	n_i	Ri	$lg \sigma_i$	n_i	Ri	$lg \sigma_i$
	Сумма поддиапазонов I'	N'	S'	V'	N'	S'	V'	N'	S'	V'
Полярный	$i = 1$ $i = 2$ $i = 3$ I'	$2,17 \cdot 10^1$ $1,63 \cdot 10^1$	$6,19 \cdot 10^{-5}$ $8,01 \cdot 10^{-9}$	$0,245$ $1,94 \cdot 10^{-14}$	$1,86 \cdot 10^1$ $5,83 \cdot 10^0$	$3,75 \cdot 10^{-5}$ $2,13 \cdot 10^{-8}$	$0,300$	$3,04 \cdot 10^{-4}$ $1,53 \cdot 10^{-2}$	$4,29 \cdot 10^{-4}$ $5,92 \cdot 10^{-9}$	$0,291$ $1,02 \cdot 10^{-12}$
Тропосферный фоновый	$i = 1$ $i = 2$ $i = 3$ I'	$1,29 \cdot 10^2$ $1,03 \cdot 10^2$	$3,60 \cdot 10^{-7}$ $1,84 \cdot 10^{-8}$	$0,645$ $4,55 \cdot 10^{-14}$	$5,97 \cdot 10^1$ $6,35 \cdot 10^{-1}$ $4,19 \cdot 10^1$	$1,27 \cdot 10^{-5}$ $2,59 \cdot 10^{-5}$ $2,44 \cdot 10^{-7}$	$0,253$ $0,425$ $2,56 \cdot 10^{-12}$	$7,71 \cdot 10^{-2}$	$3,20 \cdot 10^{-8}$	$3,20 \cdot 10^{-8}$
Морской	$i = 1$ $i = 2$ $i = 3$ I'	$1,33 \cdot 10^2$ $1,25 \cdot 10^2$	$3,90 \cdot 10^{-7}$ $1,90 \cdot 10^{-8}$	$0,677$ $4,76 \cdot 10^{-14}$	$6,66 \cdot 10^1$ $3,06 \cdot 10^0$ $5,26 \cdot 10^1$	$6,33 \cdot 10^{-5}$ $2,90 \cdot 10^{-5}$ $2,90 \cdot 10^{-7}$	$0,210$ $0,396$ $3,12 \cdot 10^{-12}$	$2,84 \cdot 10^{-1}$	$1,22 \cdot 10^{-7}$	$1,29 \cdot 10^{-11}$

Продолжение таблицы 2.3.										
1	2	3			4			5		
Фоновый континен- тальный	$i = 1$	9,97.10 ²	1,00.10 ⁻⁷	0,328	8,11.10 ¹	5,13.10 ⁻⁷	6,59.10 ⁻¹²	7,10.10 ⁻⁴ 4,37.10 ⁻¹	6,24.10 ⁻⁴ 1,35.10 ⁻⁷	0,277 1,39.10 ⁻¹¹
	$i = 2$	8,42.10 ²	2,18.10 ⁻⁶	0,505						
	$i = 3$	1,26.10 ³	1,19.10 ⁻⁷	2,42.10 ⁻¹³						
	I'									
Пустын- ных пес- чаных бурь	$i = 1$	7,26.10 ²	1,00.10 ⁻⁷	0,247	1,85.10 ²	2,52.10 ⁻⁶	4,68.10 ⁻¹¹	1,78.10 ⁻¹ 1,47.10 ¹	1,08.10 ⁻³ 4,43.10 ⁻⁵	0,438 1,35.10 ⁻⁷
	$i = 2$	1,14.10 ³	2,18.10 ⁻⁶	0,770						
	$i = 3$	1,26.10 ³	1,19.10 ⁻⁷	2,74.10 ⁻¹³						
	I'									
Сельских районов	$i = 1$	6,65.10 ³	7,39.10 ⁻⁷	0,225	1,71.10 ³	5,80.10 ⁻⁷	5,14.10 ⁻¹²	3,44.10 ⁻¹	1,42.10 ⁻⁷	1,65.10 ⁻¹¹
	$i = 2$	1,47.10 ²	2,69.10 ⁻⁸	0,557						
	$i = 3$	1,99.10 ³	4,19.10 ⁻⁶	0,266						
	I'	8,61.10 ³	6,44.10 ⁻⁶	1,23.10 ⁻¹²						
Промыш- ленных рай- онов	$i = 1$	9,93.10 ⁴	6,51.10 ⁻⁷	0,245	1,41.10 ³	4,20.10 ⁻⁶	3,00.10 ⁻¹¹	7,61.10 ⁻¹	3,53.10 ⁻⁷	5,81.10 ⁻¹¹
	$i = 2$	1,11.10 ³	7,14.10 ⁻⁷	0,666						
	$i = 3$	3,64.10 ⁴	2,48.10 ⁻⁶	0,337						
	I'	1,35.10 ⁵	6,72.10 ⁻⁸	1,12.10 ⁻¹¹						
Стратос- ферный (20 км)	$i = 1$	4,07.10 ⁻¹	3,36.10 ⁻¹⁰	9,54.10 ⁻¹⁶	4,49.10 ⁰	2,17.10 ⁻⁵	6,97.10 ⁻¹³	1,78.10 ⁻²	3,32.10 ⁻⁹	1,44.10 ⁻¹¹
	$i = 2$									
	$i = 3$				4,10.10 ⁰	4,76.10 ⁻⁸				
	I'									
Примечание $n_i(i=1,2,3)$ –счетная концентрация (в см ⁻³) для логарифмически нормального распределения частиц в раз-личных диапазонах разме-ров. Величины, отмеченные штрихом, показывают аддитивный вклад мод в счетную (N' см ⁻³) поверхность (S' см ⁻¹) объемную (V') concentra-ции частиц в указанном диапазоне размеров.										

преимущественно применяется для континентального аэрозоля. Путём подбора параметров эту модель можно применить для слабых и умеренных осадков. Модель H , соответствующим подбором параметров, больше применяется к градинам или к частицам пыли в стратосфере.

С целью унификации моделей атмосферного аэрозоля, в соответствии с рекомендациями Международной рабочей группы экспертов по аэрозолю и его влияния на климат [13], интерпретация информации о спектре размеров аэрозольных частиц осуществляется с применением универсального логнормального распределения (2.22).

В табл. 2.3 приведены параметры распределения (2.22) для различных типов аэрозоля, которые, как считается, присутствуют в атмосфере. На рис. 2.14 в качестве иллюстративного примера представлены соответствующие типы распределений.

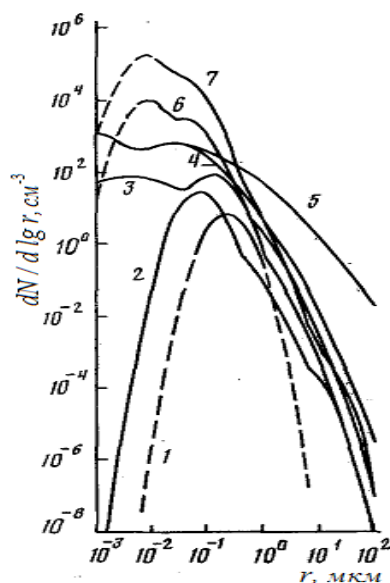


Рис. 2.14. Распределение счетной концентрации различных типов аэрозоля в виде зависимости $dN/d \lg r$ от радиуса частиц. Тип аэрозоля: 1 – стратосферный (через год после извержения вулканов), 2 – полярный аэрозоль приземного слоя в арктических и антарктических районах, 3 – тропосферный фоновый (на высотах, выше 5 км над сушей и выше 3 км над поверхностью океанов), 4 – фоновый континентальный (для районов, не подверженных антропогенному воздействию), 5 – пустынных песчаных бурь, 6 – сельских районов, 7 – промышленных районов [13].

Большой интерес вызывают распределения природного фонового аэрозоля. В спокойной атмосфере (безоблачные условия, отсутствие мощных пылевых выносов, вулканических извержений и т. д.) основным содержанием этого вида аэрозоля во всей толще атмосферы являются субмикронные аккумуляционные частицы, непрерывно образующиеся в процессах типа газ-частица. Вместе с тем важно различать фоновый аэрозоль в континентальных условиях и над водными акваториями, прибрежных районов вне промышленных районов, фоновый аэрозоль с учётом слоистой структуры его высотного распределения – тропосферный аэрозоль выше пограничного слоя воздуха, стратосферный сульфатный аэрозоль, фоновый аэрозоль верхних слоёв атмосферы.

Как видно из рис. 2.14 стратосферный и полярные аэрозоли имеют сравнительно узкие, монодисперсные распределения. В этом случае при переходе от счетного распределения к распределению по поверхности или по объему, форма распределения и средний радиус частиц изменится незначительно. Концентрация аэрозоля субмикронного диапазона и размельчённых пылевых частиц сильно уменьшается с увеличением радиуса частиц, что предсказывалось ранними исследованиями Юнге [12]. При переходе к распределениям частиц по поверхностям и объемам, кривые функций распределения становятся менее пологими, и поэтому при определении поверхности и массы аэрозоля важно рассмотрение этих распределений.

Отметим, что вариации распределений атмосферного аэрозоля по размерам определяются их многомодальной структурой в зависимости от метеорологических условий и, соответственно, различны для различных фракций аэрозольных систем. В связи с этим становится необходимым рассмотрение времени жизни (пребывания) аэрозольных частиц в атмосфере для конкретных фракций и конкретных метеорологических ситуаций.

На рис. 2.15 показана зависимость времени жизни частиц атмосферного аэрозоля от их радиуса. Максимум этой кривой соответствует частицам субмикронного диапазона, имеющие наибольшее время существования в атмосфере. Микродисперсные частицы и более грубодисперсные частицы имеют более короткие времена жизни. С высотой время пребывания частиц может возрасти на несколько порядков: для субмикронных частиц это время меняется от нескольких дней до примерно месяца в тропопаузе и нескольких месяцев и года в более верхних слоях атмосферы.

В глобальном масштабе выделены три общих типа распределения частиц по размерам в тропосфере: фоновый, морской или океанический и континентальный [3, 26]. Характерные черты этих типов распределений рассматривались на рисунках. 2. 14 - 2.15.

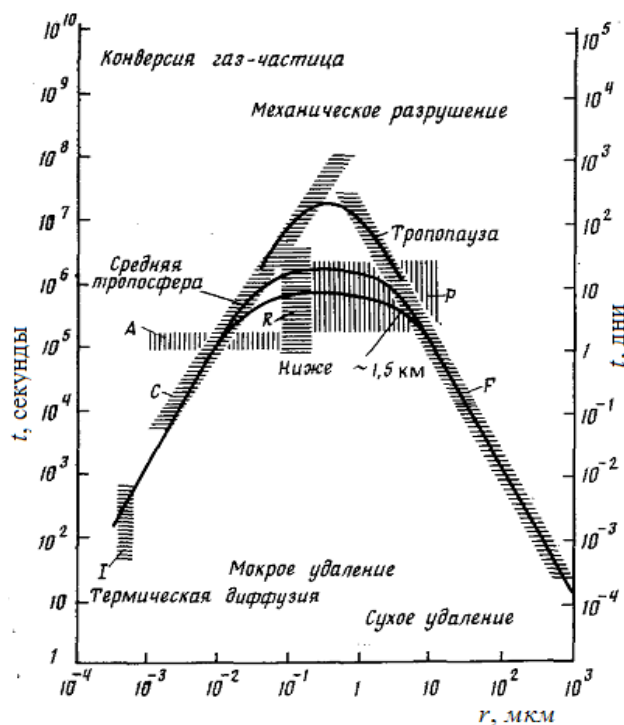


Рис. 2.15. Зависимость времени жизни (t) аэрозольных частиц от их радиуса [19].

Расчет производился с учетом различных независимых данных: А – пространственного распределения частиц Айткена, С – диффузии аэрозоля, находящегося в динамическом равновесии, R – данных по радиоактивности, Р – результатов исследования атмосферного цикла воды, F – данных по седиментации [20].

Фоновое распределение считается репрезентативным для средней и верхней тропосферы. Полагается, что основная масса фоновых частиц (около 80%) состоит из наиболее мелкодисперсных частиц, которые хорошо перемешаны и типичны для очень чистого воздуха с концентрацией $\sim 700 \text{ см}^{-3}$. Количественный баланс фоновых частиц, по этой модели, поддерживается за счёт процессов генерации фотохимического аэрозоля, разложения продуктов биологического происхождения, «старения» (долгого пребывания в атмосфере) частиц, вынесенных с поверхности земли.

Частицы морского и континентального аэрозоля обычно смешаны с частицами фоновых аэрозолей. Распределение частиц морского типа аэрозоля существенно отличается от фоновых в интервале радиусов от 0,5 до 20 $\mu\text{м}$, в котором концентрация частиц морского типа увеличивается по сравнению с фоновой за счёт частиц, возникающих из морских брызг. При этом общая концентрация частиц морского происхождения невелика, меньше 10 см^{-3} .

В нижней тропосфере над сушей предполагается репрезентативным третий тип распределения частиц по размерам – континентальный. Счетная концентрация частиц в этом случае возрастает до 10^4 см^{-3} в сельских местностях, до $3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ – в небольших городах и превышает 10^5 см^{-3} – в крупных. Распределение частиц с $r < 0,1 \mu\text{м}$ считается недостаточно изученным.

2.3.3. Влияние влажности на микроструктуру атмосферного аэрозоля

В условиях атмосферы процессы формирования и трансформации структуры аэрозоля существенным образом зависят от вариаций влажности воздуха. Изменения влаги влияют на интенсивность образования вторичных аэрозолей, обеспечивают условия роста, увлажнение и высыхание аэрозольных частиц, определяют интенсивность их удаления из атмосферы путём выпадения осадков.

Аэрозоль образует смесь частиц различной степени растворимости, органического и неорганического происхождения. Растворимость этих частиц определяется процентным содержанием в них растворимых и нерастворимых соединений в зависимости от их фракционного состава. При анализе проб аэрозоля выделяются растворимые и нерастворимые, неорганические и органические составляющие. В таблице 2.4 приводятся оценочные данные подобного разделения по многим реализациям, включающие антропогенный и сельский фоновый аэрозоль. По этой таблице, смешанный состав

Таблица 2.4. Состав континентального аэрозоля. Пункты наблюдения: А – Майнц и В – Дойзельбах, Германия [22].

Компоненты	Массовое содержание, (%)	
	А	В
Минеральные нерастворимые компоненты	35	25
Водорастворимые компоненты	58	68
Вещества, растворимые в органических растворителях	40	42
Растворимая в воде органическая фракция	28	25
Нерастворимая в воде органическая фракция	5	6
Водорастворимые органические соли	30	43

аэрозоля преимущественно состоит из растворимых компонент. На рис. 2.16 показано процентное содержание этих компонент для различных интервалов распределения частиц по размерам. Из этого рисунка видно, что по массе доля растворимой компоненты и, особенно, доля водорастворимых частиц существенно растёт для более мелкодисперсной – субмикронной фракции. Это важно учитывать при анализе процессов фазового превращения воды в атмосфере (образование туманов и облаков, возникновение смоговых ситуаций в городском воздухе и т. д.).

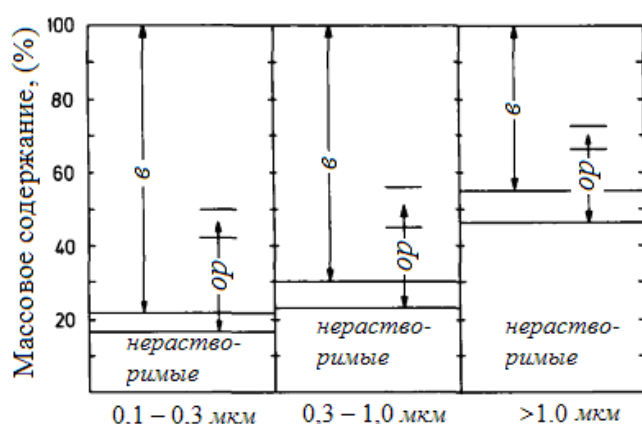


Рис. 2.16. Распределение по размерам массы растворимых в воде (ϵ) и органических растворителях ($ор$) компонент аэрозоля, а так же его нерастворимых компонент [22].

Методы анализа проб аэрозоля, взятые на фильтры-улавливатели, характеризуют под микроскопом состав сухого остатка аэрозольных частиц. Частицы аэрозоля в атмосфере практически всегда увлажнены, поэтому для сравнения размера аэрозольной частицы с размером её сухой основы вводят величину: $c = r(q)/r_0$ - фактор роста частиц, где r_0 - эквивалентный радиус сухой частицы и $r(q)$ - эквивалентный радиус увлажнённой частицы; q - относительная влажность воздуха. Для оценки этой величины часто используется известная полуэмпирическая формула Ханела [17]:

$$r(q) = r_0 \left(1 + \frac{\rho_0}{\rho_s} \bar{\mu}(q) \frac{q}{1-q} \right)^{1/3}. \quad (2.24)$$

Здесь ρ_0 и ρ_s - соответственно, плотность сухой основы аэрозольных частиц и воды, $\bar{\mu}(q) = \frac{m_g}{m_0} \frac{1-q}{q}$ - средний коэффициент роста частиц аэрозольной пробы при изменении относительной влажности воздуха; m_0 и m_g - соответственно масса сухих частиц и собранной ими влаги. Для отдельных типов аэрозоля составлены таблицы значений $\bar{\mu}(q)$, где для континентального аэрозоля рекомендованы следующие значения:

Соотношение (2.24) даёт более удовлетворительные результаты для растворимых аэрозольных частиц и менее подходит для частиц с большим процентом нерастворимого вещества. Растворимые частицы составляют значительную долю атмосферного аэрозоля

$q, \%$	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	97,5
$\bar{\mu}(q)$	0,050	0,065	0,080	0,095	0,110	0,127	0,160	0,156	0,146	0,140	0,146

Поэтому влажность оказывает существенное влияние на химсостав и характер распределения частиц по размерам. Экспериментально установлено, что с увеличением относительной влажности модальный радиус частиц r_m сдвигается в сторону больших размеров. При этом наблюдается следующая характерная особенность растворимости аэрозольного вещества: с увеличением относительной влажности для некоторых растворов частиц (например, растворов H_2SO_4) радиус r_m монотонно возрастает, для других растворимых частиц (например, растворов сульфатов NH_4HSO_4 и $(NH_4)_2SO_4$) происходит ступенчатое изменение их плотности и размеров. В последнем случае растворимость частиц обусловлено резким поглощением влаги при превышении определённого критического значения относительной влажности (см. табл. 2.5).

Влажность воздуха оказывает существенное влияние на плотность аэрозольного вещества. Это влияние учитывается с использованием соотношения предложенного Ханелом:

$$\rho(q) = \rho_s + (\rho_0 - \rho_s) \left(\frac{r(q)}{r_0} \right)^{-3}, \quad (2.25)$$

где ρ_0 - плотность сухой основы частиц, ρ_s - плотность воды, а отношение $r(q)/r_0$ рассчитывается с использованием формулы (2.24).

Таблица 2.5. Критические значения относительной влажности воздуха при которых происходит растворение аэрозольного вещества [8].

Вещество	$q\%$	Вещество	$q\%$
$LiCl$	13	$NaCl$	76
$CaCl_2$	18	NH_4Cl	77
$MgCl_2$	33	$(NH_4)_2SO_4$	80
NH_4HSO_4	39	KCl	85
$Zn(NO_3)_2$	45	Na_2SO_4	86
NH_3NO_3	62	$MgSO_4$	91
$NaNO_3$	74	KNO_3	92

Отметим, что в условиях сильно меняющейся влажности атмосферного воздуха формулы (2.24) и (2.25) могут описать лишь самые общие закономерности изменения микроструктуры аэрозоля.

При учёте трансформации спектра аэрозоля с изменением влажности воздуха, обычно, задаются изменения средних величин радиусов частиц для

отдельных фракций. Полагая постоянство числовой концентрации и, соответственно, формы числового распределения частиц по размерам, можно записать:

$$N(r, r + dr) = N(cr, cr + cdr); \quad (2.26)$$

где $c = r(q)/r$ - так называемый фактор роста частиц.

Отсюда получим:

$$f_0(r)dr = f(cr)cdr, \quad \text{или} \quad f(r) = \frac{1}{c} f_0(r/c), \quad (2.27)$$

где $f_0(r)$ -функция распределения частиц при $q = 0$.

Пример 2.7. Принимая выполнение условия (2.26) для числовой концентрации аэрозоля, написать выражение для $f_0(r)$, заданного в виде логнормального распределения (2.22).

Для распределения (2.22) в соответствии с последним соотношением, очевидно, имеем

$$f(\lg r) = \frac{dN}{d \lg r} = \sum_i \frac{n_i}{n_i} \frac{n_i}{c} \frac{1}{\lg \sigma_{g_i} \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ - \frac{\left[\lg(r/cr_{g_i}) \right]^2}{2(\lg \sigma_{g_i})^2} \right\}.$$

2.4. Химический состав и оптические постоянные аэрозольных частиц.

Атмосферный аэрозоль имеет сложный смешанный состав, содержащий разнородные конгломераты различных химических соединений. Задача изучения химического состава аэрозоля связана с задачей подробного анализа зависимости элементного или химического состава аэрозольных частиц от их размера. Химсостав этих частиц характеризуется соответствующими значениями их оптических постоянных-вещественной и мнимой частей комплексного показателя преломления.

Таблица 2.6. Относительное содержание элементов в земной коре, почве, сланцах, относительное содержание элементов в летучей золе от сгорания угля и мазута, а также относительное содержание основных элементов удалённых континентальных аэрозолях, с фактором обогащения аэрозоля

$$EF = ([X]/[Al])_{\text{аэрозоль}} / ([X]/[Al])_{\text{источник}} \quad [23].$$

Элемент	[X]/[Al]					удалённый континентальный аэрозоль			
	почва	земная кора	сланец	летучая зола (г)		[X]/[Al]		EF	
	(а),	(б)	(в)	Уголь	нефть	(д)	(е)	(д)	(е)
Si	4,628	4,018	2,591	1,43	0,48	2,70	3,25	0,67	0,81
Al	1	1	1	1	1	1	1	-	-
Fe	0,533	0,443	0,445	0,50	0,50	1,30	0,55	2,90	1,24
Ca	0,192	0,332	0,207	0,29	0,08	0,80	0,66	2,40	1,99
Mg	0,088	0,426	0,107	0,057	0,06	0,25	0,15	0,58	0,35
Na	0,088	0,426	0,089	0,029	0,30	0,20	0,23	0,48	0,56
K	0,191	0,381	0,294	-	0,02	0,65	0,44	1,70	1,15
Ti	0,064	0,057	0,041	0,064	$6 \cdot 10^{-3}$	0,064	0,083	1,12	1,45
Mn	0,012	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,025	0,17	2,90	1,98
Cr	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	0,024	$8 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	12,90	9,20
V	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	0,50	$3,5 \cdot 10^{-3}$	-	2,70	-
Co	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	0,03	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	4,30	3,90
Источник: (а) Виноградов (1959); (б) Turekian (1973), model A; (в) Flanigan (1973); (г) Winchester and Nifong (1971); (д) Rahn (1975b); (е) Moyers et al. (1977).									

Важными характеристиками химсостава аэрозоля являются их оптические постоянные, правильный выбор которых имеет принципиально важное значение при решении прикладных задач оптики аэрозоля. Различаются следующие подходы определения аэрозольного вещества: 1) по образцам проб, взятых в различных природных атмосферных условиях; 2) на основе априорно изученных спектров ослабления (рассеяния и поглощения) химических соединений, входящих в состав данного типа аэрозоля с учётом их процентного содержания; 3) непосредственно из дистанционных измерений оптических характеристик аэрозоля в атмосфере. Первый подход наиболее трудоёмкий, поскольку включает ряд этапов сбора, хранения, химического и спектрального состава аэрозоля. Содержание аэрозоля в воздушной взвеси невелико, поэтому предъявляются особые требования к реализации этого подхода. Во втором подходе требуется наименьшее требование к натурному эксперименту. Третий подход представляет обратную задачу оптики аэрозоля и обладает ограниченными возможностями восстановления показателя преломления и химсостава аэрозольного вещества.

Химсостав аэрозоля определяется предысторией его формирования и трансформации в воздушной взвеси. Вследствие этого практически элементный состав аэрозолей может существенно отличаться от элементного состава источников их генерации. Важным показателем элементного состава пылевого и морского аэрозолей является фактор обогащения EF , который вводится как двойное отношение концентраций;

$$EF = ([X]/[N])_{\text{аэрозоль}} / ([X]/[N])_{\text{источник}}, \quad (2.28)$$

где $[X]$ и $[N]$ -концентрации, соответственно, изучаемого и нормализующего микроэлемента аэрозольного вещества и источника.

В таблице 2.6 приведено относительное содержание и фактор обогащения элементов в составе аэрозоля и его источников, полученное в разные годы разными авторами. В целом прослеживается различие элементного состава аэрозоля и его источников, что очевидно связано с формированием взвешенной в воздушной взвеси дисперсной фазы вещества.

Таблица 2.7. Группы микроэлементов вещества аэрозоля по показателю обогащения (2.28) [22].

Группы, №	Показатель обогащения <i>EF</i>	Микроэлементы	Источники
1	0,8÷22	<i>K, Ca, Sc, V, Mn, Fe, La, Sm, Eu, Th</i>	в основном: почва
2	4,4÷7,0	<i>Mg, Cr, Ca, Cl</i>	вулканические извержения, над водными акваториями, антропогенное загрязнение
3	49÷43000	<i>Na, Cu,Pb, Zn, Se, Br, Sb</i>	
Примечание: элементы <i>J, Br, Cl</i> присутствуют в атмосфере в газовом и аэрозольном состояниях.			

По значению показателя (2.28), определяемого по отношению к Al_a , элементный состав аэрозоля подразделяется на три группы, приведённые в таблице 2.7.

Из таблицы 2.7 видно, что содержание одних микроэлементов (почвенные элементы) может варьировать на несколько порядков, других – на несколько десятков величины (вулканические извержения, антропогенное загрязнение).

Сравнение элементного состава морского солевого аэрозоля и морской воды проведено в таблице 2.8. И в этом случае наблюдаются отклонения химического состава солевого аэрозоля от состава морской воды. Причём содержание элементов в составе морского аэрозоля превосходит их содержание в составе морской воды; по сравнению с составом морской воды происходит обогащение солевого аэрозоля микроэлементами в воздушной среде.

Аэрозольные пробы воздуха, взятые для элементного анализа дают количественную информацию о химсоставе выборочного ансамбля аэрозольных частиц, которые обычно имеют смешанный фракционный состав (см. рис. 2.17).

Таблица 2.8. Состав морской воды и морского аэрозоля [23].

Элементный или ионный состав	Морская вода		Морской аэрозоль	
	весовая концентрация, мг/кг	[X] / [Na]	([X] / [Na])	EF
Cl^-	19,344	1,795	1,590	0,88
SO_4^{2-}	2,712	0,252	0,885	3,51
Br^-	67	0,0062	0,0051	0,82
HCO_3^-	142	0,0132	-	-
Na^+	10,773	1	1	1
Mg^{2+}	1,294	0,119	0,138	1,16
Ca^{2+}	412	0,0384	0,058	1,50
K^+	319	0,0370	0,037	1,00
Sr^{2+}	7,9	0,0073	0,0014 ^b	1,93 ^b
Si	3	$2,8 \cdot 10^{-4}$	-	-
Al	10^{-2}	$9,3 \cdot 10^{-7}$	-	-
Fe	10^{-2}	$9,3 \cdot 10^{-7}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^4$
F^-	1,3	$1,2 \cdot 10^{-4}$	-	-
I^-	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	-	-
^a Весовая концентрация морской воды (Вилсон, 1975), [X]/[Na] – относительные содержания и $EF = [X]/[Na]_{\text{аэрозоль}} / [X]/[Na]_{\text{морская вода}}$ – фактор обогащения EF относительно Na. ^b Данные Хофман и др.(1974).				

В табл. 2.9 даётся обобщённая модель сухого остатка для тропосферного континентального аэрозоля. Эта модель, ввиду довольно частых и больших пределов вариаций состава реального природного аэрозоля, может рассматриваться в качестве одной из возможных моделей химического состава континентального аэрозоля.

Таблица 2.9. Модель сухого остатка тропосферного континентального аэрозоля [5].

Химическое соединение	Транзитивная фракция, %	Аккумулятивная фракция, %	Пылевая фракция, %	Химическое соединение	Транзитивная фракция, %	Аккумулятивная фракция, %	Пылевая фракция, %
SO_4^{2-}	38	24	16	Ca^{2+}	6	10	9
NH_4^+	3	8	4	Al^{3+}	0	3	5
NO_3^-	3	2	1	SiO_2	0	13	35
CO_3^-	10	10	8	Fe_2O_3	0	2	6
Cl^-	10	7	3	H_2O	1	5	5
Na^+	6	7	2	Органика	10	10	1
K^+	13	1	1	C	5	0	1
Mg^{2+}	4	1	1	Прочие	1	1	1

Важными характеристиками химсостава аэрозоля являются их оптических постоянные, правильный выбор которых имеет принципиально важное значение при решении

прикладных задач оптики аэрозоля. Различаются следующие подходы определения оптических постоянных аэрозольного вещества: 1) по образцам проб, взятых в различных природных атмосферных условиях; 2) на основе априорно изученных спектров ослабления (рассеяния и поглощения) химических соединений, входящих в состав данного типа аэрозоля с учётом их процентного содержания (например, методом Крамерса-Кронига [7, 21]); 3) непосредственно из дистанционных измерений оптических характеристик аэрозоля в атмосфере. Первый подход наиболее трудоёмкий, поскольку включает ряд этапов сбора, хранения, химического и спектрального состава аэрозоля. Содержание аэрозоля в воздушной взвеси невелико, поэтому предъявляются особые требования к реализации этого подхода. Во втором подходе требуется наименьшее требование к натурному эксперименту. Третий подход представляет обратную задачу оптики аэрозоля и обладает ограниченными возможностями восстановления показателя преломления и химсостава аэрозольного вещества.

В настоящее время по образцам проб измерены показатели преломления многих веществ, входящих в состав атмосферных аэрозолей. Обширные данные о спектральной зависимости действительной $n(\lambda)$ и мнимой $i\chi(\lambda)$ частей комплексного показателя преломления $m(\lambda) = n(\lambda) - i\chi(\lambda)$ различных веществ приведены в специальных справочниках и базах данных (например, [4, 21,]).

На рис. 2.17 дан спектральный ход действительной и мнимой части показателя преломления воды и льда – наиболее распространенных в земной атмосфере аэрозольных веществ. Рисунок демонстрирует спектральную изменчивость $n(\lambda)$ и $\chi(\lambda)$, особенно сильную для мнимой части показателя преломления – коэффициента поглощения. На рис. 2.18 представлен пример, полных по спектру и статистически объёмных данных комплексного показателя преломления смешанного состава континентального аэрозоля. Из сходства экспериментальных данных [7] и [26], полученных в разных условиях и разными методами следовало, что они являются характерными для континентального аэрозоля. Эти данные были использованы в качестве основы для микрофизического

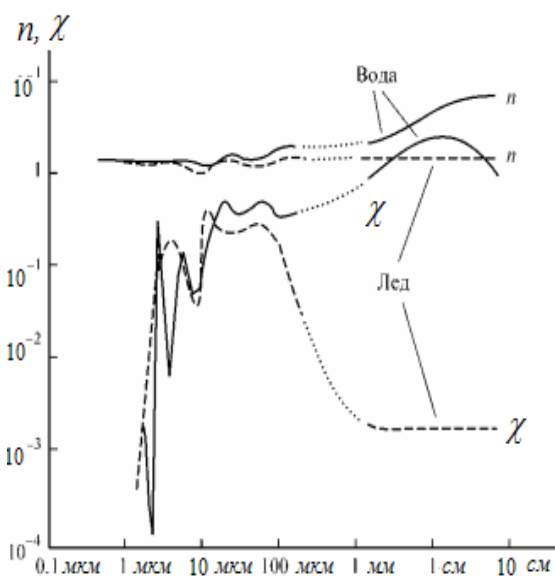


Рис. 2.17. Спектральная зависимость действительной n и мнимой χ части показателя преломления воды и льда [21].

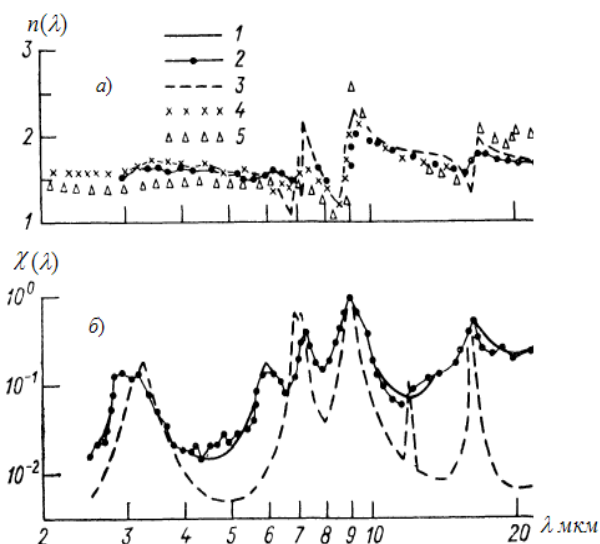


Рис. 2.18. Комплексный показатель преломления растворимой фракции частиц континентального аэрозоля. 1-измерения [26], 2, 3 – модельные оценки [26], 4-измерения [7], 5-модель WCP-55 [13].

моделирования аэрозоля над континентом. В спектральном поведении $\chi(\lambda)$ были выделены сильные полосы поглощения SO_4^{2-} (9,0 и 17,0 мкм), NO_3^- и NH_4^+ (7,0 мкм) и органиче-

ских веществ (6,0 мкм) Спектральное поведение определялось доминирующим влиянием смеси $(NH_4^+)_2SO_4$, Na_2NO_3 .

В целом анализ экспериментальных данных показывает, что в видимом диапазоне спектра ($\lambda = 0,38 \div 0,74$ мкм) коэффициент преломления $n(\lambda)$ для сухой основы аэрозоля варьирует в относительно узких пределах, оставаясь близким к среднему значению $n \approx 1,50$. Спектральная зависимость величины $n(\lambda)$ обнаруживает тенденцию к росту в ближней ультрафиолетовой области спектра. Значения мнимой части $\chi(\lambda)$ комплексного показателя преломления по сравнению с его действительной частью $n(\lambda)$ варьирует более сложным образом. Это, несомненно, является отражением большей чувствительности величины $\chi(\lambda)$ к изменчивости химсостава аэрозоля, связанного, как

Таблица 2.10. Комплексные показатели преломления основных соединений аэрозоля [5].

λ , мкм	Сульфат аммония	Сажа	Органика	Вода
0,30	1,52 – 5,00 – 04	1,80 – 7,40 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,36 – 3,60 – 08
0,35	1,52 – 5,00 – 04	1,80 – 7,40 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,34 – 3,00 – 09
0,40	1,52 – 5,00 – 04	1,80 – 7,40 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,34 – 2,00 – 09
0,50	1,52 – 5,00 – 04	1,82 – 7,40 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,33 – 1,00 – 09
0,60	1,52 – 5,00 – 04	1,84 – 7,40 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,33 – 2,20 – 08
0,70	1,52 – 5,00 – 04	1,85 – 7,20 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,33 – 3,40 – 08
0,80	1,52 – 5,00 – 04	1,86 – 7,00 – 01	1,45 – 1,00 – 03	1,33 – 1,50 – 07
0,90	1,52 – 5,00 – 04	1,88 – 6,90 – 01	1,46 – 1,00 – 03	1,33 – 5,75 – 07
1,06	1,51 – 5,00 – 04	1,91 – 6,80 – 01	1,47 – 1,00 – 03	1,32 – 1,45 – 06
1,20	1,51 – 5,00 – 04	1,92 – 6,80 – 01	1,47 – 1,00 – 03	1,32 – 1,43 – 05
1,40	1,51 – 5,00 – 04	1,94 – 6,80 – 01	1,48 – 1,00 – 03	1,31 – 2,14 – 04
1,67	1,51 – 5,00 – 04	1,97 – 6,80 – 01	1,49 – 1,00 – 03	1,31 – 1,28 – 04
1,80	1,50 – 5,00 – 04	1,98 – 6,80 – 01	1,50 – 1,00 – 03	1,31 – 2,00 – 04
2,00	1,50 – 5,20 – 04	2,02 – 6,80 – 01	1,51 – 1,00 – 03	1,30 – 8,91 – 04
2,50	1,47 – 5,00 – 04	2,08 – 7,20 – 01	1,49 – 1,17 – 03	1,26 – 2,06 – 03
3,00	1,35 – 1,40 – 02	2,10 – 7,20 – 01	1,42 – 1,26 – 02	1,42 – 2,54 – 01
3,51	1,61 – 1,15 – 01	2,14 – 7,20 – 01	1,70 – 2,68 – 01	1,40 – 8,13 – 03
4,00	1,57 – 8,00 – 02	2,18 – 7,40 – 01	1,59 – 1,23 – 02	1,34 – 4,28 – 03
4,50	1,51 – 8,00 – 03	2,23 – 7,70 – 01	1,54 – 8,80 – 03	1,33 – 9,25 – 03
5,00	1,50 – 5,10 – 02	2,26 – 7,70 – 01	1,47 – 1,00 – 04	1,32 – 1,23 – 02
5,50	1,45 – 3,50 – 02	2,28 – 7,50 – 01	1,44 – 1,60 – 02	1,28 – 1,12 – 02
6,00	1,47 – 2,00 – 02	2,31 – 7,00 – 01	1,17 – 3,10 – 02	1,25 – 1,12 – 01
6,50	1,30 – 8,00 – 03	2,39 – 7,10 – 01	1,43 – 5,80 – 02	1,30 – 3,45 – 02
7,00	1,05 – 1,30 – 01	2,34 – 7,20 – 01	1,95 – 5,94 – 01	1,32 – 3,33 – 02
7,50	1,60 – 4,50 – 02	2,40 – 7,60 – 01	1,88 – 1,49 – 01	1,30 – 3,33 – 02
8,00	1,05 – 8,00 – 02	2,36 – 7,20 – 01	1,67 – 9,80 – 03	1,30 – 3,34 – 02
8,50	1,05 – 7,80 – 01	2,32 – 7,30 – 01	1,58 – 1,72 – 01	1,23 – 3,66 – 02
9,00	2,05 – 1,80 – 00	2,34 – 8,20 – 01	1,45 – 1,95 – 01	1,21 – 3,75 – 02
9,50	3,05 – 1,30 – 01	2,36 – 8,50 – 01	1,49 – 3,73 – 01	1,18 – 4,20 – 02
10,00	2,15 – 2,00 – 02	2,40 – 1,00 – 00	1,77 – 1,20 – 01	1,10 – 4,68 – 02
10,60	1,98 – 2,00 – 03	2,42 – 1,02 – 00	1,65 – 6,80 – 02	1,14 – 6,71 – 02
11,00	1,90 – 5,00 – 04	2,43 – 1,03 – 00	1,54 – 1,42 – 01	1,12 – 9,80 – 02
11,50	1,85 – 1,50 – 02	2,44 – 1,04 – 00	1,51 – 3,20 – 01	1,11 – 1,60 – 02
12,00	1,80 – 2,00 – 02	2,50 – 1,05 – 00	1,87 – 4,50 – 02	1,10 – 2,13 – 01

отмечалось выше, с изменениями фракционного состава аэрозольных частиц. Показатель поглощения $\chi(\lambda)$ растёт с уменьшением радиусов частиц (при переходе в диапазон субмикронных частиц) несколько раз в ближней ультрафиолетовой области и на порядок в инфракрасной области. В табл. 2.10. представлены спектральные характеристики комплексного показателя преломления $m(\lambda)$ ряда основных химических соединений, определяющих микроэлементный состав аэрозоля. Кварц, силикаты, гематит входят в состав почвенного аэрозоля. Сульфаты, сажа, органика и незначительное количество минеральных соединений входят преимущественно в микросостав аккумуляционной фракции аэрозоля. Вода является непременной компонентой гигроскопических частиц.

Путём априорного учёта процентного содержания важнейших химических соединений данного типа аэрозоля, включая H_2O как аддитивной составляющей, эффективные значения комплексного показателя преломления его смешанного состава оцениваются с использованием соотношения [21]

$$m = \sum_{i=1}^n m_i \frac{X_{mi}}{\rho_i} / \sum_{i=1}^n \frac{X_{mi}}{\rho_i}, \quad (2.29)$$

где m_i - комплексный показатель преломления i -ой составляющей, X_{mi} удельное содержание по массе, ρ_i - плотность этой составляющей.

Оптические константы аэрозольного вещества – показателя рассеяния n и показателя поглощения χ с учётом влажности окружающего воздуха в соответствии с формулами (2.24) и (2.25) аналитически могут вычислены по следующим формулам

$$\begin{aligned} n &= n_{\epsilon} + (n_0 - n_{\epsilon}) \left(\frac{r(q)}{r_0} \right)^{-3}, \\ \chi &= \chi_{\epsilon} + (\chi_0 - \chi_{\epsilon}) \left(\frac{r(q)}{r_0} \right)^{-3}, \end{aligned} \quad (2.30)$$

где индексы 0 и ϵ относятся соответственно к сухой основе аэрозоля и воде. Уравнения (2.30) позволяют рассчитать показатели n и χ на основе измеренных характеристик n_0 и χ_0 , а также оценок структурных изменений $r(q)$ по значениям относительной влажности q и средней плотности сухого материала частиц ρ_0 с использованием формул (2.24) и (2.25).

В рассеянии солнечного света в средних фоновых условиях доминирующую роль играет аккумуляционная мода аэрозоля, состоящий главным образом из сульфатных частиц. Наиболее представительными соединениями микросостава этих частиц являются сильно растворимые вещества: H_2SO_4 (при всех значениях $0 < q < 100\%$) и $(NH_4)SO_4$ (при $q \geq 80\%$)

Пример 2.8. При $\lambda = 0,525$ мкм $n_{H_2O} = 1,33$, $n_{H_2SO_4} = 1,4$ ($q = 50\%$), $n_{(NH_4)SO_4} \approx 1,50$ ($q < 80\%$). Оценить значения показателя $n_{\lambda=0,525}$ сульфат-аммонийного аэрозоля смеси H_2SO_4 и $(NH_4)SO_4$. Различаются случаи влияния относительной влажности $q < 80\%$ и $q > 80\%$. И поскольку спектральное поведение n_{λ} аэрозоля в видимом диапазоне спектра не имеет заметных инверсий, то в этом диапазоне для собственно сульфатного аэрозоля: $n_{\lambda} \approx 1,4 - 1,52$, при $q < 80\%$ и n_{λ} стремится к $n_{\lambda} \rightarrow 1,33$ в пределе, при $q > 80\%$.

Список литературы

1. Батчер С., Чарлсон Р. введение в химию атмосферы.-М.: Мир, 1977, с.189.
2. Грин Х., Лейн И. Аэрозоли-пыли, дымы и туманы. - Л.: Изд-во "Химия", 1972, с. 10.
3. Дейрменджан. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.:Мир, 1971, с.91, с.165.
4. Золотарев В. М., Морозов В. Н., Смирнова Е. В., Оптические постоянные природных и технических сред. Справочник — Л.: Химия, 1984 — 215 с.,
5. Зуев В.Е., Креков Г.М. Современные проблемы атмосферной оптики (Том 2. Оптические модели атмосферы).-Л.: Гидрометеиздат,1986, Гл. 2, с.77-96.
6. Ивлев Л. С., Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.-Л.: Изд-во Ленинградского Ун-та, 1982 с. 13.
7. Кендали Д. Прикладная инфракрасная спектроскопия. М.: Мир, 1970, с.587.
8. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмосферы - Л.: Гидрометеиздат, 1983, Гл. 1, с. 6-61.
9. Райст П. Аэрозоли.-М.: Изд-во "Мир" 1987, гл. 1, с. 15, гл. 2, с. 31.
10. Седунов Ю.С. (ред). Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) Ленинград Гидрометеиздат 1991, ч. II, гл. 5, с. 109.
11. Фукс Н. А. Механика аэрозолей . –М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 9.
12. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы.-М.: Мир, 1965.
13. Aerosol and their climatic effects. Report of WMO (CAS) radiation comission of IAMAP Meeting of Experts. WCP-55, Williamsburg, 1983, p.110.
14. Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications, Third Edition. Editor(s): Pramod Kulkarni, Paul A. Baron, Klaus Willeke. Online ISBN: 9781118001684, 2011, Ch. 4, Size Distribution Characteristics of Aerosols, p. 41–54.
15. Brasseur, G. P., R. G. Prinn, and Alexander A. P.Pszenny, Eds., 2003: *Atmospheric Chemistry in a Changing World*. Springer-Verlag, p. 300.
16. Clark W. E., Whitby K. T. Concentration and size distribution measurements of atmospheric aerosols and a test of the theory of self-preserving size distributions. J. Atmos. Sci., 1967, 24, p. 677-687.
17. Hanel G., The Properties of Atmospheric Aerosol Particles as Functions of the Relative Humidity at Thermodynamic Equilibrium with the Surrounding Moist Air. – Advances in Geophys., 1976, v.19, p. 74-183.
18. Ismailov F.I. The influence of background aerosol on spectral transparency of urban air.- J. "Fizika", Baku, 2009, XV, № 4, p. 15-18.
19. Jaenicke R. Aerosol Physics and Chemistry//Landold-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. New Series Group V: Geophysics and Space Research. Meteorology/Ed. G. Fischer. B. etc.: Springer-Verl., 1988, V. 4b. P. 391—457.
20. Jaenicke R.//Ber. Bunseng. Phys. Chem. 1978. V. 82. P. 1198—1202.
21. Park J.H., Rothman L.S. et al. Atlas of absorption lines from 0 to 17900 cm⁻¹. NASA Reference Publication 1188, Sept. 1987. p. 196.
22. Peter Warneck. Chemistry of the Natural Atmosphere, International Geophysics Series, vol. 41, Academic Press, San Diego, CA, 1988, XIV, 330 p.
23. Peter Warneck. Chemistry of the Natural Atmosphere. (2nd ed). -San Diego: Academic Press. ISBN 0127356320, 2000, Ch.7 The Atmospheric Aerosol, p.346-447.
24. Seinfeld, J. H., and Pandis, S. N.: Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change, Second ed.- John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA, 2006, Ch. 8. Properties of the Atmospheric Aerosol, p. 350-395.
25. Sheldon K. Friedlander. Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics.-New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, Ch. 1. Aerosol Characterization.
26. Volz F. E. Infrared optical constants of aerosols at some locations – Appl. Optics. 1983, v. 22, № 23, p. 3690-3700.
27. 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.
28. Whitby, K.T. and Cantrell, B.K. (1976) Atmospheric aerosols – characteristics and measurements. In: International Conference on Environmental Sensing and Assessment, Las Vegas, Nevada, September 14–17, 1975. Institute of Electrical and Electronic Engineers, New York.

Глава 3. ПРОЦЕССЫ ГЕНЕРАЦИИ И ФОРМИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

3.1. Динамические процессы и уравнение материального баланса аэрозоля

В реальных атмосферных условиях характеристики аэрозоля определяются множеством факторов, начиная от микромасштабных физико-химических до макромасштабных метеорологических процессов. В результате частицы атмосферного аэрозоля претерпевают непрерывные изменения, участвуя одновременно во многих процессах с различными временными и пространственными масштабами. Микромасштабные процессы приводят к формированию микроструктуры системы аэрозольных частиц воздушной взвеси: концентрации, спектра размеров, а также химсостава частиц. К ним относятся процессы роста размеров аэрозольных частиц за счёт коагуляции (столкновения и прилипания частиц), превращений по типу газ-частица (конденсации пара, абсорбции примесных газов с последующими гетерогенными реакциями поверхностного и объёмного прироста частиц) [1, 9, 12, 22, 47].

К крупномасштабным процессам, которые определяются метеорологическими факторами, относятся упорядоченные процессы конвективного и турбулентного переноса частиц и, в значительной степени, их перемешивание в результате турбулентной диффузии.

Атмосферный аэрозоль имеет весьма широкий диапазон размеров частиц, который охватывает несколько порядков величин. В связи с этим процессы трансформации аэрозоля сильно различаются в зависимости от их дисперсности. Наиболее важной характеристикой, описывающей поведение аэрозоля, является функция распределения частиц по размерам. Как показывают результаты анализа данных натурных исследований, для тропосферного аэрозоля характерна тенденция сохранять постоянной форму спектра распределения частиц по размерам [37, 39]. Наиболее полно спектр размеров и уровень содержания аэрозоля в воздушной взвеси может быть описан посредством кинетических уравнений материального баланса. В общем случае как составление так и решение этого уравнения очень сложно, поэтому на практике для описания поведения аэрозолей исследователи изучают возможность применения более простых кинетических уравнений. С этой целью они исходят из представления о приблизительной сбалансированности отдельных фракций аэрозоля, имеющих различную природу происхождения. Баланс каждой фракции может проанализирован как изменение (образование, рост и удаление частиц) в элементе объёма воздуха в предположении химической однородности частиц. Полагаем, что этот элементарный объём воздуха испытывает влияние только адекватной диффузии и движется как единое целое. Если – $n(m, t)$ число частиц в рассматриваемом объёме воздуха, масса которых находится в интервале от m до $m + dm$, то изменение функции распределения частиц по размерам $n(m, t)$ можно описать следующим уравнением, чтобы послужило моделью [18, 24, 41]:

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial m}(I_m(m, t)n) = S(m, t) + \frac{1}{2} \int_0^{m_1} K(m_1, m_1 - m_2)n(m_1)n(m_2)dm_2 + D \frac{\partial^2 n}{\partial h^2} + u \frac{\partial n}{\partial h} + f(m, t). \quad (3.1)$$

Здесь второе слагаемое в левой части уравнения учитывает суммарный прирост концентрации частиц n за счёт превращений по типу газ-частица, $I_{mp}(m, t)$ – скорость изменения массы частицы, т. е. массы m , за счёт превращений газ-частица; первое слагаемое справа учитывает скорость генерации частиц путём нуклеации из газовой фазы; второе слагаемое справа относится к коагуляции частиц, – $K(m_1, m_1 - m_2)$ – коэффициент коагуляции; справа третье слагаемое относится диффузионному переносу и четвёртое слагаемое конвективному переносу частиц, D – коэффициент турбулентной диффузии и u – скорость конвекции; последнее слагаемое справа относится удалению частиц из данного объёма.

Для решения уравнения (3.1) могут быть выбраны: начальное условие $n(m) = n_0(m, h)$ при $t = 0$ и граничное условие $n(m) \rightarrow 0, h \rightarrow \infty$, при $t > 0$.

Даже упрощённая модель (3.1) слишком сложна для математического решения, кроме того, определение характеристик основных процессов трансформации (например, скоростей, коэффициентов) представляет не менее трудоёмкую задачу. Поэтому в настоящее время важной задачей является выделение отдельных процессов трансформации и исследование их эффективности и относительной роли. Запись (3.1) даёт общее представление, чтобы можно было оценить сложность и динамику системы аэрозоля в воздушной взвеси.

3.2. Кинетические процессы формирования аэрозоля

Кинетика аэрозоля изучает закономерности протекания необратимых микроскопических процессов образования, роста аэрозольных частиц в атмосфере и их удаления из атмосферы. Очевидно, что эти процессы по своей природе различаются для различных типов аэрозоля (см. §2.1), вносимых в атмосферу из вне (земная поверхность, космическое пространство) и, образующихся в самой атмосфере *in situ* [2, 23, 41].

Наиболее разнообразными и довольно сложными являются кинетические процессы образования природного аэрозоля, из газовой фазы *in situ*. На рис. 3.1 приведены основные этапы и, соответственно, кинетические процессы его формирования в элементе объёма воздуха.

В атмосферном воздухе процесс генерации аэрозольных частиц зависит от скорости газозависимых химических реакций окисления газообразных предшественников аэрозоля, которые приводят к синтезу паров аэрозолеобразующих соединений, способных к конденсации, скорости нуклеации новых зародышей аэрозоля из паровых предшественников аэрозоля – термодинамически устойчивых молекулярных комплексов или молекулярных кластеров из нескольких десятков молекул, имеющих размеры порядка $\approx 1 \text{ нм}$, скорости роста размеров частиц в процессах превращений типа газ-частица: конденсационного роста частиц, каталитических и некаталитических окислений, в которой участвуют молекулы адсорбированного газа и вещества поверхности частицы и реакции, в которой участвуют растворённые в частице вещества, равномерно распределённые по всему



Рис.3.1. Этапы формирования аэрозоля в атмосфере *in situ*: *u* – источники, *c* – стоки, *г. о.* – газозависимое окисление синтез паров, *з* – каталитический захват, *р. к.* – реакция кластеризации, *κ* – конденсация пара, *о* – обводнение частиц, *н* – прилипание.

её объёму, а также роста частиц за счёт их ударения и прилипания.

Первичные частицы аэрозоля после попадания в атмосферу из вне (минеральные почвенные, морские солевые, а также метеоритные частицы) в зависимости от конкретных условий подвергаются микроскопическим процессам диспергирования и размельчения.

Все процессы формирования поля концентрации аэрозоля в атмосфере в той или иной мере взаимосвязаны между собой, и каждый из них является частью общей комплексной задачи физики атмосферного аэрозоля.

Среднее время существования аэрозоля. Важной характеристикой атмосферного аэрозоля является время его существования или жизни $\bar{t}$ в воздушной взвеси. Поскольку аэрозоль сильно неустойчивая многокомпонентная система, состоящая из газовой и дисперсной фазы частиц, эта характеристика будет зависеть от множества факторов: вида аэрозольной примеси (газовые компоненты, полидисперсные капельные и твёрдые взвешенные частицы), мощности источников и стоков, природы примесей - их растворимости и химическая реакционность, высоты пребывания в атмосфере, метеорологическая обстановка внутри этого слоя. В отличие от газовых компонент время жизни аэрозольных частиц зависит от дополнительных факторов, связанных с их дисперсным составом и различиями формы и плотности.

Таким образом, характеристика $\bar{t}$ имеет статистическую природу изменчивости и характеризует масштабы и амплитуду временных и пространственных вариаций аэрозольной примеси в атмосфере.

Время жизни аэрозоля определяет соотношение между его концентрацией и скоростью удаления из атмосферного воздуха. При условии, если удаление примеси из атмосферы описывается процессом первого порядка (скорость удаления микропримеси линейно связано с её концентрацией) то можно записать:

$$\left(\frac{dm_i}{dt} \right)_{y\partial} = \kappa_i m_i, \quad (3.2)$$

где $(dm_i/dt)_{y\partial}$ - скорость удаления i -ой примеси с массовой концентрацией m_i и κ_i – коэффициент его удаления.

Когда выполняется условие среднее время существования примеси в атмосфере определяется как обратная величина $\bar{t}_i = \kappa_i^{-1}$, которая является тем временем, необходимое для уменьшения примеси в e раз.

В масштабе изменчивости примесей во времени порядка $\bar{t}_i$ выделяется особый случай стационарного состояния его пребывания в атмосфере, когда в некотором объёме воздуха скорость поступления примеси равна скорости его удаления:

$$\frac{dm_i}{dt} = \left(\frac{dm_i}{dt} \right)_{noc} - \left(\frac{dm_i}{dt} \right)_{y\partial} = 0, \quad (3.3)$$

где $(dm_i/dt)_{noc}$ - скорость поступления i -ой примеси.

Этот случай важен для анализа динамики превращения примесей в воздушной взвеси, позволяющее упростить решение уравнения материального баланса (3.1).

Наиболее важные и распространённые примеси перечислены в табл. 3.1. По оценкам среднего времени жизни атмосферные примеси подразделяются на:

- а) короткоживущие компоненты, имеющие время жизни порядка и меньше нескольких недель. Эти компоненты – химически активные вещества, которые удаляются из атмосферы за счёт процессов естественного окисления, вымывания осадками и поглощения подстилающей поверхностью; их концентрации поэтому крайне непостоянны.

б) долгоживущие компоненты, химически стабильные и сохраняющиеся в атмосфере несколько лет и дольше. Они хорошо перемешиваются в атмосферном воздухе и их глобальные концентрации можно точно оценить по данным из нескольких мест.

Таблица 3.1. Оценки типичных значений фоновой концентрации и времени жизни частиц аэрозоля и газообразных примесей в атмосфере (средние широты).

№	Вещество	Концентрация	время жизни	Стоки и реакции удаления	Примечание	Литер.
1	2	3	4	5	6	7
короткоживущие компоненты, $\bar{t}_i < 10^5 - 10^6 \text{сек}$						
1	Сероводород, H_2S	(0,002-0,20) ppbV	0,5-4 сут.	Окисление до SO_2 .	При действии сильных окислителей сероводород окисляется до диоксида серы или до серной кислоты.	[7,20, 24,38]
2	Диоксид серы, SO_2	(0,2-5,0) ppbV	2-4 сут.	Фотохимическое окисление до серной кислоты, окисление до сульфатов после абсорбции аэрозолями.	Фотохимическое окисление ускоряется в присутствии NO_2 и углеводородов.	
3	SO_3		10^{-6} сек	Практически мгновенное превращается в серную кислоту, взаимодействуя с водой.	Промежуточный продукт окисления SO_2 .	
4	Оксиды азота: NO_x (NO , NO_2)	NO : (0,2-2) ppbV NO_2 : (1-3,0) ppbV	< 5 сут.	Окисление до нитратов после поглощения аэрозолями, фотохимическое реакции с углеводородами	Газофазное фотохимическое окисление имеет циклический характер.	[7,24, 28,33]
5	Аммиак, NH_3	(1-10) ppbV	5-6 сут.	Окислительные реакции с SO_2 с образованием $(NH_4)_2SO_4$, окисление до нитратов.	Аммиак тесно связан с круговоротом азота. Он легко растворяется в воде.	[7, 15, 35]
6	Серная кислота, H_2SO_4 (газ)	$10^2 - 10^3 \text{сек}$		Приводит к нуклеации новых частиц in situ, к их росту в процессе окисления на поверхности аэрозолей и коопоти с аммиаком или ионами металлов (Fe^{+3} , Mn^{+2} и т. д.).	Хорошо растворим, имеет низкое давление паров и поэтому легко выводится из атмосферы аэрозолями. Может долго находиться в атмосфере как в газовой так и жидкой фазах.	[12, 20,24, 33,41]
7	HNO_3 (газ)	0,03-2 мкг/м ³	1,5-12 сут	Нейтрализуется в газовой фазе и на поверхности аэрозолей. Основной реагент - аммиак. Частью разлагается с образованием NO_x .		
8	Сульфаты, SO_4^{--}	(0,5-30) мкг/м ³	3,5-6 сут	Активно участвует в фазовых превращениях атмосферы, играет доминирующую роль в рассеянии солнечного света, выводятся из атмосферы в основном осадками.	Выступают в роли эффективных ядер конденсации влаги в атмосфере. Оказывают существенное влияние на кислотность осадков.	
9	Нитраты NO_3^-	(0,05-4) мкг/м ³	1,5-10 сут	Выводится из атмосферного воздуха в основном осадками в виде растворов различных солей (большой частью азотнокислого аммония NH_4NO_3). Входят составной частью в состав сульфатного аэрозоля.		

Продолжение таблицы 3.1.

1	2	3	4	5	6	7
10	Сажа	0,5 мкг/м^3 - 10 мкг/м^3	3,5-10 сут	Способна эффективно адсорбировать различные соединения (включая SO_3 , NO_x , полиароматические).	Играет важную роль в переносе вредных соединений в атмосфере.	[7, 41]
11	Дисперсионные аэрозоли, (пыль)	$0,3 \cdot 10^2 \text{ м}^3$	0,4-10 сут	Частицы размером более 10 мкм удаляются за счёт седиментации, от 4 до 10 мкм - за счёт медленного осаждения, менее 4 мкм (тонкодисперсная пыль) легко смешиваются и переносятся потоками воздуха.	Выступают в качестве активных центров конденсации влаги и гетерогенных окислительных реакций	[7, 12, 47]
12	Органические аэрозоли	1 мкг/м^3 - 5 мкг/м^3	10 сут (диапазон субмикронных частиц)	Склонен конденсировать органические пары с синтезом гигроскопичных органических солей. выводится из атмосферы осадками и в процессе сухого поглощения подстилающей поверхностью.	Основная масса продуцирует in situ из органических паров. Обладают высокой летучестью, сильно перемешаны в атмосферном воздухе.	[7, 38,41, 47]
долгоживущие компоненты, $10^5 - 10^6 \text{ сек} < \bar{t}_i$						
13	Озон, O_3	$\sim 0,02 \text{ ppmV}$	0,3-2 года	Является мощным окислителем. Содержание озона в тропосфере определяется его балансом в результате фотохимических реакций с участием NO_x , O_2 и летучих органических соединений, а также переносом озона из стратосферы и поглощением поверхностью земли.	Тропосферный озон является парниковым газом, приводит к образованию важного окислителя парниковых газов - радикала – ОН.	[4,24]
14	Углекислый газ, CO_2	380 ppmV	2-4 лет	Фотосинтез, поглощение биологическими объектами, поглощение в океанах.	Является одним из парниковых газов, окисляет осадки. Ежегодно концентрация возрастает на $0,3 \text{ ppmV}$.	[7, 41, 46]
15	Углеводороды	CH_4 :1,8 ppmV , другие $<1 \text{ ppmV}$	8-12 лет (CH_4)	Основной канал вывода стока из атмосферы фотохимические реакции с ОН, NO_x , O_3 .	CH_4 является одним из парниковых газов.	
16	Закись азота, N_2O	$0,2-0,4 \text{ ppmV}$	4 года	Биологические процессы в почве, фотодиссоциация в атмосфере.	В тропосфере NO_2 способствует образованию озона. Является парниковым газом.	[7,24]

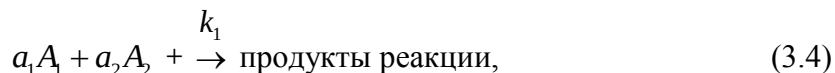
3.3. Процессы синтеза газообразных предшественников частиц аэрозоля

Как было указано выше (§3.2), низколетучие вещества, формирующие аэрозольные частицы, могут образовываться по достаточно сложным различным механизмам. Основным исходным "сырьём" для образования аэрозолей являются малые газовые примеси (прекурсоры) - оксиды серы, азота, аммиак, летучие органические соединения. Эти газы вследствие высокого давления их насыщенных паров не способны к нуклеации частиц самостоятельно. В условиях атмосферы газообразные предшественники аэрозоля в результате фотохимических, химических реакций и полимеризации приводят к синтезу низколетучих паров аэрозоле образующих соединений, способные к нуклеации частиц [8, 14, 23].

Начальный этап синтеза аэрозольного вещества из газовой фазы в атмосфере является предметом изучения химической кинетики атмосферного аэрозоля. Этот этап состоит из множества различных стадий-сложных атмосферных реакций окисления, в условиях необратимых изменений в атмосфере [24, 45].

3.3.1. Скорости газофазных реакций окисления

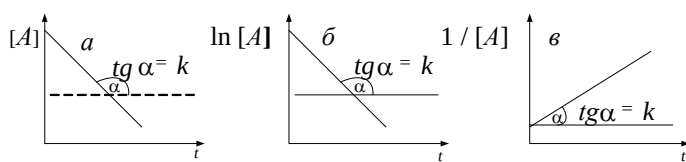
Для описания результата всей газофазной реакции без учёта механизма (последовательности стадий) этой сложной реакции будем пользоваться основным законом химической кинетики, позволяющего рассчитать скорость реакции как функцию концентрации. Для элементарной реакции веществ A_i ($i=1, 2, \dots$)



скорость вступления в реакцию. например, вещества A_1 (уменьшение его концентрации в единицу времени, в выделенном объёме воздуха) выражается уравнением:

$$j_1 = \frac{dA_1}{dt} = -k_1 [A_1]^{n_1} [A_2]^{n_2} \dots, \quad (3.5)$$

где k_1 – константа скорости реакции, $[A_1]$, $[A_2]$...-концентрации реагирующих веществ (в качестве действующих веществ, в зависимости от типа реакции, могут выступать молекулы, радикалы и ионы); знак минус в правой части показывает, что концентрация вещества A_1 убывает со временем. Сумма показателей степеней n_1 и n_2 и т. д. определяет порядок реакции; реакции с $n_1 + n_2 = 1, 2$ и т.д. называются реакциями 1-го, 2-го и т.д. порядков, отдельный показатель степени в уравнении (1) называется порядком реакции по соответствующему веществу. Для простых реакций показатели $n_1, n_2, \dots$, соответственно, совпадают со стехиометрическими коэффициентами $a_1, a_2, \dots$ т. е. совпадают с числом молекул веществ, A_1 и A_2 , участвующих в элементарном акте реакции. Для сложных реакций показатели $n_1, n_2, \dots$ могут не совпадать со стехиометрическими коэффициентами веществ, которые могут быть целочисленными, дробными или равными нулю. В последнем случае уравнение (3.5), по существу, упрощает и имитирует протекание сложной реакции.



Пример 3.1. Порядок реакции (3.5) определяют на основании графических зависимостей. Определить по рисунку порядок реакций: $aA \rightarrow \text{продукты}$. a -реакция имеет нулевой порядок ($a=0$) по A : $d[A]/dt = -k$, b -реакция имеет первый порядок ($a=1$) по A : $d[A]/dt = -k[A]$, c -

реакция имеет второй порядок ($a=2$) по A : $d[A]^2/d^2t = -k[A]^2$.

Превращения исходных частиц (молекула, радикал, ион) в продукты реакции связано с преодолением потенциального барьера-энергии активации E_a химической реакции. Эта энергия затрачивается на перестройку реагирующих частиц-ослаблению или разрыву отдельных химических связей с тем, чтобы произошла химическая реакция. Скорости подавляющего большинства атмосферных реакций с повышением температуры увеличиваются. Увеличение температуры позволяет увеличить долю молекул, обладающих достаточной энергией, чтобы преодолеть энергетический барьер. Таким образом повышается скорость реакции.

В соответствии с распределением частиц по энергиям (распределение Максвелла [10]) доля частиц с энергией, превышающей E_a , равна $\exp(-E_a/RT)$. Зависимость константы скорости химической реакции от температуры (формула Аррениуса) имеет вид:

$$k = k_0 \exp(-E_a / RT), \quad (3.6)$$

k_0 – постоянный множитель (предэкспонента); E – энергия активации; R – универсальная газовая постоянная ($R = 8,31 \text{ Дж}/(\text{моль} \cdot \text{К})$); T – абсолютная температура, K .

В обычных атмосферных условиях многие реакции обратимы, это означает, что в заметной степени протекает обратная реакция. В состоянии равновесия концентрации реагирующих веществ могут быть определены через их термодинамические свойства. Для реакции $a_1A_1 + a_2A_2 = bB$ условие равновесия определяется как

$$K = k_1 / k_2 = [B]^b / [A_1]^{a_1} [A_2]^{a_2}, \quad (3.7)$$

где k_1 и k_2 , соответственно, константы скоростей прямой и обратной реакций, K – константа равновесия, которая связана со свободной энергией Гиббса ΔG следующим образом:

$$\ln K = -\Delta G / RT. \quad (3.8)$$

Константа равновесия зависит от температуры и природы реагирующих веществ. Её значения табулированы для многих реакций [14]. Чем больше константа равновесия, тем больше равновесие сдвинуто в сторону образования продуктов прямой реакции.

Пример 3.2. Равновесие реакции $2NO + O_2 = 2NO_2$ установилось при следующих концентрациях реагентов: $[NO_2]=2,1 \text{ моль/л}$, $[NO]=0,5 \text{ моль/л}$, $[O_2]=0,7 \text{ моль/л}$. Как изменятся скорости прямой и обратной реакций, если общее давление системы уменьшить в 2 раза? Произойдёт ли смещение скорости реакций?

Скорости прямой и обратной реакций равны:

$$v = k_1 [NO]^2 [O_2] = k_1 (0,5)^2 \cdot 0,7 = 0,175k_1; \quad v = k_2 [NO_2]^2 = k_2 (2,1)^2 = 4,41k_2.$$

При уменьшении давления в 2 раза общий объём системы увеличится в 2 раза (температура $T = \text{const}$, закон Бойля-Мариотта), тогда концентрация всех реагентов уменьшится в 2 раза. Отсюда:

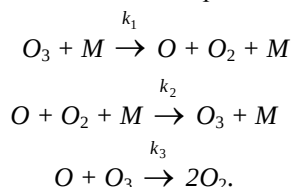
$$v' = k_1 (0,5/2)^2 \cdot 0,7/2 = 0,02195k_1; \quad v' = k_2 (2,1/2)^2 = 1,1025k_2.$$

В результате находим:

$$v/v' = 0,175k_1 / 0,02195k_1 = 8; \quad v/v' = 4,41k_1 / 1,1025k_2 = 4.$$

Таким образом скорость обратной реакции будет в два раза больше чем прямой, поэтому произойдёт смещение в сторону разложения NO_2 .

Пример 3.3. Предлагается следующий механизм термического распада озона [10]



Составте систему дифференциальных уравнений химической кинетики (скорости изменения концентраций) этой сложной реакции.

Применяя (3.5) к каждой из этих реакций, получаем

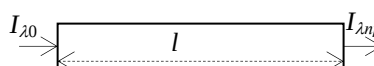
$$\begin{aligned} d[O_3]/dt &= -k_1[O_3][M] + k_2[O][O_2][M] - k_3[O][O_3], \\ d[O]/dt &= k_1[O_3][M] - k_2[O][O_2][M] - k_3[O][O_3], \\ d[O_2]/dt &= k_1[O_3][M] - k_2[O][O_2][M] + 2k_3[O][O_3]. \end{aligned}$$

Здесь учтено, что озон расходуется в первой и третьей реакции и образуется во второй, атом кислорода образуется в первой реакции и расходуется во второй и третьей, молекулярный кислород образуется в первой и третьей реакциях и расходуется во второй.

3.3.2. Скорости фотохимических реакций

Механизм фотохимических реакций заключается в активации реагирующих молекул при помощи фотонов. Выделяют два основных закона фотохимии: а) для того, чтобы активироваться, молекула должна поглотить падающее излучение, б) поглощение одного фотона вызывает активацию одной молекулы (вероятность поглощения двух и более квантов в условиях исключительно интенсивного облучения, как в сфокусированном пучке света лазера, несущественно в атмосфере). Поглощение фотонов и активация молекулы является *первичным фотохимическим актом*. Взаимодействие молекул, активированных в первичном акте, с другими молекулами приводит к вторичным реакциям. Результат реакции зависит как от природы первичного акта, так и от способности других молекул принимать участие во вторичных реакциях.

Поглощение света в атмосфере, как правило, рассчитывают по известному закону Бугера -Ламберта – Бера:



$$I_{\lambda np} = I_{\lambda 0} \exp(-\alpha_{\lambda}[A]l) \quad \text{или} \quad I_{\lambda} = I_{\lambda 0}(1 - \exp(-\alpha_{\lambda}[A]l)). \quad (3.9)$$

Рис.3.2. Схема поглощения света в веществе.

Здесь $I_{\lambda np}$ - интенсивность света, прошедшего через слой поглощающего вещества толщиной l , при концентрации вещества $[A]$ и удельном коэффициенте поглощения света α_{λ} длины волны λ , $I_{\lambda 0}$ - интенсивность падающего, а $I_{\lambda} = (I_{\lambda 0} - I_{\lambda np})$ - интенсивность поглощённого в веществе света. При исследовании поглощений света в газовой среде интенсивность света, обычно, выражают в единицах $E_n \cdot \lambda^{-1} \cdot c^{-1}$ (E_n – Эйнштейн, энергия одного моля фотонов, т.е. $E_n = N_A h \nu$, ν - частота излучения). Для $[A]$ в молях на 1 л и l в cm^{-1} величина α_{λ} - молярный коэффициент экстинкции (поглощения), выражаемая в $л \cdot моль^{-1} \cdot cm^{-1}$.

Когда концентрация поглощающих частиц $[A]$ выражается в cm^3 , то вместо α_{λ} используют величину $\sigma_{\lambda} (cm^2)$ - сечение поглощения частиц, определяемое интенсивностью прошедшего света в виде

$$I_{\lambda np} = I_{\lambda 0} \exp(-\sigma_{\lambda}[A]l). \quad (3.10)$$

При поглощении светового излучения происходит переход частицы A (молекулы, атома, радикала) в электронно-возбужденное состояние A^*



со скоростью

$$d[A]/dt = \varphi_{\lambda} I_{\lambda} \quad (3.12)$$

Здесь I_{λ} - число фотонов, поглощенных в единицу времени единицей объёма реакционной системы (равно числу возбужденных молекул, образовавшихся в единицу времени в единице объёма), φ_{λ} - первичный квантовый выход (отношение числа возбужденных молекул, вступивших в химическую реакцию, к общему числу возбужденных молекул, т.е. доля поглощённых фотонов, которая приводит к образованию продуктов реакции).

Для единичной длины пути, проходимого светом в поглощающем веществе ($l=1cm$) и при условии малости поглощения света ($\sigma_{\lambda}[A] \ll 1$, обеспечиваемого малостью любого из сомножителей):

$$d[A]/dt = -\varphi_{\lambda} I_{\lambda 0} \sigma_{\lambda} [A]. \quad (3.13)$$

Здесь произведение $j_{\lambda} = \varphi_{\lambda} I_{\lambda 0} \sigma_{\lambda}$ имеет размерность константы скорости первого порядка (c^{-1}), а $I_{\lambda 0}$ – число фотонов, поглощаемых в 1с в единице объема 1 см^3 . Это выражение применимо для монохроматического излучения. При изучении процессов в атмосфере коэффициент скорости j_{λ} интегрируется по всему спектру излучения:

$$j = \int_0^{\infty} \varphi_{\lambda} I_{\lambda 0} \sigma_{\lambda} d\lambda \quad (3.14)$$

На практике интеграл (3.14) производится численным методом и для ограниченно-го интервала длин волн, в котором рассматривается фотохимическая реакция.

Уравнения (3.12), (3.13) являются основными кинетическими уравнениями для фотохимических реакций. Скорость фотохимических реакций определяется вероятностью поглощения квантов света молекулами исходных веществ. Эта скорость не будет зависеть от температуры, если конечные продукты реакции образуются непосредственно из возбужденных частиц, т. е. если лимитирующей стадией образования конечных продуктов является только фотохимический процесс.

Пример 3.4. Оценить связь между коэффициентом экстинкции и сечением поглощения частиц.

Поскольку: $[A]$ (частиц/см³) = $[A]$ (моль/л) · $N_A \cdot 10^{-3}$; $N_A = 6,02 \cdot 10^{23}$ частиц/моль, тогда $\alpha_{\lambda} = \sigma_{\lambda} \cdot N_A \cdot 10^{-3} = 6,02 \cdot 10^{20} \sigma_{\lambda}$.

3.3.3. Важнейшие реакции радикалов-окислителей и оксидов SO_2 и NO_x

Атмосфера из-за наличия в ней значительного количества свободного кислорода представляет собой активную окислительную систему. Важным фактором газофазного окисления в ней является солнечное излучение, фотохимическая эффективность которого проявляется в области длин волн оптического диапазона 0,29–0,70 мкм и наиболее существенно в ультрафиолетовой области при длинах волн 0,29–0,40 мкм. Фотохимические процессы приводят в массовом количестве к образованию как прямых газовых предшественников аэрозоля (SO_2 , NO_x), так и их активных окислителей (O_3 , O , OH , HO_2 , CH_3O_2). Эти процессы идут в сторону синтеза аэрозольного вещества как высших форм окисления. Отсюда следует, что скорость генерации аэрозольных частиц из газовой фазы существенным образом будет зависеть от времени суток, сезона и географической широты.

Газофазное окисление SO_2 и NO_x может осуществляться молекулярными реакциями, однако, оно наиболее интенсивно протекает со свободными радикалами. В таблице 3.2 приведены важнейшие реакции фотодиссоциации, контролирующие количество активных радикалов-окислителей в условиях атмосферы. Эти реакции идут в несколько стадий и указывают на важную роль солнечного света в образовании свободных радикалов в атмосфере. Константы реакций определяют среднее время жизни радикала или иного химического соединения, которые позволяют оценить интенсивность протекания фотохимических окислительных реакций.

В превращениях по табл. 3.2 важную роль играют световое излучение Солнца и озон. С уходом Солнца останавливаются реакции R_1 , R_7 и R_9 быстро завершаются реакции R_2 и R_3 .

Озон O_3 (метастабильное аллотропное состояние из 3-х атомов кислорода O) постоянно разлагается и образуется в атмосфере в ходе определенных фото- и термохимических реакций R_1 – R_3 . Озон в основном образуется из кислорода в озоносфере (см. § 1.2) и у земной поверхности содержится в ничтожных количествах (вне промышленных районов).

При разложении молекул O_3 (реакции R_2 и R_3) образуется сильный реагент гидроксил OH , участвующий во многих атмосферных реакциях. Гидроксил активно взаимодействует почти со всеми газами, содержащие атомы C , S , N , H и из-за сильной реактивности характерное время его жизни в атмосфере порядка ~ 1 с.

Таблица 3.2. Механизмы образования активных радикалов-окислителей в атмосфере
(T -абсолютная температура, K -константа скорости реакций,

$m_\theta = \sec \theta_\theta$ - оптическая масса атмосферы; θ_θ - зенитный угол Солнца).

Номера реакций	Реакции	$K, \text{см}^3/(\text{с} \cdot \text{число молекул})$	Условия	Источник
R_1^*	$O_3 \xrightarrow{h\nu} O(^1D) + O_2$	$8,6 \cdot 10^{-5} \exp(-2,5 m_\theta), [c^{-1}]$	$h\nu < 315 \text{ нм}$	[32]
R_2	$O(^1D) + M \rightarrow O(^3P) + M$	$2,0 \cdot 10^{-11} \exp(-107/T)$	$M=N_2$ или O_2	[48]
R_3	$O_2 + O \rightarrow O_3$	$1,6 \cdot 10^{-14}$		[43]
R_4	$O(^1D) + H_2O \rightarrow 2OH$	$2,3 \cdot 10^{-10}$		[28]
R_5^{**}	$OH + CH_4 \xrightarrow{M} CH_3O_2 + H_2O$	$2,35 \cdot 10^{-12} \exp(-1710/T)$		[33]
R_6^{**}	$OH + CH_4 \rightarrow CH_2O + HO_2$	$5 \cdot 10^{-15}$		[33]
R_7^{**}	$CH_2O \xrightarrow{h\nu} 2HO_2 + CO$	$4,9 \cdot 10^{-5} \exp(-0,8 m_\theta), [c^{-1}]$		[32]
R_8	$HO_2 + HO_2 \rightarrow H_2O_2 + O_2$	$3,0 \cdot 10^{-11} \exp(-500/T)$		[28]
R_9	$H_2O_2 \xrightarrow{h\nu} 2OH$	$1,812 \cdot 10^{-5} \exp(-0,3297 m_\theta), [c^{-1}]$	$h\nu < 350 \text{ нм}$	[28]
* $O(^3P)$ и $O(^1D)$ - возбуждённые состояния атома кислорода ($O_2 + h\nu (180 < \lambda < 242,4 \text{ нм}) \rightarrow O(^3P) + O(^3P \text{ или } ^1D)$).				
** Реакции идут в несколько стадий.				

Отметим, что фотохимические процессы, приводящие к появлению свободных радикалов в атмосфере весьма разнообразны и сложны. Так при наличии в достаточном количестве метана CH_4 происходят эффективные процессы циклических превращений промежуточных соединений (CH_3 , CH_2O , CH_3OOH и т.д.), образующие по мере разложения свободные радикалы. К представительным реакциям метана относятся реакции $R_5 - R_7$.

Атмосферные процессы газофазного окисления SO_2 являются важным каналом образования *in situ* новых аэрозольных частиц. Это подтверждается тем, что: 1) основными компонентами этого типа аэрозоля являются серные соединения, из-за чего он получил название сульфатного; 2) практически все соединения серы (H_2S , CS_2 , $(CH_3)_2S$, CH_3SH и т. д.), попадающие в атмосферу приводят к синтезу SO_2 ; 3) реакции с участием SO_2 протекают необратимо [20, 26, 27, 31].

В тропосфере доминирующим кинетическим предшественником SO_2 может быть сероводород H_2S , который образуется в массовом количестве в результате восстановления сульфатов при разложении органических веществ с участием свободного кислорода. Помимо SO_2 , образованного “*in situ*”, в атмосферу попадает огромное количество SO_2 естественного (в основном вулканы) и антропогенного (индустриального) происхождения. Соотношение между количеством H_2S , SO_2 и сульфатов в воздухе имеет решающее значение для понимания серы в атмосфере.

Основные реакции газофазного окисления SO_2 представлены в табл. 3.3. Окисление SO_2 наиболее интенсивно проходит с гидроксидом OH , алкилпероксидным радикалом CH_3O_2 и гидропероксидным радикалом HO_2 , которое сильно зависит от региональных условий атмосферы. Скорости молекулярных реакций $R_1 - R_3$ по табл. 3.3 на несколько порядков ниже скорости радикальных реакций. Во всех случаях образующийся по реакциям $R_3 - R_5$ триоксид серы SO_3 практически мгновенно превращается в серную кислоту H_2SO_4 по реакции R_7 .

Таблица 3.3. Газофазные реакции диоксида серы и образования серной кислоты.

Номера реакций	Реакции	Константа скорости реакции, $\text{см}^3/(\text{с} \cdot \text{число молекул})$	Концентрация окисления летом на 45°C , $\text{ш.}, \text{число молекул}/\text{см}^3$	Среднее время жизни SO_2^* , ч.	Источник
R ₁	$\text{SO}_2 + \text{O} \xrightarrow{M} \text{SO}_3$	10^{-14}	10^5	$3,0 \cdot 10^5$	[37]
R ₂	$\text{SO}_2 + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{O}$	10^{-30}	$5 \cdot 10^{18}$	$5 \cdot 10^7$	[44]
R ₃	$\text{SO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{O}_2$	10^{-22}	$8 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^6$	[44]
R ₄ **	$\text{SO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{HO}_2$	$1,8 \cdot 10^{-12}$	$1,8 \cdot 10^6$	140	[43]
R ₅ **	$\text{SO}_2 + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{OH}$	$7,8 \cdot 10^{-16}$	$3 \cdot 10^8$	1200	[43]
R ₆ **	$\text{SO}_2 + \text{CH}_3\text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CH}_2\text{O}$	$1,75 \cdot 10^{-14}$	$7 \cdot 10^7$	230	[43]
R ₇	$\text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$	10^{-12}	$3 \cdot 10^{17}$	10^{-9}	[36]
* Время жизни SO_2 за счёт газофазных реакций составляет $\sim(2-6)$ суток [12].					
** Реакции идут в несколько стадий.					

Пары H_2SO_4 в условиях атмосферы способны к нуклеации новых аэрозольных частиц. Нуклеация происходит путём формирования преднуклонного зародыша-молекулярных кластеров, которые преодолевают энергетический барьер и претерпевают

Таблица 3.4. Газофазные реакции оксидов азота.

Номера реакций	Реакции	Константа скорости, $\text{см}^3/(\text{с} \cdot \text{число молекул})$	Условия	Источник
R ₁	$\text{NO} + \text{HO}_2 = \text{NO}_2 + \text{OH}$	$3,4 \cdot 10^{-12} \cdot \exp(-250/T)$		[35]
R ₂	$\text{NO} + \text{O}_3 = \text{NO}_2 + \text{O}_2$	$2,3 \cdot 10^{-12} \cdot \exp(-1450/T)$		[32]
R ₃	$\text{NO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{NO} + \text{O}$	$1,55 \cdot 10^{-2} \cdot \exp(-0,48m_\theta), \text{с}^{-1}$	$\lambda \approx 398 \text{ нм}$	[48]
R ₄	$\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$	$1,2 \cdot 10^{-13} \cdot \exp(-2450/T)$		[32]
R ₅	$\text{NO}_3 + \text{NO} \rightarrow \text{NO}_2 + \text{NO}_2$	$8,0 \cdot 10^{-12} \cdot \exp(-250/T)$		[25]
R ₆	$\text{NO}_3 \xrightarrow{h\nu} \text{NO}_2 + \text{O}$	$0,1065 \cdot \exp(-0,2097 \text{ sec } \theta), \text{с}^{-1}$	$h\nu < 680 \text{ нм}$	[28]
R ₇	$\text{NO}_3 \xrightarrow{h\nu} \text{NO} + \text{O}_2$	$3,34 \cdot 10^{-2} \cdot \exp(-0,2193 \text{ sec } \theta), \text{с}^{-1}$	$h\nu < 680 \text{ нм}$	[28]
R ₈	$\text{NO}_2 + \text{NO}_3 \rightarrow \text{N}_2\text{O}_5$	$1,48 \cdot 10^{-13} \cdot \exp(-861/T)$		[34]
R ₉	$\text{N}_2\text{O}_5 \xrightarrow{h\nu} \text{NO}_3 + \text{NO}_2$	$3,3 \cdot 10^{-5} \cdot \exp(-0,6 \text{ sec } \theta), \text{с}^{-1}$	$h\nu < 400 \text{ нм}$	[48]
R ₁₀	$\text{NO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{HNO}_3$	$1,1 \cdot 10^{-11}$		[32]
R ₁₁	$\text{N}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HNO}_3$	$9,0 \cdot 10^{-19} T$		[25]
R ₁₂	$3\text{NO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HNO}_3 + \text{NO}$	$2 \cdot 10^{-25}$		[29]
R ₁₃	$\text{HNO}_3 \xrightarrow{h\nu} \text{OH} + \text{NO}_2$	$9,88 \cdot 10^{-7}/m_\theta, \text{с}^{-1}$	$h\nu < 546 \text{ нм}$	[8 28]
R ₁₄	$\text{HNO}_3 + \text{OH} \rightarrow \text{NO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	$9,4 \cdot 10^{-15} \cdot \exp(-778/T)$		[6 25]
R ₁₅	$\text{HNO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{OH} + \text{NO}$	$0,27 \cdot 10^{-2}/m_\theta, \text{с}^{-1}$	$\lambda < 0,35 \text{ мкм}$	[28]

фазовое превращение. Нуклеация может быть гомогенной и гетерогенной.

Большинство естественных и антропогенных выбросов примесей в атмосферу содержит оксид азота NO . Для окислительных реакций с участием NO , как и других окислов азота, характерна некоторая цикличность. Важнейшие реакции окисления оксидов азота представлены в табл. 3.4. Выделяются два цикла этих оксидов: первый цикл реакции R₁ –

R₄ и второй более сложный цикл - реакции R₄, R₅ - R₈. В результате этих циклов устанавливается равновесие между озоном, O₃, оксидами азота NO и NO₂ для определённого уровня солнечного освещения. Реакции R₃, R₇ и R₈ при заходе солнца прекращаются, в результате содержание оксида азота в атмосфере быстро уменьшается в связи с продолжением реакций R₁ и R₂. Ночью концентрация NO может уменьшиться, более чем на порядок [23, 24 31].

Оксиды азота довольно активно входят в соединение с реакционноспособными органическими веществами: с терпенами, непредельными углеводородами, альдегидами, кетонами и т. д. Такие соединения приводят к достаточно эффективному удалению диоксида азота из атмосферы.

Фотохимические реакции высших окислов азота NO₃, N₂O₃ в атмосфере изучены сравнительно слабо. Эти реакции происходят при более коротковолновом излучении, чем для диоксида серы, которые в фотохимических процессах образования аэрозолей в атмосфере играют менее существенную роль.

Образование азотной кислоты осуществляется газозависимыми реакциями: R₁₁ - R₁₃. Реакция R₁₁ происходит лишь в светлое время суток и её скорость днём превышает скорость реакции R₁₃ более чем на два порядка величины. Реакция R₁₂ приводит практически к полной фотодиссоциации пентаоксида диазота N₂O₅. Ночью концентрация N₂O₅ повышается и реакция R₁₂ будет давать существенный вклад в образование азотной кислоты.

3.4. Нуклеация частиц аэрозоля

В атмосферном воздухе непрерывно генерируют новые аэрозольные частицы путём нуклеации паров аэрозолеобразующих соединений (см. рис.3.1). Нуклеация происходит вследствие конденсации пара на исходных “зародышах”, или ядрах типа молекулярные кластеры, ионы, ионные кластеры, небольшие частицы различных веществ, находящихся во взвешенном состоянии. Если конденсация пара происходит исключительно на кластерах, образованных молекулами этого пара, то нуклеация называется спонтанной, или гомогенной, если же пар конденсируется на ядрах из другого вещества, то нуклеация называется гетерогенной [12, 16, 41,47].

Нуклеация зависит от степени пресыщения пара, определяемой в виде отношения

$$f = p/p_{\infty}(T), \quad (3.15)$$

где p – парциальное давление пара, $p_{\infty}(T)$ – наибольшее давление пара, возможное при данной температуре, носит название давления насыщения (равновесное давление) при температуре T .

Пар является насыщенным, если $f = 1$. Когда $f > 1$, пар пересыщенный, а при $f < 1$ пар будет ненасыщенным. Величина f зависит от изменений температуры, кривизны поверхности конденсации (испарения), влияния электрических зарядов.

Зависимость пресыщения пара от температуры. Процесс нуклеации пара происходит вследствие фазовых переходов (превращений) пара (конденсации или сублимации) на поверхности ядер конденсации. Зависимость давления пресыщения пара над частицей описывается уравнением Клаузиуса-Клайперона. Поскольку это уравнение широко используется в современной физике атмосферы, кратко остановимся на его выводе.

Известно, что переход вещества из одной фазы в другую происходит при постоянной температуре T и давлении p пара. В переменных T и p , независимых параметров состояния, функцией состояния фазы (в нашем случае пара или частицы) является изобарно – изотермический потенциал (термодинамический потенциал Гиббса) ϕ . При изменении фазы, когда $T = \text{const}$ и $p = \text{const}$, термодинамический потенциал сохраняет постоянное значение ($d\phi = 0$ и $\phi = \text{const}$).

Рассмотрим фазовые изменения в случае малых приращений параметров состояния dT и dp . Для состояния насыщения, из-за обратимости процессов фазовых переходов, справедливо термодинамическое тождество:

$$d\phi = -SdV + vdp, \quad (3.16)$$

$v = 1/\rho$ - удельный объём и S – энтропия.

При обратимых процессах из определения энтропии следует, что

$$dS = dq/T, \quad (3.17)$$

где dq – выделение (поглощение) количества теплоты (скрытая теплота) фазового перехода.

Для фазового перехода пар-частица на основании (3.16) можно получить

$$d\phi_n = d\phi_r \quad \text{или} \quad v_n dp - S_n dT = v_r dp - S_r dT, \quad (3.18)$$

где индекс n относится к пару и индекс r - к частице.

Отсюда

$$\frac{dp}{dT} = \frac{S_n - S_r}{v_n - v_r}. \quad (3.19)$$

Согласно (3.17) при изотермическом процессе

$$S_n - S_r = \int_r^n \frac{dq}{T} = \frac{1}{T} \int_r^n dq = \frac{L}{T} \quad (3.20)$$

где L – удельная теплота фазового перехода.

Равенство (3.20) запишется в виде

$$\frac{dp}{dT} = \frac{L}{T(v_n - v_r)} \quad (3.21)$$

Уравнение (3.21) называется уравнением Клаузиуса – Клапейрона, выражает зависимость давления насыщения пара от температуры.

С учётом уравнения состояния пара $pv_i = R_i T$ и очевидного неравенства $v_n \gg v_r$ уравнение (3.21) принимает вид :

$$d(\ln p) = -\frac{L}{R_n} d\left(\frac{1}{T}\right), \quad (3.22)$$

где R_n -удельная газовая постоянная водяного пара, равная $R_n = R/\mu_n = 461,5 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{K})$, где $R = 8,31 \text{ Дж}/(\text{K} \cdot \text{мол})$, $\mu_n = 18,015 \text{ г/мол}$ -относительная молекулярная масса водяного пара.

В условиях атмосферы относительные изменения L не превышают 5% . Поэтому в первом приближении можно считать $L \approx \text{const}$ и интегрированием (3.22) находим:

$$\ln \frac{p}{p_0} = \frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right), \quad (3.23)$$

где p_0 - упругость пара при температуре T_0 .

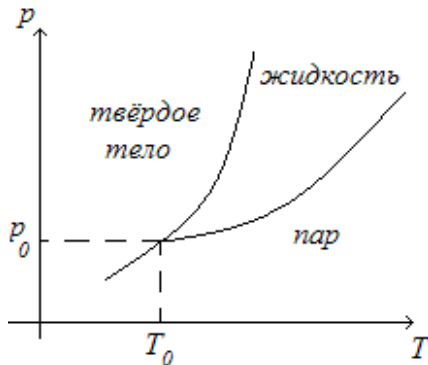


Рис. 3.3. Кривые равновесия: пар-жидкость-твёрдое тело.

На рис. 3.3 представлена для некоторого вещества кривые равновесия: пар- жидкость-твёрдое тело. Эти кривые пересекаются в тройной точке O, где все фазы вещества находятся в состоянии равновесия. При температурах выше T_0 – температуры плавления, вещество может находиться лишь в жидком и газообразном состоянии, ниже этой точки – лишь в твёрдом и газообразном состоянии.

3.4.1. Гомогенная нуклеация

В условиях, когда пар пересыщен и свободен от взвешанных частиц и ионов, в результате случайных сближений молекул пара могут образоваться небольшие зародыши-молекулярные комплексы или кластер, которые либо снова распадаются, либо снова растут по достижении определённого критического размера. Эти зародыши занимают промежуточное состояние вещества между парообразной и конденсированными фазами. Устойчивость зародыша, способного участвовать в фазовых превращениях, определяются энергетическим балансом процесса его нуклеации. на формирование зародыша затрачивается энергия, идущее на образование его поверхностного покрова. Если эта энергия не превосходит скрытую теплоту фазового перехода, то нуклеация может продолжаться путём спонтанного (самопроизвольного) роста зародыша и приобретения им внутренней молекулярной структуры, характерной для конденсированной фазы.

Классическая теория жидко-капельной модели нуклеации [16, 45] даёт выражение для изменения свободной энергии ΔG зародыша, имеющего плотность ρ , и сферическую форму радиуса r :

$$\Delta G = n \cdot \Delta\phi + s \cdot \sigma \quad (3.24)$$

Здесь первое слагаемое учитывает изменение свободной энергии зародыша при фазовом переходе пар-зародыш, где $\Delta\phi$ - соответствует изменению удельной свободной энергии, $n = N_A \cdot m / M$ - число молекул, содержащихся в зародыше массы $m = 4/3 \cdot \pi r^3 \rho$ и имеющих молекулярный вес M , второе слагаемое равно поверхностной энергии зародыша новой фазы, которое меняется от 0 до $s \cdot \sigma$, где $s = 4\pi r^2$ - площадь поверхности зародыша, σ - удельная работа поверхностного натяжения.

Для изменений упругости пересыщенного пара (при этом температура остаётся прежней) приращение $\Delta\phi$ в выражении зависит от степени пересыщения пара (см. пр.3.5):

$$\Delta\phi = kT \ln \frac{p}{p_\infty} = kT \ln e, \quad (3.25)$$

где p_∞ -давление насыщенного пара при температуре T , k – постоянная Больцмана.

Пример 3.5. Получить формулу (3.25) для изменения удельной свободной энергии фазового перехода.
Пусть около зародыша упругость пара изменилась при постоянной температуре на малую величину dp . Если ϕ_n и ϕ_k – термодинамические потенциалы, v_n и v_k – объёмы пара и зародыша (капли) соответственно, то $\phi_n = v_n dp$ и $\phi_k = v_k dp$. Так как $v_n \gg v_k$, с учётом уравнения состояния $pv_i = R_i T$, имеем

$$-d\phi = -(d\phi_k - d\phi_n) \approx kT \frac{dp}{p}.$$

Интегрирование этого уравнения даёт

$$\Delta\phi = \phi_k - \phi_n = kT \ln p / p_\infty.$$

Пример 3.6. Определить приращение свободной энергии зародыша из водяного пара радиусом 10^{-4} мкм, если $e = 3$, $M = 18$, $\rho = 10^3 \text{ кг/м}^3$, $\sigma = 73 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}$, $T = 20^\circ \text{C}$; $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К}$, $N_A \approx 6 \cdot 10^{23} \text{ мол}^{-1}$.
Непосредственная подстановка числовых значений в формулы (3.24) с использованием (3.25) даёт: $\Delta G = 2,29 \cdot 10^{-19} \text{ Дж}$.

График зависимости работы образования зародыша, равной ΔG , от его радиуса при различных значениях пересыщения пара представлена на рис. 3.4. Из этого графика видно, что для зародышей с размером, меньшим критического существует потенциальный энергетический критический барьер, препятствующий их росту. Капли с размером больше

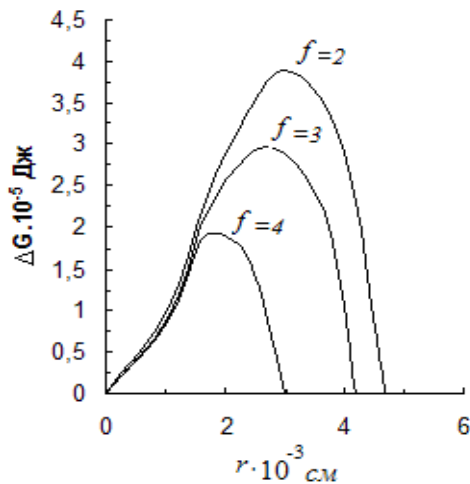


Рис. 3.4. Зависимость изменений свободной энергии от радиусов зародышей при различных пересыщениях пара.

критического растут, поскольку для них при увеличении размеров свободная энергия уменьшается. В этом случае зародыши выделяют энергию. Капли с размером меньше критического испаряются, поскольку в этом случае происходит уменьшение их свободной энергии.

Применяя к выражениям (3.24) условие достижения максимума $(d(\Delta G)/dr)_{r=r'} = 0$ и с учётом (3.25) находим зависимость критического радиуса r' зародыша от степени пересыщения пара над ним:

$$\ln \frac{p}{p_\infty} = \frac{2\sigma}{R_n T \rho r'}. \quad (3.26)$$

Это формула известна, как формула Томсона (Кельвина), график которой приведён на рис. 3.5. Кривая на этом графике является равновесной линией превращения пар-зародыш. Приведённая кривая показывает условия испарения, и роста зародыша. От линии равновесия слева капли будут испаряться, даже если находятся в насыщенном паром газе. Если же точка, соответствующая f , расположена справа от равновесной линии, то зародыш будет расти. При $f < 1$, согласно уравнению Кельвина, зародыш всегда будет распадаться.

Из уравнения (3.26) следуют важные следствия, характеризующие процесс формирования дисперсной фазы (аэрозоля и его развитых форм: туманов и облаков): происходит перенос пара от мелких частиц (капель и кристаллов) к более крупным (изотермической перегонка, вызывая неустойчивость последних в воздушной взвеси. Кроме того происходит, так называемая, капиллярная конденсация, в результате которой пар

конденсирует в капиллярах и микротрещинах пористых частиц. Этот процесс не является следствием адсорбционных сил, но адсорбция является первым этапом капиллярной конденсации. Поскольку при этом имеет место смачивание, то обеспечивается отрицательная кривизна мениска конденсированной воды (вогнутый мениск). Согласно формуле (3.26) конденсация в порах наступает при давлении, которое меньше давления

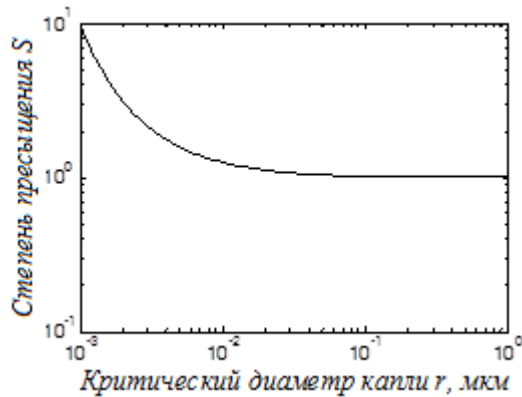


Рис. 3.5. Кривая равновесия пар зародыш.

насыщенного пара, т.е. $p/p_\infty < 1$. В результате также происходит задержка в образовании новых устойчивых зародышей ядер конденсации из пересыщенного пара в воздухе.

3.4.2. Гетерогенная нуклеация

В атмосфере в основном происходит гетерогенная конденсация пара на так называемых ядрах конденсации – ионах и аэрозольных частицах, которые являются неотъемлемой частью воздушной взвеси. Гетерогенная конденсация имеет большое преимущество перед гомогенным, так как

требует более низкого пересыщения пара. **Влияние электрических зарядов.** В атмосфере ионы присутствуют повсеместно. Вблизи поверхности Земли существенный вклад в ионизацию молекул воздуха вносит распад радона и его дочерних продуктов.

В нижней атмосфере ионы могут образоваться вследствие многочисленных сложных реакций между ионизированными веществами. На больших высотах ионизация атмосферы вызывается космическими лучами, а также ультрафиолетовым излучением Солнца. Образующие при этом ионы распространяются во все слои атмосферы. Присутствие этих ионов в атмосферном воздухе определяет электрическое состояние безоблачной атмосферы и формируют электрический заряд атмосферного аэрозоля.

Образующие ионы в воздухе сразу же включаются в процесс ионно-молекулярных столкновений и вокруг них формируются гетеромолекулярные кластеры. Кластеризация ионов относительно мала, поэтому наиболее вероятно образование кластера, состоящего из одного иона и окружающих молекул. Присутствие ионов в парах веществ значительно может усилить процесс нуклеации.

В соответствии с классической ионной жидко-капельной теорией при наличии заряда свободная энергия зародыша возрастает на величину $\frac{1}{4\pi\epsilon_0} \cdot \frac{q^2}{2r} \left(\frac{1}{\epsilon_q} - \frac{1}{\epsilon_n} \right)$, где q – заряд зародыша, ϵ_q и ϵ_n – диэлектрическая проницаемость зародыша и пара соответственно. Полное изменение свободной энергии в этом случае равно

$$\Delta G = -\frac{4}{3}\pi r^3 \rho R_n E \ln \frac{p}{p_\infty} - \frac{q^2}{2r} \left(\frac{1}{\epsilon_q} - \frac{1}{\epsilon_n} \right) + 4\pi r^2 \sigma. \quad (3.27)$$

Как и в случае гомогенной нуклеации, продифференцировав (3.27) по r и приравняв полученное выражение нулю, найдём связь между степенью пересыщения и критическим радиусом частицы:

$$\ln \frac{p}{p_\infty} = \frac{2\sigma}{R_n \rho T r} + \frac{1}{R_n \rho T} \cdot \frac{q^2}{32\pi^2 \epsilon_0 r^4} \left(\frac{1}{\epsilon_q} - \frac{1}{\epsilon_n} \right). \quad (3.28)$$

На рис. 3.6 изображена равновесная линия, полученная из уравнения (3.26) для случая, когда зародыш содержит элементарный заряд ($q = 1,60 \cdot 10^{-10}$ Кл). Чтобы оценить

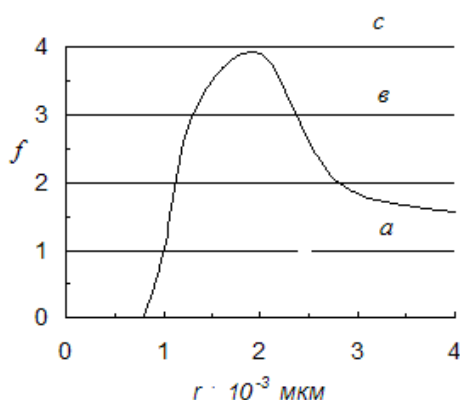


Рис. 3.6. Зависимость степени пресыщения пара от радиуса зародыша, содержащего один элементарный заряд.

характер изменения зародыша (роста или испарения), на рис. 3.7 приведены зависимости изменения свободной энергии заряженного зародыша от его радиуса. Как следует из этого рисунка возможны три различных случая изменения зародыша, характеризующиеся на рис. 3.6 прямыми *а*, *в* и *с*. Ход кривых на рис. 3.7 зависит от соотношения слагаемых в уравнении (3.27). Если радиус r очень мал, то слагаемое содержащее $1/r$, преобладает. Для случая *а*, поскольку $f < 1$, первое слагаемое в (3.28) становится положительным. это слагаемое, содержащее r^3 с ростом r становится существен-

ным; ΔG вначале уменьшается, достигая минимума, затем возрастает. Поэтому в случае *а* зародыш будет расти или испаряться переходя в равновесное состояние. В случае *с* (f выше

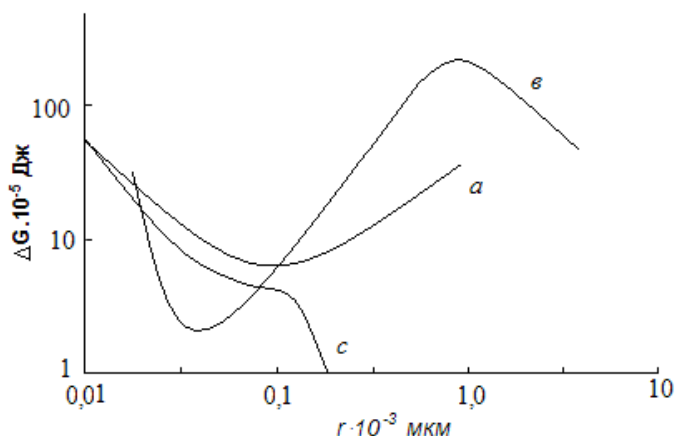


Рис. 3.7 Зависимость свободной энергии от радиуса зародыша: (кривые соответствуют линиям приведённым на рис. 3.5.

максимума кривой равновесия) ΔG всегда уменьшается, из-за этого заряженный зародыш любого размера всегда будет расти. Случай *в* (не слишком высокая степень пресыщения) представляет комбинацию случаев *а* и *с*. Для этого случая ΔG сначала проходит через минимум, затем через максимум. Минимум является метастабильным состоянием зародыша, максимум соответствует критическому радиусу, больше которого зародыш преодолевает энергетический барьер для дальнейшего роста.

Растворимость ядер конденсации. В качестве ядер конденсации аэрозольные частицы можно подразделить на два общих типа: нерастворимые и растворимые. Нерастворимые ядра могут быть легко смачиваемыми или несмачиваемыми. Поверхность легко смачиваемых нерастворимых ядер быстро обводняется, после чего конденсация на них происходит как на чистых каплях, и к ним можно применить уравнение Кельвина. Конденсация на несмачиваемой поверхности сильно затруднена. Конденсирующаяся жидкость на несмачиваемой поверхности стремится собраться в небольшие шарики. когда поверхность целиком покроется такими шариками, тогда она покроется жидким слоем. в результате конденсация происходит при высокой степени пресыщения пара. Во многих случаях аэрозольные частицы являются растворимыми ядрами. Пар, конденсирующийся на растворимых ядрах, растворяет их, свойства которых будут отличаться от свойств чистой жидкости. Равновесное давление пара – растворителя над поверхностью раствора, ниже, чем над поверхностью чистого растворителя, зависящего от природы растворителя и растворённого вещества.

Степень пересыщения пара над поверхностью растворимой аэрозольной частицы при различных значениях относительной влажности традиционно описывается уравнением Кёллера [7]. Это уравнение записывается в различных формах с учётом растворимо-

сти частиц в зависимости от температуры. При этом предполагается, что сухая основа аэрозольной частицы полностью растворена, представляющая собой капли насыщенного раствора, т. е. стадия растворения исключается из рассмотрения. Уравнение Кёллера для уменьшения равновесного давления пара за счёт растворимости частиц запишем в виде

$$p/p_0 = \exp\left(\frac{2\sigma'}{\rho_p R_n T r} - \frac{c_m m_0}{m - m_0}\right), \quad (3.29)$$

Здесь в экспоненте первое выражение, в соответствии с (3.26), учитывает кривизну поверхности капли, где ρ_p - плотность раствора, σ' - поверхностное натяжение раствора и второе выражение учитывает растворимость её сухой основы, где $m = 4/3\pi r^3 \rho_p$ - масса раствора плотности ρ_p , $m_0 = 4/3 \cdot \pi r_0^3 \rho_0$ - масса растворённого вещества в капле плотности ρ_0 , $c_m = \nu g \cdot M/M_0$ - некоторый коэффициент, зависящий от химической природы растворённого вещества и растворителя, а так же от температуры T ; ν - валентность растворённого вещества, g - моляльный осмотический коэффициент, M_0 и M - молекулярные веса растворителя и растворённого вещества, соответственно.

В атмосфере выделяются ряд веществ, участвующих в процессах конденсации на аэрозолях. Кроме воды к таким веществам относятся пары аэрозолеобразующих веществ: H_2SO_4 , HNO_3 , органические кислоты. Эти вещества участвуют в процессах как гомогенного образования преднуклонного зародыша частиц, так и гетерогенного ядрообразования (конденсационного роста и формирования новых аэрозольных частиц). Наиболее полно изучены конденсационные процессы паров воды над каплями раствора частиц аэрозоля.

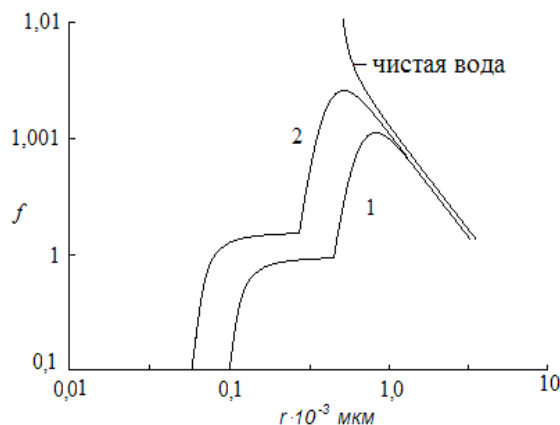


Рис. 3.8. Равновесная степень пресыщения для растворимых ядер, состоящая из соли $NaCl$ массой 10^{-14} (1) и 10^{-16} г (2).

На рис. 3.8 даётся зависимость степени насыщения пара воды от радиусов капель при растворении в воде соли $NaCl$. Присутствие растворённого вещества делает возможным конденсацию пара при относительной влажности $f \cdot 100\%$ меньше 100% в отличие от конденсации над каплями из чистого растворителя. Из рис. 3.8 следует, что чем больше относительная влажность, тем больше размер капли при заданном m , которая находится в равновесии с паром.

При росте и испарении капли влияние растворённого вещества можно рассматривать подобно влиянию иона на упругость насыщения над ней. Если степень пресыщения превышает её значение, рассчитанное по формуле (3.29), то происходит конденсационный рост капли. Если относительная влажность воздуха не превышает 100% , то для обычных размеров ядер конденсации ($m = 10^{-16} \div 10^{-14}$ г) могут образоваться микродисперсные капли, размеры которых много меньше 1 мкм . Дальнейший рост капли возможен при росте относительной влажности воздуха. Это происходит при адиабатическом подъёме, резкой смене или приходе увлажнённой массы воздуха.

Если относительная влажность воздуха не превышает 100% , то для обычных размеров ядер конденсации ($m = 10^{-16} \div 10^{-14}$ г) могут образоваться микродисперсные капли, размеры которых много меньше 1 мкм . Дальнейший рост капли возможен при росте относительной влажности воздуха. Это происходит при адиабатическом подъёме, резкой смене или приходе увлажнённой массы воздуха.

Пример 3.7. Вычислить степень пересыщения водяного пара над поверхностью капли радиуса $r = 0,1 \text{ мкм}$, если её сухая основа состояла из частиц $(NH_4)_2SO_4$ радиусом $r_0 = 0,005 \text{ мкм}$ плотностью $\rho_0 = 1,77 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, при $T = 20^\circ \text{C}$; $M = 18 \text{ г/моль}$, $M_0 = 132 \text{ г/моль}$, $\sigma = 73 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}$, $R = 8,31 \text{ Дж/(К} \cdot \text{моль)}$.

Вначале определим:

$$\rho_p = (4/3 \cdot \pi r_0^3 \rho_0 + 4/3 \cdot \pi \rho (r^3 - r_0^3)) / (4/3 \cdot \pi r^3) = ((0,005 \cdot 10^{-6})^3 \cdot 1,77 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} +$$

$$+(0,1 \cdot 10^{-6})^3 \cdot \text{м}^3 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} - (0,005 \cdot 10^{-6})^3 \cdot \text{м}^3 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}) / (0,1 \cdot 10^{-6})^3 = 1,0001 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \approx 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3},$$

$$m_0 = 4 / 3 \cdot \pi \cdot r_0^3 \rho_0 = 4/3 \cdot 3,14 \cdot (0,005 \cdot 10^{-6})^3 \cdot \text{м}^3 \cdot 1,77 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} = 9,27 \cdot 10^{-22} \text{ кг},$$

$$m = 4 / 3 \cdot \pi \cdot r^3 \rho_p = 4/3 \cdot 3,14 \cdot (0,1 \cdot 10^{-6})^3 \cdot \text{м}^3 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} = 4,19 \cdot 10^{-18} \text{ кг}.$$

Моляльность = $(m_0 / M_0) / m = (9,27 \cdot 10^{-22} \text{ кг} \cdot 1000 / 132 \text{ г} / \text{моль}) / 4,19 \cdot 10^{-18} \text{ кг} \approx 0,002 \text{ моль} / \text{кг}.$

Из таблицы находим: $v = 3, g \approx 0,8$. Тогда $c_m = v g \cdot M / M_0 = 3 \cdot 0,8 \cdot 18 / 132 \approx 0,33$.

Таблица. Осмотические коэффициенты g различных электролитов при температуре 25°C [16].

Моляльность	NaCl $v=2$	MgCl_2 $v=3$	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ $v=3$	$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ $v=3$	$\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ $v=5$
0,1	0,932	0,861	0,767	0,827	0,420
0,2	0,925	0,877	0,731	0,819	0,390
0,4	0,920	0,919	0,690	0,821	0,421
0,6	0,923	0,976	0,667	0,831	0,545
0,8	0,929	1,036	0,652	0,843	0,718
1,0	0,936	1,108	0,640	0,859	0,922
1,2	0,943	1,184	0,632	0,879	
1,6	0,96	1,347	0,624	0,917	
2,0	0,983	1,523	0,623	0,917	
2,5	1,013	1,762	0,626	1,001	
3,0	1,045	2,010	0,635	1,051	
3,5	1,080	2,264	0,647	1,103	
4,0	1,116	2,521	0,660	1,157	
5,0	1,192	3,048	0,686	1,263	
5,5	1,231		0,699	1,313	
6,0	1,272			1,361	

Подставляя числовые значения в формулу (3.29) получаем:

$$p/p_\infty = \exp(2 \cdot 72 \cdot 10^{-3} \text{ Н} / \text{м} \cdot 18 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{мол}^{-3} / (10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot R = 8,31 \text{ Дж} / (\text{К} \cdot \text{моль}) \cdot 293 \text{ } ^\circ\text{K} \cdot (0,1 \cdot 10^{-6}) \cdot \text{м}) - 0,290 \cdot 9,27 \cdot 10^{-22} \text{ кг} / (1,05 \cdot 10^{-18} \text{ кг} - 9,27 \cdot 10^{-22} \text{ кг})) \approx 1,0.$$

Пример 3.8. На практике установлено, что при значительно малых насыщениях пара над каплей ($\Delta f \ll 1$) можно использовать приближённый вид формул (3.26) и (3.29) зависимости насыщения пара над каплей от её размера. Получить эту зависимость, если её сухая основа состоит из сульфатных частиц $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ по данным приведённым в предыдущей задаче.

Для очень малых насыщений разлагая (3.26) в ряд и сохраняя в нём малые первого порядка величины можно получить

$$\ln(1 + \frac{\Delta p}{p_\infty}) \approx \frac{\Delta p}{p_\infty} = \frac{C_r}{r} \quad \text{или} \quad f = \frac{\Delta p}{p} = \frac{C_r}{r},$$

где $C_r = 2\sigma / R_n T p r$ - коэффициент, который считается практически постоянной ($C_r \approx 1,16 \cdot 10^{-9} \text{ м}$).

Гигроскопические аэрозольные частицы образуют собой микроскопические капли раствора. По достижении этих капель насыщения $f = 100\%$, дальнейший рост этих капель происходит при наличии некоторого пресыщения - $f > 100\%$. Вследствие этого $\rho_p \ll \rho_0$ и $m_0 = 4 / 3 \pi r_0^3 \rho_0 \ll m = 4 / 3 \pi r^3 \rho_p$. Тогда (3.29) запишется в виде

$$f = \frac{\Delta p}{p} = (1 + \frac{C_r}{r}) (1 + \frac{C_m^*}{(r/r_0)^3})^{-1} = (1 + \frac{C_r}{r}) (1 - \frac{C_m^*}{(r/r_0)^3}) = 1 + \frac{C_r}{r} - C_m^* (\frac{r_0}{r})^3,$$

где $C_m^* = c_m \rho_0 / \rho_p$ - постоянная для данной капли ($c_m \approx 0,29$).

Пример 3.9. Пользуясь формулами (3.26), (3.29) и, для сравнения, их приближениями, полученными в предыдущем примере, построить графическую зависимость равновесной степени пересыщения f -100% от размеров капель по данным задачи (3.6) для растворимых ядер, состоящих из частиц $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ радиусом $r_0 = 0,005 \text{ мкм}$, плотностью $\rho_0 = 1,77 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$.

На рисунке основные особенности кривых 1 и 3 описаны выше (рис. 3.8). Кривые 3 и 4 в целом повторяют ход кривых, что указывает на важность дисперсного состава капель, определяющего их поведение в реальных атмосферных условиях.

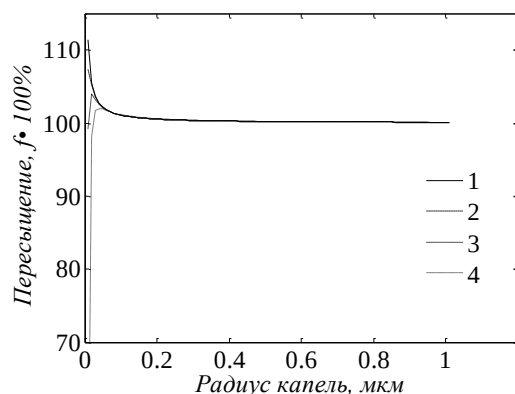


Рисунок. Равновесная степень пресыщения для растворимых ядер $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$: 1-по формуле (3.26), 3- по формуле (3.29) и по их приближениям 2-для (3.26), 4-для (3.29).

3. 5. Гетерогенные реакции на частицах аэрозоля

Помимо знания механизмов образования аэрозоля в результате процессов нуклеации и формирования новых частиц, важно оценивать скорость их роста с переходом в более крупнодисперсный диапазон размеров внутри данного объёма в результате гетерогенных процессов взаимодействия газовых и аэрозольных примесей в воздушной взвеси [6, 12, 47, 49].

Гетерогенные или мультифазные химические превращения играют важную роль в формировании химического состава вещества аэрозоля. К настоящему времени имеется довольно обширная литература по этой проблеме, однако, она остаётся по прежнему не решённой, из-за довольно большого разнообразия и сложности химических процессов, одновременно идущих на поверхности аэрозольной частицы в результате реакции абсорбируемой газовой фазы и в результате реакции растворённых газов во всём объёме частицы. О значительной роли гетерогенных процессов в атмосфере имеются как прямые так и косвенные доказательства, причём последние преобладают. Результаты отбора проб воздуха указывают в пользу того, что к доминирующим гетерогенным процессам в атмосфере относятся химические процессы с участием двуокиси SO_2 серы и окислов азота NO_x с образованием сульфатов и нитратов. Эти выводы косвенно подтверждаются данными многочисленного анализа качества окружающего воздуха.

Основные каналы гетерогенного окисления SO_2 , NO_x в объёме аэрозольных частиц и основные группы веществ, входящих в состав жидко-капельных аэрозольных частиц показаны на рис. 3.9.

Гетерогенный рост частиц происходит в результате процессов коагуляции и превращений типа газ-частица. Частицы аэрозоля в диапазоне размеров $10^{-2} \div 1$ мкм в основном растут за счёт преобразований по типу газ-частица – процессов, в ходе которых происходит абсорбция газа на частицах аэрозоля, диффузионный перенос газообразной фазы (пара) к их поверхности и возможные гетерогенные реакции на поверхности или в глубине частицы.

К превращениям газ-частица приводят газообразные вещества, способные к конденсации, такие как серная кислота, сульфат аммония, нитрат аммония, нитраты и органические кислоты. Скорость этих превращений определяется скоростью диффузии пара к поверхности частиц, скоростью гетерогенных реакций молекул адсорбированного пара на



Рис. 3.9. Основные каналы гетерогенных реакций с участием частиц атмосферного аэрозоля [5, 24].

поверхности частиц и скоростью реакции, в которой участвуют растворённые в объёме частицы исходные парообразные вещества. Соответственно этому различают случаи превращений аэрозольных частиц по механизму диффузионного, поверхностного и объёмного роста.

3.5.1. Диффузионный рост аэрозольных частиц

Теоретически модель скорости переноса газообразной фазы (паров) к поверхности аэрозольных частиц имеет различный вид в зависимости от их размеров. Когда радиус частицы превышает среднюю длину пробега молекул воздуха скорость переноса оценивается по классической формуле Максвелла (1877 г.). Считается, что рост или испарение частицы осуществляется путём диффузионного переноса пара на её поверхности:

$$j = -Ddc/dr, \quad (3.30)$$

где j – молекулярный поток пара по нормали к поверхности частицы, D – коэффициент молекулярной диффузии пара в воздухе, c – массовая концентрация пара, r – расстояние до центра частицы.

На всей поверхности частицы конденсируется ($c > c_q$; c_q – относительная влажность над поверхностью частицы) или испаряется ($c < c_q$) масса пара равная

$$I = 4\pi r^2 D \frac{dc}{dr}. \quad (3.31)$$

Формула Максвелла содержит упрощающие предположения: полагается что процесс переноса квазистационарен ($dc/dt=0$, $I=const$); расстояние между частицами значительно больше их радиуса, так что процесс роста (испарения) отдельных частиц не влияет на соседние частицы. Если на большом удалении от частицы $r \rightarrow \infty$, концентрация $c \rightarrow c_0$, то интегрирование (3.31) даёт

$$C_{\pm} = \frac{I}{4\pi Dr} + c_0; \quad I = 4\pi Dr(c_q - c_0). \quad (3.32)$$

Последнее соотношение называют формулой Максвелла, полученная для испаряющейся частицы-капли.

Рассматривая пар как идеальный газ, связь между концентрацией и давлением пара можно записать в виде

$$c = p\mu/RT. \quad (3.33)$$

Соответственно, уравнение Максвелла представляется в виде

$$I = \frac{4\pi D\mu r}{RT} (p_q - p_0). \quad (3.34)$$

Пример 3. 10. На основе соотношения (3.34) получить формулу для времени испарения частицы. Принять справедливость условия $p_q = p_n$ (p_n – давление насыщения), которое верно, если радиус частицы порядка средней длине свободного пробега молекул пара.

Скорость испарения частицы, очевидно, равно скорости изменения её массы m :

$$I = -\frac{dm}{dt} = 4\pi r^2 \rho \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi D\mu r}{RT} (p_q - p_0),$$

так как $m = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho$; ρ – плотность частицы.

Из последнего соотношения получаем

$$t = \frac{\rho RT}{2D\mu} \frac{r^2 - r_0^2}{p_q - p_0} = \frac{\rho RT}{2D\mu p_n} \frac{r^2 - r_0^2}{1 - f},$$

где f – степень насыщения пара, r_0 – начальный радиус частицы.

Это уравнение иногда называют уравнением Ленгмюра.

Пример 3. 11. По уравнению Ленгмюра при $f=p/p_n = 1$ капля не испаряется ($t = \infty$), но в соответствии с уравнением Кельвина капля испаряется даже при $f > 1$. Как разрешить это противоречие.

Следует учесть кривизну поверхности капли. Если $f \approx 1$, то в разложении уравнения Кельвина в ряд достаточно учесть двух первых членов разложения:

$$f = 1 + \frac{\sigma\mu}{RT\rho r_0},$$

где r_0 – начальный радиус капли.

Подставляя полученное выражение в уравнение Ленгмюра (предыдущий пример) получим: для полного времени жизни капли в среде, близкой к насыщению

$$t = \frac{r_0^3}{2Dp_n\sigma} \left(\frac{\rho RT}{\mu} \right)^2.$$

Когда радиус частицы r порядка или меньше средней длины свободного пробега молекул окружающего воздуха, в формулу (3.34) вводится поправка, учитывающая переход от вязкого течения газа к молекулярному. С учётом поправки скорость переноса к поверхности частицы (случай роста частицы, $p_q < p_0$) может представлена как

$$I = 4\pi Dr(c_0 - c_q)f(Kn) = \frac{4\pi D\mu r}{RT} (p_0 - p_q)f(Kn), \quad (3.35)$$

где f – поправочный коэффициент; Kn – число Кнудсена, σ – коэффициент скольжения, который для большинства газов равен ~ 1 .

Пример 3.12. В формуле (3.35) давление пара над поверхностью частицы выразить через её радиус.

Если $f=p/p_n$ – отношение насыщения и определяя отношение p_q/p_n с помощью уравнения Кельвина формулу (3.35) можно привести к виду

$$I = I_0(f - \exp C_r/r)f(Kn)$$

Здесь $I_0 = 4\pi D\mu r / RT$ может рассматриваться как основное значение скорости роста частиц и $C_r = 2\sigma / R_n \rho_n T$ - величина, которая практически постоянна ($C_r \approx 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ см}$).

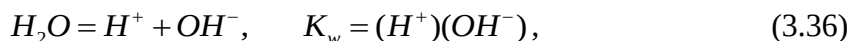
Пример 3.13. Определить скорость роста частиц, вводя коэффициент поглощения $\alpha = (c_0 - c_r) / c_0 = (p_0 - p_r) / p_r$ и если $f(Kn) \rightarrow 0$ (континуальное приближение).

В соответствии с формулой (3.35) находим:

$$I = 4\pi D r \alpha c_0 = \frac{4\pi D \mu r}{RT} \alpha p_0$$

3.5.2. Растворение газовых примесей на смоченной поверхности частиц

Процессы растворения газов на смоченной поверхности частиц связано с переносом массы в системе газ-раствор, которое продолжается до достижения равновесия, зависящее от температуры, давления и концентраций в обеих фазах. Как растворимость газовых примесей, так и дальнейшие окислительные процессы в растворе регулируется кислотностью раствора, обусловленная наличием в нём свободных ионов водорода H^+ . Вода частично диссоциирует с образованием ионов H^+ и OH^- :



где константа K_w - называется ионным произведением воды (произведение концентраций ионов H^+ и OH^-), которое зависит только от температуры. Её значение, при заданной температуре, остается постоянным для чистой воды, а также для разбавленных водных растворов.

Пример 3.14. Получить выражение для значения ионного произведения воды.

Равновесную константу реакции (3.36) можно вычислить по формуле:

$$K = ([H^+][OH^-]) / [H_2O].$$

При температуре $T = \text{const}$ концентрация диссоциированной воды $[H_2O] = \text{const}$ и, соответственно,

$$K_w = K[H_2O] = (H^+)(OH^-) = \text{const}.$$

Пример 3.15. При 20 С константа диссоциации чистой воды равна $1,8 \cdot 10^{-16}$ моль/л. Концентрация воды (в молекулярной форме) в воде практически постоянная $[H_2O] = 55,56$ моль/л. По значению константы ионного произведения воды (3.36) оценить концентрацию ионов H^+ .

По решению предыдущего примера находим: $K_w = 1,8 \cdot 10^{-16} \text{ моль/л} \cdot 55,56 \text{ моль/л} = 10^{-14} \text{ моль}^2/\text{л}^2$. В нейтральной среде $[H^+] = [OH^-] = \sqrt{10^{-14}} \text{ моль/л} = 10^{-7} \text{ моль/л}$.

Концентрацию свободных ионов водорода (водородный показатель) принято обозначать символом pH , представляющим собой отрицательный десятичный логарифм концентраций ионов водорода в размерности моль/л. При 20⁰С для химической чистой воды $pH=7,0$ (Дистиллированная вода имеет $pH = 5,5 - 6,0$). Растворы со значением водородного показателя $pH=7,0$ называются нейтральными, растворы с $pH < 7,0$ будут кислотными, с $pH > 7,0$ –щелочными. Вещества, способствующие образованию свободных ионов водорода и соответственно снижению pH называются кислотообразующими.

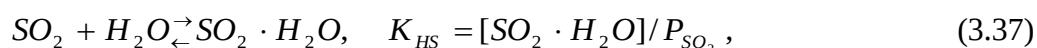
При включении газообразных примесей в состав жидко-капельных частиц атмосферного аэрозоля действует один из трёх механизмов: 1) простое растворение в соответствии с законами Генри (CH_4 , NO_2), 2) растворение с обратимой диссоциацией и гидратацией (CO_2 , NH_3 , NO_x), 3) растворение с последующим необратимым превращением в результате окислительных реакций с другими растворёнными в объёме аэрозоля соединениями (SO_2 , частично NO_2).

В первом случае компоненты раствора газовой примеси химически инертны, т. е. отсутствует химическое взаимодействие между газом и его раствором. В этом случае рав-

новесная концентрация раствора газа пропорционально давлению над раствором и не зависит от природы газа и его конденсированной фазы (закон растворимости Генри).

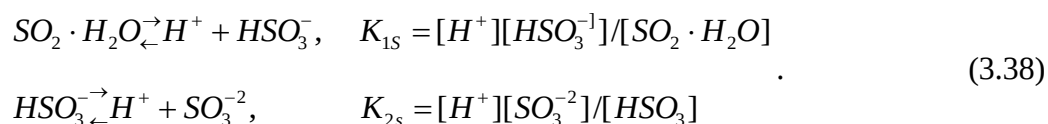
Во втором случае поглощение газов происходит гораздо интенсивнее, чем в первом случае, и поэтому влияние аэрозоля на их содержание в атмосфере более значительно. В этом случае растворимые газы образуют ионы и, следовательно, растворимость газов существенно зависит от кислотности (pH) раствора. Известными примерами являются системы CO_2-H_2O , NH_3-H_2O , и NO_x-H_2O .

В последнем третьем случае поглощение газов аэрозолем происходит наиболее интенсивно и этот процесс наиболее сложен; состоит из отдельных последовательных этапов синтеза аэрозольного вещества. Типичным природным аэрозолеобразующим веществом является SO_2 . Диоксид серы SO_2 достаточно хорошо растворяется в капле воды или водной оболочке аэрозольной частицы. Его растворение в системе SO_2-H_2O может быть описано следующей реакцией:



где $[SO_2 \cdot H_2O]$ – концентрация физически растворённого SO_2 в водной среде, P_{SO_2} – парциальное давление SO_2 , находящегося в равновесии с раствором, K_{HS} – постоянная закона Генри для SO_2 .

Реакция (3.37) имеет обратимый характер, и установлено, что интенсивность протекания этой реакции сильно зависит от температуры воздуха и парциального давления водяного пара, поскольку раствор $[SO_2 \cdot H_2O]$ в объёме аэрозоля можно считать сильно разбавленным. В равновесной системе SO_2-H_2O , образующаяся слабая двухосновная сернистая кислота (H_2SO_3) диссоциирует в воде ступенчато с константами равновесия K_{1S} и K_{2S} :



Ионы HSO_3^- , SO_3^{2-} затем окисляются до образования SO_4^{2-} , однако скорость окисления в объёме аэрозоля контролируется величиной pH раствора и при $pH < 6$ становится несущественной. Но водный раствор в объёме аэрозольной частицы практически содержит нейтрализующие компоненты (растворимые в воде примесные газы NH_3 , O_3 , HO_2 , HO , переходные металлы: Fe^{+3} , Mn^{+2} , Cu^{+2} и т. д.), которые активно участвуют в процессах гетерогенного катализа.

В таблице 3.5 приведены постоянные химического равновесия растворимых примесных газов, играющих важную роль в синтезе вещества сульфатного аэрозоля в атмосфере.

Пример 3.16. В растворе SO_2 в воде с очень хорошей степенью приближения можно положить $SO_3^{2-} \ll HSO_3^-$. Получить оценочное выражение для равновесной концентрации HSO_3^- .

Из второго соотношения: $[HSO_3^-] = [H^+]$. Объединение соотношения (3.37) и первого соотношения (3.38) даёт:

$$[HSO_3^-] \approx (K_{HS} K_{1S} P_{SO_2})^{1/2}.$$

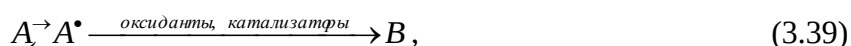
Таблица 3.5. Химические постоянные равновесия газовых предшественников аэрозоля [15].

Формулы для постоянных равновесия	Температура, °C		
	25	15	5
$K_w = (H^+)(OH^-)$	$1,0 \cdot 10^{-14}$	$4,25 \cdot 10^{-15}$	$1,93 \cdot 10^{-15}$
$K_{HS} = [SO_2 \cdot H_2O] / P_{SO_2}$	1,25	1,83	2,78
$K_{1S} = [H^+][HSO_3^-] / [SO_2 \cdot H_2O]$	0,0174	0,0219	0,0393
$K_{2S} = [H^+][SO_3^{2-}] / [HSO_3^-]$	$6,3 \cdot 10^{-8}$	$7,9 \cdot 10^{-8}$	$1,02 \cdot 10^{-7}$
$K_{HA} = [NH_3 \cdot H_2O] / P_{NH_3}$	57,0	104,0	198,0
$K_A = [NH_3^+][OH^-] / [NH_3 \cdot H_2O]$	$1,774 \cdot 10^{-5}$	$1,65 \cdot 10^{-5}$	$1,53 \cdot 10^{-5}$
$K_{HH} = [H_2O_2 \cdot H_2O] / P_{H_2O_2}$	$7 \cdot 10^4$	$3,94 \cdot 10^5$	$2,51 \cdot 10^6$
$K_{HO_3} = [O_3 \cdot H_2O] / P_{O_3}$	0,0123	0,016	0,022
$K_{HO_2} = [O_2 \cdot H_2O] / P_{O_2}$	$1,08 \cdot 10^{-3}$	$1,28 \cdot 10^{-3}$	$1,68 \cdot 10^{-3}$
Концентрации приведены в моль/л, давление в атм.			

3.5.3. Скорости поверхностного и объёмного роста частиц

Будем представлять аэрозоль в виде полидисперсных жидко-капельных частиц, которые состоят из нерастворимого ядра, окружённого водным раствором. Поверхность ядра содержит переходные металлы, в виде оксидов, гидроксидов и различных солей, выступающих в роли активных окислительно-восстановительных катализаторов. При средних и высоких значениях атмосферной влажности на долю водного раствора частицы приходится масса не менее 30% её общей массы [19].

Очевидно, что различные вещества в зависимости от их природы более или менее активно взаимодействуют с аэрозольными частицами. Степень такого взаимодействия зависит от растворимости веществ в объёме частицы. Поверхность частиц может адсорбировать как молекулы реакционноспособных газов (прежде всего SO_2 , NO_x), так и молекулы и радикалы окисляющих агентов. Синтез аэрозольного вещества может быть представлена последовательностью



где A адсорбируемое вещество, A^* - раствор этого вещества в поверхностном слое и внутри частицы, превращаемое в новое вещество B .

Пусть концентрация растворённого вещества составляет $[A^*]$, а скорость его превращения в вещество B описывается функцией первого порядка, причём постоянная скорости этого процесса равна K_B . Тогда скорость роста массы частицы за счёт окислительных реакций будет равна: на поверхности частицы

$$I_s = 4\pi r^2 K_s [A^*], \quad (3.40)$$

во всём объёме частицы

$$I_v = 4/3\pi r^3 K_v [A^*], \quad (3.41)$$

Здесь постоянные K_s , K_v рассматриваются для определённых концентраций окислителей или катализаторов при определённой температуре воздуха.

3.5.4. Гетерогенные реакции окисления на частицах аэрозоля

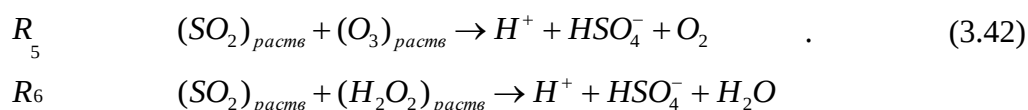
Синтез вещества атмосферного аэрозоля преимущественно происходит в результате гетерогенных (гетерофазных) процессов окисления между двумя фазами воздушной взвеси – газ-аэрозоль. В роли первой фазы выступают газовые предшественники аэрозоля (см. §3.2) и второй фазы – аккумуляционные частицы аэрозоля, непосредственно генерируемые из паров аэрозелеобразующих соединений и всегда присутствующие в атмосферном воздухе (см. §2.6), к которым практически применима жидко-капельная модель аэрозоля.

Гетерогенные процессы окисления в атмосфере, связанные с формированием структуры и ростом аэрозольных частиц, чрезвычайно разнообразны и сложны, менее изучены чем газофазные реакции окисления газовых компонент атмосферы. Получение надёжных данных о гетерогенных процессах в атмосфере практически очень трудно и более надёжные данные получены по косвенным доказательствам изучения характеристик сульфатов и нитратов, представляющих важный интерес для химии атмосферы в целом. Ниже мы остановимся на основных реакциях окисления этих соединений, к которым применима в жидко-капельная модель аэрозоля.

Можно выделить следующие механизмы гетерогенного окисления на жидко-капельных аэрозольных частицах: некаталитические реакции окисления растворённых газов в поверхностном слое раствора аэрозоля и каталитические реакции окисления с участием переходных металлов в глубине частицы и на смоченных частицах копоти в атмосфере.

В жидко-капельной фазе диоксид серы SO_2 , приводящий к генерации сульфатов *in situ*, содержится в виде: $(SO_2)_{\text{раств}} = [SO_2 \cdot H_2O]$, HSO_3^- и SO_3^- (общее обозначение $S(IV)$). На границе раздела газ - аэрозоль SO_2 диффундирует из окружающей воздушной среды и мгновенно образует на смоченной поверхности частиц бисульфат HSO_3^- и в определённой степени SO_3^- . Можно пренебрегать концентрацией SO_3^- в растворе, пока $pH < 5,5-6$, однако при более высоких значениях pH вклад SO_3^- в значение $S(IV)$ становится существенным. Для сравнения заметим, что незагрязнённая дождевая вода слабокислая, имеет $pH = 5,6-5,7$, а кислотные дожди имеют $pH = 5,0-4,5$, а то и ниже.

К важным механизмам окисления SO_2 в жидко-капельной фазе аэрозольных частиц относятся реакции окисления типа

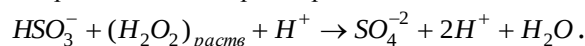


Скорости реакций R_5 , R_6 определяются следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{d[SO_4^{-2}]}{dt} &= K_{O_3} [O_3 \cdot H_2O][HSO_3^-] \\ \frac{d[SO_4^{-2}]}{dt} &= K_{H_2O_2} [H_2O_2 \cdot H_2O][HSO_3^-] \end{aligned} \quad (3.43)$$

где K_{O_3} и $K_{H_2O_2}$ - кинетические постоянные скорости окисления, $[O_3 \cdot H_2O]$ и $[H_2O_2 \cdot H_2O]$ - концентрации растворённых газов O_3 и H_2O_2 соответственно, определяемые законом Генри (см. табл. 3.5):

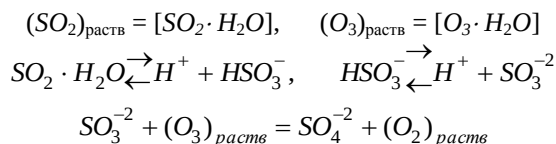
Пример 3.17. Определить выражение для скорости реакции:



Отметим, что приведённая реакция явно зависит от кислотности раствора. По формулам табл. 3.5 и формулам (3.43) можно записать:

$$d[SO_4^{2-}]/dt = K[HSO_3^-][(H_2O_2)_{\text{раств}}][H^+] = KK_{1s}K_{HS}K_{HH}P_{SO_2}P_{H_2O_2}$$

Пример 3.18. Рассмотреть реакции синтеза SO_4^{2-} в слабокислой облачной капле с участием растворённого O_3 .



Здесь константы реакций определяются, соответственно, по формулам табл. 3.5.

Поверхность частиц летучей золы и особенно сажи может адсорбировать как молекулы SO_2 так и молекулы и радикалы окисляющих агентов. В определённых условиях каталитическое воздействие этих частиц может приводить к образованию значительного количества сульфатов.

При каталитическом окислении SO_2 на частицах сажи могут реализоваться два механизма: “сухой” (без влаги) и “мокрый” (с участием влаги). Сухой механизм относительно малоэффективен, поскольку в этом случае образующийся продукт остаётся на поверхности углерода и постоянно отравляет катализатор. В случае, если частицы сажи покрыты слоем воды, то продукт реакции растворяется в воде и, таким образом, непрерывно покидает поверхность частиц сажи.

Для условий реальной атмосферы важным механизмом образования сульфатов на частицах сажи могут быть реакции в присутствии O_2 и водяного пара. Как оказалось скорость реакции окисления SO_2 является функцией первого порядка относительно содержания углерода и SO_2 в том случае, пока концентрация H_2SO_4 не достигнет 10% массы углерода [31]. Тогда скорость реакции может записано в виде

$$\frac{d[S(VI)]}{dt} = K_c[C][O_2 \cdot H_2O]^m. \quad (3.44)$$

Здесь $S(VI) = HSO_4^-$, $SO_4^{2-} = \text{моль } S(VI) \cdot \text{л}^{-1}$, $[C] = \text{г} \cdot \text{л}^{-1}$ – концентрация углерода, $[O_2 \cdot H_2O]$, $\text{моль} \cdot \text{л}^{-1}$ – концентрация растворённого O_2 , $m \approx 0,7$, K_c – постоянная скорости реакции (табл. 3.5):

$$K_c = k_c \frac{\alpha[S(IV)]^2}{1 + \beta[S(IV)] + \alpha[S(IV)]^2},$$

где $S(IV) = [SO_2 \cdot H_2O]$, HSO_3^- , $SO_3^- = \text{моль } S(IV) \cdot \text{л}^{-1}$, $\alpha = 1,50 \cdot 10^{12} \text{ л}^2 \cdot \text{моль}^{-2}$, $\beta = 3,06 \cdot 10^6 \text{ л} \cdot \text{моль}^{-1}$, k_c – постоянная скорости реакции, выражаемая с помощью уравнения Аррениуса в виде

$$k = Ae^{E_a/RT},$$

где $E_a = 48,8 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$; $A = 9,04 \cdot 10^3 \text{ моль}^{1-m} \cdot \text{л}^m \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$.

Скорость окисления SO_2 на частицах сажи существенно не зависит от pH раствора ($pH < 7,6$), но сложным образом зависит от концентрации HSO_3^- на поверхности частиц.

Существенную роль в процессах гетерогенного катализа на частицах атмосферных аэрозолей потенциально могут играть переходные металлы. Переходные металлы входят в состав жидко-капельных аэрозольных частиц и участвуют в многочисленных процессах, протекающих внутри этих частиц. Из переходных металлов, входящих обычно в состав аэрозольного ядра более активны Fe , Mn , Cu (в зависимости от их концентрации).

Для описания скорости каталитического превращения сульфитов (HSO_3^- , SO_3^-) в сульфат (SO_4^{2-}) на металле обычно используются выражения первого порядка. Эти скорости в присутствии ионов Fe^{+3} , Mn^{+2} определяется в виде

$$\begin{aligned} \frac{d[SO_4^{2-}]}{dt} &= K_{Fe}[Fe^{+3}][HSO_3^{-2}] \\ \frac{d[SO_4^{2-}]}{dt} &= K_{Mn}[SO_3^{-2}] \end{aligned} \quad (3.45)$$

Здесь кинетические постоянные скорости окисления приведены в табл. 3.6.

Важным фактором, увеличивающим скорость окисления SO_2 в каплях облака и тумана, является аммиак, который в растворе играет роль буфера, понижая кислотность частиц. По расчётной схеме В. Скотта и П Хоббса [45]. в условиях незапылённого воздуха в дождевой капле может идти реакция окисления в системе $SO_2 - H_2O - CO_2 - NH_3$.

Таблица 3.6. Постоянные скорости окисления SO_2 на смоченной поверхности частиц [15, 41].

Константы окисления	Температура, $^{\circ}C$			Литература
	25	15	5	
K_c	$2,55 \cdot 10^{-4}$	$1,26 \cdot 10^{-4}$	$5,90 \cdot 10^{-5}$	33
K_{Fe}	$3,4 \cdot 10^2$	$1,87 \cdot 10^2$	$1,07 \cdot 10^{-2}$	34
K_{Mn}	$9,4 \cdot 10^2$	-	-	35

* В $л \cdot c^{-1} \cdot c^{-1}$, ** В $л \cdot моль^{-1} \cdot c^{-1}$, *** В c^{-1}

Скорость образования SO_4^{2-} определяется тогда уравнением первого порядка:

$$\frac{d[SO_4^{2-}]}{dt} = k[SO_3^{-2}], \quad (3.46)$$

Здесь $[SO_3^{-2}] = K_{15} K_{25} P_{SO_2} / K_{HS} [H^+]^2$, k - константа скорости, принимаемая равной $0,1 \text{ мин}^{-1}$; где $[H]$ - концентрация водородных ионов определяется условием электронейтральности или кислотностью (величиной pH) раствора. К основным окислительным процессам в атмосфере относятся окисления SO_2 на смоченной поверхности аэрозольных частиц. Диффузия SO_2 из окружающей воздушной среды к поверхности частиц мгновенно образует бисульфат HSO_3^- . Выражение для концентрации HSO_3^- - на границе раздела имеет вид, соответствующий решению примера 3.12.

3.5.5. Сравнение гетерогенных механизмов окисления сульфатов

Используем вышеприведённые формулы для оценки сравнительной роли доминирующих механизмов образования сульфатов в зависимости от внешних атмосферных условий путём задания начальных концентраций их газовых предшественников при определённой температуре, а также состава частиц в зависимости от их размеров.

В табл. 3.7 приведены данные измерений исходных концентраций газов, характерные для условий города, где концентрации парообразного H_2SO_4 рассчитаны в соответствии с реакциями, приведёнными в табл. 3.3. На рис. 3.10 представлены данные об исходном составе частиц разных размеров в дневных условиях. В соответствии с [15] полагается, что в катализе активно участвуют 10% сажи и 0,1% железа и марганца, в ночных условиях концентрации частиц составляют 0,75 частей дневных концентраций.

Таблица 3.7. Концентрации газовых предшественников сульфатов в атмосферном воздухе [15, 41].

Концентрация, $млн^{-1}$	Летний день, $25^{\circ}C$	Летняя ночь, $15^{\circ}C$	Зимний день, $5^{\circ}C$
SO_2	0,01	0,01	0,01
O_3	0,1	0,01	0,05
H_2O_2	$10^{-4} - 10^{-3}$	$10^{-5} - 10^{-3}$	$10^{-4} - 10^{-3}$
H_2SO_4	$10^{-7} - 10^{-6}$	$10^{-8} - 10^{-7}$	$10^{-7} - 10^{-6}$

На рис. 3.11 показаны оценочные зависимости временного изменения скорости образования сульфата для различных эффективных процессов окисления. Скорость образования сульфата в ходе конденсации H_2SO_4 вычислено по формуле, полученной из решения примера 3.10, для скорости реакции SO_2 с H_2O_2 , O_3 использованы решения примеров 3.14 и 3.15, скорость каталитического окисления SO_2 оценивается по формулам (3.45), скорость окисления SO_2 на частицах сажи в соответствии с эмпирическим выражением (3.44), скорости каталитического окисления оценены по выражениям (3.45).

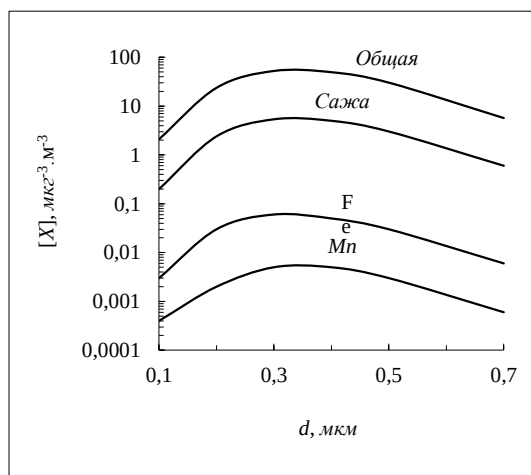


Рис. 3.10. Начальное распределение элементов по размерам частиц [15].

На рис. 3.11 показаны зависимости оценочных значений скорости образования сульфата от времени для отдельных механизмов его образования в дневных условиях. По данным этого рисунка наиболее эффективными процессами синтеза вещества сульфатного аэрозоля являются процессы конденсации парообразного H_2SO_4 и реакции окисления реагентов SO_2 и H_2O_2 на смоченной поверхности частиц. Поскольку процессы синтеза H_2SO_4 и H_2O_2 в атмосфере значительны днём, то в ночных условиях наиболее важными механизмами синтеза сульфата будет каталитическое окисление растворённого SO_2 на саже, железе и марганце. В расчётах с целью учёта полидисперсности частиц использовано

выражение (3.40) для поверхностного роста частиц и выражение (3.41) для объёмного роста частиц. На рис. 3.12 для аккумулятивной фракции аэрозоля с дисперсным составом, показанным на рис. 3.10, показана расчётная зависимость массовой концентрации образовавшегося сульфата от диаметра частиц в различных атмосферных условиях. Отметим, что подобные расчётные зависимости рассматривались многими авторами, например, в работе [15] проанализирована связь синтеза сульфатов с полидисперсным составом частиц для более широкого интервала их размеров $0,1 < d < 10 \text{ мкм}$, где обоснуется факт, что большая часть сульфатного аэрозоля приходится на тонкодисперсную фракцию. Мы полагаем, что реально синтез сульфатов связан непосредственно с ростом частиц, вновь продуцируемых

из газовой фазы *in situ* (см. §2.6). Как показано на рис. 3.12 при различных состояниях атмосферы, в предельном случае городского воздуха интенсивно растут частицы, размер которых ограничено сверху в области $d \sim 0.3 \text{ мкм}$, порядка эффективной длины волны $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$ солнечного света. В соответствии с оценочными данными рисунков 3.11 и 3.11 преимущественный рост частиц сульфатов происходит за счёт конденсации парообразного H_2SO_4 , синтез которого происходит наиболее интенсивно в условиях летнего дня. В условиях зимнего дня, когда фотохимическая активность низкая и,

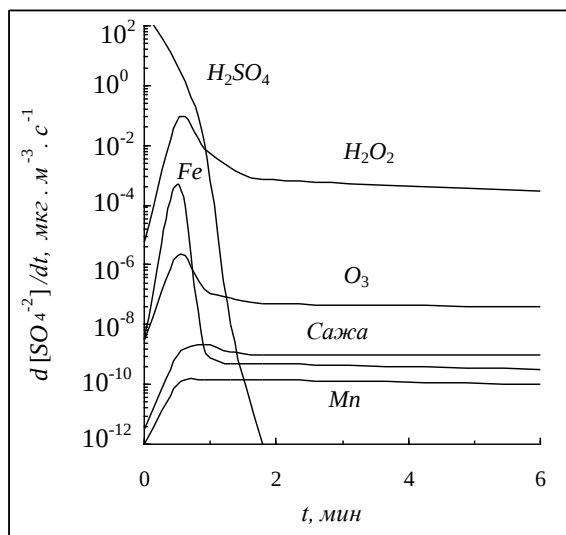


Рис. 3.11. Зависимость скорости образования сульфата от времени при температуре $T=25^\circ\text{C}$.

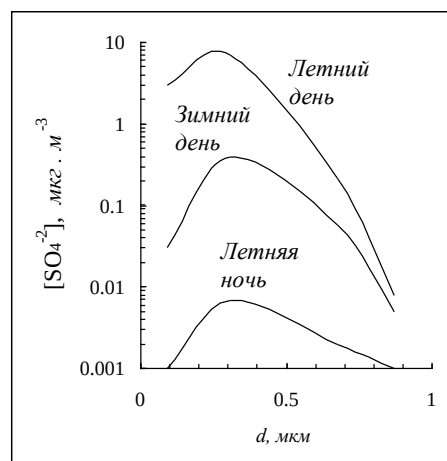


Рис. 3.12. Зависимость концентрации образования сульфата от размера частиц в зависимости от условий окружающей атмосферной среды.

соответственно, содержание H_2SO_4 , а также H_2O_2 низкая, и особенно ночью, когда фотохимические процессы вообще прекращаются, в процессе роста частиц начинают играть важную роль механизмы каталитического окисления SO_2 в объёме увлажнённых частиц.

Непосредственно экспериментальные данные показывают, что окисление на саже не связано с уровнем фотохимической активности, поэтому при повышенной кислотности частиц и низкой фотохимической активности катализ на саже может стать важным каналом гетерогенного синтеза сульфатов даже в дневных условиях.

Список литературы

1. Аэрозоль и климат /под ред. К.Я. Кондратьева. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. с. 191.
2. Батчер С., Чарлсон Р. Введение в химию атмосферы: -М: Мир, 1977. -270 с. 11.
3. Грин Х., Лейн В., Аэрозоли — пыли, дымы и туманы, пер. с англ., Л., 1969.
4. Гушин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере- Л.: Гидрометеиздат, 1983, с. 79.
5. Джон Х. Сайнфилд, Марк Бассет. Роль превращений по типу газ-частица в эволюции распределения аэрозольных частиц по размерам. В кн. Гетерогенная химия атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1986, с. 20-32.
6. Ивлев Л. С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем.- СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999, с. 30.
7. Ивлев Л. С., Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.-Л.: Изд-во Ленинградского Ун-та, 1982 с. 13, с. 141, с. 366.
8. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я, Ровинский Ф.Я., Рябошапка А.Г., Филиппова Л.М. Кислотные дожди. 2-е изд. -Л.: Гидрометеиздат, 1989. — с. 270 .
9. Исмаилов Ф. И. Параметризация эффектов светорасеяния субмикронной моды аэрозоля. Дис. канд. техн. наук: 05.07.12. - Москва: 1992. — с. 30.
10. Исмаилов Ф. И., Гаджизаде Ф.М. К задаче образования и развития тонкодисперсного аэрозоля в атмосфере. - Труды научной конференции молодых учёных, посвящённой 10 – летию создания НПО космических исследований. Информационное сообщение ВИНТИ, 1986, № 6291-1386, с.64-72.

11. Исмаилов Ф. И. Распределение яркости аэрозольного слоя фонового загрязнения воздуха над городом Баку.-Bakı, 2006, Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyasının Xəbərləri. Fizika-riyaziyyat və Texnika Elmləri Seriyası, Fizika və Astronomiya, XXVI, № 2, s. 179 – 184.
12. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л., Гидрометеиздат, 1983, гл. 1.
13. Леванов А.В, Антипенко Э.Е. Введение в химическую кинетику.-М.: МГУ, 2006, с. 6 - 26.
14. Лидин Р.А., Андреева Л.Л., Молочко В.А. Справочник по неорганической химии- М.: Химия, 1987.
15. Полетт Мидлтон, Кьянг К. С., Волкер А. Монен. Теоретическое сопоставление относительной влажности вклада различных механизмов формирования городского сульфатного аэрозоля. В кн. Гетерогенная химия атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1986, с. 403-421.
16. Райст П. Аэрозоли.-М.: Изд-во "Мир" 1987. с. 146, с. 54.
17. Фукс Н. А. Механика аэрозолей . –М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 259, с. 71.
18. Химия нижней атмосферы. Под ред. С. Расула.- М.: Изд-во "Мир", 1976, с. 223, с.184.
19. Чарльз Дж. Уэшлер, Гредел Е. Э. Теоретические ограничения процессов гетерогенного катализа на переходных металлах в жидких частицах атмосферных аэрозолей. В кн. Гетерогенная химия атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1986, с. 354-368.
20. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы.-М.: Мир, 1965.
21. Яворский Б. М., Детлаф А. А., Лебедев А. К. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов.-М.: Издательство «Оникс; Мир и Образование», 2006.
22. Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications, Third Edition. Editor(s): Pramod Kul-karni, Paul A. Baron, Klaus Willeke. Online ISBN: 9781118001684, 2011, Ch. 4, Size Distribution Characteristics of Aerosols, p. 41–54.
23. Appel, B. R.; Kothny, E. L.; Hoffer, E. M.; Hidy, G. M.; Wesolowski, J. J. (1978) Sulfate and nitrate data from the California Aerosol Characterization Experiment (ACHEX). - 1978, Environ. Sci. Technol. 12: 418-425.
24. Atkinson R., Baulch D. L. , Cox R. A. , Crowley J. N. , Hampson R. F. , Hynes R. G., Jenkin M. E. , Rossi M. J. , Troe J. Evaluated kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry: Volume I - gas phase reactions of Ox, HOx, NOx and SOx species. - Atmospheric chemistry and physics; 2004, Vol. 4, No. 6, p. 1461-1738.
25. Atkinson R., Lloyd a. C. Winquest L. An updated chemical mechanism for hydrocarbon/NOx/SO2 photooxidations suitable for inclusion in atmospheric simulation models.- Atm. envijn., 1982, v. 16, N.6, p. 1341-1355.
26. Barrie L. A. and Georgii H. W. An experimental investigation of the absorption of sulfur dioxide by water drops containing heavy metal ions. - Atmospheric Environ, 1976, **10**, 743-749.
27. Chang S.G., Brodzinsky R., Toosi R., S.S. Markowitz S.S. and T. Novakov T. Catalytic oxidation of SO₂, on carbon in aqueous suspensions, in Proceedings of Conference on Carbonaceous Particles in the Atmosphere, Report LBL- 9037, Lawrence Berkely Laboratory, Berkeley, CA, 1978, pp. 122-130.
28. Chameides, W. L. The photochemical role of tropospheric nitrogen oxides.- Geophys. Res. Lett., 1978 v.. 5, № 1, pp. 17-20.
29. Cox P. A. Particle formation from homogeneous reactions of sulfur dioxide and nitrogen dioxide.- Tellus, 1974, v. 25, N 12, p. 235-240.
30. Davies C.N., in Aerosol Science, Davies C.N., Ed., Academic, New York, 1966.
31. Davis, D. D., Smith, G., Klauber, G., Trace Gas Analysis of Power Plant Plumes. Via Aircraft Measurement: O₃, NOx and SO₂ Chemistry, Science, 1974, v.186, p. 733-735.
32. Derwent R. G. A computer modelling study of the relationship between urban exposure to nitrogen dioxide and motor vehicle exhaust emissions during the summer months // Air pollution by nitrogen oxides. Amsterdam: Elsevier. – 1982. – P. 309–325.
33. Ehhalt, D. H. and J. W. Drummond, The tropospheric cycle of NOx.-In. Chemistry of the unpolluted and polluted troposphere. Dordrecht: D. Reidel Publ. Company, 1982, p. 219-251.
34. Garber, R.W., J. Forrest, and L. Newman. 1981. Conversion rates in power plant plumes based on filter pack data: the oil fired Northpor~ plume. Atmos. Environ, 1981, v. 15, N 10/11, p. 2282-2292.
35. Gidel, L. T.: Crutzen, P. J.; and Fishman, J.; A Two-Dimensional Photochemical Model of the Atmosphere. I: Chlorocarbon Emissions and Their Effect on Stratosphere Ozone. J. Geophys. Res., Vol. 88, No. C11, Aug. 20, 1983, pp. 6622-6640.
36. Gillani, N. V., S. Kohli, W. E. Wilson, Gas-to-particle conversion of sulfur in power plant plumes, I, Parameterization of the conversion rate for dry, moderately polluted conditions.- Atmos. Environ., 1981, v.15, p.2293-2313.
37. Graedel T. E. The homogeneous chemistry of atmospheric sulfur.- Rev. Geophys. Space Phys., 1977, 15, N 4, p. 421-428.
38. Hidy G. M., Mueller P. K., D. Grosjean B. R. Wesolowski J. J. The Character and Origins of Smog Aerosols, Wiley, New York, 1980, p. 17-52.

39. Hidy, G. M. The dynamics of aerosols in the lower troposphere. in assessment of airborne particles,. Proc. 3rd Univ. of Rochester Conf. on Environ. Toxicology, C. C. Thomas, Springfield, III., 1972, p.81-115.
40. Ismailov F. I. Method and technical solutions of informativity increase of actinometric measurements.- Ba-ku, 2002, Journal "Fizika", v. 8, № 1, p. 47 – 49.
41. Peter Warneck. Chemistry of the Natural Atmosphere. (2nd ed). -San Diego: Academic Press. ISBN 0127356320, 2000, Ch.7 The Atmospheric Aerosol, p.346-447.
42. Licht W. Air pollution control Engineering, Marcel Dekker.- New York, 1980.
43. Schiavone, J. A., T. E. Graedel, 2-D studies of the kinetic photochemistry of the urban troposphere, 1, Air stagnation conditions, Atmos. Environ., 1981, v. 15, p. 163-176.
44. Schofield, K., Evaluated chemical kinetic rate constants for various gas phase reactions, J. Phys. Chem. Ref. Data, 1973, v.2, p. 25–84,.
45. Scott W. D., Hobbs P. V. The formation of sulfate in water droplets.-J. Atmos. Sci., 1967, 24, p. 54-57.
46. Seinfeld, J. H., S. N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA.
47. Sheldon K. Friedlander. Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics.-New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, ch. 1. Aerosol Characterization.
48. Stockwell, W. R., and Calvert, J. G.: The Mechanism of NO₃ and HONO formation in the nighttime chemistry of the urban atmosphere, J. Geophys. Res., 1983, vol. 88, p.6673–6682.
49. Whitby K. T. Modeling of atmospheric aerosol particle size distridistribution.- A progress report on EPA Research Group N R800971: sampling and analysis of atmospheric aerosols, 1975, p.35.

Глава 4. ЭЛЕМЕНТЫ МЕХАНИКИ АЭРОЗОЛЯ

4.1. Аэродинамические свойства аэрозоля

Аэродинамические свойства аэрозольных частиц являются предметом изучения механики аэрозоля - важнейшего раздела физики аэрозоля. В механике аэрозоля различают задачи выяснения свойств отдельных частиц и изучения свойств аэрозолей как статистического ансамбля частиц. Аэродинамические свойства аэрозоля определяют поведение (эволюцию) аэрозольных частиц как многокомпонентной смеси в воздушной среде после стадии их образования [1, 10, 12].

Основная задача механики аэрозолей состоит в разработке адекватных физико-математических моделей аэродинамических свойств аэрозоля, которые могут объяснить и предсказать особенности перемещения как отдельных аэрозольных частиц, так и их распределения в пространстве с учётом аэродинамических свойств окружающей воздушной среды. Аэродинамические характеристики частиц аэрозолей определяются их дисперсным составом; дисперсный состав определяет характер и условия переноса, рассеивания частиц в воздушной среде, а также время их существования. Аэродинамические свойства аэрозоля учитываются при решении самых разнообразных задач механики аэрозоля при газоочистке, в аэрозольных технологиях и, наконец, при учёте рассеивания аэрозольных примесей в атмосферном воздухе и их распределении с высотой в атмосфере [4, 6, 13, 16].

На частицы в воздушной взвеси действуют три категории сил: поле силы тяжести, в котором частицы оседают, силы инерции, если среда движется ускоренно, электрического взаимодействия, градиентов концентраций и температур; силы сопротивления среды; силы взаимодействия между частицами. Причём, в большинстве случаев последними можно пренебречь, считая движения частиц независимыми друг от друга. Соответственно скорость движения частиц определяется полем внешних сил и силой сопротивления среды движению частиц. Эти силы, в большинстве случаев, уравниваются друг друга, и частицы движутся с постоянной скоростью; лишь в средах с сильной турбулентностью и в акустических полях движение частиц ускоренное.

Способность частиц аэрозоля перемещаться под влиянием внешнего воздействия характеризуют их подвижностью B , определяемый как скорость v стационарного движения частицы на единицу приложенной внешней силы. Так как в условиях равновесия сил приложенная внешняя сила уравнивается силой сопротивления среды F_c , то подвижность частиц будет равна $B = v/F_c$. [10].

Можно выделить следующие две основные особенности моделирования аэродинамических свойств аэрозоля:

1. Окружающая воздушная среда рассматривается с некоторыми усредненными по частицам свойствами;
2. Аэродинамические свойства системы аэрозольных частиц и их взаимодействие с дисперсионной средой оцениваются через соответствующие характеристики для одиночной частицы: рассматривается модель приближения одиночной частицы в бесконечном объеме газа.

Приближения одиночной частицы аэрозоля обосновано тем, что атмосферные аэрозоли характеризуются чрезвычайно малыми концентрациями частиц в воздухе и аэродинамическое сопротивление частиц существенно зависит от их дисперсного состава. Количественным критерием приближения одиночной частицы может быть величина отношения $\bar{\lambda}/r$ средней длины свободного пробега молекул газа $\bar{\lambda}$ к размеру частицы r . Это отношение известно как число Кнудсена Kn .

По значению признака Kn частицы делятся на три класса и, поскольку при нормальных атмосферных условиях $\bar{\lambda} \cong 7 \cdot 10^{-6}$ см, соответственно можно записать:

- $r \gg 0,07 \text{ мкм}, \quad Kn \ll 1$ - большие частицы,
 $r \approx 0,07 \text{ мкм}, \quad Kn \approx 1$ - размер частиц близок к величине свободного пробега,
 $r \ll 0,07 \text{ мкм}, \quad Kn \gg 1$ - маленькие частицы.

Суммируя основные положения одиночной частицы в бесконечном объеме аэрозольной среды можно свести к следующему:

1. В воздушной среде аэрозольные частицы находятся на достаточном удалении, так что силами взаимодействия между частицами в обычных условиях можно пренебречь;
2. Динамические процессы с участием аэродисперсных систем (движение под действием различных сил, испарение и конденсационный рост, рассеяние и поглощение излучения, процессы коагуляции, электрическая зарядка частиц и т.д.) оцениваются по свойствам одиночных частиц с учётом их полидисперсной структуры;
3. При необходимости учета взаимодействия частиц, вводятся поправки в характеристики элементарных процессов с участием одиночной частицы.

В таблице для общности приведены оценки характеристик одиночных частиц атмосферного аэрозоля.

Таблица 4.1 Типичные диапазоны изменения основных параметров, характеризующих атмосферный аэрозоль [14].

Параметр	Воздушная среда	Аэрозольные частицы
Числовая плотность (частиц в см^3)	$N_m \approx 10^{19}$	$N \approx 10^2 \div 10^4$
Средняя температура (K)	$\approx 240 \div 310$	$T \approx \bar{T}_i$
Среднемассовая или тепловая скорость (см/с)	$\bar{v}_i \approx 0 \div 103$	$\bar{v} \approx 10^2 \div 10^3$
Средняя длина свободного пробега (см)	$\bar{\lambda}_i \approx 6 \cdot 10^{-6} (N^2)$	$\bar{\lambda} \geq 10^2$
Радиус частицы (см)	$r_m \approx 1,9 \cdot 10^{-8} (N^2)$	$r \approx 10^{-7} \div 10^{-3}$
Масса частицы (g)	$m_m \approx 4,6 \cdot 10^{-23} (N^2)$	$m \approx 10^{-13} \div 10^{-9}$
Заряд (число элементарных зарядов)	слабоионизированный газ	$Q \approx 0 \div 100$

Параметры молекул выделены индексом "м".

4.1.1. Описание газовой среды

Аэрозольные частицы в воздушной среде совершают непрерывное хаотическое (броуновское) движение, вызванное флуктуациями давления воздушной среды. Движение частиц аэрозоля в воздухе должным образом может быть изучено путём предварительного рассмотрения аэродинамических свойств окружающей газовой среды. Поскольку аэрозоль имеет довольно широкий спектр размеров, охватывающий от молекулярных размеров несколько порядков величин, действие газовой среды будет существенным образом различаться для частиц различных размеров. Это действие может учтено как с микроскопической - газокинетической, так и с макроскопической точек зрения [9 – 11, 13, 15].

1. *Кинетическая теория газов* основывается на статистических методах исследования теплового движения газовых молекул. Для молекул воздуха, как идеального газа с достаточной точностью применим закон распределения молекул по скоростям Максвелла. Это распределение определяет вероятность того, что абсолютное значение скорости молекулы воздуха находится в интервале от v до $v+dv$:

$$f(v)dv = \left(\frac{m}{2\pi kT} \right)^{3/2} \exp \left(-\frac{mv^2}{2kT} \right) \cdot 4\pi v^2 dv. \quad (4.1)$$

Здесь $f(v)$ функция распределения молекул по скоростям, m - масса молекулы, T - абсолютная температура и k – постоянная Больцмана.

Максвеловское распределение молекул по скоростям устанавливается в результате случайных взаимных столкновений молекул в условиях термодинамического равновесия

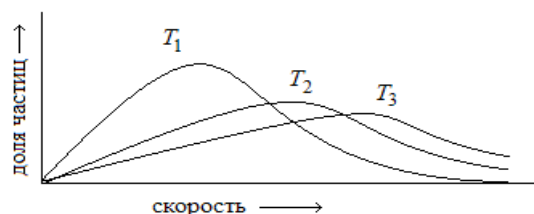


Рис. 4.1. Распределение молекул газа по скоростям: $T_1 < T_2 < T_3$.

и отсутствия внешнего силового поля. График функции $f(v)$ изображён на рис.4.1. Из этого рисунка видно, что с увеличением температуры газа максимум кривой распределения молекул по скоростям смещается в сторону больших скоростей, а его абсолютная величина уменьшается.

Различают несколько способов определения скорости молекул газа при данной температуре.

В таблице 4.1 даны формулы для скорости газовых молекул, полученные на основе распределения Максвелла (4.1). Скорости, приведённые в этой таблице используются для описания различных свойств совокупности молекул газа. Например, средняя квадратичная скорость определяет среднюю кинетическую энергию E молекул:

$$E = \frac{mv^2}{2} = \frac{3kT}{2}. \quad (4.2)$$

Отсюда все молекулы имеют одну и тоже среднюю кинетическую энергию. Примечательно, что частицы аэрозоля в газе будут приобретать эту кинетическую энергию от молекул газа.

Распределение Максвелла (4.2) можно рассматривать по относительным скоростям соударяющихся молекул. В этом случае движение двух молекул описывается как движение одной частицы с приведённой массой $m = \frac{m_1 \cdot m_2}{m_1 + m_2}$.

Таблица 4.2. Характерные скорости молекул газа.

№	Скорость	Определение	Формула
1.	Наиболее вероятная, v_{θ}	$\partial f(v) / \partial v = 0$	$v_{\theta} = \sqrt{\frac{2kT}{m}} = \sqrt{\frac{2RT}{M}}$
2.	Средняя арифметическая, $\bar{v}$	$\int_0^{\infty} v f(v) dv$	$\bar{v} = \sqrt{\frac{8kT}{m}} = \sqrt{\frac{8RT}{M}}$
3.	Средняя квадратичная, v_{ck}	$\sqrt{v^2}$	$v_{ck} = \sqrt{\frac{3kT}{m}} = \sqrt{\frac{3RT}{M}}$
Примечание: M – молярная масса, R – универсальная газовая постоянная.			

Пример 4.1. Определить среднюю относительную скорость молекул однородного газа.

В этом случае : $m_1=m_2=m/2$.

Средняя относительная скорость:

$$\bar{u} = \sqrt{2} \sqrt{\frac{8kT}{\pi m}} = \sqrt{2} \bar{v},$$

где - $\bar{v}$ средняя арифметическая скорость молекул.

Если в газе возникают явления переноса (диффузия, теплопроводность, внутренне трение), вызванные неоднородностью плотности, температуры газа или упорядоченным

движением отдельных его слоёв, то на тепловое движение молекул накладывается их упорядоченное движение, направленное на выравнивание неоднородности газа. Эти явления состоят в направленном переносе массы (диффузия), внутренней энергии (теплопроводность) и количества движения (вязкость или внутреннее трение), которые сопровождаются нарушением максвелловского распределения молекул по скоростям.

Средняя длина свободного пробега молекул. Между двумя последовательными соударениями молекула движется прямолинейно и равномерно. Расстояние x , которое проходит молекула без соударения (свободный пробег молекул) случайная величина. Распределение вероятностей этой величины можно представить в виде:

$$w(x) = e^{-nsx} ns dx, \quad (4.3)$$

Здесь полагается, что поперечное сечение столкновения молекул радиуса r равен $s = \pi r^2$, n – концентрация и x – длина свободного пробега молекул.

Средняя длина свободного пробега молекул газа, которая определяется как среднее расстояние между двумя последовательными соударениями молекул газа. Эта величина на основе распределения (4.3) с учётом распределения молекул по относительным скоростям (см. пример 4.1) будет равна

$$\bar{\lambda} = \frac{1}{\sqrt{2}} \int_0^{\infty} x w(x) dx = \frac{1}{\sqrt{2} ns}. \quad (4.4)$$

Отсюда следует, что для данного газа величина λ обратно пропорционально давлению газа p ($T = \text{const}$)

$$p_1 \lambda_1 = p_2 \lambda_2, \quad (4.5)$$

где индексы 1 и 2 относятся к двум состояниям газа.

Пример 4.2. Найти среднюю длину свободного пробега молекул при температуре 0°C , 20°C .

При 0°C $\bar{\lambda} = 1/[\sqrt{2} \cdot 2,69 \cdot 10^{10} \pi (3,6 \cdot 10^{-8})^2] = 0,065 \text{ мкм}$, при 20°C $\bar{\lambda} = 0,070 \text{ мкм}$.

2. При рассмотрении *макроскопических свойств газовой среды* отвлекаются от её молекулярного строения, которая представляется в виде сплошной среды, непрерывно распределённой в пространстве. Характер движения газа, как и жидкости, являющихся текучей средой, зависит от безразмерного параметра, называемого числом Рейнольдса [10, 16]:

$$\text{Re} = \frac{\rho v l}{\eta} = \frac{v l}{\mu}. \quad (4.6)$$

Здесь v – характерный для данной задачи скорость среды, l – характерный линейный размер, η – динамический коэффициент вязкости, $\mu = \eta/\rho$ – кинематическая вязкость, ρ – плотность среды.

Число Рейнольдса характеризует отношение сил инерции, связанные с ускорением или замедлением небольших масс текущей среды и сил трения возникающих в потоке среды. Выбор характерных величин v и l производится по разному, в зависимости от рассматриваемой задачи. Например, при поперечном обтекании текучей среды сферического тела диаметром d величина $l = d$, а v – относительная скорость текущей среды и сфериче-

ского тела; при движении несжимаемой жидкости в круглой трубе диаметром d величина $l = d$, а v – средняя по сечению скорость жидкости.

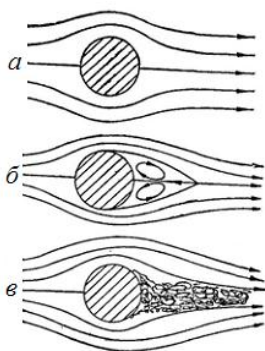
Значения числа Рейнольдса используется для описания типа рассматриваемого потока. В таблице 4.3 приведены диапазоны изменчивости числа Ренольдса, соответствующие различным типам потока. Эту зависимость удобно анализировать совместно с соответствующими картинами линий тока, которые схематично представлены

Таблица 4.3. Значения числа Re для различных типов течений в газах [3, 9]:

№	Тип течения	Обтекание тела диаметром d в неподвижной жидкости.	Жидкость, текущая в трубе диаметром d .
	Ламинарный	< 1	$< 2,1 \cdot 10^3$
	Промежуточный	$1 \div 10^3$	$2,1 \cdot 10^3 \div 4 \cdot 10^4$
	Турбулентный	$> 10^3$	$> 4 \cdot 10^4$

на рис. 4.2. При малых числах Рейнольдса силы вязкости преобладают над инерционными. В этом случае линии тока газа или жидкости будут непрерывными, хотя возможно и слабое перемешивание потока (зис. 4.2а). В течениях с маленьким числом Рейнольдса поток стационарен, скорость потока в любой точке постоянна, наблюдается кривое («ползущее») течение вокруг тела. Такой режим движения называется ламинарным. При увеличении числа Рейнольдса в тыльной области тела возникает пара симметричных отделившихся рециркуляционных вихря, поток газа становится нестационарным (рис. 4.2б). Это так называемый промежуточный или периодический ламинарный режим течения потока. При дальнейшем увеличении числа Рейнольдса вихри отрываются и движутся вместе с потоком и хаотически распространяются в обширную область потока(рис. 4.2в).

Рис. 4.2. Схематическое изображение линий тока в газе, обтекающем частицу, для различных диапазонов изменчивости числа Рейнольдса Re: а - ламинарный поток (малое число Рейнольдса), б - промежуточный поток (промежуточное число Рейнольдса), в - турбулентный поток (большое число Рейнольдса).



При больших числах Рейнольдса нестационарный характер движения потока становится все более отчетливым, инерционные силы преобладают, линейная структура потока нарушается. Такой поток называется турбулентным, при котором происходит быстрое и случайное перемешивание слоёв газа и жидкости, частицы которых совершают поперечные и даже попятное к общему потоку перемещение. При этом режиме скорость движения пульсирует, т. е. резко меняет своё значение и направление в течении коротких промежутков времени.

Пример 4.3. Для потока жидкости динамическое давление ρv^2 , касательное напряжение $\eta v / l$. Определить безразмерную характеристику потока Re в виде отношения этих величин.

Отношение ρv^2 и $\eta v / l$ даёт: $Re = (\rho v^2) / (\eta v / l) = \rho v l / \eta = v l / \mu$.

4.1.2. Сопротивление газовой среды

Различают следующие виды сопротивления газовой среды, оказываемое движущимся частицам: вязкостное, или деформационное, сопротивление силы необходимая для деформации среды, чтобы тело проходило в ней; сопротивление трения на поверхности тела; сопротивление давления, обусловленное сжатием среды [9, 10, 16]. Два последних вида представляют так называемое «приповерхностное трение» среды. При малых числах Рейнольдса (вязкий поток) сила сопротивления, оказываемая воздухом движению частиц сферической формы радиуса r прямо пропорционально относительной скорости частицы

и воздуха v . Эта зависимость называется законом Стокса и аналитически записывается в виде:

$$F = 6\pi\eta r v. \quad (4.7)$$

Основательным доказательством закона Стокса был опыт Милликена с масляной каплей. Когда размер частиц слишком мал и приближается к средней длине свободного пробега молекул среды Каннингем и Милликена показали, что вязкое сопротивление движению частицы становится меньше, чем предсказываемая законом Стокса. В этом случае сила сопротивления среды становится функцией сечения частицы вследствие возрастания роли инерции молекул газа при их столкновении с частицами. Для учёта этого эффекта в закон Стокса вводится поправка:

$$F = 6\pi\eta r v / C_c. \quad (4.8)$$

Здесь

$$C_c = 1 + \frac{\bar{\lambda}}{r} [A + Q \exp(-\frac{br}{\bar{\lambda}})] \quad (4.8a)$$

-коэффициент, называемый поправкой Каннингема или коэффициентом сопротивления Милликена, где $A=1,257$, $Q=0,40$, $b=1,10$.

На практике для поправки Каннингема C_c используются аппроксимации вида:

$$C_c = (1 + 1,257 \frac{\bar{\lambda}}{r}), \text{ при } Kn < 1 \quad (4.8б)$$

$$C_c = (1 + 1,657 \frac{\bar{\lambda}}{r}), \text{ при } Kn > 1 \quad (4.8в)$$

В таблице 4.4 даны значения C_c для различных радиусов частиц при $\lambda=0,07 \text{ mkm}$ ($T=20^\circ\text{C}$).

Таблица 4.4. Оценки значений поправки Каннингема C_c .

$r, \text{ mkm}$	5	1	0,5	0,01	0,001
C_c	1,018	1,116	1,176	9,80	89,0

Для мелкодисперсных частиц аэрозоля ($r < 1 \text{ mkm}$) к закону Стокса всегда следует использовать поправку Каннингема, которая учитывает переход от вязкого течения к молекулярному. Для больших частиц ($r > 1 \text{ mkm}$) сила сопротивления пропорционально их радиусу, тогда как для мелких частиц эта сила становится пропорциональным квадрату их радиуса. Для частиц, приближающихся к молекулярным размерам, или при достаточно низкой вязкости воздуха преобладающим механизмом сопротивления является инерция молекул воздуха вследствие их столкновения с частицами.

При значениях числа Кнудсена $Kn = \lambda / r \cong 1$ сила сопротивления часто определяется введением в закон Стокса эмпирической поправки Милликена:

$$C_c = ((1,23 + 0,14 \exp(-0,88 Kn^{-1})) \cdot Kn)^{-1}. \quad (4.9)$$

Отклонение силы сопротивления от закона Стокса также следует учесть при увеличении числа Рейнольдса ($Re > 1$), при переходе от вязкого течения к турбулентному (слу-

чай высоких скоростей или при её больших размерах частицы). При умеренных числах Рейнольдса вводится поправка к закону Стокса, зависящая от Re путём частичного учёта инерционных сил. Для учёта отклонений силы сопротивления от закона Стокса получены эмпирические выражения

$$\begin{aligned} F &= F_0(1 + 3Re/16), \text{ н, пр } Re < 5, \\ F &= F_0(1 + Re^{2/3}/6), \text{ н, пр } Re < 5, \text{ н, пр } 3 < Re < 400. \end{aligned} \quad (4.10)$$

При больших числах Рейнольдса используется *подход Ньютона* для определения сопротивления движению частицы. Предполагается, что среда состоит из большого числа, покоящихся не связанных между собой материальных точек. Тело, движущееся в среде, испытывает столкновение с заполняющими её частицами и передаёт им часть своего импульса. Если ρ - плотность газовой среды (масса частиц в единице объёма), v - скорость тела и s - площадь его сечения, перпендикулярная направлению его скорости, то в единицу времени с телом сталкиваются частицы массой ρsv . При каждом столкновении изменение скорости тела будет пропорционально его скорости v . Сила сопротивления среды будет равна скорости изменения импульса тела. Формула для этого сопротивления обычно записывается как

$$F = C_D \rho s (v^2 / 2), \quad (4.11)$$

где C_D - коэффициент сопротивления среды.

Результаты подхода Ньютона согласуются с экспериментальными данными, когда полное сопротивление среды является преимущественно сопротивлением давления (большое число Рейнольдса). Наоборот, в случае преобладания деформационного сопротивления

Таблица 4.5. Формулы для коэффициент сопротивления среды C_D .

№	Формулы	Литература
1.	Формула Стокса: $C_d = \frac{Re}{24}$, $Re < 1$	[9, 16]
2.	Формула Озеена: $C_d = \frac{Re}{24} + \frac{9}{2}$, $Re \leq 0,12$,	
3.	Формула Клячко: $C_d = \frac{Re}{24} + \frac{4}{\sqrt[3]{Re}}$, $3 < Re < 400$,	
4.	Формула Райста: $C_d = \frac{14}{\sqrt{Re}}$, $2 < Re < 800$.	

(малое число Рейнольдса или переход к ламинарному течению) формула (4.12) не выполняется и коэффициент C_D существенным образом зависит от числа Re [1]. В некотором интервале изменений Re для промежуточного (умеренного) потока получено множество аналитических эмпирических формул, представленные, например в таблице 4.5.

Пример 4.4. При турбулентном потоке коэффициент сопротивления среды постоянен и примерно равен $C_D \approx 0.3$. Определить сопротивление воздуха движению пушечного ядра со скоростью 10 м/с и радиусом $0,065 \text{ м}$ (плотность воздуха - $1,22 \text{ кг/м}^3$).

В соответствии с формулой (4.12): $F = 0,3 \cdot 1,22 \cdot 10^2 \cdot (0,065 \cdot 0,065 \cdot 3,14) / 2 = 0,24 \text{ Н}$.

4.1.3. Броуновская диффузия частиц

Взвешенные в воздушной взвеси аэрозольные частицы испытывают беспорядочное движение, называемое броуновским, причиной которого являются флуктуации давления, оказываемого на поверхность частиц со стороны быстродвижущихся молекул атмосферного воздуха. Броуновское движение аэрозолей "проявляет" хаотическое тепловое молекулярное движение, только движутся они значительно медленнее молекул благодаря своей сравнительно большой массе. Детально это явление описывается известной теорией броуновского движения Эйнштейна – Смолуховского [9, 10].

Если частицы аэрозоля однородно распределены в воздушной среде, то броуновское движение будет изменять расположение отдельных частиц, но не всей совокупности частиц, образующих собой статистический ансамбль. При возникновении каких-либо неоднородностей распределения частиц в газе броуновское движение будет способствовать выравниванию их концентраций; частицы из областей с высокими концентрациями будут перемещаться в области с низкими концентрациями. Этот неравновесный процесс приводит к установлению равновесного распределения концентраций частиц в воздушной взвеси, описываемый, как и в случае молекулярной диффузии, двумя феноменологическими законами диффузии – законами Фика [9].

Согласно первому закону Фика в случае стационарной диффузии плотность потока j диффундирующих частиц пропорционально градиенту их концентрации, взятому с обратным знаком;

$$j = -D \frac{dn}{dx}, \quad (4.12)$$

где n – числовая концентрация ($1/m^3$) частиц, $x(m)$ – координата направления градиента концентрации, $D(m^2/c)$ – коэффициент броуновской диффузии.

Второй закон Фика описывает нестационарный случай диффузии частиц, который следует из первого закона Фика (4.12) при учёте изменения концентрации диффундирующих частиц во времени t :

$$\partial n / \partial t = D \Delta n, \quad (4.13)$$

где оператор Лапласа в декартовых координатах (x, y, z) имеет вид $\Delta = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2$.

Из (4.16) следует, что производная концентрации аэрозольных частиц по времени в данной точке пространства пропорциональна лапласиану концентрации в этой точке.

Законы Фика (4.12), (4.13) являются феноменологическими, поскольку они не могут расшифровать структуру коэффициента броуновской диффузии D , (D – макроскопическая величина).

Эта задача была решена в известной классической теории броуновского движения Эйнштейна по аналогии с известной проблемой возникновения осмотического давления растворенного вещества в растворителе. Это позволило получить универсальное соотношение для коэффициента броуновской диффузии, расшифровав его структуру в простых и понятных терминах механики аэрозолей (см. пр. 4.6):

$$D = kTB, \quad (4.14)$$

где k – постоянная Больцмана, T – температура газа. Подвижность частицы B выражается через время механической релаксации частицы τ , а значит через характеристики задачи о силе сопротивления $B = \tau / m = C_c / 6\pi\eta r$.

Оценки показывают, что учёт броуновской диффузии частиц важен в случае нахождения частиц вблизи поверхностей осаждения для тонкодисперсных частиц, когда их размеры настолько малы что величина коэффициента броуновской диффузии этих частиц приближается к значениям коэффициентов молекулярной диффузии. Так при комнатной температуре для частиц табачного дыма $D = 1,6 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2/\text{с}$ (см. пр. 4.7).

Пример 4.5. Система из N_0 монодисперсных частиц, находится в элементарном объёме вблизи некоторой точки. Рассмотреть задачу об одномерном броуновском движении системы частиц в бесконечно большом объёме аэрозоля: определить концентрацию частиц $N(x, t)$, оценить среднее смещение и среднее значение квадрата смещения частиц.

Используем 2-ой закон Фика для нестационарной диффузии в одномерном случае

$$\partial N / \partial t = D \cdot \partial N / \partial x,$$

решение которого даёт нормальное (гауссовское) распределение для концентрации частиц:

$$N(x, t) = N_0 \operatorname{erf}(x / \sqrt{4Dt}), \text{ где } N_0 = \int_{-\infty}^{\infty} N(x) dx \text{ (условие нормировки).}$$

Тогда, соответственно, среднее смещение и среднее значение квадрата смещения частиц в этом процессе будет равно:

$$\bar{x} = \int_{-\infty}^{\infty} N(x) x dx / \int_{-\infty}^{\infty} N(x) dx = 0, \quad \overline{x^2} = \int_{-\infty}^{\infty} N(x) x^2 dx / \int_{-\infty}^{\infty} N(x) dx = 2Dt.$$

Эти оценки были получены окончательно из теории Эйнштейна. При этом принимаются следующие положения: смещения частицы в любом направлении равновероятны, можно пренебречь инерцией броуновской частицы по сравнению с влиянием сил трения (это допустимо для достаточно больших t).

Пример 4.6. Происходит установившееся броуновское движение частиц при малых числах Рейнольдса. На частицы в единице объёма в направлении x действует диффузионная или осмотическая сила равная $f_{oc} = -kT dN / dx$. Получить зависимость между коэффициентом диффузии D броуновских частиц и их подвижностью B .

На частицы в среде действует уравновешивающие друг-друга силы осмотического давления и сопротивление Стокса:

$$f_{oc} = -kT \cdot \frac{1}{N} \frac{dN}{dx} = -6\pi\eta r v / C_c.$$

Отсюда диффузионный поток частиц будет равен

$$j = Nv = kT \cdot \frac{C_c}{6\pi\eta r} \cdot \frac{dN}{dx}.$$

По определению подвижность частицы равно сообщаемой ей скорости при постоянной единичной силе:

$$B = C_c / 6\pi\eta r.$$

Сравнивая последние два выражения получим:

$$D = kTB.$$

Пример 4.7. Определить коэффициент диффузии D сферических частиц различных размеров при нормальных температуре и давлении, пользуясь формулой (4.8б) для поправки Каннингема C_c , и решением предыдущего примера.

В таблице приведены числовые значения D .

Таблица. Вычисление значений D .

$d, \text{ см}$	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	$5 \cdot 10^{-4}$
$D, \text{ см}^2/\text{с}$	0,054	$5,24 \cdot 10^{-4}$	$6,82 \cdot 10^{-6}$	$2,74 \cdot 10^{-7}$	$4,86 \cdot 10^{-8}$

Пример 4.8. Определить коэффициент диффузии частиц табачного дыма с $r = 0,125 \text{ мкм}$ плотностью $1 \cdot 10^3 \text{ г/см}^3$ при комнатной температуре 20°C . Какое время t потребуется частице для перемещения на расстояние $2,5 \text{ см}$.

В соответствии с решением примера 4.6:

$$C_c = 1 + 1,257 \cdot \lambda / r \approx 1,7; B = C_c / 6\pi\eta r = 3,95 \cdot 10^7 \text{ см} / \text{с}; D = kTB \approx 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2 / \text{с}.$$

и примера 4,5: $t \approx 3 \cdot 10^6 \text{ с}$.

4.2. Коагуляция аэрозоля

Эффективным физическим механизмом формирования полидисперсного состава частиц атмосферного аэрозоля является их коагуляция – процесс прилипания или слияния частиц в воздушной взвеси, происходящий в результате случайных движений и последующих столкновений этих частиц. При высоких концентрациях аэрозоля отдельные жидкие частицы могут объединяться в большие жидко-капельные растворы, твёрдые летучие вещества могут образовать большие цепочки или хлопья. Столкновения частиц, взвешенных в воздухе, могут быть вызваны их броуновским движением или же внешними воздействиями, такими, как турбулентность, электрические силы. В общем случае внешние воздействия будут способствовать увеличению скорости коагуляции [1, 10, 16].

Концентрация и спектр размеров частиц может существенно изменяться во времени за счёт коагуляции. Поэтому вычислительные модели, описывающие изменения такой неустойчивой системы в зависимости от времени, по существу, являются очень сложными и, следовательно, неудобны для их практического использования. В связи с этим были разработаны упрощённые типовые модели аэрозоля (в зависимости от дисперсности частиц) с помощью которых с достаточной точностью можно рассчитать скорости коагуляции аэрозоля и изменение его концентрации [2, 9].

4.2.1. Коагуляция монодисперсного аэрозоля

Наиболее простой вид коагуляции – броуновская коагуляция монодисперсных частиц. Это приближение впервые было рассмотрено М. Смолуховским для разбавленных растворов, но оно успешно использовалось и для аэрозолей. В приближении Смолуховского считается, что каждая броуновская частица может стать центром диффузии для других частиц. Процесс диффузии к этой центральной частице предполагается сферически симметричной. Тогда скорость диффузии в сферических координатах записывается в виде (второй закон Фика):

$$\frac{dN}{dt} = D \left(\frac{\partial^2 N}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial N}{\partial r} \right) \text{ или в более удобной форме } \frac{\partial(Nr)}{\partial t} = D \frac{\partial^2(Nr)}{\partial r^2}, \quad (4.15)$$

где – N концентрация диффундирующих частиц, – D коэффициент диффузии и – r расстояние от центральной частицы.

Для монодисперсных частиц радиуса r_0 столкновения произойдут, когда расстояние между их центрами будет равно $d = 2r_0$.

Полагается, что частицы равномерно распределены в пространстве. С учётом начального условия $N = N_0$ при $t = 0$ и граничного условия $N = 0$ при $r = d$ (для $t > 0$) решение уравнения (4.15) можно записать как

$$N = N_0 \left[1 + \frac{d}{r} + \frac{d}{r} \operatorname{erf} \left(\frac{r-d}{\sqrt{4Dt}} \right) \right], \quad (4.16)$$

где

$$\operatorname{erf} \left(\frac{r-d}{\sqrt{4Dt}} \right) = \frac{2}{\sqrt{4\pi Dt}} \int_0^x \exp \left[-\frac{(r-d)^2}{4Dt} \right] dr$$

интеграл вероятностей.

С использованием уравнения (4.16) диффузионный поток на расстоянии d от центральной частицы определяется следующим образом (см. пример 4.6):

$$j = -DdN/dr = -D \frac{N_0}{d} \left(1 + \frac{d}{\sqrt{\pi Dt}} \right) \quad (4.17)$$

Тогда число частиц Φ , достигающих поверхности центральной частицы в единицу времени, равно произведению дифференциального потока (4.17) на площадь поверхности сферы d :

$$\Phi = 4\pi d^2 \cdot j = 4\pi dN \left[1 + \frac{d}{\sqrt{\pi Dt}} \right] \quad (4.18)$$

Центральная частица может диффундировать как и другие частицы. Полагается независимость смещения частиц, тогда общий коэффициент диффузии частиц относительно друг-друга будет равен сумме их коэффициентов диффузии. Следовательно, с каждой частицей в интервале времени dt сталкивается 2Φ частиц. В единице объёма будет происходить $N/2$ парных столкновений частиц. Отсюда число столкновений монодисперсных частиц в единице объёма описывается равенством

$$\frac{dN}{dt} = 4\pi dN^2 \left[1 + \frac{d}{\sqrt{\pi Dt}} \right]. \quad (4.19)$$

Второе слагаемое в скобках для практических условий времени существования аэрозольных частиц гораздо меньше единицы, поскольку это время намного превосходит $d^2/\pi D$ (см. решение пр. 4.11). Однако иногда это слагаемое, приводящее к увеличению скорости коагуляции, надо учитывать.

Пример 4.9. Доказать эквивалентность уравнений (4.15).

Поскольку N – функция r и t , то дифференцирование даёт:

$$\begin{aligned} \partial(Nr)/\partial t &= r(\partial N / \partial t); \\ \partial(Nr)/\partial r &= r(\partial N / \partial r) + N; \quad u \quad \frac{\partial^2(Nr)}{\partial r^2} = r \frac{\partial^2 N}{\partial r^2} + 2 \frac{\partial N}{\partial r} \end{aligned}$$

Подстановка даёт второе уравнение (4.15).

Пример 4.10. Получить формулу для оценки градиента $\partial(N)/\partial r$ из уравнения (4.16).

Производная от интеграла вероятности в (4.16) есть

$$\frac{\partial}{\partial r} \operatorname{erf} \left(\frac{r-d}{\sqrt{4\pi D}} \right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{1}{\sqrt{4Dx}} e^{-\frac{(r-d)^2}{4Dt}}.$$

Дифференцирование (4.16) по r даёт:

$$\frac{\partial N}{\partial r} = N_0 \left[\frac{d}{r^2} - \frac{d}{r^2} \operatorname{erf} \left(\frac{r-d}{\sqrt{4\pi D}} \right) + \frac{d}{r} \cdot \frac{2}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{1}{\sqrt{4Dt}} e^{-\frac{(r-d)^2}{4Dt}} \right].$$

Отсюда при $r = d$ получим:

$$\frac{dN}{dr} = \frac{N}{d} \left[1 + \frac{d}{\sqrt{\pi D t}} \right].$$

Пример 4.11. Оценить условие $d / \sqrt{\pi D}$, показывающий, что процесс столкновения аэрозольных частиц за счёт броуновского движения можно считать стационарным (значения D приведены в таб. пр. 47).

В таблице приведены числовые значения $d / \sqrt{\pi D}$.

Таблица. Вычисление значений $d / \sqrt{\pi D}$.					
$d, \text{см}$	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	$5 \cdot 10^{-4}$
$d / \sqrt{\pi D}, \text{с}$	$2,4 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	0,11	1,28

В (4.19) введём константу (коэффициент) коагуляции K в виде

$$K = 4\pi d D = \frac{8}{3} \frac{kT}{\mu} C_c. \quad (4.20)$$

Здесь для броуновской коагуляции $D = kTC_c / 3\pi\mu d$, где μ - молекулярная вязкость среды, k - постоянная Больцмана и C_c - поправка Каннингема на размер частиц.

Пример 4.12. Оценить константу коагуляции по формуле (4.20), если $T=20^\circ\text{C}$, $\mu = 1,83 \cdot 10^{-4} \text{ г / (см·с)}$, $C_c \approx 1$.

$$K = 4 \cdot 1,38 \cdot 10^{-16} \cdot 293 / (3 \cdot 1,83 \cdot 10^{-4}) \approx 1,5 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 / \text{с}$$

4.2.2. Коагуляция полидисперсного аэрозоля

В случае коагуляции частиц различных размеров используется то же приближение, что и для монодисперсного аэрозоля. Для парных столкновений частиц общий коэффициент диффузии вместо $2D$ в (4.20) заменяется на $D_1 + D_2$ и d на $(d_1 + d_2)/2$. В этом случае константа коагуляции равна

$$K = \pi(d_1 + d_2)(D_1 + D_2). \quad (4.21)$$

Здесь по существу вместо диаметров d_1, d_2 частиц следует рассмотреть диаметры сфер действия этих частиц. Как и в [1] будем полагать, что отношения сфер действия частиц к их геометрическим радиусам одинаково для всех частиц. Обозначим это отношение через β и выразим константу коагуляции через подвижность частиц или через их радиусы. Далее, введя поправку в константу коагуляции, аналогичную поправке Каннингема можно записать:

$$K = \pi\beta(r_1 + r_2)(B_1 + B_2)kT = \frac{1}{6} \frac{kT\beta}{\mu} \frac{(r_1 + r_2)^2}{r_1 \cdot r_2} \left(1 + A \frac{\bar{\lambda}}{\bar{r}} \right). \quad (4.22)$$

Здесь $\beta = 2$ если сферы действия частиц равны удвоенным радиусам частиц, т. е. они будут коагулировать лишь при соприкосновении, если же $\beta > 2$, то частицы будут коагулировать при сближении на такое расстояние, когда центр одной попадёт внутрь сферы действия другой; $\bar{r}$ - среднее значение между r_1, r_2 ; A - эмпирическая постоянная ($A \sim 0,9$).

Из формулы (4.23) следует, что скорость коагуляции возрастает с уменьшением размера частиц, скорость коагуляции будет значительнее для малых частиц и при большой концентрации. В этой формуле отношение $(r_1 + r_2)/r_1 r_2$ имеет наименьшее значение 4 при $r_1 = r_2$, когда все частицы имеют одинаковый размер. Эта величина растёт, когда разли-

чие размеров частиц увеличивается; коагуляция частиц разных размеров происходит быстрее, чем одинаковых (монодисперсных) частиц.

В общем случае константу коагуляции полидисперсного аэрозоля с известными функциями распределения частиц по размерам (например, с логарифмически-нормальным распределением) можно выразить следующим образом:

$$K = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} K(r_1, r_2) f(r_1) f(r_2) dr_1 dr_2, \quad (4.23)$$

где $f(r)$ -функция распределения частиц и $K(r_1, r_2)$ -константа коагуляции частиц с радиусами r_1 и r_2 .

Пример 4.13. С использованием (4.23) получить формулу для скорости изменения числовой концентрации частиц dN/dt . Из (4.23) находим:

$$K = \frac{2}{3} \frac{kT\beta}{\mu} \left(1 + A \frac{\bar{\lambda}}{\bar{r}} \right) \text{ и соответственно } \frac{dN}{dt} = \frac{2}{3} \frac{kT\beta}{\mu} N^2 \left(1 + A \frac{\bar{\lambda}}{\bar{r}} \right).$$

Пример 4.14. Из решения предыдущего примера, если характеристики коагуляции постоянны и $\bar{\lambda} \ll r$ (случай грубодисперсных частиц), получить зависимость концентрации частиц N от времени t . Простым интегрированием находим (характеристики k, T, β, K, μ постоянны):

$$\frac{1}{N} - \frac{1}{N_0} = \frac{2}{3} \frac{kT\beta}{\mu} t.$$

Отсюда следует, что dN/dt будет линейно зависеть от времени t . Для грубодисперсных частиц скорость коагуляции вообще не зависит от радиуса частиц.

Пример 4.15. С использованием формулы (4.23) получить более точное представление для константы коагуляции (4.21). Для подвижности сталкивающихся частиц, применяя поправку Каннингема, запишем

$$K(r_1, r_2) = \frac{kT}{3\mu} (r_1 + r_2) \left[\frac{1 + A \frac{\bar{\lambda}}{r_1}}{r_1} + \frac{1 + A \frac{\bar{\lambda}}{r_2}}{r_2} \right].$$

Интегрирование этого выражения даёт [10]:

$$K = \frac{2kT}{3\mu} \left(1 + \bar{r} \overline{(1/r)} + A \bar{\lambda} \overline{(1/r)} + A \bar{\lambda} \bar{r} \overline{(1/r^2)} \right).$$

4.3. Кинетика аэрозоля

Основная задача кинетики частиц аэрозоля состоит в изучении механического движения этих частиц под влиянием различных категорий сил: внешних сил (силы тяжести, электрических сил и т. д.), сил сопротивления газовой среды, сил взаимодействия между частицами. Простейший случай движения частиц – равномерное движение под действием постоянной силы [1, 10, 16].

Практически важные направления решения задач кинетики аэрозоля – процессы газоочистки в аэрозольных технологиях, учёт рассеяния и интенсивности выпадения аэрозольных микропримесей из воздушной среды [7, 8].

4.3.1. Уравнение движения частиц аэрозоля

Движение частиц примесей в воздухе, в общем случае, представляет собой очень сложную задачу, которая является предметом изучения механики аэрозолей. Ниже будут рассмотрены простые случаи изменения движения частиц, изучаемые в кинетике аэрозолей, представляющие собой определённый практический интерес.

В воздухе на частицы действуют внешние силы (сила тяжести, электрические силы и т. д.), сила взаимодействия между частицами и сила сопротивления со стороны воздуха. В условиях атмосферы силой взаимодействия между отдельными частицами пренебрегается; полагается, что эти частицы взаимодействуют при их случайных столкновениях. Внешние силы обычно уравниваются силой сопротивления воздуха, зависящей от мгновенной скорости и формы частиц, от свойств среды (её вязкости, плотности, температуры), характера потока (ламинарный или турбулентный). В кинетике аэрозолей сила сопротивления с некоторой поправкой принимается равной стоксовому сопротивлению, которое пропорционально скорости частицы относительно воздушного потока.

Сумма сил, действующих на частицу, определяется уравнением её движения. Запишем это уравнение в виде:

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F}_{\text{вн}} + \vec{F}_{\text{con}}. \quad (4.24)$$

Здесь $\vec{F}_{\text{вн}}$ - результирующая внешних сил, вызывающих сопротивление воздуха $\vec{F}_{\text{con}}$. Сумма этих сил равна скорости изменения импульса частицы, имеющей массу m и скорость $\vec{v}$. В приближении сферичности частиц и при малых значениях числа Рейнольдса сила сопротивления определяется в соответствии с законом Стокса [9]:

$$\vec{F}_{\text{con}} = 6\pi\eta r(\vec{v} - \vec{u}), \quad (4.25)$$

где η - коэффициент молекулярной вязкости воздуха, $\vec{u}$ - скорость надвигающихся потоков воздуха, r - радиус частицы.

Пример 4.16. Напишите уравнение движения частицы, на которую действуют силы тяжести в электрическом поле.

Если $\vec{F}_g = m\vec{g}$ - сила тяжести и $\vec{F}_E = q\vec{E}$ - сила электрического поля, действующих на частицу, где m - масса частицы, $\vec{g}$ - ускорение свободного падения, q - заряд частицы, $\vec{E}$ - напряжённость электрического поля, то в соответствии с уравнениями (4.24) и (4.25) можно записать

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = m\vec{g} + q\vec{E} + 6\pi\eta r(\vec{v} - \vec{u}).$$

4.3.2. Движение частицы под действием силы тяжести

Рассмотрим вначале движение сферической частицы под влиянием силы тяжести в случае малых чисел Re , т. е. при точном выполнении закона Стокса. Внешняя сила складывается из силы тяжести и выталкивающей силы воздуха. Однако, последняя пренебрежима мала, поскольку плотность воздуха много меньше плотности частицы. Тогда уравнение движения частицы можно записать в виде (пример 4.9)

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = m\vec{g} + 6\pi\eta r(\vec{v} - \vec{u}). \quad (4.26)$$

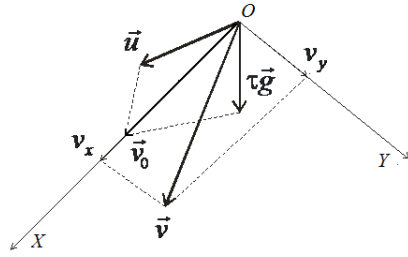


Рис. 4.3. Выбор системы координат для решения уравнения (16).

Разделив обе части уравнения (4.26) на $6\pi\eta r$ и перегруппировав слагаемые получим:

$$\bar{\tau} \frac{d\vec{v}}{dt} + \vec{v} = \tau \vec{g} + \vec{u}, \quad (4.27)$$

Здесь

$$\tau = m/6\pi\eta r. \quad (4.28)$$

Так как $m = 4/3 \cdot \pi r^3 \rho_{\pm}$, где $\rho_{\pm}$ - плотность частицы, то

$$\tau = 2r^2 \rho_{\pm} / 9\eta. \quad (4.29)$$

Величина τ имеет размерность времени, играющая важную роль при изучении движения частицы в воздухе. Она называется временем релаксации.

Пример 4.17. Определить время релаксации τ для частиц с радиусами $r = 50 \text{ мкм}$ и $r = 100 \text{ мкм}$ ($\rho_{\pm} = 1 \text{ г/см}^3$, $\eta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{ г/(см·с)}$).

При $r = 50 \text{ мкм}$

$$\tau = 2r^2 \rho_{\pm} / 9\eta = \frac{2(5 \cdot 10^{-3})^2 \cdot 1 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}}{9 \cdot 1,8 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г}}{\text{см} \cdot \text{с}}} \approx 0,03 \text{ с}$$

и при $r = 100 \text{ мкм}$, находим $\tau = 0,12 \text{ с}$.

Решим уравнение (4.27). Заметим, что в правой части этого уравнения $\tau \vec{g}$ и $\vec{u}$ - два постоянных вектора, сумму которых обозначим через $\vec{v}_0$. Выберем систему координат, направив ось OX в направлении вектора $\vec{v}_0$ (рисунок 4.3). Решение векторного уравнения (4.27) сводится к решению двух скалярных уравнений:

$$\tau \frac{dv_x}{dt} + v_x = v_0; \quad \tau \frac{dv_y}{dt} + v_y = 0. \quad (4.30)$$

Интегрированием уравнений (4.30), с начальными условиями: $v_x = v_{x0}$, $v_y = v_{y0}$, $x = 0$, $y = 0$ в начальный момент времени $t = 0$, можно получить следующие пары уравнений для определения компонент скоростей:

$$v_x = v_0 + (v_{x0} - v_0)e^{-t/\tau}, \quad v_y = v_{y0}e^{-t/\tau} \quad (4.31)$$

и координат частицы:

$$x = u_{0t} + \tau(v_{x0} - v_0)(1 - e^{-t/\tau}), \quad y = v_{y0}\tau(1 - e^{-t/\tau}). \quad (4.32)$$

Уравнения (4.31) и (4.32) упрощаются при их использовании в случае неподвижного воздуха ($\vec{u}$). В этом случае сила тяжести, действующая на частицу, будет направлена

по оси ОХ. Даже при наличии компоненты начальной скорости $v_{y0} \neq 0$, со временем определяющей будет скорость частицы в направлении силы тяжести. Если принять начальную скорость частицы равным нулю, то скорость оседания частицы можно выразить как

$$v = v_0(1 - e^{-t/\tau}). \quad (4.33)$$

С течением времени, скорость частицы практически очень быстро (около 1 с) будет приближаться к её максимальному значению

$$v = \tau g, \quad (4.34)$$

называемой установившейся (стационарной) скоростью оседания частицы.

Седиментация частиц. Процесс выпадения примеси из воздушной взвеси под действием силы тяжести - седиментация примеси, является важным механизмом её удаления из атмосферы. Скорость седиментации полагается равной максимальной скорости оседания частиц. При этом принимается, что число Рейнольдса потока воздуха с частицей меньше единицы ($Re < 1$). Часто скорость седиментации определяется через подвижность частиц с учётом поправки на малость их размеров:

$$v_c = Bmg, \quad (4.35)$$

где B – подвижность частиц, которая с учётом поправки Каннингема на размер частиц может быть записана в виде

$$B = (6\pi\eta r)^{-1} C_c. \quad (4.36)$$

Здесь $C_c = 1 + (1,257 + 0,400 \exp(1,10l/r))$ - поправка Каннингема на размер частиц; для числа Кнудсена l/r , стремящимся к нулю, формула (4.36) упрощается до формулы (4.35) седиментации частиц при стоксовом торможении ($6\pi\eta r v_c$).

Скорость седиментации позволяет оценить величину потери примеси из элементарного объёма воздуха. Скорость потери I_i частиц в единицу времени единицей объёма можно представить в виде

$$I_i = -v_c \frac{\partial N}{\partial h} = kr^2 \frac{\partial N}{\partial h}, \quad (4.37)$$

где $k = (2g/9\eta)\rho \approx 1,3 \cdot 10^6$ для плотности частиц равной 1 г/см^3 , h -высотная координата.

Пример 4.18. Определить скорость седиментации частиц радиусами: 0,1, 0,5, 1 и 10 мкм ($\rho = 1 \text{ г/см}^3$, $\eta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{ г/(см·с)}$, $l = 0,07 \cdot 10^{-4} \text{ см}$) с учётом поправки Каннингема на размер частиц. Оценить ошибку поправки в процентах (%). 0, 25 мкм ($\rho = 1 \text{ г/см}^3$, $\eta = 1,83 \cdot 10^{-4} \text{ Па·с}$).

Будем пользоваться формулой (4.36). Расчётные данные представлены в виде таблицы:

$r, \text{ мкм}$	0,1	0,5	1	10
C_c	3,015	1,350	1,176	1,018
ошибка поправки, %	201,5	35	17,6	1,8
$v_c, \text{ см/с}$				

Расстояние торможения. Рассмотрим движение частицы, имеющей начальную скорость v_{y0} и положим $v_0 = 0$. Это равносильно горизонтальному движению частицы в неподвижном воздухе в пренебрежении действия на неё силы тяжести.

Формула для v_y в (4.31) позволяет выяснить физический смысл величины τ . При $t = \tau$ скорость частицы уменьшается в e раз по сравнению с первоначальной скоростью.

В рассматриваемом случае горизонтального перемещения частицы, как следует из (4.32) по истечении времени движение этой частицы замедляется. При замедлении она проходит максимальное расстояние l_i , которое равно

$$l_i = y = v_0 \tau, \quad \text{при } t = \infty. \quad (4.38)$$

это расстояние носит название расстояние торможения или инерционного пути пробега частицы с начальной скоростью v_0 . Величина l_i играет важную роль при решении различных практических задач, например, при расчёте интенсивности обледенения самолётов.

4.3.3. Движение частицы при умеренных и больших числах Рейнольдса

Выше рассматривалось уравнение движения частицы при выполнимости закона Стокса. В случае отклонений от этого закона (число Рейнольдса $Re > 1$) вводятся эмпирические поправки для определения силы сопротивления среды. В переходной области умеренных чисел Рейнольдса ($1 < Re < 10^3$) примеры введения таких поправок рассматривалось выше (формулы 4.8 и 4.36).

Для больших чисел Рейнольдса (переход от вязкого течения к турбулентному) отклонения силы сопротивления от закона Стокса становятся существенными. Для упрощений можно полагать, что движение частиц происходит по инерции и, соответственно этому случаю, рассмотрим одномерное уравнение движения частицы в отсутствии внешних сил. Выразим силу сопротивления $\vec{F}_{\text{ai}}$ через коэффициент сопротивления C_D , широко используемый в аэродинамике, пользуясь формулой (4.14). Тогда уравнение движения (4.24) в приближении сферичности частиц запишется в виде

$$\frac{4}{3} \pi r^3 \rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \pi r^2 C_D \rho \frac{v^2}{2} \quad \text{или} \quad \frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{3C_D \rho v^2}{8r\rho}. \quad (4.39)$$

Здесь скорость частицы выражается из определения числа Re в виде:

$$Re = \frac{2vr\rho}{\mu}, \quad \frac{dv}{dRe} = \frac{\mu}{2r\rho}. \quad (4.40)$$

Подстановка (4.40) в (4.39) приводит к следующему дифференциальному уравнению:

$$\frac{dRe}{dt} = \frac{3C_D \mu \rho v^2}{16r\rho^2} Re^2. \quad (4.41)$$

Формальное интегрирование этого уравнения даёт для времени t и пути $l = vt$ пройденного частицей:

$$t = \frac{16}{3} \frac{\rho r^2}{\eta} \int_{Re1}^{Re2} \frac{d Re}{C_D Re^2}, \quad l = \frac{8}{3} \frac{\rho_q}{\rho} r \int_{Re1}^{Re2} \frac{d Re}{C_D Re}. \quad (4.42)$$

Имеется большое количество теоретических, чисто эмпирических и полуэмпирических формул для коэффициента сопротивления C_D сферической частицы. Надёжные полуэмпирические выражения C_D получены и для других тел простой формы, например цилиндра. Использование этих формул позволяет получить аналитическое решение уравнений (4.42) с достаточной для большинства целей точностью. Примеры определения полуэмпирических формул для C_D даны в таблице 4.5.

4.3.4. Инерционное осаждение. Импакия частиц

Криволинейное движение. При изменении направления воздушного потока, траектории находящихся в нём частиц вследствие инерции отклоняются от траектории движения газового потока. Если изменение направления потока вызвано обтекаемым телом или поверхностью, то частицы, обладающие значительным импульсом, будут соударяться с ними. В результате происходит инерционное осаждение (захват) частиц на препятствиях, являющееся одним из важных механизмов удаления частиц из атмосферного воздуха. Работа пробоотборников пылей, дымов и туманов и многих очистительных устройств воздуха, как импакторы, циклоны, аэрозольные центрифуги, основаны на использовании закономерностей инерционного осаждения частиц при их выбывании из криволинейного потока. Инерционное осаждение является причиной обледенения различных движущихся предметов, например, вертолётот и самолётот, в переохлаждённых облаках и туманах. Оно также играет большую роль при столкновениях больших и гигантских частиц (пыли, сажевых частиц, водяных капель, крупинот града, снежинок) в воздушной взвеси и имеет важное значение в метеорологии [2, 8].

На большом удалении от тела траектории движения воздушного потока, а вместе с ним и частиц представляют параллельные прямые (при условии, что поток движется с постоянной скоростью). Вблизи тела более мельчайшие частицы аэрозоля строго следуют линиям тока воздуха. Однако более инертные или массивные частицы выходят из линий тока и в некоторой степени смещаются по отношению к ним (рис. 4.4). Эффективность инерционного осаждения частиц на препятствиях, в целом, зависит от следующих факторов: 1) распределения скоростей или поля течения среды вблизи препятствий, 2) полидисперсного состава частиц, их формы, плотности, начальной скорости и вязкости среды, 3) прилипаемости частиц к препятствию.

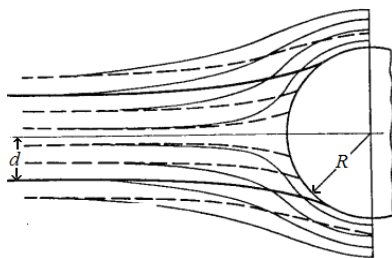


Рис. 4.4. Инерционное осаждение частиц на препятствиях.

Около препятствия поле течения меняется с изменением числа Рейнольдса Re . Когда $Re < 1$ в силу вязкости течения искривление линий тока наблюдается на больших расстояниях от предмета. При больших Re искривление линий тока становится существенным в непосредственной близости от предмета, повторяя его форму. Резкое искривление линий тока вблизи препятствия приводит к увеличению вероятности их столкновения с препятствием.

Важной количественной характеристикой эффективности процесса инерционного осаждения частиц является коэффициент их захвата (осаждения). Эта характеристика определяется как доля соударяющихся с телом частиц из общего числа частиц, траектории которых до искривления перед телом были направлены через площадь поперечного сечения частицы. Если s – площадь поперечного сечения ци-

линдра в объёме воздуха, вырезаемом телом, образующими которого являются траектории, которые после искривления становятся касательными к телу траекториями, S – площадь наибольшего сечения частицы, перпендикулярной направлению воздушного потока, то коэффициент захвата e оценивается в виде отношения:

$$e = s / S. \quad (4.43)$$

Для тел правильной формы оценки этой величины значительно упрощаются. В соответствии с данными рис. 2, где d – расстояние от предельных траекторий до центральной линии тока, R - радиус сечения тела, можно записать: $e = h/R$ в случае цилиндра, $e = (h/R)^2$ в случае шара.

Очевидно, что теоретические оценки характеристики e , в общем случае, представляют очень сложную задачу. Как показывает теория, эта характеристика, в случае инерционного осаждения на препятствиях, может быть представлена в зависимости от безразмерных параметров: числа Рейнольдса Re и числа Стокса Sk – безразмерного отношения инерционного пробега l частицы и характеристического размера препятствия R . Безразмерный параметр Sk , играющий важную роль при изучении криволинейного движения частиц в вязкой среде (жидкости или газе), определяется следующим образом:

$$Sk = \frac{l}{2R} = \frac{v_0 \rho r^2}{9\eta R}, \quad (4.44)$$

где v_0 - характерная скорость движения частицы на большом расстоянии от препятствия, r - размер частицы; ρ - плотность ее, η - коэффициент молекулярной вязкости.

Число Стокса позволяет предсказать поведение частиц взвеси, когда воздух будет огибать препятствие. Если $Sk \gg 1$, то частицы взвеси будут двигаться прямо, наталкиваясь на препятствие, а если $Sk \ll 1$, то частицы будут огибать его вместе с потоком воздуха [8].

Рассмотрим квазистационарный случай движения частицы в криволинейном потоке, когда её тангенциальная скорость совпадает со скоростью среды. Пологая, что внешней силой, действующей на частицу является центробежная сила, оценим величину смещения частицы от линии тока радиуса R . Эта сила сообщает частице радиальное ускорение. Если поток воздуха характеризуется малым значением Re , то сопротивление среды частице будет определяться законом Стокса. Приравняв силу радиального ускорения и сопротивления среды, получим

$$ma_R = 6\pi\eta r v_R / C, \quad (4.45)$$

где a_R - радиальное ускорение и v_R - радиальная скорость частицы.

Отсюда выражение для радиальной скорости имеет вид:

$$v_R = \tau a_R, \quad (4.46)$$

где $\tau = mC/6\pi\eta r$ - время релаксации.

В нашем случае радиальное ускорение $a_R = \omega^2 R$, тангенциальная скорость частицы $v_t = \omega R$ и отсюда радиальная скорость

$$v_R = \frac{dR}{dt} = \omega^2 R \tau = \frac{v_t^2}{R} \tau, \quad (4.47)$$

где ω - угловая скорость частицы.

При известном v_R можно оценить инерционный пробег частицы и вместе с ним число Стокса (пример 4.12).

Пример 4.19. Сферическая частица радиусом $r = 5 \text{ мкм}$ и плотностью 10^3 кг/см^3 движется с угловой скоростью $\omega = 10,5 \text{ сек}^{-1}$ по дуге радиусом $R = 30 \text{ см}$ в электрическом поле. Оценить радиальное ускорение и расстояние торможения этой частицы, если отключить электрическое поле ($\mu = 1,83 \cdot 10^{-5} \text{ Н} \cdot \text{с/м}^2$).

В соответствии с (4.46) и (4.47) находим:

$$\tau = \frac{r^2}{36\eta} \cdot \rho C_c = \frac{(5 \cdot 10^{-6})^2 \cdot \text{м}^2}{36 \cdot 1,83 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{\text{Н} \cdot \text{с}}{\text{м}^2}} \cdot 10^3 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \cdot 1 = 3,8 \cdot 10^{-5} \text{ с},$$

$$v_R = \tau \omega^2 R = 3,8 \cdot 10^{-5} \text{ с} \cdot (10,5 \text{ с}^{-1})^2 \cdot 0,3 \text{ м} = 1,30 \cdot 10^{-3} \text{ м/с},$$

$$l_R = v_R \cdot \tau = \tau^2 \omega^2 R = (3,8 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \cdot 10,5 \text{ с}^{-1})^2 \cdot 0,3 \text{ м} = 4,8 \cdot 10^{-8} \text{ м}$$

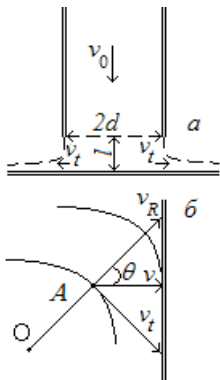
Импакция частиц. Процесс инерционного осаждения **аэрозольных** частиц на препятствиях, вызывающих искривление линий воздушных токов получил название "импакция". Процесс импакции можно описать, если выбрать соответствующим образом упрощающие предположения к решению уравнения движения аэрозольной частицы. Использование этого процесса лежит в основе ипакторов-устройств для принудительного фракционного осаждения частиц аэрозоля с целью последующего определения их количества и размеров. Импакторы применяется при исследовании запыленности (зараженности) воздуха.

Рассмотрим простую модель импакции частиц, когда воздух поступает через щель шириной $2d$ ламинарно с постоянной скоростью v_0 (рис. 4.5а). Исходный поток далее растекается по поверхности, нормально расположенной к ней плоскости на расстоянии l от нижнего края щели. В первом приближении считаем, что линии тока воздуха, выходящего через нижнюю щель, являются дугами окружностей с центром в точке О. За время dt частица сместится с некоторой скоростью v в направлении плоскости на расстояние (рис. 4.5б)

$$dl = v dt = v_R \cos \theta dt, \quad (4.48)$$

где θ - между радиальным направлением ОА и направлением к плоскости.

Проинтегрируем (27) с учётом того, что линии тока после выхода из щели становятся параллельными встречной плоскости и угол θ меняется от 90° до 0. Поскольку малое приращение угла вращения частицы $d\theta = \omega dt$ и, принимая во внимание зависимости (4.47), получим:



$$l = \int_{\pi/2}^0 v_t \tau \cos \theta d\theta = v_t \tau. \quad (4.49)$$

Равенство (4.49) определяет расстояние торможения частицы. Это то расстояние, на которое частица смещается с линий тока, пока её скорость в направлении исходного потока не станет равным нулю ($v=0$). Частицы, находящиеся на расстоянии l от краёв щели

Рис.4.5. Схема простейшего импактора.

будут сталкиваться, будут сталкиваться с встречной плоскостью и оседать на ней. Если $l = d$, то эффективность импактора составляет

$$e = Sk = v_t \tau / d. \quad (4.50)$$

Оценки по формуле (4.50) согласуются с экспериментальными данными, если $e \geq 1$ [16]. Поскольку реальные поля скорости течения воздуха более сложные, то оценка лишь является грубым приближением к оценке импактора. В приборах с круглым отверстием d берётся равным радиусу отверстия. При оценке эффективности импактора вместо числа Стокса, иногда используется импакционный параметр $\psi = v_t \tau / 2d$, т. е. используется параметр ψ , вдвое меньший числа Стокса. Отметим, что при расчётах импактора в знаменателе выражения коэффициента эффективности используется полная ширина или диаметр отверстия.

Пример 4.20. Определить расход воздуха $Q(\text{л/мин}) = v_t S$ ($\eta = 1,83 \cdot 10^{-4} \text{ г/см} \cdot \text{с}$) импактором для полного ($e = 1$) осаждения частиц радиусом 5 мкм и плотностью 1 г/см^3 . Щель импактора имеет длину 2,08 см и ширину 0,358 см.

Из формулы (3.96) $v_t = ed / \tau$, где

$$\tau = \frac{1}{9} \frac{r^2}{\eta} \rho C = \frac{(5 \cdot 10^{-4})^2 \text{ см}^2}{9 \cdot 1,83 \cdot 10^{-4} \text{ г/см} \cdot \text{с}} \cdot 1 \text{ г/см}^3 \cdot 1 = 1,52 \cdot 10^{-4} \text{ с}.$$

$$v_t = 1 \cdot (0,358 / 2) \text{ см} / 1,52 \cdot 10^{-4} \text{ с} = 1,18 \cdot 10^3 \text{ см/с},$$

$$Q = (2,08 \cdot 0,358) \text{ см}^2 \cdot 1,18 \cdot 10^3 \text{ см/с} = 8,79 \cdot 10^2 \text{ см}^3/\text{с} = 0,879 \text{ л/мин}$$

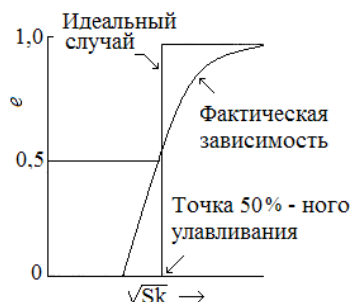


Рис. 4.6. Коэффициент e захвата одного сопла импактора.

Характеристики импакторов зависят от множества факторов: формы щели или сопла, направления потока воздуха, расстояния между срезом сопла и подложки, числа Рейнольдса частицы в потоке, прилипаемости частиц и т. д. Это затрудняет теоретические расчёты характеристик импакторов. На рис. 4.6 представлена типичная зависимость коэффициента захвата частиц от числа Стокса. В простейшем теоретическом случае при разделении частиц по размерам кривая этой зависимости имеет ступенообразную форму. (идеальный случай) т. е. все частицы, размеры которых больше некоторой величины, улавливаются. В действительности улавливаются частицы в некотором интервале размеров с различными коэффициентами захвата. Поэтому для характеристики импакторов часто используют показатель 50% эффективности захвата частиц — определённого размера. Наклоны реальных и фактических кривых наиболее близки около точки 50% - ного улавливания.

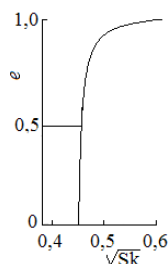


Рис. Коэффициент эффективности захвата импактора с круглым отверстием.

Пример 4.21. Оценить радиус r частиц плотностью $\rho = 1 \text{ г/см}^3$, которые улавливаются импактором с эффективностью $e=50\%$ по рисунку с круглым входным отверстием. Диаметр сопла импактора $d = 0,3 \text{ см}$ и число Рейнольдса в ней

$$Re = dv / \mu = 3 \cdot 10^3 \quad (\text{кинематическая вязкость } \mu = 0,152 \text{ см}^2/\text{с}). \quad \rho = 1 \text{ г/см}^3$$

Скорость частиц: $v = Re \cdot \mu / d = 3 \cdot 10^3 \cdot 0,152 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1} / 0,3 \text{ см} = 1,52 \cdot 10^3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Из рисунка $\sqrt{Sk} = 0,46$ при $e = 50\%$; $Sk = 0,21$. Из формулы (4.50)

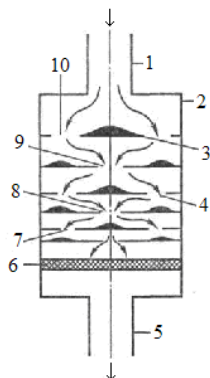
$$\tau = Sk \cdot d / 2v = 0,21 \cdot 0,15 \text{ см} / 1,52 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1} = 2,10 \cdot 10^{-5} \text{ с}.$$

Отсюда:

$$r^2 = 9\tau\eta / 2\rho = 9 \cdot 2,1 \cdot 10^{-5} \text{ с} \cdot 1,83 \cdot 10^{-4} \text{ г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1} / (2 \cdot 1,2 \cdot \text{см}^{-3}) = 1,73 \cdot 10^{-8} \text{ см}^2, r = 1,32 \text{ мкм}.$$

Анализ данных импактора. Для анализа дисперсного состава аэрозоля часто используются импакторы, в которых осуществляется разделение (сепарация) аэрозольных частиц на несколько фракций путём пропускания воздуха через последовательно установленные сопла постепенно уменьшающегося размера (рис. 4.7). Частицы соответствующего размера осаждаются на плоских подложках, размещенных напротив сопл. Фильтр, помещённый после импактора, является заключительной ступенью,

обеспечивающий улавливание всех прошедших через импактор частиц. Такой каскад позволяет одновременно с дисперсным составом оценивать также концентрацию частиц в газовом потоке. Эти данные могут представлены в виде гистограмм, где частицы на каждой ступени сепарации относятся к определённом интервалу (классу) размеров.



В импакторе частицы могут осаждаться во внутренней стенке корпуса или срываться с подложек ступеней. Это увеличивает ошибки при измерениях импактором. Осаждение частиц внутри корпуса можно уменьшить, только улучшая

Рис. 4.7. Импактор: 1, 5-входной и выходной патрубки; 2 - корпус; 3 - пылевой осадок; 4, 7-10-сопла; 6-фильтр.

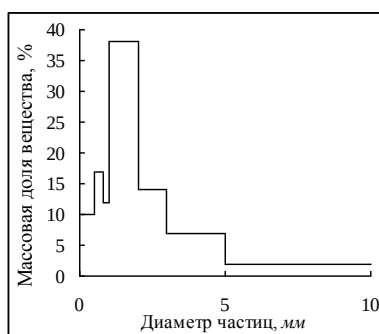
конструкцию импактора. Эффективность улавливания частиц на подложке ступеней улучшают нанесением на них адсорбирующего субстрата или адгезионного слоя (осуществляет, слипание слоёв различных по свойствам и составу веществ).

Пример 4.22. В таблице представлены данные, полученные с помощью семиступенчатого импактора. По этим данным построить гистограмму распределения частиц по размерам. Пологая, что распределение массы частиц по радиусам логарифмически – нормальное, оценить массовый медианный радиус r_g и стандартное геометрическое отклонение σ_g распределения.

Уловленные данные представлены в виде гистограммы. На ней масса частиц m_i , собранных на i -ой ступени, относится к интервалу размеров частиц от $(d_{50})_{i+1}$ до $(r_{50})_i$. Высота каждого прямоугольника гистограммы определяет долю (%) вещества в данном интервале размеров, а ширина – сам интервал. Из графика суммарной массовой доли частиц (%) вычисления дают: $r_g = 1,2 \text{ мкм}$, $\sigma_g \approx 2,0$.

№	Ступень	Данные измерений		Расчёт накопления аэрозолей по ступеням		
		Аэродинамический диаметр, $(d_{50})_i, \text{ мкм}$	Масса вещества, уловленного на i -ой ступени, мг	Интервал размеров, мкм	Доля вещества, %	Суммарное количество вещества, %
1	0	20	0			
2	1	10	0	5,0 - 10,0	2	100
3	2	5	10	3,0 - 5,0	7	98
4	3	3	35	2,0 - 3,0	14	91
5	4	2	70	1,0 - 2,0	38	77
6	5	1	190	0,8 - 1,0	12	39

7	6	0.8	60	0,5 - 0,8	17	27
8	7	0.5	85	0 - 0,5	10	10
9	Фильтр	0	50			



Гистограмма дисперсности аэрозоля, построенная по результатам измерения импактором.

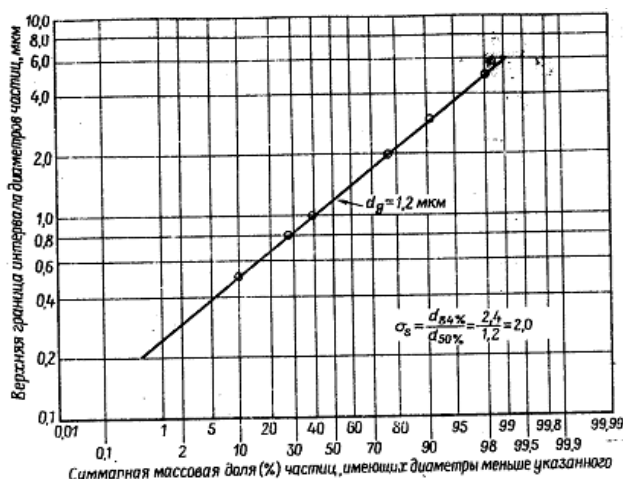


График логарифмически – нормального распределения частиц аэрозоля, по данным измерения импактором [9].

Центробежные пылеулавливатели (циклоны). Центробежные силы широко используются в технике пылеулавливания при удалении из газового потока твёрдых и жидких примесей. На этом основано работа наиболее многочисленной группы пылеулавливателей – циклонов. Циклоны отличаются простотой устройства, высокой производительностью и характеризуется наибольшим разнообразием видов конструкций.

На рис. 4.8 показана схема тангенциального циклона. Воздух направляется тангенциально в верхнюю часть цилиндра, где движется по наружной спирали, опускаясь вниз от периферии к центру, затем поднимается по внутренней спирали и выходит через патрубок, расположенный в центре. Во время закручивания воздуха по спирали частицы аэрозоля получают ускорение в направлении стенок цилиндра. При столкновении с поверхностью частицы либо прилипают к ней, либо осыпаются на дно аппарата в коллектор пыли.

Рассмотрим основные параметры, позволяющие описать с помощью простейшей теории эффективность работы циклона. предполагаем, что воздух несжимаем и вращается в циклоне с тангенциальной скоростью v_t , равной средней скорости на входе и, прежде чем выйти из аппарата, совершает $N_{\text{об}}$ оборотов.

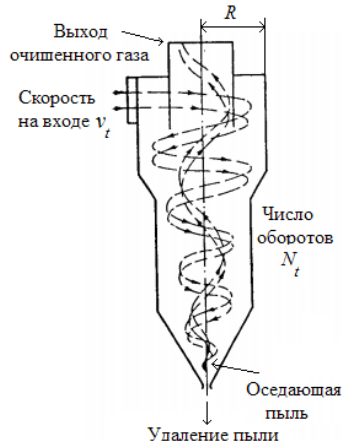


Рис. 4.8. Движение газа в циклоне.

Эффективность циклона для частиц данного размера и равномерно распределённых в подводящей трубе может быть оценена из отношения

$$e = \frac{x}{2d} = \frac{v_t t}{2d}. \quad (4.51)$$

Здесь $2d$ – ширина потока воздуха, x – расстояние, которое может пройти частица за время её пребывания внутри циклона, равное

$$t = N_{\text{об}} \frac{2\pi R}{v_t}. \quad (4.52)$$

Выражение (4.51), соответствующей подстановкой

величин (4.47) и (4.52), приводится к виду

$$e = \pi N_{\text{ос}} \frac{v_t \tau}{d} = \pi N_{\text{ос}} Sk. \quad (4.53)$$

Это уравнение даёт очень грубую оценку эффективности работы циклона, поскольку ряд факторов не учитывалось при её элементарном теоретическом выводе. Например, не учитывается турбулентность воздуха, который приводит к отрыву осаждённых частиц, препятствует перемещению циклона к стенкам циклона. Эффективность циклона, несомненно, определяет вид её конструкции. Уравнение иллюстрирует лишь общий подход, позволяющий в грубом приближении оценить работу циклона и усовершенствовать её конструкцию. Принципы конструирования циклонов обобщены в работе [7].

Пример 4.23. Оценить эффективность работы циклона, если ширина потока воздуха 0,3 см, объёмная скорость потока воздуха $Q = 0,879$ л/мин, частицы удаляемой примеси сферичны с радиусами 5 мкм и плотностью 1 г/см^3 . Принять $N_{\text{ос}} = 1$.

$$\tau = 1,52 \cdot 10^{-4} \text{ с (см. решение примера 3.28)}, \quad v_t = Q/S = \frac{879 \text{ см}^3 / 60 \text{ с}}{0,3^2 \text{ см}^2} = 162,78 \text{ см/с},$$

$$Sk = \frac{v_t \tau}{d} = \frac{162,78 \text{ см/с} \cdot 1,52 \cdot 10^{-4} \text{ с}}{0,15 \text{ см}} = 0,165, \quad e = \pi N_{\text{ос}} Sk = 51,8\%.$$

Изокинетический отбор проб. При отборе проб аэрозоля важным остаётся вопрос насколько концентрация и полидисперсный состав частиц измеряемой пробы точнее соответствует фактической концентрации и дисперсности исходного аэрозоля. Если частицы обладают незначительной инерцией и малой скоростью оседания, то отбираемая проба аэрозоля является представительной при различных скоростях отбора пробы и любом направлении пробоотборной трубки. Выделяют следующие причины, приводящие к различию измеряемой и фактической концентрации: изменение поля течения потока (например, введением пробоотборной трубки) и инерционное, а также гравитационное осаждение в пробе, преимущественно, крупных частиц, селективность отбора пробы частиц, приводящих к изменению спектра размеров крупнодисперсных частиц.

При заборе проб аэрозоля следует различать следующие случаи (рис. 4.9). В случае *а* расположения заборной трубки под углом к направлению потока, некоторые частицы будут потеряны вследствие инерционного осаждения на внутренней стенке трубки и концентрация частиц $N_{\text{эс}}$ станет ниже действительной $N_{\text{дд}}$. В случае *б*, когда скорость пробоотбора превышает скорость потока, в трубку не попадут частицы из крайних входящих в неё линий тока и концентрация в пробе будет занижена. Наконец, в случае *в*, скорость пробоотбора меньше скорости потока, тогда в трубку попадут частицы из ближайших проходящих вне её линий тока и концентрация в пробе окажется выше фактической.

Если пробоотборник и поток размещены соосно и скорость пробоотбора не отличается от скорости потока, пробоотбор называется изокинетическим. Ошибка от изокинетичности может быть оценена расчётным путём. Пусть линии тока воздуха, соосно втекающие в пробоотборную трубку, заключены в цилиндре радиуса R_0 , скорость частиц в них v_0 , частицы втягиваются в пробоотборную трубку радиусом R со скоростью v . Тогда

$$\pi R^2 v = \pi R_0^2 v_0. \quad (4.54)$$

При правильном изокINETическом заборе пробы скорость отбора частиц будет равен $\pi R_0^2 v_0 N_0$, где N_0 – начальная концентрация частиц. Если $v_0 \neq v$, то $R \neq R_0$ и в трубку вследствие инерции может попасть некоторая доля α частиц из кольцевого сечения с радиусами R_0, R . Число этих частиц будет равен $\alpha \pi (R^2 - R_0^2) v_0 N_0$. С учётом кольцевого сечения общий поток частиц, попадающих в трубку, определится в виде

$$\pi R_0^2 v_0 N_0 + \alpha \pi (R^2 - R_0^2) v_0 N_0 = \pi R^2 v N, \quad (4.55)$$

где N – концентрация частиц в пробе.

С учётом равенства (4.54) из уравнения (4.55) находим

$$\frac{N}{N_0} = 1 - \alpha \left(1 - \frac{v_0}{v}\right). \quad (4.56)$$

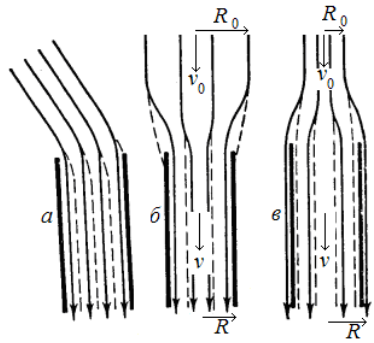


Рис. 4.9. Различные случаи забора проб аэрозоля: а - ($N_{изм} < N_{факт}$),

б - $N_{изм} < N_{факт}$,

в - $N_{изм} > N_{факт}$.

Отсюда $N < N_0$, при $v > v_0$ и $N > N_0$, при $v < v_0$.

Для больших частиц α близка к 1 и для малых частиц приближается к нулю. Для оценки α получена формула [9]:

$$\alpha = 2Sk / (1 + 2Sk), \quad (4.57)$$

где число Стокса $Sk = \tau v_0 / R$.

На основании формул (4.56) и (4.57) можно провести следующие оценки:

а) $N/N_0 = 1$ когда $v_0 = 0$ в случае неподвижного воздуха, когда $v = v_0$ при соблюдении изокINETичности пробоотбора, когда $v_0 > 0, Sk \ll 1$ для малых значений числа Стокса;

б) $N/N_0 = v_0/v$ в случае очень больших значений параметра $Sk \rightarrow \infty$.

Пример 4.24. Определить ошибку пробоотбора частиц тумана плотностью $\rho = 1.2 \text{ г/см}^3$, радиусом $r = 0,1 \text{ мкм}$, которые двигаются в дымовой трубе при температуре $T = 100^\circ\text{C}$ со скоростью $v = 100 \text{ см/с}$. Скорость пробоотбора составляет 0,1 первоначальной скорости частиц, диаметр трубки пробоотборника составляет

1 см (при нормальных условиях ($p = 760 \text{ мм рт. ст.}$, $t_0 = 0^\circ\text{C}$): динамическая вязкость $\eta_0 = 1,71 \cdot 10^{-4} \text{ г/(см} \cdot \text{с)}$, средняя длина свободного пробега молекул $\lambda_0 = 0,065 \text{ мкм}$).

Будем пользоваться формулами (4.56) и (4.57). Прежде определим:

$$\text{при } 100^\circ\text{C: } \eta = \eta_0 \frac{t_0 + t}{t_0} = 1,71 \cdot 10^{-4} \text{ г/(см} \cdot \text{с)} \cdot \left(\frac{100^\circ\text{C} + 273^\circ\text{C}}{273^\circ\text{C}} \right)^{0,5} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ г/(см} \cdot \text{с)}$$

$$\lambda = \lambda_0 \frac{t_0 + t}{t_0} = 0,065 \text{ мкм} \cdot \frac{100^\circ\text{C} + 273^\circ\text{C}}{273^\circ\text{C}} = 0,089 \text{ мкм},$$

$$\tau = \frac{2}{9} \cdot \frac{r^2}{\eta} \rho C = \frac{2}{9} \cdot \frac{(0,1 \cdot 10^{-4})^2 \text{ см}^2}{2 \cdot 10^{-4} \text{ г/(см} \cdot \text{с)}} \cdot 1,2 \text{ г/см}^3 \cdot \left(1 + \frac{0,089 \text{ мкм}}{0,1 \text{ мкм}} \cdot 1,257 \right) = 2,35 \cdot 10^{-7} \text{ с}.$$

$$\text{Отсюда: } Sk = \frac{v_t \tau}{d} = \frac{100 \text{ см} / \text{с} \cdot 2,35 \cdot 10^{-7} \text{ с}}{0,5 \text{ см}} = 4,7 \cdot 10^{-5}, \quad \alpha = \frac{2Sk}{1+2Sk} = 9,40 \cdot 10^{-5}$$

$$\frac{N}{N_0} = 1 - 9,4 \cdot 10^{-5} \left(1 - \frac{100 \text{ см} / \text{с}}{1 \text{ см} / \text{с}}\right) = 1,01.$$

Отсюда следует, концентрация частиц незначительно меняется в отобранной пробе.

4.4. Конвективная турбулентная диффузия аэрозоля

Распространение аэрозоля в атмосферном воздухе зависит от многих факторов основными из которых являются: турбулентное перемешивание, конвективный перенос, осаждение из газовой смеси, локальные превращения частиц (конденсация, коагуляция). Эффективность (сравнительная роль) этих факторов зависит от дисперсного состава частиц. Балансное содержание частиц в воздушной взвеси и их вариации существенным образом определяются спорадическими процессами их вымывание осадками [2, 16].

Пространственное распределение высокодисперсных частиц атмосферного аэрозоля определяется законами конвективной диффузии путем турбулентных пульсаций потоков воздуха. Поток в этом случае создаётся в процессе турбулентного перемешивания отдельных частиц (масс) или, так называемых, турбулентных молей воздуха, которые непрерывно образуются вследствие отрыва воздушной частицы от общего потока, совершающих хаотическое (в том числе случайное попятное) движение по отношению к основному потоку. Турбулентные моли, в виде отдельных вихрей, участвуют в транспортировке примесей (газовых и аэрозольных частиц) в сторону выравнивания их концентраций, как и в случае молекулярной диффузии, однако их механизмы различны. Процесс турбулентного перемешивания в воздухе проявляется в масштабе от сантиметров до километров и более.

В атмосфере турбулентность наиболее сильно развита в планетарном пограничном слое воздуха (слое трения), прилегающем к земной поверхности. Турбулентность, как и вязкость воздуха, здесь в основном определяется термическим и динамическим воздействием подстилающей поверхности; с усилением ветра и уменьшением термической устойчивости атмосферы, а также чем больше шероховатость подстилающей поверхности, интенсивность развития турбулентности повышается. На основе анализа обширного экспериментального материала установлено, что толщина слоя турбулентного перемешивания воздуха меняется сравнительно в широких пределах от 0,3 – 0,4 м до 4 - 5 км. Через этот слой происходит обмен веществ, влаги и тепла между земной поверхностью и вышележащими слоями свободной атмосферы.

В общем случае высотное распределение частиц характеризуется их конвективной диффузией и полный конвективный поток частиц $F(r)$ будет равен сумме двух потоков: направленного конвективного потока $F_{конв} = N(r) \cdot \vec{v}$ и потока конвективной диффузии $F_{диф} = -D \text{ grad } N(r)$, где $\vec{v}(v_x, v_y, v_z)$ - вектор скорости частиц и D - коэффициент их турбулентного обмена по вертикали. Полный конвективный поток частиц $F = F_{конв} + F_{диф}$ и, соответственно, скорость изменения их концентрации (подобно второму закону Фика, см. §4.1.3) можно представить в виде:

$$F = N(r)\vec{v} - D \text{ grad } N(r), \quad \frac{\partial N(r)}{\partial t} + v \nabla N(r) = D \Delta N(r) - K N^2 - Q(r). \quad (4.58)$$

Здесь K - коэффициент коагуляции, $Q(r)$ - некоторая функция (функция стока), характеризующая превращения частиц, в том числе их сток путем вымывания осадками.

Уравнение (4.58) является уравнением второго порядка в частных производных с переменными коэффициентами. Решение уравнений такого типа обычно связано с большими трудностями, связанными большей частью с неопределённо его параметров. Практически задачу (4.58) удастся решить для отдельных категорий процессов в квазистационарном случае ($\partial c / \partial t$) для распределений средних концентраций и их изменений в масштабе времени жизни частиц (порядка суток) в атмосферном воздухе. Наиболее важные случаи квазистационарных распределений частиц по высоте, отнесённые к произвольному i -му аэрозольному слою, рассмотрены в таблице 4.6. Эти распределения характеризуются выбором характеристик распределения. Для оценок вертикального переноса частиц в уравнении (4.58), функция стока $Q(r)$ полагается пропорциональным концентраций частиц $N(r)$ в выбранном диапазоне размеров: $Q(r) = kN(r)$ где k - коэффициент характеризующий сток частиц заданной дисперсности.

Характеристики распределений в табл.4.6 полагаются постоянными и поэтому могут быть отнесены только для отдельных слоев атмосферы, причём эти характеристики изменяются при переходе от одной воздушной прослойки к другой в зависимости от дисперсного состава частиц и метеорологических условий.

Процедуру выбора воздушных слоев для согласования результатов теоретических оценок с данными натурных наблюдений исключительно можно связать с естественными аэрозольными слоями [5, 16].

На рис. 4.10 показаны примеры расчёта вертикальных профилей частиц по формулам таблицы для характеристик, реализуемых в условиях нижней тропосферы. К эффективным процессам вертикального переноса мелкодисперсных частиц атмосферы относятся турбулентное перемешивание и сток частиц, учтённые на рис 4.10а. К действию этих процессов на рис. 4.10б добавлено влияние возможного верхнего конвективного пе-

Таблица 4.6. Высотные распределения частиц.

№	Определяющие факторы	Прогностические уравнение	Формулы распределения
1	Конвективная диффузия, осаждение	$D \cdot \frac{\partial N}{\partial z} + (v_g \pm w) \cdot N = 0$	$N = N_0 \cdot e^{-\frac{v_g \pm w}{D} \cdot (z - z_0)}$
2	Турбулентный обмен, сток частиц	$D \cdot \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} - kN = 0$	$N = N_0 \cdot e^{-\sqrt{\frac{k}{D}} \cdot (z - z_0)}$
3	Диффузия, коагуляция	$D \cdot \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} - KN^2 = 0$	$N / N_0 = \frac{C^2}{(z+C)^2}; \quad C = \sqrt{\frac{6D}{KN_0}}$
4	Диффузия, конвекция, сток	$D \cdot \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (v_g \pm w) \cdot \frac{\partial N}{\partial z} - kN = 0$	$N = N_0 \cdot \exp \left[- \left(\frac{v_g \pm w}{2D} + \sqrt{\left(\frac{v_g \pm w}{2D} \right)^2 + \frac{k}{D}} \right) \cdot (z - z_0) \right]$
Характеристики распределения: N_0 – начальная концентрация частиц, $D = 10^3 - 10^5 \text{ см}^2/\text{сек}$ - коэффициент турбулентной диффузии, $v_g = 0,01 - 0,1 \text{ см/сек}$ - скорость седиментации, $\pm w, \text{ см/сек}$ - скорость нисходящего ($-w$), восходящего движения воздуха; для средних условий: $w \sim 0, k = 10^{-5} - 10^{-6} \text{ сек}^{-1}$ - коэффициент, характеризующий сток частиц из данного диапазона размеров.			

реноса частиц для верхней половины кривой распределения и для обеих половин-нижней и верхней, на рис. 4.10в, ослабляющее мощность аэрозольного слоя. Кривая 4.10г, учитывающая верхний конвективно-турбулентный перенос и седиментацию, характерно для более крупнодисперсных частиц.

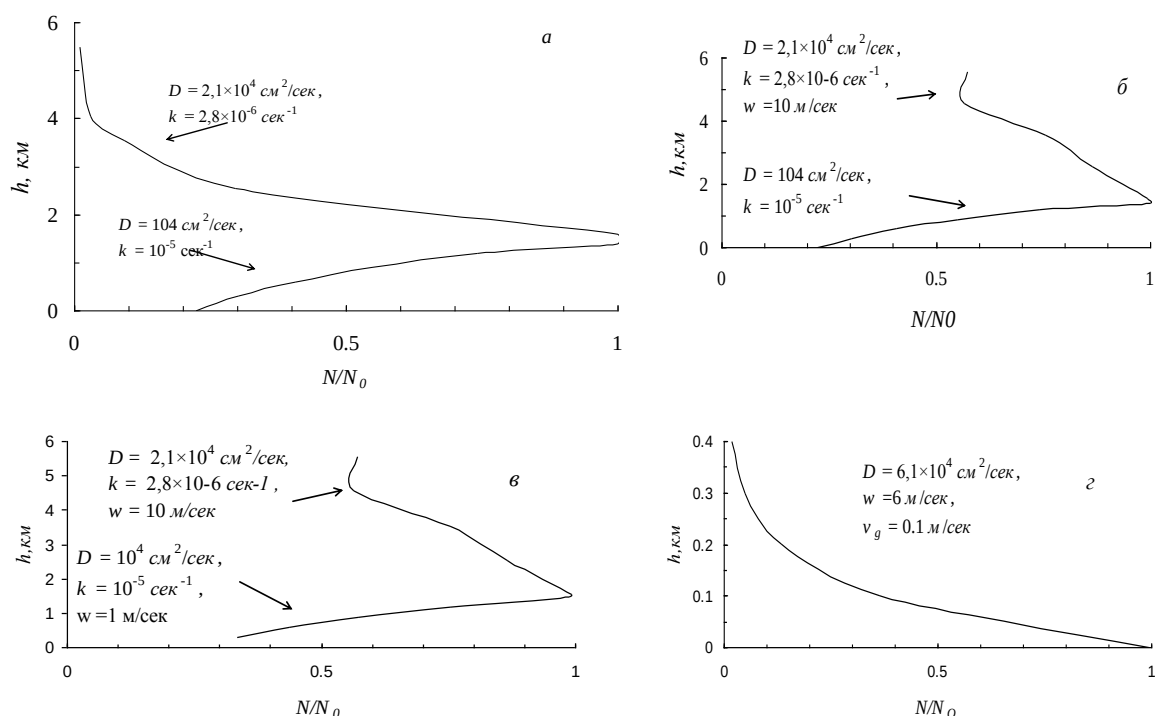


Рис. 4.10. Примеры вертикальных профилей частиц внутри аэрозольного слоя, рассчитанные: а - по формуле 2, б - верхняя половина кривой по формуле 3 и нижняя - по формуле 2, в - по формуле 3, г - по формуле 1 из таблицы 4.6..

Пример 4.25. Выразить скорость изменения концентрации частиц при конвективной диффузии (4.58) в декартовых координатах (x, y, z).

Поскольку в декартовой системе координат оператор Лапласа $\Delta = \nabla \cdot \nabla = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2$ (скалярное произведение оператора набла на себя), то можно записать

$$\frac{\partial N(r)}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 v_i \cdot \frac{\partial N(r)}{\partial x_i} = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \cdot D_i \cdot \frac{\partial N(r)}{\partial x_i} - Q(r)$$

Список литературы

50. Грин Х., Лейн В., Аэрозоли — пыли, дымы и туманы, пер. с англ., Л., 1969.
51. Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А. Физика атмосферных аэрозольных систем. — СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999, с. 5.
52. Ивлев Л. С., Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.-Л.: Изд-во Ленинградского Ун-та, 1982 с. 13, с. 141, с. 366.
53. Исмаилов Ф. И. Параметризация эффектов светорасеяния субмикронной моды аэрозоля. Дис. канд. техн. наук: 05.07.12. - Москва: 1992. — с. 30.
54. Исмаилов Ф. И. Распределение яркости аэрозольного слоя фонового загрязнения воздуха над городом Баку.-Bakı, 2006, Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyasının Xəbərləri. Fizika-riyaziyyat və Texnika Elmləri Seriyası, Fizika və Astronomiya, XXVI, № 2, s. 179 – 184.
55. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л., Гидрометеиздат, 1983, гл. 1.
56. Методы определения токсичности и опасности химических веществ, под ред. И. В. Санюцкого, М., 1970, с. 32.
57. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 488 с.
58. Райст П. Аэрозоли.-М.: Изд-во “Мир” 1987, гл. 1, с. 15, гл. 2, с. 31.
59. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. –М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 259, с. 71.
60. Яворский Б. М., Детлаф А. А., Лебедев А. К. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов.-М.: Издательство «Оникс; Мир и Образование», 2006.

61. Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications, Third Edition. Editor(s): Pramod Kul-karni, Paul A. Baron, Klaus Willeke. Online ISBN: 9781118001684, 2011, Ch. 4, Size Distribution Charac-teristics of Aerosols, p. 41–54.
62. Colbek
63. Hidy G.M., Brock J.R. The dynamics of aerocolloidal systems. Oxford: Pergamon Press, 1970, c. 10.
64. Seinfeld, J. H., S. N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA.
65. Sheldon K. Friedlander. Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics.-New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, ch. 1. Aerosol Characterization.

Глава 5. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АЭРОЗОЛЕЙ

5.1. Электризация аэрозоля

Аэрозольные системы в атмосфере несут в себе электрический заряд и практически определяют довольно большое разнообразие её электрических проявлений. Электризация аэрозоля обусловлено процессами его образования и взаимодействия с окружающей газовой средой. Явления, связанные с электрическими свойствами аэрозолей, имеют очень большое практическое значение для понимания их физико-химической активности. Заряд аэрозоля является важным фактором, определяющим внутреннюю структурную особенность частиц в процессе их нуклеации, коагуляцию частиц внутри аэрозольной системы, захват частицами извне атмосферных ионов, конденсационный рост частиц, осаждение, улавливание заряженных частиц под влиянием внешнего электрического поля [3, 5, 9, 14]. Принципиальную важность представляют вопросы, связанные с зарядкой частиц в условиях ионизирующего облучения, которое воздействует на аэрозольную систему. Это облучение может быть внешним, действующим на окружающую атмосферу, но возможны случаи когда радионуклиды включены в состав частиц [4, 8, 10].

Изучение аэрозольных частиц проводили по их подвижности под влиянием электрического поля, например, по движению заряженных частиц в электрическом поле впервые удалось определить заряд электрона. Важной характеристикой аэрозоля является перераспределение зарядов по его дисперсному составу, скорости переноса и осаждения зарядов из воздушной взвеси. Действием электрических сил пользовались для высокоэффективной очистки воздуха, предсказания условий взрывоопасности пылевых систем [1, 2].

5.2. Подвижность ионов

Важной характеристикой кинетики заряженной частицы в электрическом поле является её подвижность-средняя направленная скорость, приобретаемая заряженной частицей при её движении в электрическом поле, напряженность которого равна единице. Если $\bar{v}$ -средняя скорость иона, получаемая в электрическом поле при напряженности поля E , то его подвижность B_E можно оценить из выражения

$$\bar{v} = B_E E \quad (5.1)$$

В чистом газе подвижность ионов высока и может составлять, например, для чистого азота $\bar{v} = 1,4 \cdot 10^5$ м/с. Добавление малейших примесей в чистые газы снижает подвижность на несколько порядков. Скорость отрицательных ионов несколько выше, чем положительных [15].

Для заряженной частицы радиусом r , несущий заряд q , в газовой среде с вязкостью η подвижность в электрическом поле единичной напряжённостью будет равен

$$B_E = \frac{qC_c}{6\pi\eta r} \quad (5.2)$$

Здесь величина заряда частицы может быть выражена следующим образом: $q = ne$, где n число элементарных зарядов на частице, e –элементарный заряд ($e = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл (СИ) – элементарный заряд (заряд электрона)), C_c -поправка Каннингема на размер частиц (см. &3.9.1 гл.3).

Подвижность позволяет сравнивать частицы с различными зарядами, сравнивая получаемые их скорости в электрическом поле. По значениям подвижности заряженной частицы и напряженности электрического поля можно легко определить действующую на нее электрическую силу. Однако заряд q частицы и напряженность электрического поля $\vec{E}$ в воздухе может меняться от точки к точке. В этом случае траектория частицы меняется сложным образом. Тогда, исключив влияние времени t , можно оценить скорость аэрозоля с помощью формулы (5.1), если известны q и $\vec{E}$.

Пример 5.1. Определить подвижность и скорость частицы радиусом $0,5 \text{ мкм}$, содержащий $n=10^2$ элементарных зарядов в воздухе при температуре 20°C в электрическом поле напряженностью $3 \cdot 10^4 \text{ в/м}$. Из уравнений (5.2) и (5.1), соответственно, получим (при температуре 20°C вязкость воздуха $\eta = 1,83 \cdot 10^{-5} \text{ кг/м}\cdot\text{сек}$ и $C_c = 1,176$ при $r = 0,5 \text{ мкм}$, см &3.9.1):

$$v = \frac{10^2 \cdot 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл} \cdot 3 \cdot 10^4 \cdot \text{кг} \cdot \text{м} / (\text{с}^2 \cdot \text{Кл}) \cdot 1,176}{6 \cdot 3,14 \cdot 1,83 \cdot 10^{-5} \text{ кг/м}\cdot\text{с} \cdot 0,5 \cdot 10^{-6} \text{ м}} = 3,27 \cdot 10^{-3} \text{ м/с};$$

$$V_E = 3,27 \cdot 10^{-3} \text{ м/с} / 3 \cdot 10^4 \text{ В/м} = 1,09 \cdot 10^{-7} (\text{м/с}) / (\text{В/м})$$

Здесь подвижность V_E представляет скорость частицы в электрическом поле напряженностью $1 \text{ кг}\cdot\text{м}/(\text{с}^2\cdot\text{Кл})=1 \text{ В/м}$.

5.3. Механизмы зарядки частиц аэрозоля

К основным процессам электризации частиц в воздушной взвеси относятся [2, 5, 9]:

1. *Прямая ионизация частиц.* Эффект этой ионизации вызывается потоком высокоэнергетических атомов и молекул, а так же ионов, вводимых (инжектируемых) в рассматриваемый объём воздуха (но не электромагнитным излучением). При этом зарядка частиц происходит в основном вследствие захвата ими ионизированных молекул воздуха, а не путем прямой ионизации.

2. *Статическая электризация.* Этот процесс может происходить за счет действия различных механизмов:

- *Электризация при распылении жидкостей.* При распылении жидкостей образующиеся мелкодисперсные капли в основном заряжаются отрицательно, крупнодисперсные капли несут положительный или нейтральный заряд. Это связано с разрушением так называемого двойного электрического слоя, который образуется в результате возрастания концентрации электронов и отрицательных ионов в верхнем слое жидкости с высокой диэлектрической проницаемостью (например, в воде) благодаря действию поверхностных сил
- *Электризация трением.* Частицы могут заряжаться при взаимодействии между собой или с поверхностями. К примеру, при трении двух веществ, приведённых в табл. 1, более вероятно, что положительный заряд получит предыдущий материал, а отрицательный – последующий.

Таблица 5.1. Вероятный заряд веществ частиц при электризации трением.

(+) $\xleftarrow{\text{трение}}$ (-): асбест, стекло, кварц, свинец, гипс, цинк, медь, серебро, кремний, сера.

Поток аэрозолей через незаземленный газопровод может привести к накоплению на нём значительного заряда, приводящий к искрам. Повышение влажности (более 50-60 %) приводит к снижению электризации трением.

– *Ионизация в пламени.* В пламени присутствуют положительные ионы. Вопрос о преобладании отрицательных ионов и свободных электронов в пламени является спорным. Наличие в пламени частиц вещества (например, сажи) существенно увеличивает заряд. В реакционной зоне воздушно-углеродного или кислородно-углеродного пламени концентрация положительных ионов составляет 10^9 - 10^{12} см^{-3} . Эффект ионизация в пламени представляет повышенный интерес в таких областях, как прямое получение электрической энергии, управление электрическим полем процессов горения и т. д.

– *Контактная электризация.* При этом процессе электроны с чистых сухих металлических поверхностей частиц, находящихся в соприкосновении, перемещаются внутрь металла с более низкой работой выхода электронов.

– *Электролитические эффекты.* В этом случае жидко-капельные частицы с высокой диэлектрической проницаемостью, обмениваются ионами с металлическими или другими твердыми поверхностями. Например, капли воды, стекающие с поверхности металла, уносят с собой значительный заряд.

3. *Столкновения с ионами или ионными кластерами (в присутствии внешнего электрического поля и без него).* Это наиболее изученный механизм ионизации частиц. Ионы в воздухе могут образоваться в процессе радиоактивного распада изотопов (за счет энергии α -, β -, γ -лучей) и при электрических разрядах различного типа.

Зарядка частиц происходит за счет следующих процессов:

диффузионной зарядки частиц при столкновении с диффундирующими ионами в отсутствие внешнего электрического поля;

зарядки в электрическом поле при столкновении частиц с ионами, движущимися по направлению внешнего электрического поля. Эти процессы зарядки могут действовать по отдельности или совместно, которые можно рассматривать как аналоги молекулярной и конвективной диффузии. Скорость зарядки в электрическом поле выше, чем при диффузионном процессе. Для мелкодисперсных частиц диффузионная зарядка играет большую роль даже в присутствии внешнего электрического поля.

5.3.1. Диффузионная зарядка частиц

При диффузионной зарядке, как было указано выше, столкновение ионов с частицами – результат хаотического теплового движения ионов, при этом частицы заряжаются униполярными ионами (ионами одного знака) в отсутствии приложенного электрического поля. Элементарная теория диффузионной зарядки была разработана Уайтом на основании молекулярно-кинетической теории [5, 15]. Эта теория содержит ряд упрощающих предположений, которые сводятся к следующему: 1) частицы сферические (или изометрические), 2) частицы аэрозоля монодисперсные (полидисперсность усложняет, но не опровергает теорию), 3) частицы не взаимодействуют между собой (что можно принять при их малой счетной концентрации), 4) около каждой частицы концентрация ионов и электрическое поле однородны, 5) броуновским движением самих частиц можно пренебречь.

Количество ионов, сталкивающихся со сферической частицей радиусом r за единицу времени, равно

$$\frac{dN}{dt} = sv_{ck}N, \quad (5.3)$$

где $s = \pi r^2$ – сечение частицы радиуса r , N – количество ионов, v_{ck} – среднеквадратичная скорость ионов

В соответствии с молекулярно-кинетической теорией плотность ионов в потенциальном поле изменяется по закону [5, 12]:

$$N = N_0 \exp(W / kT), \quad (5.4)$$

где N – средняя концентрация ионов, W – потенциальная энергия иона на расстоянии R от центра частицы, содержащей n элементарных зарядов того же знака: $W = -\kappa n e^2 / R$; числовой коэффициент $\kappa = 1 / 4\pi\epsilon_0\epsilon$, где электрическая постоянная $\epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ Кл}^2/\text{В}\cdot\text{м}^2$, диэлектрическая проницаемость в воздухе $\epsilon \approx 1$.

Скорость изменения числа ионов (5.3) с учётом выше сделанных предположений и формулы (5.4) запишется в виде

$$\frac{dN}{dt} = sv_{ck} N_0 \exp(-\kappa n e^2 / RkT). \quad (5.5)$$

Интегрирование этого уравнения, если частица не имеет первоначального заряда, даёт следующее количество элементарных зарядов:

$$n = \frac{rkT}{\kappa e^2} \ln\left(1 + \frac{\pi v_{ck} N_0 \kappa e^2 t}{kT}\right) \quad (5.6)$$

Отсюда результаты теории Уайта можно представить в виде

$$n/n' = \ln(1 + t/t'), \quad (5.7)$$

где $n' = rkT/(\kappa e^2)$, характерный заряд частицы, приобретаемый ею за характерное время зарядки $t' = kT/(\pi v_{ck} N_0 \kappa e^2)$.

График зависимости (5.7) представлен на рис. 5.1. Отсюда видно, что быстрый рост заряда по времени сменяется затем более медленным ростом. По формуле (5.7) не учитывается факт существования предельного заряда, выше которого начинается эмиссия

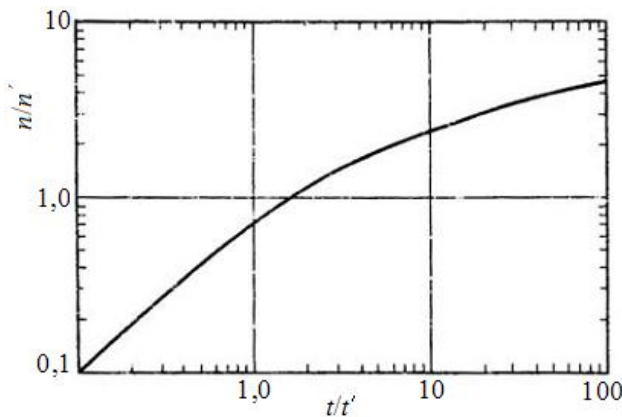


Рис. 5.1 График формулы (5.7).

электронов с поверхности заряжаемой частицы. Кроме того при выводе этой формулы полагалось, что средняя длина свободного пробега ионов меньше или порядка размера частицы. Более серьёзный недостаток в выводе (5.7) заключается в не учёте стохастического характера приобретения частицей заряда. Эти неточности учтены в более строгой теории Фукса – Брикарда [13]. Однако использование формулы (5.7) оправдывается ввиду того, что она даёт удо-

влетворительное приближение и более проще, чем точная теория Фукса – Брикарда.

Пример 5.2. Оценить величину диффузионного заряда частицы радиусом 5 мкм за 10 сек при температуре 20 °C в среде с концентрацией ионов $5 \cdot 10^{14} \text{ м}^{-3}$ ($k=1,38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К}$, $e = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}$, $v_{ck}=5 \cdot 10^2 \text{ м/с}$).

Вначале оценим, в соответствии с (5.7), характерный заряд и характерное время зарядки частицы:

$$n' = rkT/(\kappa e^2) = 5 \cdot 10^{-6} \text{ м} \cdot 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К} \cdot 293 \text{ К} / (1/4 \cdot 3,14 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ Кл}^2/\text{В} \cdot \text{м}^2 \cdot (1,38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/Кл})^2) = 1,18 \cdot 10^{10},$$

$$t' = kT/(\pi v_{ck} N_0 \kappa e^2) = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К} \cdot 293 \text{ К} / (3,14 \cdot 5 \cdot 10^{-6} \text{ м} \cdot 5 \cdot 10^2 \text{ м/с} \cdot 5 \cdot 10^{14} \text{ м}^{-3} \cdot 1/(4 \cdot 3,14 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ Кл}^2/\text{В} \cdot \text{м}^2) \cdot (1,38 \cdot 10^{-23} \text{ Кл})^2) = 6,0 \cdot 10^2 \text{ с},$$

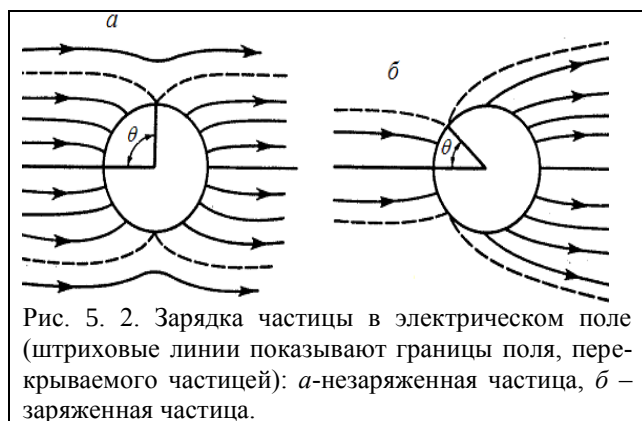
$$n = n' \cdot \ln(1 + t/t') = 1,18 \cdot 10^{10} \cdot \ln(1 + 10/(6 \cdot 10^2)) = 2,0 \cdot 10^8.$$

5.3.2. Зарядка частиц в электрическом поле

В отличие от диффузионной зарядки, зарядка в электрическом поле происходит в потоке униполярных ионов, совершающих упорядоченное движение под влиянием электрического поля. При попадании в этот поток незаряженной частицы поле вокруг неё искажается как показано на рис 5.2а. Газовые ионы, двигаясь по силовым линиям, ограниченным углом θ , заряжают частицу. Электрическое поле в любой точке поверхности частицы, помещённое в первоначально однородное электрическое поле E_0 представляется в виде [5]:

$$E = \zeta E_0 \cos \theta \quad (5.8)$$

где $\zeta = 3\varepsilon/(\varepsilon + 2)$; ε - диэлектрическая проницаемость частицы.



По мере истечения времени конфигурация поля быстро изменяется (рис. 5.2б). Это приводит к ослаблению интенсивности процесса зарядки частицы, и в пределе к её прекращению, т. е. к зарядовому насыщению частицы.

В соответствии с (5.8), в отличие от предыдущего случая диффузионной зарядки в процессе зарядки в электрическом поле происходит насыщение частицы зарядом, предельная (наибольшая) величина n_s которого для частицы

радиусом r оценивается как

$$n_s = \zeta \frac{E_0 r^2}{k\varepsilon}. \quad (5.9)$$

Предельный заряд характеризует условия начала спонтанной эмиссии электронов частицей, когда её поверхностная напряженность становится равной напряженности внешнего поля. В этом случае в пределе $\theta \rightarrow 0$ и поверхностная напряжённость поля при зарядовом насыщении $E_s = \zeta E_0$, Тогда:

$$n_s = \frac{E_s r^2}{k\varepsilon}. \quad (5.10)$$

При напряжённости электрического поля E_s начинается эмиссия электронов и ионов с поверхности частицы. Для электронов $E_s = 9,9 \cdot 10^8 \text{ В/м}$, для ионов $E_s = 20,01 \cdot 10^9 \text{ В/м}$.

Экспериментально установлено, что заряд капли может достигнуть предельного значения для очень маленьких капель. Это связано с дополнительным ограничением, которое накладывается на заряд капель, известное как предел Релея. Капли с насыщенным зарядом будут испаряться до тех пор, пока внешняя сила электрического поля на поверхности капли не превысит внутреннюю силу её поверхностного натяжения. В это время силы отталкивания зарядов одинакового знака разорвут каплю на части, в результате образуются несколько более мелких капель и заряд распределится по большей поверхности

частиц. Число зарядов необходимых для разрыва капли определяется формулой Релея, правильность которой подтверждено экспериментально [16]:

$$n_r = \frac{1}{e} \cdot \sqrt{\frac{16\pi\gamma r^3}{\kappa}}, \quad (5.11)$$

где γ - поверхностное натяжение капли.

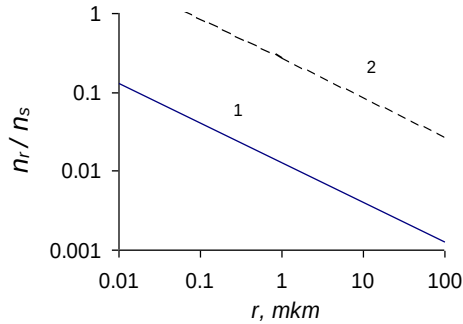


Рис. 5.3. Отношения предела Рэлея n_r к ионному (1) и электронному (2) n_s пределам.

На рис. 5.3 показано отношение предела Рэлея n_r к величине предельного заряда водяных капель в зависимости от их размеров. Это отношение характеризует устойчивость капли по отношению к зарядовому насыщению их поверхности. Из рис. 5.3 видно, что размельчение или разрыв капель до более тонкодисперсных частиц происходит в случае ионной зарядки, чем при электронной зарядке. Расчёт показывает, что положительно заряженная капля будет непрерывно уменьшаться, приближаясь до молекулярных размеров, а отрицательно заряженная капля дробится до субмикронных размеров (см. пример 5.6).

5.6).

Приравняв предел Рэлея (5.11) и ионные или электронные пределы (5.10) определим размер капли r^* , не распадающийся при испарении:

$$r^* = \frac{32\pi\gamma\kappa}{E_s^2}. \quad (5.12)$$

Результаты теории зарядки частиц во внешнем поле, как и в предыдущем случае, представляется в безразмерном виде:

$$n/n_s = t/(t+t_0), \quad (5.13)$$

где $t_0 = 1/(\pi N_0 \kappa e B_E)$ - рассматривается как постоянная времени, характеризующая быстроту зарядки частицы (за время t_0 частица получит половину предельного заряда).

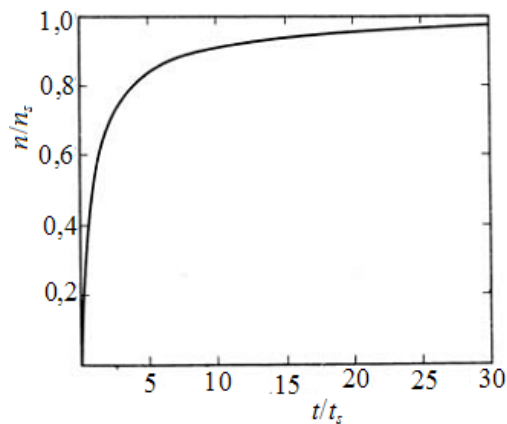


Рис. 5.4. График формулы (5.13).

График формулы (5.13) представлен на рис. 5.4. Из (5.10) следует, что чем крупнее частица, тем больше ее предельный заряд, но постоянная времени t_0 в (5.13) не зависит от размера частицы, а относительные скорости зарядки частиц различных размеров одинаковы. Отсюда следует, что в поле электростатического осадителя частицы различных размеров за одинаковый промежуток времени будут заряжаться до одинакового значения.

В действительности диффузионная зарядка и зарядка частиц в электрическом поле происходит одновременно. Однако учёт совместного действия этих процессов вызывает определённые затруднения. Во первых, при диффузионной зарядке, в противовес зарядки в электрическом поле, не существует предельного заряда, приобретаемого частицей. Во

вторых, заряд при диффузионной зарядке линейно зависит от размера частиц, а при зарядке в электрическом поле заряд приобретаемый частицей зависит от квадрата её радиуса. По сравнению с измерениями заряда мелкодисперсных частиц отдельный учёт этих механизмов приводит к заниженным оценкам, тогда как совместный их учёт даёт приемлемые результаты.

Пример 5.3. Напряжённость электрического поля Земли над океаном составляет $E_0=1,28 \cdot 10^2 \text{ В/м}$. Оценить предельный заряд частицы, который может приобрести в этом поле частица радиусом $0,5 \text{ мкм}$, если $\zeta=3$.

Из формулы (5.9) получаем $n_s \approx 0,02$ ионов на частице.

Пример 5.4. Определить наибольший положительный заряд частицы радиусом $0,005 \text{ мкм}$ ($E_s=20,01 \cdot 10^9 \text{ В/м}$).

Из формулы (5.10) находим

$$n_s = \frac{20,01 \cdot 10^9 (\text{кг} \cdot \text{м}) / (\text{Кл} \cdot \text{с}^2) \cdot (5 \cdot 10^{-9})^2 \cdot \text{м}^2}{1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}} \cdot 4 \cdot 3,14 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12} \frac{\text{Кл}^2}{\text{кг} \cdot \text{м} / \text{с}^2 \cdot \text{м}^2} = 347,5 \text{ единичных зарядов}.$$

Пример 5.5. Оценить предел Релея для водяной капли радиусом $0,5 \text{ мкм}$, если поверхностное натяжение воды $72,7 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}$.

Из формулы (5.11) получим

$$n = \frac{1}{1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}} \sqrt{16 \cdot 3,14 \cdot 72,7 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м} \cdot 0,5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3 \cdot 4 \cdot 3,14 \cdot 8,85 \cdot \text{Кл}^2 / (\text{м}^2 \cdot \text{Н})} = 4,45 \cdot 10^4 \text{ единичных зарядов}.$$

Пример 5.6. Оценить радиус насыщенный зарядом капли, не распадающийся при испарении.

Оценка по формуле (5.12) даёт

$$r^* = \frac{32 \cdot 3,14 \cdot 72,7 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}}{(20,01 \cdot 10^9 \text{ Н/Кл})^2 \cdot 4 \cdot 3,14 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ Кл}^2 / (\text{м}^2 \cdot \text{Н})}$$

Пример 5.7. В секции зарядки электростатического осадителя время зарядки частицы равно $0,4 \text{ с}$. Какую часть предельного заряда приобретают эти частицы, если концентрация ионов $N_0=10^{13} \text{ м}^{-3}$. Подвижность ионов $B_E = 1,4 \cdot 10^{-4} (\text{м/с}) / (\text{В/м})$.

В соответствии с формулой (5.13) получим:

$$t_0 = \frac{4,3148,85 \cdot 10^{-12} \text{ Кл/м} \cdot \text{В}}{3,14 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-3} \cdot 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл} \cdot 1,4 \cdot 10^{-4} (\text{м/с}) / (\text{В/м})} = 0,158 \text{ с} \quad \text{и} \quad n/n_s \approx 72\%.$$

Следовательно, частицы получают 72% предельного заряда. Это отношение не зависит от размеров частиц.

5.3.3. Зарядка аэрозоля в коронном разряде

Для зарядки аэрозольных частиц широко используется электрическое поле с коронным разрядом. Это поле создаётся электродами разной конфигурации, между которыми может возникать резко неравномерное электрическое поле, например, проволока-цилиндр или точка-плоскость. При возрастании разности потенциалов между электродами может наступить момент, когда в непосредственной близости от проволоки произойдет электрический пробой, сопровождающийся свечением – коронным разрядом. На пробой обычно указывает голубое свечение, называемое коронным зарядом.

При коронном заряде возникают две отчётливые характерные электрические зоны (рис. 4.5). Первая зона короны (зона чехла короны) – область, где происходит столкновение ионов, покидающих коронирующий провод с молекулами газа, т. е. локальный электрический пробой. При достаточной скорости ионов их столкновение с молекулами газа приводит к возникновению дополнительных ионов. Данный процесс может лавинообразно продолжаться, порождая большое количество ионов одного знака, которые покидают зону чехла короны и устремляются к противоположному электроду. Вторая пассивная зона – это все межэлектродное пространство за исключением зоны чехла короны. Здесь ионы движутся по силовым линиям и присоединяются к газовым молекулам.

В результате образуется облако медленно движущихся ионов с зарядами того же знака, что и у коронирующего электрода (объемный заряд). Заряд короны может быть отрицательным и положительным. При движении к пассивному электроду ионы создают для

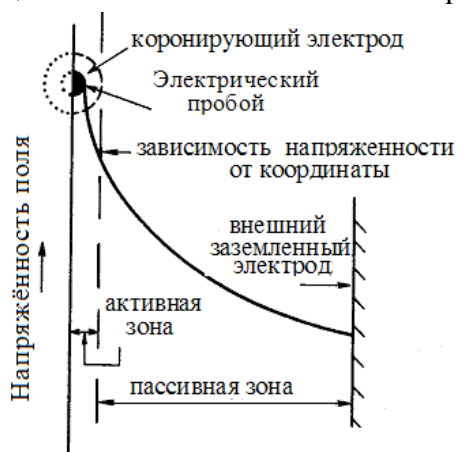


Рис.5.5. Зоны короны и изменение напряженности в межэлектродной промежутке [5].

аэрозольных частиц поле униполярной зарядки. Характерная концентрация ионов в этом поле порядка $10^7 - 10^9 \text{ см}^3$. На коронирующем проводе отрицательная корона создает отдельные очаги свечения, а положительная – непрерывное свечение.

Для очистки промышленных газов в электрофильтрах используют отрицательную корону, которая более стабильна по сравнению с положительной. Поэтому ею сравнительно легко можно управлять при более высоких напряжениях и токах до появления искрового разряда. Это важно для повышения эффективности электрофильтров.

При коронном разряде образуются озон и оксиды азота. Этот процесс происходит менее ин-

тенсивно при положительной короне, чем при отрицательной. Поэтому для очистки воздуха помещений желательно заряжать аэрозольные частицы в положительной короне, хотя степень очистки при этом ниже.

Характеристики короны сильно различаются для различных газов, ввиду различия эмиссии ими электронов и подвижности образующихся ионов.

5.4. Распределение зарядов в воздушной взвеси

В обычных условиях в атмосферном воздухе в приблизительно равных количествах присутствуют ионы обоих знаков. Отсюда следует, что вероятность зарядки аэрозолей ионами одного знака (униполярная зарядка) должна быть очень мала. Вместе с тем наблюдения показывают, что значительная часть аэрозолей в воздушной взвеси обладает зарядом. В качестве основных источников зарядки аэрозольных частиц выступают свободные ионы.

Главными ионизаторами атмосферного воздуха являются остаточное излучение радиоактивных веществ земной коры и космическое излучение. Над сушей повышенная радиоактивность обуславливается наличием урана, тория с соответствующим образованием радиоактивных газов радона и тория, поступающие в атмосферу по почвенным капиллярам, из горных пород и грунта и продуктами их распада. Повышенный радиоактивный фон наблюдается на участках земной коры, содержащие радиоактивный калий. К основным радиоактивным породам относятся граниты, гнейсы, сланцы, вулканические туфы, металлические руды, фосфориты. Наиболее повышенная проницаемость радиоактивных газов проявляется в зонах тектонических нарушений, особенно в крупных разломах. Над сушей концентрация свободных ионов намного (более чем на порядок) выше, чем над поверхностью морей и океанов. Колебания ионизации воздуха прямо связано с солнечно-магнитными возмущениями и реакцией Земли [8, 14].

Атмосферные ионы классифицируются в соответствии с их распределением (процентным соотношением числа ионов) по подвижности (табл. 5.2), которые имеют тенденцию к исчезновению путем рекомбинации и присоединения к аэрозольным частицам. Время существования (жизни) этих ионов обратно пропорциональна их подвижности, зависящее от их размера. Отрицательные атмосферные ионы имеют меньший размер, их время жизни составляют несколько минут, в то время как положительные ионы имеют больший размер, время их жизни - несколько десятков минут. Пространственный заряд определяется соотношением концентраций положительных и отрицательных ионов.

Обычно это отношение больше единицы и зависит от таких факторов, таких как климат, сезон года, время суток и место наблюдения.

Табл. 5.2 Характеристики ионов в атмосферном воздухе.

№	Группа ионов	Радиус ионов r , $\mu\text{м}$	Подвижность, B_z ($\text{см}^2/\text{В}\cdot\text{сек}$)	Время жизни, с	Характеристики
1	Лёгкие	0.001-0.003	3.0-0.1	$>10^2$	Малый размер, высокая подвижность, короткое время жизни (малые ионы, связанные с молекулярными кластерами)
2	Средние	0.003-0.03	0.1-0.005	$(10^2 \div 10^3)$	Промежуточный размер, более медленные, чем малые ионы
3	Тяжёлые и ультратяжёлые	>0.03	0.005-0.002	$>10^3$	Медленные ионы, агрегируются на пылеобразных частицах (ионы Ланжевена)

Процесс зарядки частиц происходит непрерывно. Исходя из особенностей фракционного состава аэрозолей можно утверждать, что наиболее эффективными процессами ограничения времени жизни малых и средних ионов являются процессы присоединения или конденсации газовых молекул, в основном паров воды и аэрозолеобразующих соединений (см. & 3.2), а так же прилипание к более крупнодисперсным частицам, в то время как время жизни тяжёлых и ультратяжёлых ионов обусловлено их переносом или нейтрализацией путём взаимных столкновений и столкновений с встречными предметами. В периоды между выпадения осадков малые ионы и, соответственно, величины зарядов на частицах атмосферных аэрозолей могут находиться в равновесии. В этом случае можно говорить об условии равновесия аэрозолей данного (фиксированного) размера, включающие определенные фракции незаряженных и заряженных частиц (содержащие по одному, два и более зарядов). Тогда, несмотря на непрерывность процессов зарядки и нейтрализации отдельно взятой частицы, содержание заряженных частиц в какой-либо зарядовой фракции атмосферного аэрозоля как целого должно оставаться неизменным.

Рассмотрим теоретический подход к описанию равновесия биполярных зарядов на аэрозольных частицах на основе классической теории [5, 13]. Пусть в некотором интервале радиусов концентрация частиц зарядовой фракции равно

$$N = N_0 + N_+ + N_-, \quad (5.14)$$

где N_0 , N_+ , и N_- - концентрации, соответственно, незаряженных, положительно и отрицательно заряженных частиц.

полагается, что система частиц зарядовой фракции находится в динамическом электрическом равновесии, к которой применим закон Больцмана. Тогда число частиц с энергией E будет равно

$$N(E) = A \exp(-E/kT), \quad (5.15)$$

где A -нормировочная константа.

Считается, что рассматриваемая система частиц в целом нейтральна, т. е. $N_+ = N_-$, причём эти частицы можно считать сферичными и монодисперсными. К энергии частиц в отсутствии поля E_0 добавляется электростатическая энергия $E_{эл} = \kappa n^2 e^2 / d$ (не зависимо от знака заряда):

$$E = E_0 + \kappa n^2 e^2 / d \quad (5.16)$$

С учётом (5.16) в (5.15) число частиц, содержащих n элементарных зарядов одного знака будет равно

$$N(E) = N_0 \exp(-\kappa n^2 e^2 / dkT), \quad (5.17)$$

где $N_0(E) = A \exp(-E_0 / kT)$ -концентрация незаряженных частиц.

Из приведённых рассуждений для равновесного распределения заряда на частицах монодисперсного аэрозоля можно записать (см. пример 5.8)

$$f(n) = \exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT) / \sum_{-\infty}^{\infty} \exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT) \quad (5.18)$$

где $f(n)$ – доля частиц аэрозоля диаметром d из общего числа частиц, содержащих n зарядов одного знака. Это распределение не зависит от концентраций ионов и аэрозоля.

Эта формула при размерах частиц с $d > 0,001 \mu\text{км}$ может быть аппроксимирована следующей более удобной формулой (см. пример 5.9)

$$f(n) = A^* \exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT), \quad (5.19)$$

где $A^* = \sqrt{\kappa e^2 / \pi dkT}$ -предэкспоненциальное выражение не зависящее от n .

Отсюда средний заряд одного знака на частице может быть оценен как

$$\bar{n} = \sum_{-\infty}^{\infty} |n| f(n) \approx \int_{-\infty}^{\infty} |n| f(n) dn = \sqrt{dkT / (\pi \kappa e^2)}. \quad (5.20)$$

Здесь $\bar{n}$ -среднее число зарядов обоих знаков.

Для наглядных представлений в табл. 5.3 приведены оценки равновесного распределения заряда для частиц монодисперсного аэрозоля при $T=20^\circ\text{C}$.

Таблица 5.3. Равновесное распределение заряда -доля частиц с зарядом любого знака, при $T=20^\circ\text{C}$ [5].

$d, \mu\text{км}$	Количество зарядов на частице									сред- ний заряд
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
0,01	0,994	0,006								0,006
0,02	0,948	0,052								0,052
0,05	0,606	0,380	0,012							0,403
0,1	0,428	0,479	0,084	0,005						0,662
0,2	0,303	0,453	0,190	0,045	0,006					0,992
0,5	0,191	0,341	0,241	0,135	0,060	0,021	0,006	0,001		1,616
1,0	0,135	0,256	0,215	0,161	0,107	0,064	0,034	0,016	0,007	2,300
2,0	0,096	0,186	0,171	0,148	0,120	0,093	0,067	0,046	0,030	3,251
5,0	0,061	0,120	0,116	0,109	0,101	0,091	0,080	0,069	0,058	5,061

Установление равновесного распределения зарядов на частицах аэрозоля – динамический процесс, который может установиться по истечении некоторого времени при определённых условиях. В условиях атмосферы этот процесс определяется многими статистически обусловленными факторами. Для описания скорости этого процесса вводится понятие равновесного половинного времени $t_{1/2}$, по истечении которого достигается половина среднего равновесного заряда на частице (см. табл. 5.3). В [11] для расчёта этого времени получено полуэмпирическое выражение:

$$t_{1/2} = 0,693N / 4q, \quad (5.21)$$

где q - скорость ионообразования.

Соотношение (5.21) показывает, что равновесное распределение зарядов наступает при меньших концентрациях аэрозоля и при возрастании скорости ионообразования, т. е. концентрации свободных ионов. Это свойство зарядки частиц используется для нейтрализации их заряда путём порождения биполярных ионов, например с помощью ионизирующих излучений.

Пример 5.8. Получить формулу (5.18), полагая равное количество положительных N_+ и отрицательных частиц N_- в единице объёма воздуха.

Суммарное количество ионов составляет

$$N_c = N_0 + 2N.$$

Доля частиц, содержащих n зарядов, будет равна

$$f(n) = N / N_c = \frac{N_0 \exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT)}{N_0 + \sum_{n=1}^{\infty} 2N_0 \exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT)} = \frac{\exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT)}{\sum_{n=-\infty}^{\infty} \exp(-n^2 \kappa e^2 / dkT)}$$

Пример 5.9. При $T = \text{const}$ и $d > 10^{-6}$ мкм используем аппроксимационное выражение

$$\exp(-n^2 y) = \exp(-y) + \exp(-4y) + \exp(-9y) + \dots = 0,5(\sqrt{\pi/y} - 1).$$

Поскольку

$N_0 = N_0 / (N_0 + 2N) = \sqrt{y/\pi}$, где $y = \kappa e^2 / dkT$. то для (5.17) получается аппроксимационное выражение (5.19).

Пример 5.10. Концентрация аэрозоля $N = 5 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$, а скорость ионообразования $q = 10 \text{ ион}/(\text{см}^3 \cdot \text{с})$. Оценить время установления равновесного распределения зарядов на частицах аэрозоля.

$$t = 2t_{1/2} = 1,7 \cdot 10^2 \text{ с}.$$

5.5. Кинетика частиц в электрическом поле

На основе изучения процесса зарядки аэрозольных частиц и влияния на них электрических сил разрабатываются аэрозольные модели, описывающие движение заряженных частиц в электрическом поле. С учётом электрических сил уравнение движения заряженной частицы запишется в виде (см. глава 3):

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F}_g + \vec{F}_{con} + \vec{F}_E \quad (5.22)$$

или

$$\tau \frac{d\vec{v}}{dt} + \vec{v} = \tau \vec{g} + \vec{u} - q\vec{E}B \quad (5.23)$$

где $B = (6\pi\eta r)^{-1} C_c$ - подвижность частицы.

Пусть скорость надвигающихся потоков воздуха $\vec{u} = \text{const}$, тогда сумма векторов в уравнении $\vec{u} + \tau \vec{g} = v_0 = \text{const}$ и уравнение (5.23) принимает вид

$$\tau \frac{d\vec{v}}{dt} + \vec{v} = \vec{v}_0 - q\vec{E}B. \quad (5.24)$$

Переходя, как и в [5] к безразмерным скоростям $\vec{v}' = \vec{v}/\vec{v}_0$ и $\vec{v}'' = q\vec{E}B/\vec{v}_0$ ($\vec{v}''$ может быть положительным и отрицательным) запишем уравнение (5.24) в виде

$$\tau \frac{d\vec{v}'}{dt} + \vec{v}' = 1 - \vec{v}''. \quad (5.25)$$

Здесь если $|\vec{v}''| > 1$, то электрические силы будут преобладать над гравитационными и инерционными силами. При этом, поскольку обычно τ мало, то слева в уравнении (5.25) инерционным членом можно пренебречь, и это уравнение приводится к виду

$$\vec{v}' \approx -\vec{v}'' \quad \text{или} \quad \vec{v} = -q\vec{E}B. \quad (5.26)$$

Пологая заряд частицы равным предельному, второе уравнение (5.26) можно записать в виде

$$w = -\zeta E E_0 r C_c / 6\pi k \eta. \quad (5.27)$$

Пример 5.11. Оценить скорость электрического дрейфа частиц сажи по формуле (5.27), если $\zeta=3$, $E=73,2 \cdot 10^4 \text{ В/м}$, $E_0=50,01 \cdot 10^4 \text{ В/м}$, $r = 0,05 \cdot \text{мкм}$, $\eta=1,83 \cdot 10^5 \text{ кг/(м}\cdot\text{с)}$, $C_c=2,78$.

$$w = \frac{3 \cdot 73,2 \cdot 10^4 \text{ В/м} \cdot 50,01 \cdot 10^4 \text{ В/м} \cdot 5,5 \cdot 10^{-7} \text{ м} \cdot 2,78 \cdot 4 \cdot 3,14 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ Кл}^2 / (\text{м}^2 / \text{В})}{6 \cdot 3,14 \cdot 1,83 \cdot 10^{-5} \text{ кг} / (\text{м} \cdot \text{с})} = 4,92 \text{ м/с}$$

5.6. Эффективность электрофильтров

Действие электрофильтров – пылеуловителей, основано на улавливании частиц пыли или капель жидкости с помощью электрических сил. При этом производится очистка газов, включая следующие последовательные этапы [1, 6]:

- зарядка аэрозольных частиц в газе;
- движение и осаждение заряженных частиц на электродах;
- удаление осаждённых аэрозольных частиц с электродов.

При очистке между электродами электрофильтра образуется коронный разряд, и происходит электронизация газа в поле коронного разряда. Зарядка частиц происходит по двум механизмам: диффузией ионов и ионами, двигающимися в направлении силовых линий поля. Первый механизм преобладает при размерах частиц менее 0,2 мкм, второй – более 0,5 мкм и для частиц в промежуточном интервале размеров 0,2–0,5 мкм эффективны оба механизма. Важно отметить, что предельный заряд для частиц размером более 0,5 мкм пропорционален квадрату их радиуса, а для частиц размером меньше 0,2 мкм – их радиусу. Для промышленной газоочистки предпочтительно используется отрицательная корона, так как она более стабильна и позволяет получить высокие напряжения и ток.

Основная характеристика электрофильтра его эффективность или степень очистки. Эта характеристика оценивается несколькими способами:

- по содержанию улавливаемого продукта на входе и выходе электрофильтра:

$$\eta = \frac{G_{\text{ex}} - G_{\text{вблх}}}{G_{\text{ex}}}, \quad (5.28a)$$

где $G_{\text{вх}}$ - массовый расход улавливаемого на входе и $G_{\text{вых}}$ - улавливаемого на выходе продукта в электрофилт্রে, кг/с;

- по содержанию поступающего в электрофилтър и по количеству уловленного в нем вещества:

$$\eta = \frac{G_{\text{ул}}}{G_{\text{вх}}}, \quad (5.28\text{б})$$

где $G_{\text{ул}}$ - массовый расход уловленной пыли;

- по количеству уловленного в аппарате продукта и сумме количеств уловленного и выходящего из аппарата продукта:

$$\eta = \frac{G_{\text{ул}}}{G_{\text{ул}} + G_{\text{вых}}}. \quad (5.28\text{в})$$

Парциальная эффективность электрофилттра, в соответствии с определением (5.28), может оценена в соответствии со следующим выражением, известным как уравнение Дэйча [1, 7], проверенном на практике:

$$\eta = 1 - \exp(-wf), \quad (5.29)$$

w – скорость дрейфа частиц, м/с; f – параметр Дэйча, величина которого может быть определена следующим образом:

$$f = L / H_0 v_z = t / H_0 = S / Q, \quad (5.30)$$

где L – длина активной зоны электрофилттра, м; H_0 – межэлектродное расстояние, м; v_z – скорость газов в активном сечении, м/с; t – время пребывания газов в активной зоне, с; S – площадь осаждения электрофилттра, м²; Q – количество очищаемых газов, м³/с.

Суммарная степень очистки газов η последовательно соединенных пылеулавливающих электрофилттров будет равна:

$$\eta_{\Sigma} = 1 - \prod_n (1 - \eta_n), \text{ или при } \eta_1 = \eta_2 = \dots = \eta_n \text{ эта формула имеет вид: } \eta_{\Sigma} = 1 - (1 - \eta_n)^n. \quad (5.31)$$

При известном фракционном составе пыли на входе электрофилттра и фракционной степени очистки можно определить общую степень очистки по формуле:

$$\eta = \sum_i (\Phi_{\text{вх}i} \eta_{\text{фи}i} / 100) = \sum_i \eta_{\text{фи}i} (N_{\text{вх}i} / 100) \Delta r. \quad (5.32)$$

или более точно

$$\eta = \int_0^{\infty} \eta_n \frac{N_{\text{вх}}}{100} d(d_p). \quad (5.33)$$

Здесь $\Phi_{\text{вх}i}$ - содержание и $N_{\text{вх}i}$ - соответственно, количество частиц данного размера каждой из i -ой фракций на входе в аппарат, %, $\eta_{\text{фи}i}$ - фракционная степень (коэффициент) очистки (отношение количества пыли данной фракции, уловленной в аппарате к количеству входящей пыли той же фракции).

По способу удаления частиц пыли и капельной жидкости, осажженных на электродах, электрофилтры, соответственно, подразделяют на сухие и мокрые. Выбор электрофилтра определяется параметрами и объемом очищаемого газа, требуемой степенью улавливания и фракционным составом частиц, а также условиями установки электрофилтра.

Пример 5.12. Параметры электрофилтра эга-2-56-12-6-4 равны [6]: суммарная длина полей – $L=3,84 \cdot 4=15,36$ м, межэлектродное расстояние – $H_0 = 0,1375$ м, скорость газа в активном сечении – $v_2 = 1,5$ м/с; время пребывания газов – $t = 10,24$ с; площадь осаждения – $S = 2100$ м², количество очищаемых газов – $Q = 375$ м³/с. Оценить эффективность электрофилтра при скорости дрейфа равной 0,05 м/с.

$$\eta = 1 - e^{-0,05 \text{ м/с} \cdot 74,47 \cdot 1 \text{ м/с}} \approx 0,98.$$

Пример 5.13. Электрофилтр состоит из 3-х секций с коэффициентами очистки: $\eta_3=0,98$, $\eta_2=97\% \cdot \eta_3$, $\eta_1=95\% \cdot \eta_3$. Оценить суммарную степень очистки газов.

По формуле (5.31): $\eta_{\Sigma} = 0,99993 \approx 1$.

Пример 5.14. Построить зависимость степени очистки электрофилтра в вероятностно-логарифмической системе координат.

Зависимость $\eta_n=f(r)$, построенная в вероятностно-логарифмической системе координат, приобретает вид прямой линии, и может быть записана в виде интеграла вероятности:

$$\eta_n = \int_{-\infty}^{\lg r/r_{50}} \frac{100}{\sqrt{2\pi} \times \lg \sigma_{\eta}} \times e^{-\frac{\lg^2 r/r_{50}}{\lg^2 \sigma_{\eta}}} r(\lg r/r_{50}),$$

где $\lg r/r_{50}$ – логарифм отношения текущего радиуса частиц r к радиусу частиц r_{50} , осаждаемых с эффективностью 50%; $\lg \sigma_{\eta}$ – стандартное отклонение в функции распределения парциальных коэффициентов очистки; r_{50} находят как абсциссу точки графика $\eta_n=f(r)$ с ординатой равной 50%, а $\lg \sigma_{\eta}$ – из соотношения:

$$\lg \sigma_{\eta} = \lg d_{84,1} - \lg d_{50},$$

где $\lg r_{84,1}$ – значение абсциссы точки графика $\eta_n=f(r)$ с ординатой $\eta_n=84,1\%$.

Список литературы

1. Биргер М.И., Вальдберг А.Ю., Мягков Б.И. и др. Справочник по пыли- и золоулавливанию. Под общ. ред. А.А. Русанова. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Энергоатомиздат, 1983. с. 197.
2. ГОСТ 19880-74 Электротехника. Основные понятия. Термины и определения (заменён от: 01.08.2013).
3. Грин Х., Лейн В. Аэрозоли - пыли, дымы и туманы. – Л.: Изд-во "Химия", 1972, с.86.
4. Моисеев А.А., Иванов В.И. – Справочник по дозиметрии и радиационной гигиене. М. Энергоатомиздат. 1990.
5. Райст П. Аэрозоли. – М.: Изд-во "Мир" 1987. с. 136.
6. Санаев Ю. И. Обеспыливание газов электрофилтрами. – Изд-во «Кондор-Эко», Семибратово, 2009, с. 47, 143.
7. Фукс Н.А. Испарение и рост капель в газообразной среде. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
8. Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Фирстов П.П., Бузевич А.В. Базовые модели источников вариаций вертикальной компоненты атмосферного электрического поля // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский. 2007. № 2. Вып. 10. С. 60-64.
9. Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications, Third Edition. Editor(s): Pramod Kul-karni, Paul A. Baron, Klaus Willeke. Online ISBN: 9781118001684, 2011, Ch. 4, Size Distribution Characteristics of Aerosols, p. 41–54.
10. Colbeck Ian and Jay Turner. In Physical and Chemical Properties of Atmospheric Aerosols. Ed. by Colbeck Ian. Blackwell Pub. Ltd, 2008, p. 1-25.
11. Flanagan V.P.V. and O'Connor T.C. Ionization equilibrium in aerosols. Geophys. Pura. Appl, 1961, 50, p. 148-154.
12. Keefe D., Nolan P.J., Rich T. A. Charge equilibrium in aerosols according to the Boltzmann law. Proc. Royal Irish Acad. Sci. Section A: Mathematical and Physical Sciences. 1959. V.60. P.27-45.

13. Liu, B. Y. H., Pui, D. Y. H. . On unipolar diffusion charging of aerosols in the continuum regime. (1977), *Journal of Colloid and Interface Science*, 58, 142–149.
14. Sheldon K. Friedlander. *Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics*.-New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, ch. 1. Aerosol Characterization.
15. White H.J. *Industrial Elektrostatic Presipitation*. Addison. New York, Wesley, 1963.
16. Whitby, K. T. and Liu, B. Y. H. The Electrical Behaviour of Aerosols.' In *Aerosol Science*, Ed. by C. N. Davies. 1966, New York :Academic Press, pp. 59-86.

Глава 6. РАДИОАКТИВНЫЕ АЭРОЗОЛИ

6.1. Радиоактивность аэрозоля и его распространённость в атмосфере.

В атмосфере основными носителями радиоактивных нуклидов (радионуклидов) являются аэрозоли, дисперсная фаза которых содержит радионуклиды. Кроме этого газовая среда аэрозолей может содержать радиоактивные газы (например, радиоактивные благородные газы), которые в течение сравнительно длительного времени не присоединяются к аэрозольным частицам.

Радиоактивность аэрозолей вызвано в результате постоянного действия как естественных так и антропогенных процессов. Соответственно различают естественную и искусственную (антропогенную) радиоактивность аэрозолей. К естественным радиоактивным аэрозолям, содержащиеся в атмосфере в виде дисперсных частиц и газов, относятся [3, 4, 6, 20]:

1. Газообразные продукты радиоактивных семейств урана-радия и тория - изотопы радона - радон -222 ($^{222}_{86}\text{Rn}$) в тесном смысле, радон-220 (торон $^{220}_{86}\text{Rn}$) и радон-219 (актинон $^{219}_{86}\text{Rn}$), дочерние продукты их распада, находящиеся, главным образом, в аэрозольной форме, которые представляют собой не летучие при обычных условиях химические элементы, относящиеся к металлам (*Po*, *Bi*, *Pb* и др.).

Все изотопы радона радиоактивны и довольно быстро распадаются. Самый устойчивый изотоп *Rn* -222 распространяется на большие расстояния в атмосфере, менее устойчивые изотопы торон и актинон (вследствие малости времени их существования) присутствуют у земной поверхности. В воздухе над океанами *Rn* - 220, *Rn* - 210 и продукты их распада практически отсутствуют;

2. Радиоактивные изотопы, поступающие в атмосферу с пылью земного происхождения (уран *U*-238, торий *Th* -232, уран *U*-235), а также при испарении брызг морской воды (радиоактивный калий *K*-40);

3. Радиоактивные изотопы алюминия, бериллия, кальция, попадающие в атмосферу с космической пылью, метеоритами и тектитами;

4. Радиоактивные изотопы, образующиеся непосредственно в атмосфере при взаимодействии нейтронов космического излучения с ядрами атомов химических элементов воздуха (изотопы бериллия ^7Be и ^{10}Be , трития ^3H , углерода ^{14}C , фосфора ^{32}P и ^{33}P , серы ^{35}S , хлора ^{36}Cl , натрия ^{22}Na и др.) образуется в стратосфере, где и отмечаются наибольшие их концентрации.

Искусственные радиоактивные аэрозоли образуются в процессе получения ядерного топлива, при работе АЭС, при переработке и захоронении радиоактивных отходов, при авариях на ядерных объектах, а также при запланированных взрывах ядерных устройств. Наиболее токсичным из них считаются аэрозоли содержащие радиоактивные изотопы ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{14}C , ^{131}I [5, 2, 20].

Высота и дальность распространение радиоактивных аэрозолей в атмосфере зависит от мощности и высоты выброса радиоактивных частиц, от их дисперсного и природного состава, а также от метеорологических условий. Наиболее крупные частицы (сотни мкм и выше) быстро выпадают из атмосферы, распространяясь всего на десятки и сотни км от места взрыва (локальные выпадения). Однако в случае мощных ядерных взрывов (эквивалентных десяткам мегатонн тринитротолуола) радиоактивные частицы могут пройти в атмосфере тысячи км. Тонкодисперсные частицы заброшенные в верхнюю тропосферу распространяются вдоль зонального пояса широт с запада на восток, а попавшие в стратосферу охватывают пространство в пределах всего полушария Земли, а в некото-

рых случаях — в обоих полушарий, поэтому выпадения этих радиоактивных аэрозолей называются глобальными [10, 17, 19].

6.2. Основные характеристики

Радиоактивность изотопов характеризуется скоростью их распада, определяемой периодом полураспада $T_{1/2}$ — характерным временем, в течение которого распадается половина ядер данного изотопа. Период полураспада $T_{1/2}$ данного изотопа - величина постоянная, никак не зависит от внешних условий. Чем больше период полураспада, тем дольше данный радиоизотоп создаёт радиоизлучение. Периодом полураспада совпадает со временем жизни τ радиоактивного изотопа с точностью до коэффициента $\ln 2 = 0,693$, т. е. $T_{1/2} = 0,693 \tau$, где время τ является величиной обратной постоянной распада, так что $\tau \lambda = 1$.

К основным количественным характеристикам радиоактивности относятся: активность (количество радиоактивного вещества), доза и уровень (мощность дозы излучения) радиоактивного излучения. Соответствующие характеристики радиоактивности приведены в таблице 6.1.

Таблица 6.1. Дозы радиоактивности изотопов [1, 4, 13].

Физическая величина	Определение	Системная единица	Внесистемная единица, переход к системной единице
Активность (или скорость распада) нуклида в радиоактивном источнике*, n	Ожидаемое число n самопроизвольных ядерных превращений за малый интервал времени dt (распад в единицу времени): $n = dN/dt$.	<i>Беккерель</i> (1 Бк = сек ⁻¹).	<i>Кюри (Ки)</i> 1 Ки = $3.7 \cdot 10^{10}$ Бк
Экспозиционная доза, dQ	Суммарный электрический заряд dQ ионов одного знака, образующегося под воздействием рентгеновского и γ -излучения, в массе dm сухого воздуха при нормальных условиях (при условии полного использования ионизирующей способности электронов): dQ/dm .	<i>Кулон/килограмм</i> (Кл/кг) 1 Кл/кг	<i>Рентген (Р)</i> 1 Р = $2,58 \cdot 10^{-4}$ Кл/кг
Поглощенная доза, dE	Средняя энергия dE , переданная ионизирующим излучением веществу с массой dm : $D = dE/dm$.	<i>Грей (Дж/кг)</i>	<i>Рад (рад)</i> 1 рад = 0,01 Гр
Эквивалентная доза, H	Усредненная по всему организму или анализируемому органу поглощенная дозы D_r , созданный облучением r с весовым множителем w_r (коэффициент качества, взвешивающий коэффициент): $H = \sum_r w_r D_r$.	<i>Зиверт (Зв)</i> (1 Зв = 1 Дж/кг для излучений с коэффициентом качества, равным 1,0).	<i>Бэр (бер)</i> 1 бэр = 0,01 Зв
Эффективная доза, $H_{эфф}$	Эффективная (суммарная) эквивалентная доза во всех органах и тканях: $H_{эфф} = \sum_T w_T H_T$, где w_T -весовой множитель (взвешивающий коэффициент) и H_T -эквивалентная доза для ткани T .	<i>Зиверт (Зв)</i> (1 Зв = 1 Дж/кг)	<i>Бэр (бер)</i> 1 бэр = 0,01 Зв
*Для измерения удельной (массовой), объёмной и поверхностной активности используются соответствующие единицы беккерель на килограмм (Бк/кг), беккерель на кубический метр (Бк/м ³), беккерель на квадратный метр (Бк/м ²), а также их различные производные (Бк/г, Бк/т; Бк/л, Бк/см ³ ; Бк/м ² и т. д.).			

Обычно радиоактивные изотопы находятся в смеси с другими веществами и обладают различной радиоактивностью. Измерение количества радиоактивного вещества по

его массе затруднительно, поэтому количество радиоактивного вещества принято оценивать его активностью, характеризующее количество и различие радиоактивного излучения [1, 5].

Доза излучения (или облучения) является мерой степени поражающего действия радиоактивных излучений. Дозой облучения называется энергия излучения, поглощенная в единице массы или объёма вещества за все время воздействия излучения.

Различают три вида доз: *экспозиционная, поглощенная и эквивалентная*. Экспозиционная доза - мера ионизации воздуха рентгеновским и гамма-излучением, т.е. характеризует поле фотонного, а не всех видов ионизирующего излучения, в диапазоне энергий от нескольких *кэВ* до *3МэВ*. На практике чаще всего используется внесистемная единица экспозиционной дозы – рентген, которая в 1см^3 сухого воздуха при температуре 0°C и давлении 760 мм рт.ст. приводит к образованию $2,08 \times 10^9$ пар ионов, несущих заряд в одну электростатическую единицу электричества каждого знака. Поглощенная доза ионизирующего излучения - основная дозиметрическая величина, является мерой ожидаемых последствий облучения объектов как живой, так и неживой природы. Она не зависит от вида и энергии ионизирующего излучения, но для одного и того же вида и энергии излучения зависит от различия вещества. Ввиду этого следует указывать к какой среде относится поглощенная доза: к воздуху или другой среде. Эквивалентная доза ионизирующего излучения используется для оценки радиационной безопасности при хроническом облучении человека в малых дозах, т.е. дозах, не способных вызвать лучевую болезнь. Она зависит от вида (качества) и суммарной поглощенной энергии излучения. Так, нормами радиационной безопасности при хроническом облучении коэффициент качества рентгеновского и гамма-излучения принят за 1, для нейтронов с энергией $0,1\text{-}10\text{ МэВ}$ равным 10, а для альфа-излучения и тяжелых ядер равным 20.

Все национальные и международные нормы установлены именно в эквивалентной дозе облучения. Для практики введена суммарная (эффективная) эквивалентная доза - величина, используемая как мера риска возникновения отдаленных последствий облучения всего тела человека и отдельных его органов с учетом их радиочувствительности.

Для оценки меры ожидаемого эффекта при радиационном воздействии используется мощность (интенсивность) дозы и интегральная доза облучения. Мощность дозы (уровень радиации) — дифференциальная характеристика, соответствующей дозы (поглощенной, экспозиционной и т. п.), Имеет размерность различных специальных единиц (например, *Зв/час, бэр/мин, мЗв/год* и др.). Интегральная доза - количество энергии, поглощенной во всём облучаемом объеме, имеет размерность: Грей-килограмм (*Гр-кг*), рад-грамм (*рад-г* = 10^{-5} Гр-кг).

Пример 6.1. Получить расчётное выражение для периода полураспада $T_{1/2}$ из закона радиоактивного распада $N = N_0 \exp(-\lambda t)$, где N -число атомов радиоактивного изотопа данного типа, N_0 -их начальное количество.

Из определения $T_{1/2}$ следует: $N_0 / 2 = N_0 \exp(-\lambda T_{1/2})$. Отсюда получаем $T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0.693 \tau$.

Пример 6.2. Получить зависимость от времени скорости распада радиоактивных атомов

Зависимость от времени скорости (или активности) распада (закон радиоактивного распада в дифференциальной форме) имеет вид: $n = -dN / dt = \lambda N$. Простая подстановка даёт: $n = n_0 \exp(-\lambda t)$, где $n_0 = \lambda N_0$ - скорость распада в начальный момент времени $t=0$. Отсюда следует, что зависимость от времени числа не-распавшихся радиоактивных атомов и скорости распада описывается одной и той же постоянной λ .

В табл. 6.2 приведены данные по содержанию естественных долгоживущих (примордиальных) радионуклидов ЕРН в приземном слое воздуха Первоисточник ЕРН ^{238}U , ^{232}Th , ^{235}U , ^{40}K - земная кора (литосфера). В приземном слое воздуха активность этих радионуклидов определяется запыленностью воздуха в процессе ветрового подъема из почво-грунтов, а продуктов их распада (эманаций) ^{222}Rn , ^{220}Tn и их дочерних продуктов распада скоростью эксгаляции с земной поверхности (почвы, грунтов, растительного покрова) и турбулентной диффузии в атмосфере.

Районы с высоким содержанием эманаций в воздухе чаще связаны с особой геологической структурой и особыми геохимическими характеристиками подстилающих пород. Содержание радона в атмосферном воздухе в одном и том же районе испытывает вариации в зависимости от погодных условий, времени суток и сезона, высоты над поверхностью земли.

Таблица 6.2. Содержание и вид излучения ЕРН в приземном слое воздуха [6, 10].

Радионуклиды	Содержание в воздухе, Бк/м ³		Вид излучения	Период полураспада $T/2$
²³⁸ U	1,3 x 10 ⁻⁶	при запыленности 50 мкг/м ³	α	4,5·10 ⁹ лет
²³² Th	0,2 – 1,2 ср. 0,7	над континентом	α	1,4·10 ¹⁰ лет
²³⁵ U				2,48·10 ⁵ лет
⁴⁰ K				1,31·10 ⁹ лет
²²² Rn	1-11 ср. 0,37	над континентом	α, β	3,83 дня
²²⁰ Rn		над океаном	α	54,5 сек
²¹⁹ Rn				
²¹² Pb	0,09-0,12	Сев. полушарие, умеренные широты	β	22 года
²¹⁰ Pb	Ср. 0,5	Сев. полушарие, умеренные широты		
²¹⁰ Bi	ср. 0,5 x 10 ⁻³	Сев. полушарие, умеренные широты	β	5 дней
²¹⁰ Po	ср. 0,04 x 10 ⁻³	Сев. полушарие, умеренные широты	α	140 дней

6.3. Перенос радона в приземный слой воздуха и захват его продуктами естественным аэрозолем

Интенсивность поступления изотопов радона в воздух всецело определяются локальными условиями почвы и воздушной прослойки над ней [6, 10]. Часто трудно установить количественные соотношения для описания вертикального распространения эманаций (изотопов радона и его продуктов), однако основные закономерности механизма экс-халации радона можно оценить с помощью простых соотношений его диффузионного, диффузионно-адвективного (диффузионно-конвективного) переноса [7, 10, 11].

Поток изотопов радона в однородной пористой среде посредством диффузии, согласно первому закону Фика, и с учётом адвективного переноса определяется выражением

$$j(h,t) = -D \frac{\partial(n(h,t))}{\partial h} + vn(h,t) \quad (6.1)$$

где $n(h)$ – объёмная (поровая) активность радона, Бк/м³; D - коэффициенты молекулярной диффузии в поровой среде, м²/сек; v - скорость адвекции в порах, м/сек.

Соответственно установившийся диффузионно-адвективный процесс переноса радона описывается уравнением неразрывности:

$$\frac{\partial n(h,t)}{\partial t} + \frac{\partial j(h,t)}{\partial h} = Q - \lambda n(h,t), \quad (6.2)$$

где λ - постоянная распада радона, сек^{-1} и $Q = K_{em} \cdot n_{Rn} \cdot \rho \cdot \lambda / \eta$ - скорость выделения радона в поровое пространство в единице объема среды, $\text{Бк}/\text{м}^3 \text{сек}$, K_{em} - коэффициент эманирования, n_{Rn} - удельная активность радона в породе, $\text{Бк}/\text{кг}$, ρ - плотность породы, $\text{кг}/\text{м}^3$; η - коэффициент пористости среды ($0 < \eta < 1$ в почве и $\eta = 1$ в воздухе), отн. ед.

Объединение уравнений (6.1) и (6.2) позволяет определить следующее одномерное диффузионно-адвективное уравнение переноса радона (и его изотопов)

$$\frac{\partial n(h,t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 n(h,t)}{\partial h^2} + v \frac{\partial n(h,t)}{\partial h} + Q - \lambda n(h,t) \quad (6.3)$$

Отсюда диффузионное уравнение переноса радона ($v=0$) из почвы в приземный слой атмосферы (6.1) в стационарном случае можно представить в виде :

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_1(h)}{\partial t} &= D_1 \frac{\partial^2 n_1(h)}{\partial h^2} + Q - \lambda n_1(h) = 0, \quad h < 0, \\ \frac{\partial n_2(h)}{\partial t} &= D_2 \frac{\partial^2 n_2(h)}{\partial h^2} - \lambda n_2(h) = 0, \quad h > 0 \end{aligned} \quad (6.4)$$

где D_1 и D_2 - коэффициенты диффузии, а $n_1(h)$ и $n_2(h)$ - концентрация (объёмная активность (ОА)) - радона в почве и воздухе соответственно.

Пологается, что на границе двух сред ($h = 0$) выполняются условия непрерывности концентрации и потока радона:

$$n_1(h = 0) = n_2(h = 0); \quad D_1 \frac{\partial n_1(h)}{\partial h} \Big|_{h=0} = D_2 \frac{\partial n_2(h)}{\partial h} \Big|_{h=0}, \quad (6.5)$$

а на внешних границах сред - краевые условия:

$$n_1(h) \rightarrow n_0 = \frac{Q}{\lambda}, \quad h \rightarrow -\infty, \quad n(h) \rightarrow 0, \quad h \rightarrow \infty. \quad (6.6)$$

При выполнении условий (6.5) и (6.6) решение уравнений (6.4), можно записать в следующей форме (см. пример 6.1):

$$\begin{aligned} n_1(h) &= n_0 \left[1 - \frac{l_2}{(l_2 + l_1)} \exp(h/l_1) \right], \quad h < 0, \\ n_2(h) &= n_0 \frac{l_1}{(l_2 + l_1)} \exp(-h/l_2), \quad h > 0 \end{aligned} \quad (6.7)$$

Здесь $l_2 = \sqrt{D_2 / \lambda}$ - длина диффузии эманаций в приземном слое воздуха, $l_1 = \sqrt{D_1 / \lambda}$ - длина диффузии в почве.

Коэффициент диффузии D_2 зависит от турбулентности в атмосфере, а коэффициент диффузии D_1 от заполнения пор в почве. Эти параметры могут меняться в пределах нескольких порядков [2]. На рис. 1 построены графики решений (4) и для сравнения решения (6.8); значения параметров для численного расчета приведены в таблице 6.2.

Рис. 6.1 даёт представление о вертикальном переносе эманации в системе почва – воздух. Судя по этому рисунку, при диффузионном процессе (конвективный перенос не учитывается) и достаточно высоком значении коэффициента пористости почвы кривые концентрации радона практически совпадают на границе раздела почва – воздух и в приземном слое атмосферы.

В заключение рассмотрим важные соотношения, которые могут быть использованы для оценки характеристик эксхалляции радона и торона в приземный слой воздуха. Из 1-го уравнения (6.7) поток эманации из почвы в воздух получается в виде

$$\phi = (D_1 \frac{\partial n_1}{\partial h_1})_{h_1=0} = Q \sqrt{\frac{D_1}{\lambda}}, l_2 \gg l_1. \quad (6.8)$$

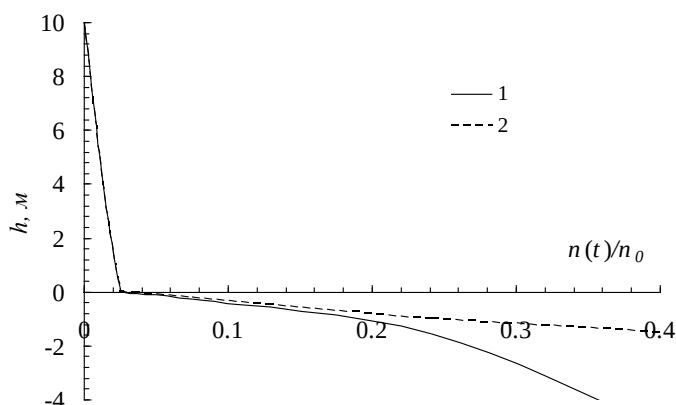


Рис. 6.1. Кривые распределения радона в почве и приземном слое атмосферы при диффузионном процессе: 1 – по формулам (4); $D_1 = 5 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}$, $D_2 = 1000 \text{ см}^2/\text{с}^{-1}$, $\lambda = 2.1 \cdot 10^{-6}$, 2 – более детально [8].

Из условия стационарности следует, что поток эманации из почвы равен его расходу в вертикальном столбе воздуха:

$$\phi = \int_0^{\infty} n \lambda dh, \quad (6.9)$$

Отсюда и из 2-го уравнения (6.7) с учётом (6.8) следует, что

Табл. 6.3. Характеристики эксхалляции радона Rn – 222 и торона Rn - 220 из почвы. $= K_{em} \cdot n_{Rn} \cdot \rho \cdot \lambda / \eta$

Параметр	Соотношения	Единицы	Rn – 222	Rn - 220
1. Постоянная распада	$\lambda = \tau^{-1} = \ln 2 \tau_{1/2}^{-1}$	сек ⁻¹	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-2}$
Длина диффузии	$l = \sqrt{D / \lambda}$	м	в почве - 0,5; в воздухе- $5 \cdot 10^2$	в почве- $6,3 \cdot 10^{-2}$ в воздухе-6,3
2. Интенсивность образования	$Q = n_0 \lambda$	мБк/м ³ ·сек	0,21	0,38
3. Интенсивность эксхалляции из почвы	$\phi = Q \cdot l_1 = Q \sqrt{D_1 / \lambda}$	мБк/м ² ·сек	10	$2,4 \cdot 10^{-2}$
4. Глубина в грунте, где $n(-h) = n_0/2$	$-h = \ln 2 \cdot l_1 = 0,693 \cdot \sqrt{D_1 / \lambda}$	м	0,35	$4,4 \cdot 10^{-2}$
5. Высота в приземном слое воздуха, где $n(h) = n_a/2$	$h = \ln 2 \cdot l_2 = 0,693 \cdot \sqrt{D_2 / \lambda}$	м	$3,5 \cdot 10^2$	4,4
Коэффициент диффузии эманации: в почве $D_1 = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, в воздухе $D_2 = 0,5 \cdot \text{м}^2/\text{с}$; исходная поровая активность радона Rn – 222 в почве $n_0(\text{Rn-222}) = 10 \text{ кБк/м}^3$; отношение активностей $n_0(\text{Rn-220})/n_0(\text{Rn-222}) = 3 \cdot 10^{-4}$.				

$$n_a = n_0 \sqrt{\frac{D_1}{D_2}}, \quad (6.10)$$

где $n_a = n_0 \cdot l_1 / (l_2 - l_1)$ – концентрация на уровне земли.

В табл. 6.3 приведены расчётные значения ϕ , n_0 для глубины $-h$ высоты h , на которых $n(-h) = n_0/2$ и $n(h) = n_a/2$

Пример 6.3. Получить аналитическое решение задачи (6.4)-(6.6).

Решения уравнений (6.4):

$$n_1(h) = c_1 \exp(-h/l_1) + c_2 \exp(h/l_1) + Q/\lambda$$

$$n_2(h) = c_3 \exp(-h/l_2) + c_4 \exp(h/l_2).$$

Эти решения с учётом условий (6.6) приводятся к виду:

$$n_1(h) = c_2 \exp(h/l_1) + Q/\lambda$$

$$n_2(h) = c_3 \exp(-h/l_2).$$

Константы интегрирования c_2 и c_3 находятся из условий (6.5), для которых составляется система уравнений:

$$\begin{aligned} c_2 + Q/\lambda &= c_3, \\ c_2 l_1 &= -c_3 l_2, \end{aligned} \quad \text{откуда:} \quad \begin{aligned} c_2 &= -\frac{Q}{\lambda} \frac{l_2}{l_2 + l_1} \\ c_3 &= \frac{Q}{\lambda} \frac{l_1}{l_2 + l_1} \end{aligned}$$

Подставляя эти константы в представленные выше решения, окончательно получим искомое решение (6.7).

Пример 6.4. Для диффузионно-адвективного переноса вместо 1-го уравнения в (6.4) решение уравнения (6.3) для стационарного случая. при граничных условиях $n_1(h=0) = 0$ и $n_1(h \rightarrow \infty) = n_0$ представляется в виде [11]

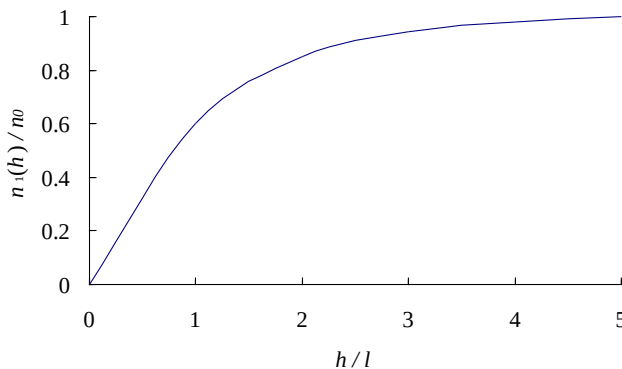


Рисунок. Зависимость поровой активности радона от глубины h/l однородного грунта, отн. ед.

глубинах $h < 2$ м грунта поровая активность радона $n_1(h)$ достаточно сильно меняется с глубиной и эта зависимость имеет нелинейный характер. На меньших глубинах зависимость $n_1(h)$ близка к линейной, а на больших глубинах меняется слабо, стремясь к постоянной n_0

$$n_1(h) = n_0 [1 - \exp(-h/l)], \quad h < 0_1,$$

$$l = 1 / \sqrt{(\nu / 2D_1)^2 + 1/l_1^2} + \nu / 2D_1$$

где

Проанализировать графическое решение этого уравнения.

В относительных единицах график заданного уравнения представлен на рисунке. Оценим длину диффузии l . При значениях параметров $D_1 = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, $l_1 = 0,5 \text{ м}$ (табл. 6.2) и $\nu = 5 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$, получим $l = 2 \text{ м}$. Из рисунка видно, что в приповерхностных

Содержание радона в почвенном воздухе изменяется от $2,6 \cdot 10^3$ до $4,4 \cdot 10^4 \text{ Бк/м}^3$. Оценки типичных скоростей эманирования радона с поверхности суши в атмосферный воздух даны в табл. 6.4. Радон и продукты его распада также поступают в воздух из расте-

ний, природных вод, а также в результате различных хозяйственных работ (проведение горно-рудных работ, сжигание нефти и газа, каменного угля и т. д.).

Таблица 6.4. Скорость эманирования радона с земной поверхности, Бк/м² сек [10, 14].

Скальные породы	Горные почвы	Подзолистые почвы	Пустынные почвы	Черноземы	Зоны с аномальной геологией и геохимией
$2 \cdot 10^{-4}$	$(8 \div 21) \cdot 10^{-3}$	$(4 \div 50) \cdot 10^{-3}$	$(5-38) \cdot 10^{-3}$	$(21-53) \cdot 10^{-3}$	$5,25 \cdot 10^2$
Средняя скорость эксгаляции радона с поверхности земли - $6 \cdot 10^{-2}$ Бк/м ² с.					

6.4. Захват продуктов распада радона аэрозолями

После того как радон и торон попадает в воздух, происходит накопление продуктов их распада в воздушной взвеси. Поскольку период полураспада торона и продуктов его распада намного меньше, чем у радона и его продуктов распада, то радон и его дочерные продукты будут доминировать в воздушной массе.

В воздухе постоянно происходит образование аэрозолей радона, которое происходит в две стадии. С распадом радона "свежий" радионуклид в течение времени менее 1с взаимодействует с парами воды и аэрозолеобразующих соединений (H_2SO_4 , HNO_3), а также с газами-трассерами (NO_x , NH_3 , SO_2), с созданием субмикродисперсных частиц (молекулярных групп)-кластеров диаметром 0,5-5 нм (рис. 6.2). Кластеры, образующиеся при распаде Rn, имеют в основном положительный заряд и обладают высокой подвижностью, которые быстро соединяются с частицами аэрозоля.

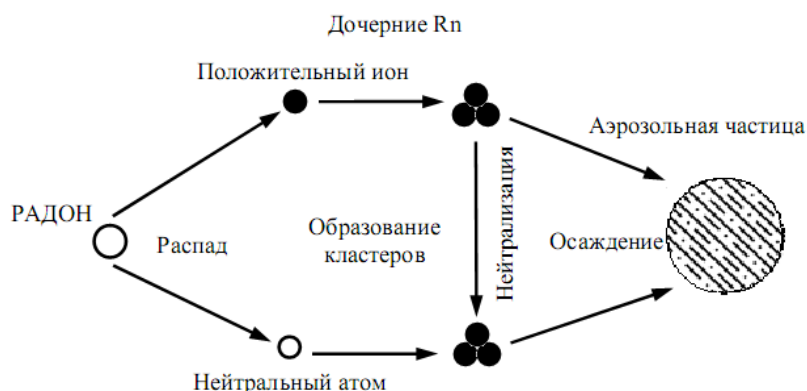


Рис. 6.2. Основные процессы образований аэрозолей дочерних продуктов радона.

Процесс захвата (присоединения) ДПР радона на аэрозолях является диффузионным и регулируется в соответствии с электростатическими и газокинетическими закономерностями. Скорость захвата ДПР радона аэрозольными частицами может быть оценена в соответствии с выражением:

$$\left(\frac{dn}{dt}\right)_r = knn_r dr, \quad (6.11)$$

Здесь n_r - концентрация аэрозольных частиц с радиусами между r и $r + dr$, n - концентрация ДПР радона, k - коэффициент захвата, который определяется для случаев:

$$k = 4\pi D r, \text{ при } l > r; \quad k' = \pi r^2 \bar{v}, \text{ при } l < r \quad (6.12)$$

где $\bar{v}$ - средняя газокинетическая скорость l - средняя длина свободного пробега и D - коэффициент диффузии первичных частиц ДПР радона.

Выражения (6.12) указывают на линейность скорости захвата молекулярных групп субмикронными частицами ($l > r$) в зависимости от их радиуса, но в случае малых частиц эта скорость ($l < r$) становится пропорциональной r^2 .

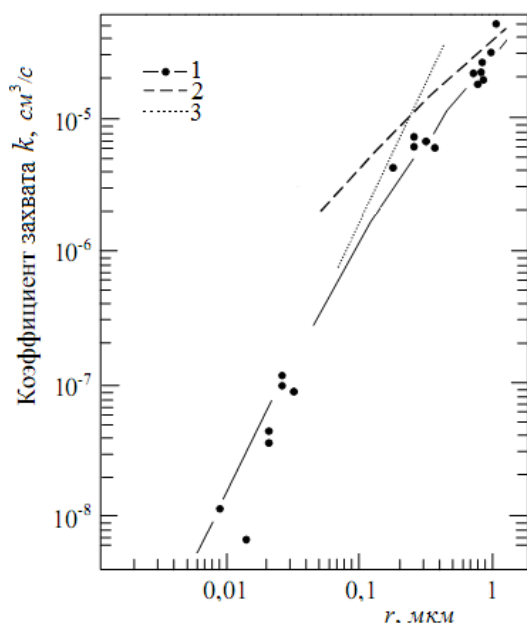


Рис. 6.3. Зависимость коэффициентов захвата (9) от размера частиц. 1 – экспериментальные данные [7], 2- $k = 4\pi Dr$ и 3- $k' = \pi r^2 \bar{v}$ теория; $D = 0,068 \text{ см}^2/\text{сек}$, $\bar{v} = 1,72 \cdot 10^4 \text{ см/сек}$ [8].

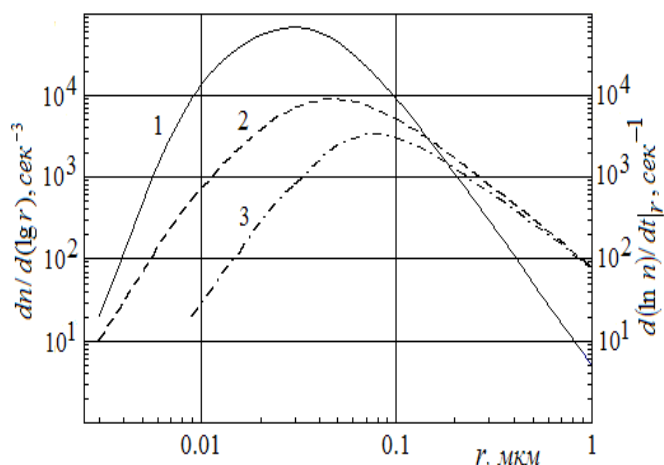


Рис. 6.4. Спектральный состав естественного аэрозоля и захват ими ДПР радона: 1 – распределение типичное для континентального аэрозоля, 2- скорость захвата в соответствии с первым уравнением (8) и 3- то же самое для второго уравнения (8) (шкалы кривых 2 и 3 даны справа).

На рис. 6.3 сравнивается диффузионная модель коэффициентов захвата (6.12) с экспериментальными данными, предполагающей возможность полного осаждения ДПР на поверхностях частиц, соответствующих аккумуляционной моде аэрозоля. Из этого рисунка видно, что для зоны аккумуляционных частиц $r \sim (0,1 - 1,0 \text{ мкм})$ в зависимости от их радиуса преобладает линейный закон захвата ДПР, а для зоны переходных зародышевых частиц $r < 0,1 \text{ мкм}$ выполняется квадратичный закон захвата ДПР.

Таблица 6.5a. Оценки времени существования ДПР радона.

1	$r_m, \text{мкм}$	$\bar{r} = r_m \exp(v^2/2), \text{мкм}$	$\bar{k} = 4\pi D \bar{r}, \text{см}^2/\text{сек}$	$\tau = 1/kN, \text{сек}$
2	$N = 3,5 \cdot 10^3$			
3	0,1	0,1278	0,1092	26,17
4	0,2	0,2555	0,2183	13,09
5	0,3	0,3833	0,3275	8,72
6	$N = 2 \cdot 10^4$			
7	0,1	0,1278	0,1092	45,80
8	0,2	0,3194	0,2729	18,32
9	0,3	0,4472	0,3821	13,09

Таблица 6.5b.

1	$r_m, \text{мкм}$	$\bar{r} = r_m \exp(2v^2), \text{мкм}$	$\bar{k}' = \pi \bar{r}^2 \bar{v}, \text{см}^2/\text{сек}$	$\tau = 1/\bar{k}'N, \text{сек}$
2	$N = 3,5 \cdot 10^3$			
3	0,01	0,0003	0,0014	2,0
4	0,05	0,0067	0,0360	0,08
5	0,1	0,0266	0,1440	0,02
6	$N = 2 \cdot 10^4$			
7	0,01	0,0003	0,0014	3,47
8	0,05	0,0266	0,1440	0,04
9	0,1	0,0600	0,3239	0,02

$D = 0,068 \text{ см}^2/\text{сек}$, - коэффициент молекулярной диффузии первичных частиц ДПР радона, $\bar{v} = 1,72 \cdot 10^4 \text{ см/сек}$ - средняя газокинетическая скорость первичных частиц ДПР радона, $v = 0,7$ - полуширина распределения частиц аэрозоля по размерам.

Важной характеристикой радиоактивности воздуха, например, при количественной оценке осаждения активных частиц в дыхательных путях или на различных фильтрах, является распределение радиоактивных частиц по их размерам. Это распределение зависит от спектрального состава аэрозоля и коэффициента захвата радиоактивных частиц на поверхности аэрозольных частиц. На рис. 6.4 для численной оценки скорости захвата в (6.11) использовано распределение по радиусам континентального аэрозоля. С точностью до постоянной постоянная распада λ эта скорость выражается кривыми 2 и 3, которые повторяют ход кривой распределения частиц по размерам (кривая 1).

Определим среднее время свободного существования (жизни) ДПР $\tau = dn/ndt$, до их включения в состав аэрозольных частиц. Для этого проинтегрируем (6.11) и найдём общее уменьшение концентрации первичных частиц ДПР. Формулы последовательного расчёта времени жизни τ и соответствующие расчётные данные представлены в табл. 6.5.

6.5. Искусственная радиоактивность аэрозолей

Искусственная радиоактивность аэрозольных частиц вызвано содержанием в них искусственных радиоактивных изотопов с наведённой активностью (путём захвата радионуклидов и действия радиоактивных излучений), а также продуктов их постоянного распада. Искусственные радионуклиды (ИРН) могут высвобождаться в атмосферный воздух в виде широкого спектра различных физико-химических форм: крупных и мелких частиц, образованных механически в результате техногенных процессов и ядерных взрывов, выбросов высокоактивных изотопов, которые интенсивно включаются в состав воздушной взвеси [4, 10, 20].

Изучение ИРН, образующиеся в процессах деления тяжелых ядер и возникающие в различных реакциях активации ядер, гораздо сложнее, чем анализ естественных радиоактивных радионуклидов (ЕРН). Если природные вещества содержат заранее известное определённое число радиоизотопов, то образцы искусственных радиоактивных веществ включают множество как известных, так и неизвестных радионуклидов. Последние приходится дополнительно идентифицировать, включающее следующие два этапа: обнаружение радиоактивного излучения, распознавание и описание свойств радионуклида по обнаруженному излучению [6, 11].

Краткие сведения о различных видах ИРН даны в табл. 6.6. Попадание ИРН в атмосферный воздух может быть связано как с постоянными выделениями при работе АЭС и других предприятий ядерного топливного цикла, так и с залповыми выбросами в случае ядерных взрывов (последствия крупных аварий, действующие АЭС, предприятий ЯЕЦ, испытания ядерного оружия в атмосфере, а также подводные и подземные экспериментальных ядерные взрывы). Картина распространения и рассеяния ИРН в атмосферном воздухе зависит от многих факторов: метеоусловий, количества и свойств радиоактивных веществ в выбросе, ландшафта местности.

В условиях атмосферы происходит турбулентное движение примесей с воздушными потоками, которые могут описаны стохастически. При залповом выбросе ядерно-топливного цикла распространение примеси от точечного источника с постоянной мощностью определяется в виде полуэмпирического выражения (гауссова модель рассеивания)

$$n = Q^* G; \quad G = \frac{f(h^*)}{\pi \sigma_y \sigma_z v} \exp \left[-\frac{h^2}{2\sigma_z^2} \right], \quad (6.13)$$

Здесь n - концентрация (объёмная активность) ИРН, Бк/м³; Q^* - мощность источника (скорость выброса), Бк/с; G - так называемый, фактор метеорологического

разбавления, c/m^3 ; $f(h^*)$ – фактор обеднения (доля примеси в слое перемешивания), величина учитывающая постоянную распада и влияние процессов, сухого осаждения и вымывания осадками, h^* – высота слоя перемешивания; σ_y , σ_x – коэффициенты дисперсии Гауссова распределения в направлениях, поперечных к вектору скорости ветра (горизонтальном y и вертикальном z), m , зависящие от устойчивости атмосферы и расстояния от источника x, m ; $\bar{v}$ – средняя скорость ветра, m/c ; h – высота выброса, m .

Таблица 6.6. Основные источники ИРН в атмосферу.

№	Источник ИРН	Характеристика	Лите-ра
1.	Техногенные искусственные радионуклиды	Продукты специальной научной и инженерно-технической деятельности людей, направленной на получение ядерной энергии, образуются в результате деления ядер и нейтронной активации, являются основным источником искусственных радионуклидов. При ядерных взрывах -делении тяжелых атомных ядер (с массовыми числами от 85 до 150 а. е. м) радионуклиды (осколки) и продукты их распада представляют собой набор из нескольких сотен радионуклидов с периодами полураспада T от долей секунды до миллионов лет. Существенный вклад в ожидаемую эффективную эквивалентную дозу дают: углерод-14 ^{14}C ($T=5730\pm30$ лет), цезий-137 ^{137}Cs ($T=28,8$ года), стронций-90 ^{90}Sr ($T=27,7$ года), цирконий-95, ^{95}Zr ($T=65$ дней), йод-131, ^{131}I ($T=8,02070$ суток).	[6, 9, 20]
2.	Добыча нефти и газа	Нефтяным запасам часто сопутствуют глинистые сланцы, богатые ураном (концентрацией 1 $кг/т$ и более). Происходит загрязнение нефти и газа радионуклидами земного происхождения двумя путями: 1) в рассолах ниже залегающих пористых песчаник растворяется ^{226}Ra и его ДПР, которые поступают в вышележащие нефтяные и газовые залежи и загрязняют их радионуклидами; 2) происходит диффузия радона ^{222}Rn в нефтяные слои, вызывающего загрязнение нефти и газа его ДПР. Добыча нефти и газа сопровождается интенсивным выделением радиоактивного аэрозоля.	[4, 6, 11, 19]
3.	Сжигание угля	Уголь, добываемый из недр Земли, как нефть и газ, содержит радионуклиды урановых и ториевого семейств. После сжигания угля в шлаке и летучей золе происходит концентрирование радиоактивных нелетучих компонентов в несколько раз. При этом концентрация ^{210}Pb и ^{210}Po в летучей золе в несколько раз выше, чем в шлаке. При сжигании угля ^{222}Rn, ^{210}Pb и ^{210}Po могут непосредственно поступать в окружающий атмосферный воздух.	
4.	Добыча и переработка руды	Применяются три основных способа добычи урана: шахтный (подземный) –около 30%, карьерный (открытый) –более около 40% и подземное выщелачивание (является экологически более безопасным)-примерно 20%; примерно остальные 10% является примесью при добыче меди, титана и других металлов. Прежде чем использовать уран в качестве топлива, его подвергают тонкой очистке от примесей элементов. Эта стадия очистки и обогащения в цепочке работы с ураном - является менее радиационноопасной. Добыча урана и переработка руды являются основными источниками эмиссии радона ^{222}Rn и радиоактивной пыли в атмосферу.	

Продолжение табл. 6.6.

5.	Производство и использование ядерного топлива	Составляет ядерный топливный цикл-комплекс мероприятий по производству, переработке и утилизации отработанного ядерного топлива. Ядерное топливо включает сырьевой материал (ядра, делящиеся при захвате нейтрона пороговым ядром; ^{238}U, ^{232}Th) и ядерное горючее (ядра, делящиеся нейтронами любых энергий; природный ^{235}U, ИРН: ^{233}U, ^{239}Pu). Ядерное топливо используется в виде таблеток размером несколько сантиметров в герметично закрытых тепловыделяющих элементах ядерных реакторов. Использование ядерного топлива чрезвычайно эффективно, но гораздо сложнее в применении, чем любой вид органического топлива, и требует множества специальных технических и организационных мер при его использовании.	
6.	Хранение, упаковка, и захоронение ядерного топлива	Основная масса образовавшихся во всем мире долгоживущих радионуклидов находится в хранилищах отработанного топлива, на радиохимических заводах, ведущих его переработку, и в хранилищах высокоактивных отходов.	[3, 5, 9, 15]

Наблюдения показывают, что наряду с мощностью и видом источника важным фактором, определяющим рассеяние в ней аэрозольных радионуклидов являются местные метеорологические условия, которые меняются в течении суток, зависящие от вертикальных конвективных течений атмосферного воздуха и установления в ней состояний инверсии (рис. 6.5 а). На рис. 6.5 б показана зависимость фактора метеорологического разбавления G от расстояния при разовых выбросах для различных

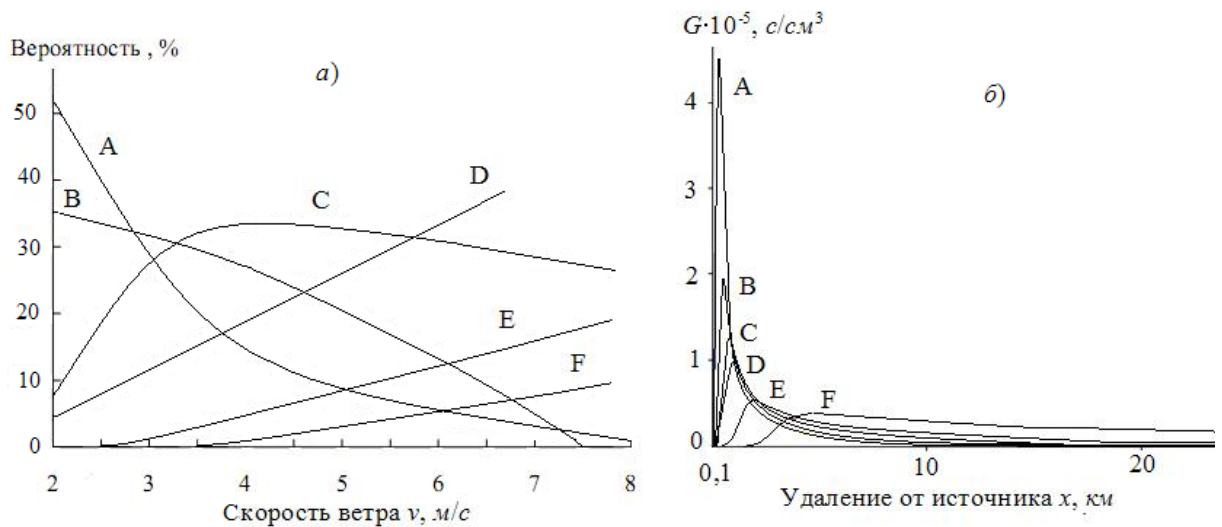


Рис. 6.5. Влияние метеоусловий на рассеяние ИРН для различных категорий устойчивости атмосферы. Ккатегории устойчивости атмосферы по Паскуиллу: А – сильная конвекция, В – конвекция, С – умеренная конвекция, D – нейтральная, E – инверсия, F – сильная инверсия: а)- распределение классов устойчивости атмосферы в зависимости от скорости ветра, б)-зависимость фактора метеорологического разбавления G от расстояния до источника.

категорий устойчивости атмосферы. Необходимые для этого расчётные данные приведены в табл. 6.7. для наиболее распространённого радионуклида Цезия-137 - ^{137}Cs . Как видно из этого рисунка с повышением устойчивости атмосферы - при переходе от условий конвекции к инверсии, максимальное значение фактора G и, следовательно, максимум приземных концентраций могут наблюдаться на расстояниях от сотен метров до нескольких километров.

Таблица 6.7. Исходные данные для расчётов фактор метеорологического разбавления G , c/m^3 [9].

№	Название параметра	Численное значение
1.	v -скорость ветра	3,9 м/с
2.	σ_z -предельное значение коэффициента вертикальной дисперсии	$1.6 \cdot 10^3$ м
3.	h -высота выброса	50 м
4.	λ -постоянная распада для ^{137}Cs	$0,0231 \text{ год}^{-1}$
5.	$f(h^*)$, м/с – фактор обеднения	$f(h^*) \approx 1$, $h^* < 100 \div 200$ м)
$\sigma_y(x) = 2.2 \cdot 10^{-1} x / \sqrt{1 + 10^{-4} x}$ -коэффициент горизонтальной дисперсии		

6.6. Высотное распределение радионуклидов в тропосфере и стратосфере

В атмосфере процессы образования и переноса радионуклидов в основном происходят в области тропосферы и стратосферы. Исследование рассеяния радиоактивных аэрозолей в атмосфере (как естественных, так и продуктов ядерных взрывов) позволило определить важные динамические характеристики атмосферы: особенности макротурбулентной диффузии и скорости обмена воздушных масс между тропосферой и стратосферой, атмосферами полушарий, сезонные и годовые вариации атмосферы и т.д.

К настоящему времени накоплен солидный банк данных по измерению концентраций радиоактивного аэрозоля в атмосфере [4, 5, 6, 16]. Эти концентрации варьирует в широких пределах более 1 порядка величины в зависимости от погодных условий, времени суток, и сезона даже в пределах одного региона. Тем не менее можно говорить о характерных особенностях внесения, генерации, и распространения радиоактивных веществ в атмосферном воздухе.

Поскольку аэрозоли являются основными носителями радионуклидов в атмосфере, то естественно ожидать, что высотное распределение радионуклидов будет определяться стратификацией аэрозоля по высоте и его вариациями во времени и пространстве.

Наиболее важную роль в радиоактивности атмосферы играет приземный слой воздуха, где происходят основные процессы поступления и распространения радионуклидов в атмосферу из земной поверхности, а также находятся основные источники техногенного радиоактивного загрязнения.

Содержание радона в приземном слое атмосферы существенно зависит от суточных и сезонных колебаний погодных условий, над поверхностью земли в одном и том же районе. На рис.6. 6 показаны типичные суточные изменения концентрации радона Rn-220, а также влажности и температуры воздуха в приземном слое атмосферного воздуха. На этом рисунке можно выделить характерную особенность суточной динамики концентрации радона – средний суточный ход радона характеризуется снижением в полуденное время, минимумом в вечернее время и максимумом в ночные время и ранние утренние часы. Это, очевидно, объясняется повышением температуры атмосферного воздуха, т.е. изменением температурного градиента над поверхностью земли. От метеопараметров (температура, влажность воздуха и т. д.) зависит не только содержание радона, но и состояние равновесия между радоном в воздухе и продуктами его распада (см. рис.6.2).

На рис.6.7 даны примеры сезонных суточных изменений радона, где видно, что в сезонных изменениях содержания радона в воздухе проявляется максимум в наиболее тёплое время года-летом, и минимум – в наиболее холодный период года-зимой, а весной и осенью достигается промежуточное содержание радона.

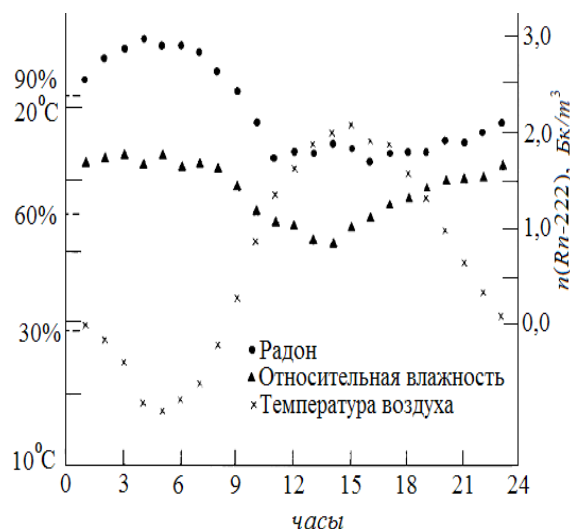


Рис. 6.6. Среднесуточные вариации радона Rn-220, относительной влажности и температуры воздуха [15].

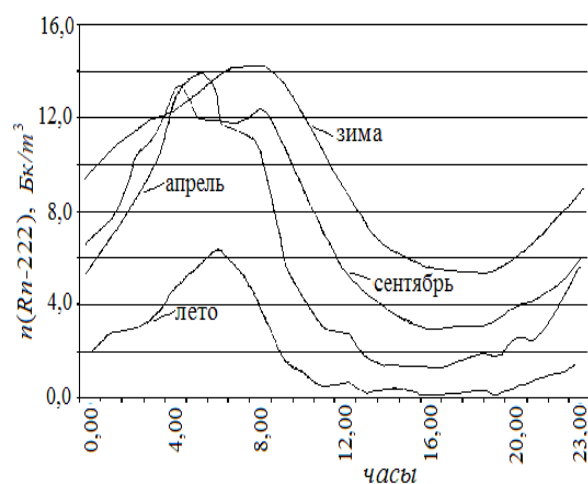


Рис. 6.7. Суточные изменения концентраций радона Rn-220 над поверхностью земли в различные сезоны [17].

Ход кривых на рисунках 6.6 и 6.7 можно объяснить суточными колебаниями тепловых потоков воздуха, которые существенно зависят от противонаправленно и случайно действующих факторов: турбулентного перемешивания в атмосфере и конвективных потоков воздуха. Поскольку интенсивность эксхалляции эманаций в приземный слой воздуха из грунта растёт с повышением температуры воздуха, поэтому содержание эманаций за счёт турбулентного перемешивания растёт днем и к уменьшается – ночью, а за счёт конвективных потоков воздуха – уменьшается днем и увеличивается ночью.

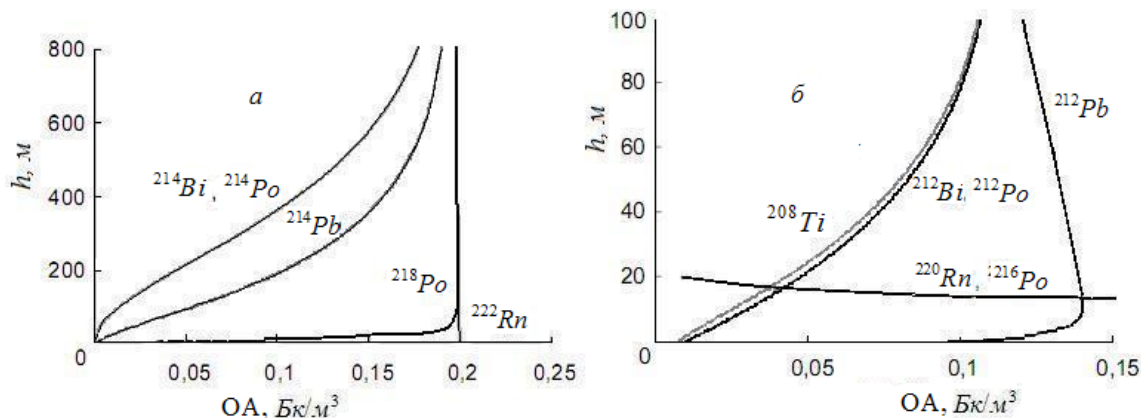


Рис. 6.8. Распределение по высоте объемной активности: а – радона и его ДПР при, б – торона и его ДПР: коэффициент диффузии эманации в воздухе $D_2 = 0,5 \cdot \text{м}^2/\text{с}$; вертикальная скорость ветра $v = 0,1 \text{ м/с}$ (а) и $v = 0,01 \text{ м/с}$ (б), соответственно; плотность потока радона ППР = $20 \text{ мБк} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и плотность потока торона ППТ = $10^3 \text{ мБк} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Важно отметить, что суточная динамика радона на рисунках 6.6 и 6.7 соответствует данным, усредненным за длительный период (несколько суток). В действительности такая характерная закономерность может не наблюдаться в течении отдельных суток.

На рис. 6.8 представлены примеры результатов численных оценок объемной активности (ОА) аэрозольных ДПР изотопов радона у земной поверхности, проведенные в работе [12]. При получении этих оценок считалось, что к основным факторам, влияющим на вертикальные профили ОА радиоактивных аэрозолей, относятся турбулентность атмосферы, направление и скорость ветра, плотности потоков радона и торона из грунта. Из этого рисунка видно, что объемная активность ДПР радона у поверхности земли нулевая и с ро-

стом высоты увеличивается, сравниваясь с ОА материнского ядра ^{222}Rn . Около земной поверхности ОА аэрозольных ДПР торона ^{220}Rn нулевая и с высотой ОА торона ^{220}Rn и его ДПР существенно различаются (кроме ^{216}Po). Данные рисунка подтверждают факт существенного различия высотных профилей ДПР изотопов радона непосредственно около поверхности земли.

В тропосфере концентрация продуктов деления естественных радионуклидов растет с высотой. Радон $\text{Rn} - 222$ распространяется в пределах тропосферы и нижней стратосферы, а его долгоживущие продукты распада $\text{Pb}-210$ (RaD), $\text{Bi}-210$ (RaE), $\text{Po}-210$ (RaF) обнаружены в стратосфере. Вследствие малого значения периода полураспада торон $\text{Rn} - 220$ и актинон $\text{Rn} - 210$ присутствуют в приземном слое атмосферы. Продукт распада торона $\text{Pb}-212$ обнаруживается в нижней тропосфере. Над океанами $\text{Rn}-220$, $\text{Rn}-219$ и их продукты распада практически отсутствуют.

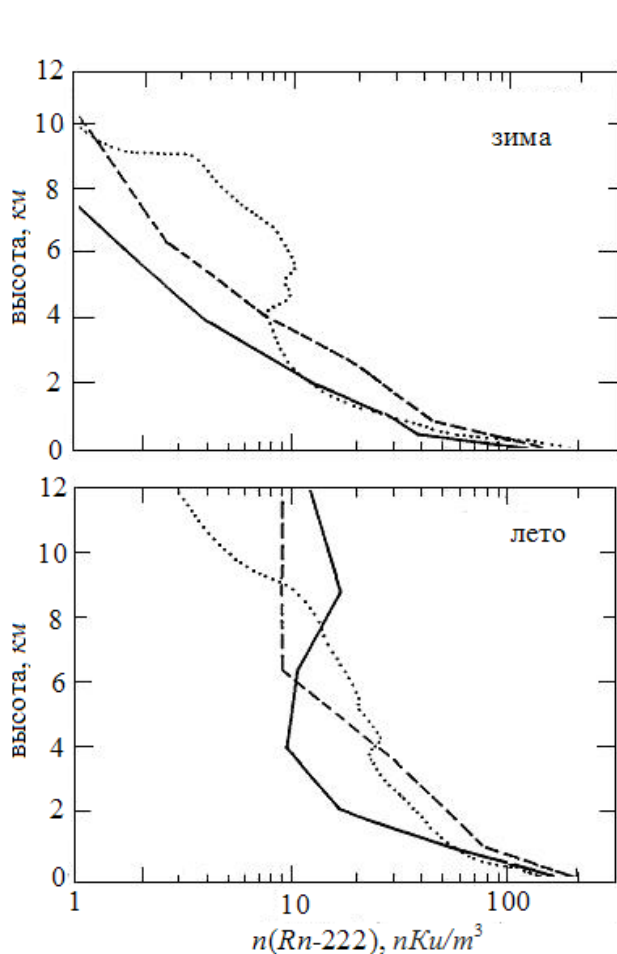


Рис.6.9. Средние вертикальные профили концентрации радона $n(^{222}\text{Rn})$ для зимы и лета: модельные расчёты (сплошная и пунктирные линии), наблюдательные данные (точечная линия, 1984 год) [2].

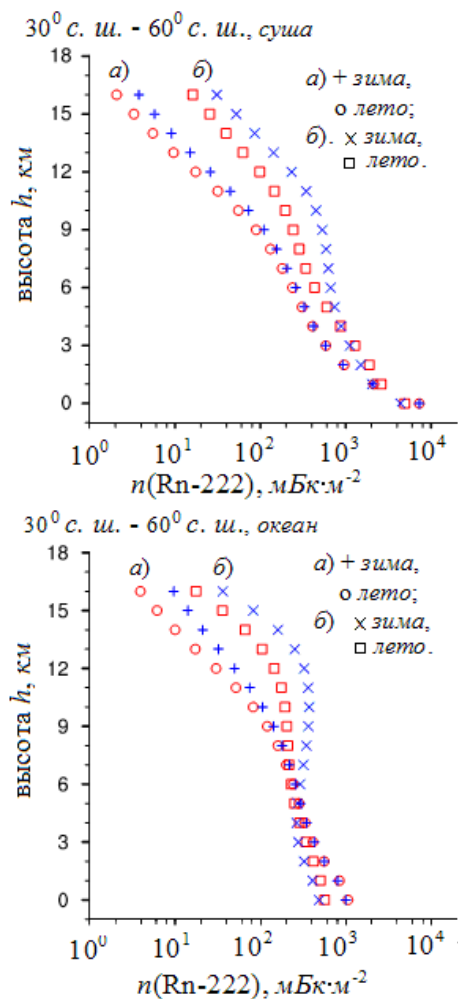


Рис.6.10. Климатические вертикальные профили концентрации радона $n(^{222}\text{Rn})$ над сушей и океаном: а) и б) – данные различных модельных оценок [21].

На рис. 6.9 показаны типичные фоновые вертикальные профили концентрации радона для условий зимы и лета над континентом. На этом рисунке видно, что зимой по сравнению с летним периодом происходит заметный спад концентрации радона с высотой, т.е. наблюдаются наибольшие градиенты его распределения по высоте. Это в определённой мере способствует накоплению радона в нижней тропосфере. Летом значительный рост содержания продуктов деления радионуклидов отмечается при переходе через тропопаузу.

В стратосфере максимум концентрации продуктов деления отмечается на высоте 19-23 км заревого стратосферного аэрозольного слоя.

На рис. 6.10 изображены вертикальные профили распределения радона, полученные путём усреднения в течении двух последних десятилетий (климатические вертикальные профили радона), характерные для средних широт над сушей и океаном. На этом рисунке модельные оценки *a* и *б* при одинаковых значениях плотности потока радона из земной поверхности различаются условиями его ковки и осаднения из атмосферы. При интенсивных вертикальных переносах радона (кривые *б*) различия в вертикальных профилях радона сильнее проявляются с высотой, которые могут быть вызваны с ростом времени пребывания радона на более высоких слоях атмосферы.

Исследования показывают, что характерное (среднее) время пребывания радиоактивного аэрозоля в атмосфере зависит от высоты его стратификации и дисперсности. Это время составляет в нижней тропосфере несколько суток, в верхней тропосфере 20-40 суток, а в нижних слоях стратосферы около года и выше. Определение среднего времени существования радиоактивного аэрозоля в атмосфере и его временных вариаций позволяют решать проблемы радиоэкологии и ядерной метеорологии [2, 10, 21].

Как видно из рис. 6.10, вертикальные профили радона существенно различаются над сушей и океанической поверхностью. Это различие заметно уменьшается в верхней тропосфере и, особенно, в тропопаузе и нижней стратосфере. Оценки показывают, что среднее содержание $Rn - 222$ над материками выше, чем над океанами на два порядка в приземном слое воздуха и более одного порядка в тропосфере, а концентрация с высотой падает примерно вдвое на каждый километр высоты.

В целом вертикальные профили радона, показанные на рисунках 6.9 и 6.10 повторяют вертикальный ход высотного распределения атмосферного аэрозоля (см &1.4.2). Это может быть связано с одной стороны со слоистой структурой высотного распределения аэрозоля и с другой стороны с тем, что аэрозольные частицы могут быть важным переносчиком радона и продуктов его распада.

Таблица 6.8. Наиболее важные космогенные радионуклиды, рассматриваемые в радиоэкологии

Радионуклид	Период распада	Скорость образования, ат/см ² ·сек	Содержание в воздухе, Бк/м ³	Содержание в осадках, Бк/л
³ H*	12,3 года	0,2-0,5; 0,25 атмосфера 0,084 тропосфера	(2-20)·10 ⁻⁵ , 10 ⁻²	0,2-4,0
⁷ Be	53.3 дн.	0,081 атмосфера, 0,027 тропосфера	(1,2-5,0)·10 ⁻³ , Ср. 3,0·10 ⁻³	-
¹⁴ C	5568 лет	2,5 ± 0,5; 1,1 атмосфера, 1,6 – 2.5 тропосфера	(2 – 7,5)·10 ⁻²	4·10 ⁻²
²² Na	2,6 года	-	(2 – 8)·10 ⁻⁷ ; Ср. 3·10 ⁻⁷	(4 – 40)·10 ⁻⁶
²⁴ Na	14.7 час	-	(2 – 8)·10 ⁻⁶ , Ср. 3·10 ⁻⁶	(4 – 40)·10 ⁻³

³H*, ¹⁴C* являются одновременно искусственными (результат работы предприятий ЯТЦ).

В тропосфере и стратосфере (частично и в литосфере) постоянно возникают космогенные радионуклиды за счет взаимодействия первичного космического излучения (протонов и нейтронов) с ядрами стабильных атомов N, O, Ar и др. атмосферы: ³H, ⁷Be, ¹⁴C, ²²Na, ¹⁰Be, ³⁵S, ³²P, ³³P и т.д. Основная масса этих радиоактивных изотопов образуется в стратосфере, где и отмечаются наибольшие их концентрации [9, 11].

Кроме того, космогенные радионуклиды образуются в межпланетном пространстве в метеоритах и других космических телах [4, 5]. В приземном слое воздуха опреде-

ляются более 30 космогенных радионуклидов [5]. Из них содержание основных космогенных радионуклидов, значимые для радиоэкологии, приведено в табл. 6.8.

Скорость образования космогенных радионуклидов зависит от различных физических факторов, например, энергетического спектра космического излучения, характеристик первичных космических лучей, а также вторичных частиц (нуклонов), образующихся при их воздействии на верхнюю атмосферу, способных к ядерным реакциям с атмосферными газами. Выявлено, что значительная часть космогенных радионуклидов образуются в результате взаимодействия с низкоэнергетическими вторичными нейтронами. Установлено, что скорость образования радиоизотопов пропорционально потоку медленных нейтронов и этот процесс происходит примерно в четыре раза интенсивнее в районе геомагнитных полюсов, чем на экваторе.

Исследования распределения скорости образования радиоизотопов внутри атмосферы показали, что это распределение имеет широкий максимум в тропопauзе и

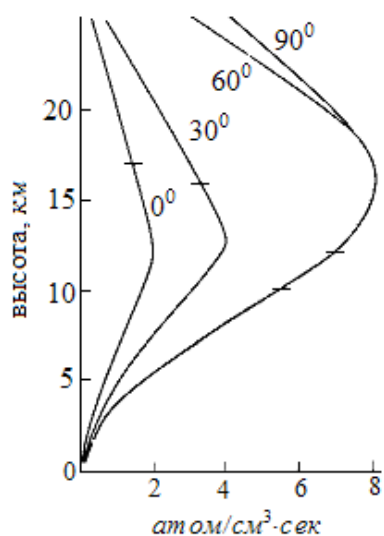


Рис.6.11. Скорость образования ${}^7\text{Be}$ под действием космических лучей в зависимости от высоты на геомагнитных широтах 0° , 30° , 60° и 90° . Горизонтальные чёрточки соответствуют высоте тропопauзы на этих широтах [10].

нижней стратосфере (рис. 6.11), который определённым образом смещается в зависимости от геомагнитной широты. Эта область максимального образования космогенных радиоизотопов связано с быстрым уменьшением потока низкоэнергетических нейтронов с уменьшением высоты и распределением плотности атмосферы по высоте. Наличие слоя максимальной скорости образования изотопов относится к основным атмосферным явлениям, оказывающим важное влияние на солнечно-земные связи.

Высотное распределение, соответственно, фракционный состав и гло-

бальное распределение радионуклидов в атмосфере существенным образом зависит от всё возрастающей доли в них искусственных радиоактивных аэрозолей. Установлены некоторые общие закономерности преобразования и распределения радиоактивных продуктов в атмосфере, зависящие в значительной степени от особенностей метеорологических процессов в масштабе всей планеты.

С точки зрения глобальных выпадений большой интерес представляют изотопы, период полураспада которых пере восходит время их пребывания в атмосфере. Эти изотопы, представляющие биологическую опасность, могут накапливаться в атмосфере. В табл. 6.9 перечислены наиболее важные долгоживущие изотопы, входящие в состав радиоактивных выпадений.

Образование радиоактивных аэрозолей зависит от мощности и высоты выброса радиоактивного вещества над подстилающей поверхностью, вблизи неё и высоко в атмосфере. Различие в дисперсности и активности частиц возникают в процессе охлаждения радиоактивного облака, в котором вещество-радиоактивное и инертное, при

Таблица 6.9. Основные долгоживущие изотопы, встречающиеся в составе радиоактивных выпадений [4].

Радионуклид	Период полураспада	Радионуклид	Период полураспада
${}^{137}\text{Cs}$	28,8 года	${}^{95}\text{Zr}$	65 дней
${}^{90}\text{Sr}$	27,7 года	${}^{89}\text{Sr}$	51 дней
${}^{144}\text{Ce}$	285 дней	${}^{140}\text{Ba}$	12,8 дней

ядерном взрыве находилось в испарённом состоянии. Это вещество по мере падения температуры конденсируется в аэрозольное облако. При этом, процесс конденсации некоторых долгоживущих изотопов, имеющих предшественников, находящихся в газообразном и летучем состоянии, например,



несколько запаздывает и это приводит к генерации более мелкодисперсных частиц. В результате происходит перераспределение радиоактивных изотопов по размерам частиц – явление фракционирования радиоактивного аэрозоля. В случае взрывов мощных ядерных бомб (эквивалентных десяткам мегатонн тринитротолуола) они могут попадать в стратосферу и пройти расстояние в тысячи км. Грубодисперсные частицы (размерами десятки и сотни мкм) быстро выпадают из атмосферы, образуя локальные выпадения на расстоянии сотни км от места взрыва. Частицы с размерами 1-10 мкм долго остаются в тропосфере, образуют так называемые тропосферные выпадения, которые выпадают на поверхность Земли на расстояниях многих сотен и тысяч километров от места взрыва. Среднее время выпадения тропосферного радиоактивного аэрозоля составляет около 30 суток. Тонкодисперсные аэрозоли (размером не более нескольких мкм), которые попадают в верхнюю тропосферу, обычно переносятся вдоль зонального пояса широт с запада на восток, а заброшенные в тропопаузу и стратосферу образуют глобальные выпадения на поверхность Земли. Стратосферные выпадения составляют основную часть

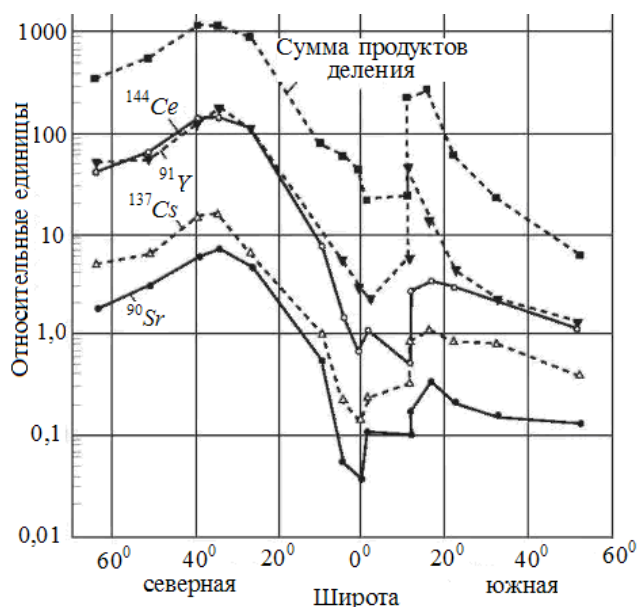


Рис. 6.12. Распределение концентраций продуктов деления ядерных взрывов в атмосферном воздухе планеты на разных широтах [3].

весенний максимум в марте – мае в северном полушарии и сентябре – октябре в южном полушарии. Это объясняется с весенней перестройкой высоты тропосферы, связанные с изменением метеорологических параметров, и с близостью источников радиоактивности.

Список литературы

1. ГОСТ 15484-81. Излучения ионизирующие и их измерения. Термины и определения (заменён от: 01.08.2013).
2. Геденов Л.И. Радиоактивность внешней среды. – Атомная энергия, 1972, т. 33, в.2, с. 150 – 155.

3. Ильин Л. А., Кириллов В. Ф., И. П. Коренков И. П.. Радиационная гигиена: учеб. для вузов. - М. : ГЭОТАР-Медиа, 2010. с. 384.
4. Козлов В.Ф. Справочник по радиационной безопасности. М. Энергоатомиздат. 1999.
5. Моисеев А.А., Ивановов В.И. – Справочник по дозиметрии и радиационной гигиене. М. Энергоатомиздат. 1990.
6. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. – Л.: Наука, 1989, 407 с.
7. Паровик Р.И.,Ильин И.А.,Фирстов П.П. Математическая диффузионная модель массопереноса радона в грунте с и его эксхалация в приземный слой атмосферы // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле, 2006, вып.7, №7, с.110-114.
8. Паровик Р.И.,Ильин И.А.,Фирстов П.П. Обобщенная одномерная модель массопереноса радона ^{222}Rn и его эксхалация в приземный слой атмосферы. - Математическое моделирование, 2007, т. 19, № 11, с. 43-50.
9. Швыряев А.А. , .Меньшиков В.В. Оценка риска воздействия загрязнения атмосферы в исследуемом регионе.-М.: Издательство Московского университета, 2004 г., с. 14.
10. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы.-М.: Мир, 1965, с.241.
11. Яковлева В. С. Методы измерения плотности потока радона и торона с поверхности пористых материалов.-Томск, ТПУ, 2011, с. 34.
12. Яковлева В.С. ., Санников Ф.А, Лужанчук Я.В. . Моделирование переноса изотопов радона и дочерних продуктов распада в приземной атмосфере.-[Известия высших учебных заведений. Физика](#). 2010, № 11/2, с. 79-85.
13. Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications, Third Edition. Editor(s): Pramod Kul-karni, Paul A. Baron, Klaus Willeke. Online ISBN: 9781118001684, 2011, Ch. 4, Size Distribution Characteristics of Aerosols, p. 41–54.
14. Daniel J.J., Michael J. P. Radon-222 as a test of convective transport in a general circulation model.-Tellus, 1990, 42B, p. 118-134.
15. Duefias C. , Phez M., Ferniindez M. C., Carretero J.. Radon Concentrations in Surface Air and Vertical Atmospheric Stability of the Lower Atmosphere.-J. Environ. Radioactivity, 1996, v. 31 №.1, p. 87-102.
16. Israel H., Israel, G. W. A new method of continuous measurements of radon (Rn^{222}) and thoron (Rn^{220}) in the atmosphere.-Tellus XVIII (1966), 2, p. 587-561.
17. Magnoni M.. Vertical dispersion of radon and conventional pollutants: some tests on existing and new models. In: Sources and measurements of radon and radon progeny applied to climate and air quality studies,-International atomic energy agency,Vienna, 2012, p. 141-150.
18. Nazaroff, W. W., Moed, B. A., Sextro, R. G. Soil as a Source of Indoor Radon: Generation, Migration, and Entry. In: Radon and Its Decay Products in Indoor Air, eds. W. W. Nazaroff, A. V. Nero.- New York: John Wiley & Sons, 1988, p. 57-112.
19. Porstenddrfer J. Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air // J. Aerosol Sci. - 1994. – V. 25. – № 2. – p. 219 - 263.
20. Seinfeld, J. H., S. N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA.
21. Zhang K. , Wan H. , Zhang M. , Wang B. . Evaluation of the atmospheric transport in a GCM using radon measurements: sensitivity to cumulus convection parameterization.-Atmos. Chem. Phys., 2008, 8, p. 2811–2832.

Глава 7. ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА ПЕРЕНОС ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

7. 1. Роль аэрозольного рассеяния

Оптические свойства атмосферы, как рассеивающей среды, практически определяются присутствием в ней аэрозоля. Многообразие оттенков облаков, туманов и дымов, цвета разгорающейся зари, красивые закаты – всё это примеры аэрозольного рассеяния света. Явление аэрозольного рассеяния играет определяющую роль в переносе диффузного (рассеянного) оптического излучения в атмосферном воздухе, вызванного изменением пространственного распределения и состояния поляризации рассеянного излучения по сравнению с падающим. Аэрозольное рассеяние излучения в атмосфере, по существу, включает и аэрозольное поглощение, поэтому роль аэрозоля в переносе излучения в атмосфере в действительности сводится к его ослаблению: поглощению и, так называемому чистому рассеянию. Аэрозольное рассеяние в отличие от молекулярного поглощения обладает существенно слабой спектральной селективностью [1, 8, 10, 26, 35].

Многообразие оптических проявлений аэрозоля в атмосфере определяется его дисперсным и химическим составом, структурой частиц, определяемые предысторией их образования и метеорологическими условиями формирования и изменчивости поля концентрации аэрозольных частиц. Оптические характеристики аэрозоля определяются комплексом его полидисперсных микрофизических параметров (концентрации, спектра размеров, компонентов показателя преломления частиц), которые изменяются в довольно широких пределах, как для отдельного типа аэрозоля, так и при переходе от одного типа аэрозолей к другому [12, 15, 17, 25, 39].

Рассеяние аэрозольных частиц в атмосфере обычно описывается в приближении рассеяния на частицах сферической формы (теории Ми), которое удовлетворяет условию параметра Ми $\rho = 2\pi r / \lambda \geq 1$, где r – радиус частицы, λ – длина волны. Пространственно-угловое распределение аэрозольного рассеяния характеризуется анизотропией с максимумом в направлении распространения излучения. Анизотропия усиливается с ростом параметра Ми ρ .

7.2. Фотометрические величины

Фотометрия (от фото-свет и метрия-измеряю) раздел оптики, в котором изучаются методы и приемы измерения энергии оптического излучения. Обычно в фотометрии рассматриваются действия на глаз и другие оптические приборы электромагнитных волн видимого оптического диапазона. Различают энергетические фотометрические величины, связанные с измерениями энергии поля оптического излучения и величин связанных с ней. Эти величины характеризуют излучение света безотносительно к свойствам человеческого зрения. Каждой энергетической световой величине соответствует световая

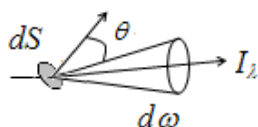


Рис. 7.1. Распространение излучения через площадку dS внутри телесного угла $d\omega$ в направлении, образующем угол θ с её внешней нормалью.

фотометрическая величина, которая отличаются от энергетических тем, что характеризуют свет по его способности вызвать зрительное ощущение. Сведения об основных энергетических и световых фотометрических величинах приведены в таблице (см. таб. 7.1).

Основной характеристикой поля оптического излучения является монохроматическая или спектральная интенсивность излучения:

$$I_{\lambda} = \frac{dW_{\lambda}}{dS \cos \theta d\lambda d\omega dt}, \quad (7.1)$$

которая равна энергии излучения, протекающего через элемент поверхности dS под углом θ к его нормали в интервале длины волны от $d\lambda$ до $\lambda+d\lambda$ внутри телесного угла $d\omega$ за время dt (см. рис 7.1) [5]

Таблица 7. 1. Основные энергетические и световые величины.

№	Формула	Энергетические величины		Световые величины	
		Наименование	Единицы измерения	Наименование	Единицы измерения
1.	W , энергия переносимая излучением	Энергия излучения (лучистая энергия)	$Дж$	Световая энергия	$лм \cdot с$
2.	$F = \frac{dW}{dt}$	Поток излучения (лучистый поток)	$Вт$	Световой поток	$лм$
3.	$J = \frac{dF}{d\omega}$	Сила излучения (энергетическая сила света)	$Вт \cdot ср^{-1}$	Сила света	$кд$
4.	$E = \frac{dF}{dS}$	Облучённость (энергетическая освещённость)	$Вт \cdot м^{-2}$	Освещённость	$лк$
5.	$I = \frac{dF}{dS \cos \theta d\omega}$	Энергетическая яркость	$Вт \cdot м^{-2} \cdot ср^{-1}$	Яркость	$кд \cdot м^{-2}$
6.	$\rho_{\lambda} = \frac{dW_{\lambda}}{d\lambda}$	Спектральная плотность энергии излучения	$Дж \cdot м^{-1}$	Спектральная плотность световой энергии	$лм \cdot с \cdot м^{-1}$
$d\omega$ - элемент телесного угла распространения излучения, dS – элемент поверхности, пронизываемый излучением, θ - угол между нормалью к элементу поверхности и направлением распространения излучения.					

Величина I_{λ} остаётся постоянной в пустом пространстве (при отсутствии ослабления и испускания излучения) вдоль луча и характеризует источник излучения (это свойство следует непосредственно из записи уравнения переноса излучения, рассмотренного ниже).

Соответственно (7.1) поток излучения вычисляется путём интегрирования по всем направлениям следующим образом

$$F_{\lambda} = \int_{\omega} I_{\lambda} \cos \theta d\omega. \quad (7.2)$$

Это выражение можно представить в виде двух величин

$$F_{\lambda} = E_{\lambda} - E'_{\lambda}, \quad (7.3)$$

из которых первая E_{λ} представляет собой освещённость площадки с одной стороны ($\theta = 0 \div \pi/2$) и величина E'_{λ} - освещённость площадки с другой стороны. Следовательно, поток излучения может быть представлен в виде разности освещённостей площадки с двух его

сторон. Приёмники излучения (глаз, фотоэлемент и т. д.) дают ответную реакцию на поток излучения.

Соотношение между световым и лучистым потоком задается коэффициентом видности или коэффициентом отдачи монохроматического излучения:

$$V_{\lambda} = \frac{F'_{\lambda}}{F_{\lambda}}. \quad (7.4)$$

Здесь F'_{λ} - световой поток и F_{λ} лучистый поток.

Величина $V_{\lambda \max}$ - максимума коэффициента видности, называемая световым эквивалентом лучистого потока, используется для оценки соотношения между световыми и энергетическими потоками излучения. Практически установлено, что $V_{\lambda \max} = 683 \text{ лм} / \text{Вт}$ при длине волны $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$, для которой чувствительность глаза при равных энергетических потоках максимальна.

На практике для светового излучения длины волны λ используется коэффициент относительной видности:

$$K_{\lambda} = \frac{V_{\lambda}}{V_{\lambda \max}} \quad (7.5)$$

Кривые относительной видности глаза даны на рис. 7.2 Эти кривые на границах видимого спектра приближаются к нулю.

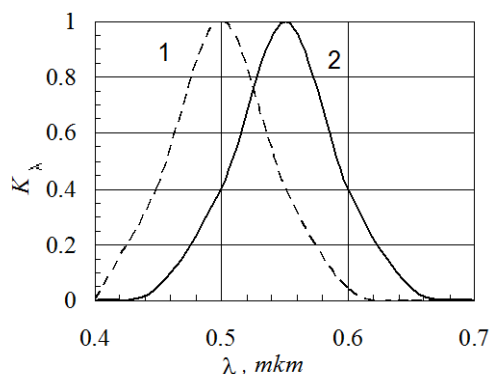


Рис. 7.2. Кривые относительной видности при дневном (1) и сумеречном зрении (2).

Числовые значения K_{λ} для различных длин волн приведены в табл. 7.1. Точечные источники излучения, соответственно являются изотропными, излучают свет по всем направлениям равномерно. Для источников второго типа полагают, что сферическую волну излучает каждый малый элемент их поверхности.

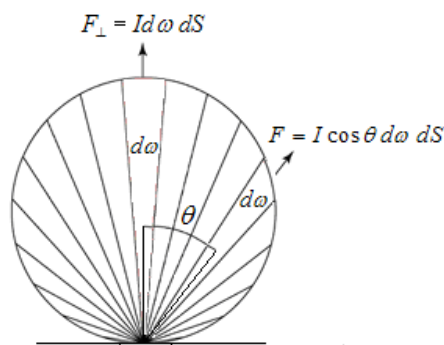


Рис. 7.3. Ламбертова поверхность.

Пример 7.1. Натриевая лампа мощностью 150

Вт испускает лучистый поток 20 Вт при $\lambda = 0,59 \text{ мкм}$. Для нее $K_{\lambda=0,59 \text{ мкм}} = 0,757$. Определить световой поток этой лампы при $\lambda = 0,59 \text{ мкм}$.

В соответствии с (1) и (2) находим

$$F'_{\lambda=0,59} = 683 \text{ лм} / \text{Вт} \cdot K_{\lambda=0,59} \cdot 20 \text{ Вт} = 9402 \text{ лм}$$

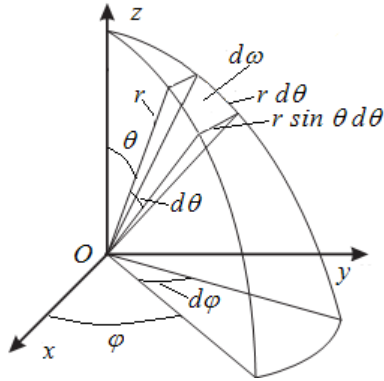
В фотометрии различают точечные и протяжённые источники излучения. К источникам первого типа относят источники, линейные размеры которых значительно меньше, чем расстояние от них до точки наблюдения. Точечные источники испускают сферические волны, соответственно являются изотропными, излучают свет по всем направлениям равномерно. Для источников второго типа полагают, что сферическую волну излучает каждый малый элемент их поверхности.

Протяжённые источники - практически сильно не изотропны, которые обычно излучают неоднородный поток по различным направлениям. Для проведения теоретических исследований различают поверхности имеющие косинусоидальный характер излучения или отражения, показанный на рис. 7.3.

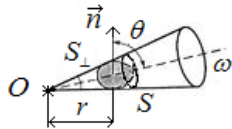
$$dF_{\theta} = dF_n \cos \theta. \quad (7.6)$$

Здесь $d\Phi_{\perp}$ - поток (мощность) излучения в элемент телесного угла $d\omega$ в нормальном направлении ($\theta = 0$ и $\cos \theta = 1$).

Это – закон Ламберта (закон излучения косинусов), а поверхности, удовлетворяющие ему называются ламбертовыми или идеально диффузно отражающими поверхностями. Яркость излучающей или рассеивающей свет (диффузной) ламбертовой поверхности одинакова во всех направлениях. Наиболее близки к закону Ламберта матовые шероховатые поверхности гипса, из мутных сред - некоторые типы облаков и молочных стекол, среди излучателей - абсолютно чёрное тело, порошкообразные люминофоры и т. д.



Телесный угол $d\omega$ в полярных координатах.



Освещенность точечным источником площадки $S_{\perp} = S \cos \theta$.

Пример 7.2. Пользуясь рисунком, рассмотреть выражение для телесного угла $d\omega$ в сферических координатах.

По определению: $d\omega = dS/r^2$, где dS – часть поверхности сферы радиуса r , ограниченную двумя близкими меридианами и двумя близкими параллелями, так что эту поверхность можно рассматривать как малый прямоугольник со сторонами $r d\theta$ и $r \sin \theta d\phi$, площадь которого $dS = r^2 \sin \theta d\theta d\phi$. Поэтому в сферических координатах: $d\omega = \sin \theta d\theta d\phi$.

Пример 7.3. Определить освещенность, создаваемую точечным источником силой J .

В соответствии с формулами таблицы 7.1 и из рисунка для точечного источника ($J = \text{const}$) можно записать:

$$E = \frac{F}{S_{\perp}} = \frac{J\omega}{S_{\perp}} = \frac{JS_{\perp} \cos \theta / r^2}{S_{\perp}} = \frac{J}{r^2} \cos \theta$$

Пример 7.4. Сравнить освещённости площадок, расположенных на разных расстояниях r_1 и r_2 от точечного источника.

Из решения предыдущего примера следует:

$$E_1 / E_2 = r_1 / r_2.$$

Это закон обратных квадратов освещённости.

Пример 7.5. Определить соотношение между освещённостью и яркостью ламбертового источника. По формулам таблицы 7.1 последовательно находим:

$$F = \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} I dS \cos \theta d\omega = 2\pi I dS \int_0^{\pi/2} \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi = \pi I dS. \text{ Отсюда } E = \pi I.$$

7.3. Геометрия рассеяния солнечного света

Распределение поля яркости дневного неба описывается определёнными геометрическими соотношениями для параметров оптического пути рассеянного солнечного света. Эти соотношения следуют, во первых, из основных теорем сферического треугольника [18]. и, во – вторых, характеризуют физико–химические условия распространения светового излучения, достигающего наблюдателя со всех сторон небесного свода. Далее описываются геометрические соотношения для определения эффекта рефракции и оптического горизонта, а также оптической воздушной массы в приближении плоской и сферической атмосферы [7, 20, 21].

7.3.1. Выбор системы координат

Распространение солнечного излучения в атмосфере описываются определёнными геометрическими соотношениями для положения солнца над горизонтом и направления наблюдения с учётом эффекта рефракции и кривизны земной поверхности. Для этого удобно пользоваться двумя системами сферических координат: земной и небесной (рис. 7.4). Координатами первой системы являются зенитный угол – зенитное расстояние ξ или угол возвышения – высота $h = 90^\circ - \xi$ над горизонтом) и азимут ϕ , отсчитываемый, часто, от точки юга, второй системы – склонение δ над экватором и часовой угол t , отсчитываемый от южной точки Q экватора (или прямое восхождение γ , отсчитываемый от точки Y весеннего равноденствия), выражаемого в часах [6, 21, 22].



Рис. 7.4. Сферическая система координат: а) – земная, б) – небесная. NZS и $Q'PQ$ – плоскости основных меридианов небесной сферы (воображаемой сферы с центром в точке наблюдения O), OZ – местный вертикаль (отвесная линия), Z – точка зенита, NS – полуденная линия (N – точка севера и S – точка юга), OP – полярная ось видимого вращения небесной сферы (P – точка северного полюса мира), $Q'Q$ – проекция плоскости небесного экватора.

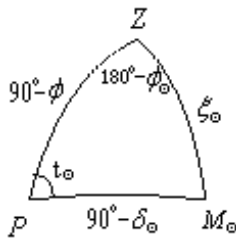


Рис. 7.5. Параллактический треугольник для положения Солнца (точка $M_\odot$ над горизонтом).

При известной широте ϕ для произвольной точки M осуществляется переход от одной системы к другой. Ниже такой переход даётся для положения Солнца над горизонтом из параллактического треугольника $PZM_\odot$ (рис. 7.5).

Переход $(\delta_\odot, t_\odot) \leftrightarrow (\xi_\odot, \phi)$ из решения сферического треугольника $PZM_\odot$ даёт:

$$\begin{aligned} \cos \xi_\odot &= \sin \phi \sin \delta_\odot + \cos \phi \cdot \cos \delta_\odot \cdot \cos t_\odot \\ \sin \delta_\odot &= \sin \phi \cos \xi_\odot - \cos \phi \sin \xi_\odot \cdot \cos \phi_\odot \\ \sin \xi_\odot \sin \phi_\odot &= \cos \delta_\odot \sin t_\odot. \end{aligned} \quad (7.7)$$

Пример 7.6. Определить высоту верхней кульминации и часовой угол восхода – захода солнца (рефракцией и угловыми размерами Солнца пренебрегается).

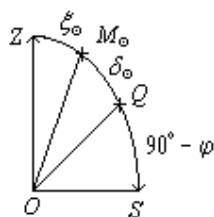


Рис. Верхняя кульминация Солнца.

Верхняя кульминация Солнца наступает в полдень. Из построения на рисунке находим полуденную высоту $h_\odot$:

$$h_\odot = 90^\circ - \xi_\odot = 90^\circ - \phi + \delta_\odot.$$

При восходе и заходе солнца: $\xi_\odot = 90^\circ$. Соответственно по формулам (7.7) находим:

$$\begin{aligned} \cos t_\odot &= -\operatorname{tg} \phi \operatorname{tg} \delta_\odot \\ \sin \phi_\odot &= \cos \delta_\odot \sin t_\odot. \end{aligned}$$

Пример 7.7. Определить формулу расчёта рассеяния солнечного излучения.

Угол рассеяния θ находится в плоскости падающего и рассеянного излучения. Как видно из рис. 5.4 этот угол соответствует направлению наблюдения OM , ввиду параллельности падающих солнечных лучей. Угол наблюдения можно найти из решения сферического треугольника $ZMM_\odot$ по теореме косинусов для сторон, что даёт

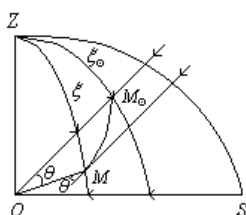


Рис. К определению угла рассеяния солнечного света.

$$\cos \theta = \cos \xi_\odot \cdot \cos \xi + \sin \xi_\odot \cdot \sin \xi \cos \phi,$$

где ϕ - азимут, отсчитываемый от плоскости ZM_0O солнечного меридиана (солнечного вертикала).

Пример 7.8. Ортогональные компоненты рассеянного света образуют с направлением рассеяния углы ϕ_1 и ϕ_2 . Определить зависимость угла рассеяния θ от этих углов.

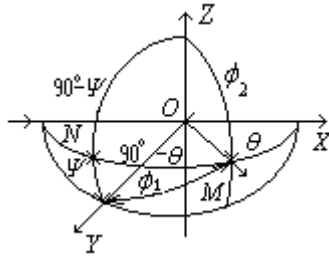


Рис. Геометрия рассеяния поляризованного света.

Пусть рассеяние происходит в точке O прямоугольной системы координат $OXYZ$, OM – направление рассеяния и направление поляризации совпадает с осями OY и OZ . Угол рассеяния θ находится из совместного решения прямоугольных сферических треугольников ZNM и MNY :

$$\cos \phi_2 = \sin \theta \cos \psi$$

$$\cos \phi_1 = \sin \theta \sin \psi.$$

Отсюда:

$$\sin^2 \phi_1 + \sin^2 \phi_2 = 1 + \cos^2 \theta.$$

7.3.2. Рефракция. Оптический горизонт

В атмосфере, кроме направления в зенит, существует поперечный градиент плотности по пути падающего излучения. Вследствие этого возникает поперечный градиент показателя преломления. Путь распространения луча световой волны искривляется к земной поверхности (за исключением малых областей инверсии плотности) (рис. 7.6). Отклонение в вертикальной плоскости видимых направлений на удалённые объекты от истинных вследствие преломления световых лучей в атмосфере называется рефракцией. Угол между направлением на действительное (M) и видимое (M') положение светила называется поправкой на рефракцию; она меняется от нуля в зените и, примерно, до 35° у видимого горизонта [6, 7].

Различают астрономическую рефракцию, если предмет расположен вне атмосферы, и земную рефракцию, если это явление связано с земными объектами. При $\xi_0 < 70^\circ$ поправка на астрономическую рефракцию ρ оценивается по формуле:

$$\rho = 16,09 \frac{p}{T} \operatorname{tg} \xi'_0, \quad (7.8)$$

где ρ в секундах дуги, p - давление в мбар; T - температура воздуха в К, $\xi'_0 = \xi_0 - \rho$ - зенитный угол линии визирования (видимое зенитное расстояние предмета).

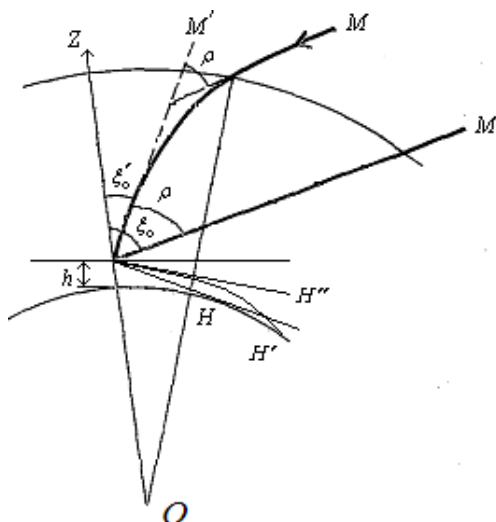


Рис. 7.6. К определению рефракции и горизонта.

При $\xi_0 > 70^\circ$ рефракция оценивается по специальной таблице [21]. Вследствие рефракции происходит расширение горизонта – мнимой линии, по которой небосвод кажется нам соприкасающимся с земной поверхностью (рис. 7.6).

Различают два понятия горизонта – геометрический горизонт H без учёта рефракции и видимый, или оптический, горизонт H' , который мы воспринимаем глазом по направлению OH'' . Угол между линией визирования оптического горизонта и горизонтальной плоскостью на уровне глаза есть угол погружения или глубина горизонта. В работе [21] при средних условиях рефракции даются оценочные значения для глубины горизонта и расстояния до оптического горизонта:

$$\begin{aligned} \text{Глубина горизонта} &= 0,97 h^{1/2} \text{ угловых,} \\ \text{расстояние до оптического горизонта} &= 3,839 h^{1/2} \text{ км,} \end{aligned} \quad 7.9)$$

где h – высота точек наблюдения в метрах.

В действительности рефракция в условиях атмосферы сильно изменчивый процесс. Это проявляется, например, в мерцании звёзд, дрожании картин широких ландшафтов в жаркие дни. В периоды аномальной рефракции (например, в периоды аномальных градиентов температуры над сильно нагретой сушей) могут быть видны объекты, далеко находящиеся ниже геометрического горизонта; эта форма миража, обычно, называется расширением горизонта.

Пример 7.9. Оценить поправку на рефракцию света при нормальном давлении (1013,2 мбар) и температуре воздуха 10°C.

Непосредственной подстановкой данных получим: $\rho = 57'' \text{tg} \xi'_0$

7.3.3. Оптическая воздушная масса: приближения плоской и сферической атмосферы

В атмосферной оптике различают астрономический оптический путь, охватывающий всю атмосферу от уровня моря до её верхних границ и земной оптический путь, целиком лежащий в атмосфере. Количество газовых и аэрозольных частиц для вертикального астрономического пути называется оптической воздушной массой или просто воздушной массой (ОВМ). Следует отметить, что в метеорологии этот термин обычно означает некоторый большой объём воздуха (порядка нескольких километров по горизонтали), который разграничивается средними отличительными значениями комплекса метеорологических параметров (температуры, давления, относительной влажности воздуха и т. д.). Понятие ОВМ используется для сравнения содержания как отдельных, так и всех компонент атмосферы (газов и аэрозолей) вдоль вертикального и наклонного оптического пути; единичное значение ОВМ соответствует приведённой высоте атмосферы на уровне моря [21, 25].

Толщина атмосферы гораздо меньше Земли и для зенитных углов $\xi < 75^\circ$ кривизной атмосферы пренебрегается; слои атмосферы считаются параллельными земной поверхности. Если m – число ОВМ, и dl элемент наклонного оптического пути, то, пренебрегая рефракцией, в приближении плоскопараллельной атмосферы

$$dl = \sec \xi dh, \quad (7.10)$$

где dh – элемент приращения высоты.

Полное число частиц n_t на расстоянии l между высотами h_1 и h_2 , согласно выражению (7.10), будет равно

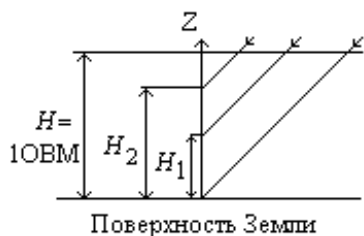


Рис. 7.7. Геометрические соотношения для приведённой атмосферы в плоскопараллельном приближении для оптического пути наклонных параллельных лучей света.

$$n_t = \int_0^l n(l') dl' = \sec \xi \int_{h_2}^{h_1} n(h) dh. \quad (7.11)$$

В то же время, по определению приведённой высоты атмосферы, это число равно

$$n_t = n_0 \Delta H, \quad (7.12)$$

где n_0 – концентрация на уровне моря (или на определённом уровне отсчёта), $H = H_2 - H_1$ – разность приведённых высот между уровнями h_1 и h_2 (рис. 7.7).

В атмосферной оптике пользуются понятием эквивалентного пути, который определяется как горизонтальное расстояние, на котором происходит такое же ослабление света, как и вдоль наклонного пути. Это определение используется для оценки количества частиц при определении вариаций дальности видимости и контраста удалённых объектов. По определению эквивалентного пути для числа частиц n_t можно записать

$$n_t = n_0 l_{\text{эк}}, \quad (7.13)$$

где

$$l_{\text{эк}} = \sec \zeta (H_2 - H_1). \quad (7.14)$$

Если оптический путь проходит через всю атмосферу, так что $H_1 = 0$ и $H_2 = H$, то

$$l_{\text{эк}} = H \sec \zeta. \quad (7.15)$$

Эту формулу можно получить исходя из больцмановского распределения частиц с высотой (см. решение примера 7.11).

Когда зенитный угол ζ превосходит 75° приближение плоскопараллельной атмосферы становится уже неправомерной; сильно сказывается сферичность Земли и её атмосферной оболочки, а также при больших значениях ζ будет существенным и влияние рефракции. Для учёта этих факторов разработаны различные графические и табличные методы. На больших высотах при наблюдении горизонта оптический путь пересекает атмосферную оболочку дважды; использование ОВМ становится нецелесообразным. Для таких случаев, при оценке земных оптических путей, вместо ОВМ, зачастую, используется функция Чепмена [21], при расчёте которой рефракция не учитывается. Геометрические соотношения, связанные с функцией Чепмена показаны на рис. 7.8. Оптический путь MM' прослеживается путём смещения точки M' , имеющего зенитный угол ψ , из бесконечности к точке M . Угол ψ непрерывно

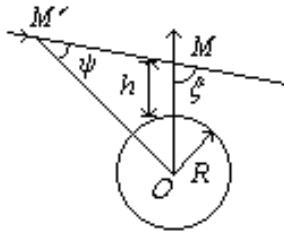


Рис. 7.8. Геометрические соотношения для функции Чепмена.

меняется от 0 до ξ , которая тем самым определяет высоту h точки M .

Функция Чепмена $Ch(\chi, \xi)$ зависит от параметра χ , определяющего расстояние до центра Земли в единицах высоты однородной атмосферы:

$$\chi = \frac{h + R}{H}, \quad (7.16)$$

где R – радиус Земли.

Смысл функции Чепмена следует из Рис. 7.8 и следующей формулы для эквивалентной длины пути точки M :

$$l_{\text{эк}} = H Ch(\chi, \zeta). \quad (7.17)$$

Для широких интервалов изменения параметров χ и ζ составлены таблицы значений функции Чепмена, позволяющие использовать разные значения высоты однородной атмосферы и зенитного угла.

Пример 7.10. Рассматривается наклонный оптический путь длины l . Вывести формулу эквивалентного пути $l_{\text{эк}}$, пользуясь формулой Больцмана, пользуясь приближением плоскопараллельной атмосферы.

В соответствии с (7.10), (7.11) вдоль пути l полное число частиц n_t равно

$$n_t = n_0 \int_{l_1}^{l_2} \exp\left(-\frac{l \cos \zeta}{H}\right) dl.$$

Находим:

$$l_{y\bar{e}} = H \sec \xi \left[\exp\left(-\frac{l_1 \cos \xi}{H}\right) - \exp\left(-\frac{l_2 \cos \xi}{H}\right) \right].$$

Пример 7.11. Пользуясь решением предыдущего примера получить формулу (7.15).

Оптический путь охватывает все слои атмосферы, так что $l_1 = 0$ и $l_2 = \infty$. Решения примера сводится к формуле

$$l_{\text{эк}} = H \sec \xi.$$

7.3.4. Исчисление времени

Для сопоставления атмосферно – оптических данных пользуются единой методикой исчисления времени, развитой в астрофизике и метеорологии; в обсерваториях и метеорологических станциях ведётся служба времени – хранение времени [6, 22].

На практике исчисление времени ведётся исходя из солнечных суток. Различают четыре исчисления времени: истинное солнечное $T_{\odot}$, среднее солнечное или местное T_m , поясное T_n и декретное T_d . Длительность истинных солнечных суток – промежуток времени между двумя последовательными одноимёнными кульминациями центра Солнца, в течение года меняется. Поэтому счёт времени ведётся по среднему экваториальному или, просто, среднему солнцу – воображаемой точке, равномерно вращающейся по экватору, и пересекающей каждый год точку равноденствия вместе с Солнцем. Принятые солнечные сутки постоянны. Разность истинного и среднего времени $\eta = T_{\odot} - T_m$ называется уравнением времени; η четыре раза в год становится равным нулю и меняется от $-16,3$ до $+14,5$ мин. Началом средних солнечных суток считается момент нижней кульминации среднего солнца – полночь:

$$T_m = t_{\odot} - 12^h. \quad (7.18)$$

Поясной счёт времени облегчает исчисление местного времени на разных меридианах. Долгота каждого из выделенных 24 часовых поясов составляет 1^h или 15^0 ; за нулевой принят пояс, средний меридиан которого проходит через Гринвич. Декретное время используется в целях рационального использования светлого времени суток; часы переводятся на один час вперёд по отношению к поясному времени (иногда это делается на летний период). Для n -го пояса (n – номер пояса, исчисляется в часах) и данного пункта λ переход от декретного и поясного времени к среднему и наоборот осуществляется по формулам:

$$T_n - T_m = n^h - \lambda^h; \quad T_d = T_m + 1^h. \quad (7.19)$$

Пример 7.12. Моментами восхода и захода Солнца считаются, соответственно, моменты появления и исчезновения края его верхнего диска на горизонте. Определить моменты восхода – захода и в это время азимут Солнца (угол рефракции у горизонта $\rho = 35'$, видимый радиус Солнца $R_{\odot} = 16'$).

$$\cos t_{\odot} = \frac{\cos \xi_{\odot} - \sin \varphi \cdot \sin \delta_{\odot}}{\cos \varphi \cos \delta_{\odot}},$$

$$\cos \phi_{\odot} = -\frac{\sin \delta_{\odot}}{\cos \varphi}.$$

Действительное зенитное расстояние центра Солнца будет: $\xi_{\odot} = 90^{\circ} + \rho_{\odot} + R_{\odot} = 90^{\circ} 51'$. Последовательно вычисляем: 1). $t_{\odot}$; 2). T_m (восхода) $= 12^h - t_{\odot} + \eta$, T_m (захода) $= 12^h + t_{\odot} + \eta$; 3). T_n (восхода, захода) $= T_m$ (восхода, захода) $- \lambda^h + n^h$; $T_d = T_m + 1^h$; 4) $\phi_{\odot}$.

Пример 7.13. На рисунке даётся сферический треугольник ABC, который образуется дугами больших кругов сферы с центром в точке O. Угол ϕ между сторонами c и b образуются касательными AD и AE ($\angle DAO = \angle EAO = 90^\circ$). Получить формулу косинусов для стороны a сферического треугольника ABC.

Для этого используем соотношения:

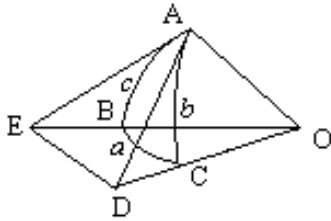


Рис. Сферический треугольник.

$$DE^2 = AD^2 + AE^2 - 2AD \cdot AE \cdot \cos \phi = OD^2 + OE^2 - 2OD \cdot OE \cdot \cos \phi,$$

где $AD = \operatorname{tg} b$, $AE = \operatorname{tg} c$, $OD = \sec b$, $OE = \sec c$. Получим:

$$\cos a = \cos c \cos b + \sin c \sin b \cos \phi$$

7.4. Атмосферное рассеяние света

В атмосфере рассеяние света происходит на отдельных частицах и флуктуациях воздуха, образующих оптическую неоднородность для проходящей световой волны. Важными параметрами рассеяния являются длина волны, состояние поляризации падающего излучения, размер и показатель преломления частиц, а также угол наблюдения рассеянного излучения [7, 16, 23, 28- 30].

Оптическая неоднородность выражается комплексным показателем преломления, зависящим от химического состава рассеивателей:

$$m(\lambda) = n(\lambda) + i\chi(\lambda), \quad (7.20)$$

где $n(\lambda)$ - относительный показатель преломления, связанный с рассеянием, $\chi(\lambda)$ - показатель поглощения, связанный с поглощением части световой энергии, λ - длина волны излучения.

Зависимость от размера рассеивающих частиц определяется безразмерным параметром

$$\alpha = 2\pi r / \lambda, \quad (7.21)$$

что представляет произведение волнового вектора $k = 2\pi/\lambda$ на радиус частиц r .

Аэрозольное рассеяние описывается в приближении теории Ми, строго говоря, применимая к изотропным сферам. Для случаев $\alpha \ll 1$ (молекулярное или релеевское рассеяние), или $\alpha \gg 1$ (геометрическая оптика) имеются более простые решения помимо теории Ми [1, 3-5, 8].

7.4.1. Сечение рассеяние

Рассеяние на частицах характеризуется сечением углового и полного рассеяния. Угловое сечение $\sigma(\theta)$ дает зависимость распределения мощности рассеянного излучения от угла рассеяния θ :

$$J(\theta) = \sigma(\theta)E_0 \quad (7.22)$$

Здесь величина $\sigma(\theta)$ - отношение двух измеряемых величин: облученности частицы E_0 и мощности излучения $J(\theta)$, рассеянного в единице телесного угла в направлении θ , имеет размерность площади; обычно используются единицы $\text{см}^2/\text{ср}$ (единица телесного угла – безразмерная величина).

Полное сечение рассеяния σ для неполяризованного света и изотропной частицы

находится путём интегрирования (7.22) по всем направлениям в виде

$$\sigma = 2\pi \int_0^\pi \sigma(\theta) \sin \theta d\theta. \quad (7.23)$$

Таким образом, полное сечения рассеяния определяется как площадь, через которую проходит излучение, мощность которого равна мощности рассеянного во всех направлениях излучения. Численно эта величина равна полной мощности рассеянной частицей излучения при единичной облученности этой частицы.

Сечение рассеяния характеризует акт рассеяния излучения на отдельной частице, как на оптической неоднородности. Рассеяния складывается за счет перехвата – отражения и преломления падающего потока а объеме частицы и его дифракции на краях сечения частицы (принцип Бабины [1]). Поэтому значение полного оптического сечения рассеяния на частице может существенно отличаться от его геометрического сечения. В (7.23) вместо углового сечения рассеяния $\sigma(\theta)$ перейдем к безразмерному коэффициенту рассеяния $q(\theta) = \sigma(\theta) / \pi^2$. Соответственно, можно записать:

$$Q = \sigma / \pi^2 = 2\pi \int_0^\pi q(\theta) \sin \theta d\theta, \quad (7.24)$$

где отношение Q даёт оптическое сечение рассеяния в единицах геометрического сечения частицы и называется фактором эффективности рассеяния или коэффициентом Ми, величина $q(\theta)$ равна отношению потока, рассеянного на угол θ к потоку, падающему на частицу в единицах сечения частицы.

Сечение естественного, или поляризованного (например, солнечного) света находится путем обобщения понятия о коэффициенте рассеяния для поляризованного света. Естественный луч света представляется в виде суммы двух равных по мощности лучей, поляризованных во взаимно перпендикулярных плоскостях: направления поляризации могут иметь произвольную ориентацию относительно оси распространения. Обратимся к рис. 7.9 и будем полагать, что сферическая изотропная частица находится в пучке двух взаимно ортогональных линейно – поляризованных световых волн, связанных с прямоугольной системой координат O_{XYZ} . Начало этой системы O совмещён с центром частицы. Плоскость наблюдения (плоскость рассеяния), образованная направлениями падающего и рассеянного света, принимается за координатную плоскость для определения направлений поляризации, которые, в нашем случае, остаются неизменными.

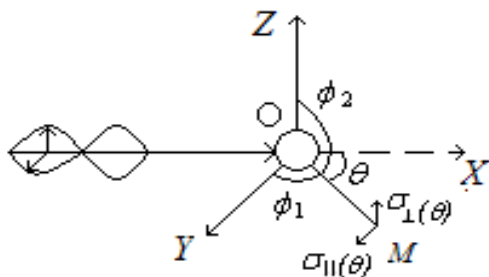


Рис.7.9. Рассеяние поляризованных компонент естественного света: O_X -направление падающего пучка, ϕ_1 и ϕ_2 – углы направлений поляризации вдоль осей O_Y и O_Z от направления рассеяния OM ; θ - угол рассеяния.

Сечения $\sigma_{\parallel}(\theta)$, $\sigma_{\perp}(\theta)$ используются для нахождения двух функций угловой зависимости (параметров рассеяния Ми) $i_{\parallel}(\theta)$ и $i_{\perp}(\theta)$ [1, 8]. Для данных α и n в единицах площади сечения частицы имеет место:

$$q_{\parallel}(\theta) = i_{\parallel}(\theta) / \pi \alpha^2, \quad q_{\perp}(\theta) = i_{\perp}(\theta) / \pi \alpha^2. \quad (7.25)$$

В случае неполяризованного падающего света коэффициент $q(\theta)$ в (7.24) будет равен

$$q(\theta) = \frac{1}{2\pi\alpha^2} [i_{\parallel}(\theta) + i_{\perp}(\theta)]. \quad (7.26)$$

Пример 7.14. При релеевском рассеянии ($\alpha \ll 1$) линейно-поляризованного света выполняется зависимость $i(\phi) \sim \sin^2(\phi)$, где ϕ - угол между направлениями поляризации и рассеяния. При $i(\phi = 90^\circ) = \alpha^6[(n^2 - 1)/(n^2 + 2)]^2$ используйте уравнения (7.24) и (7.26), чтобы определить $q(\theta)$ и Q для релеевского рассеяние естественного света.

В соответствии с рис. 7.9 можно записать

$$i_{\parallel}(\phi_1) = i(90^\circ)\sin^2(\phi_1), \quad i_{\perp}(\phi_2) = i_{\perp}(90^\circ)\sin^2(\phi_2)$$

где $i(90^\circ) = i_{\parallel}(\phi_1 = 90^\circ) = i_{\perp}(\phi_2 = 90^\circ)$.

Пользуясь решением примера 7.8 имеем:

$$q(\theta) = \frac{i(90^\circ)}{2\pi\alpha^2} (\sin^2\phi_1 + \sin^2\phi_2) = \frac{i(90^\circ)}{2\pi\alpha^2} (1 + \cos^2\theta),$$

$$Q = \frac{i(90^\circ)}{\alpha^2} \int_0^\pi (1 + \cos^2\theta) \sin\theta d\theta = \frac{2\pi i(90^\circ)}{2\pi\alpha^2} \left(-\cos\theta - \frac{\cos^3\theta}{3} \right) \Big|_0^\pi.$$

Окончательно имеем:

$$Q = \frac{8}{3} \alpha^4 \left[(n^2 - 1)/(n^2 + 2) \right]^2,$$

$$q(\theta) = \frac{3}{16\pi} Q (1 + \cos^2\theta)$$

Физические основы сложной теории Ми легко уяснить исходя из закономерностей рассеяния в релеевской области $\alpha \ll 1$. Геометрия рассеяния для случаев Релея и Ми имеет сходные особенности, хотя рассеяние Ми происходит на несколько порядков более интенсивно. На рис. 7.10. в целях иллюстрации, показаны полярные диаграммы рассеяния Релея и Ми.

В простейшем случае релеевского рассеяния на молекулах рассеянный свет, поляризованный перпендикулярно плоскости наблюдения не зависит от угла рассеяния: рассеяние происходит равномерно по всем направлениям; рассеянный свет, поляризованный в этой плоскости изменяется по закону $\cos^2\theta$. При $\theta = 90^\circ$ составляющая $i_{\parallel}(\theta)$ исчезает, а составляющая $i_{\perp}(\theta)$ сохраняется.

Для произвольной ориентации плоскости наблюдения характеристики релеевского рассеяния имеют вращательную симметрию относительно направления падающего света.

Молекула переизлучает свет как индуцированный осциллирующий диполь. Поскольку размер молекулы много меньше длины волны света, то во всем ее объеме первичная (падающая) волна практически будет однородной: возникающие вторичные или парциальные волны будут иметь одинаковые фазы. По мере роста параметра α рассеивающая частица превращается в осциллирующие мультиполи, возникает разность фаз парциальных волн. Интерференция этих волн приводит к преимущественному распределению световой энергии в направлении распространения падающего света. Как видно из

рис. 7.10, рассеянный свет, за исключением случаев прямого ($\theta = 0^\circ$) и обратного ($\theta = 180^\circ$) рассеяния состоит из различных компонент поляризации. Поляризация значительна при наблюдении под прямым углом ($\theta = 90^\circ$). Ввиду анизотропии рассеивающих частиц, часто, максимум поляризации наблюдается при $\theta \gg 90^\circ$. В соответствии с выражениями (7.25) степень поляризации P может быть определен из формулы

$$P = [i_{\perp}(\theta) - i_{\parallel}(\theta)] / [i_{\perp}(\theta) + i_{\parallel}(\theta)] \quad (7.27)$$

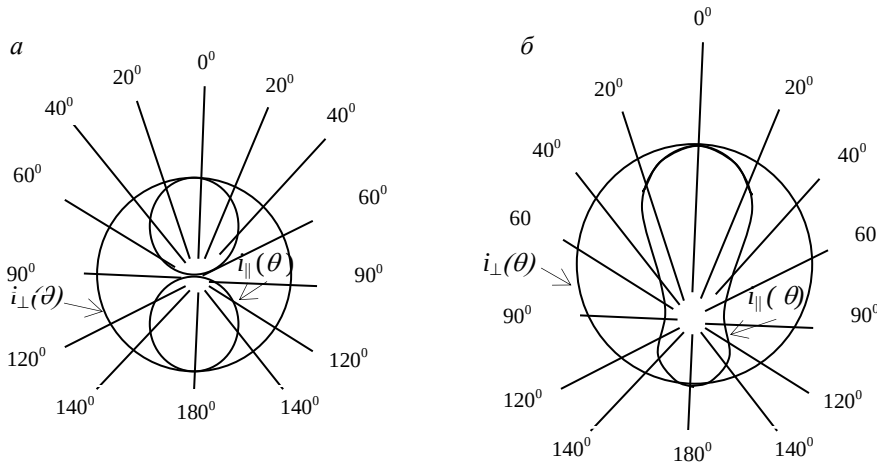


Рис. 7.10. Полярные диаграммы угловых функций $i_{\parallel}(\theta)$, $i_{\perp}(\theta)$: *a* - рассеяние Релея, *b* - рассеяние Ми.

Пример 7.15. По рис. 7.9 и решению примера 7.14 рассмотреть симметрию релеевского рассеяния. Зависимость от угла θ определяется единицей или $\cos^2 \theta$ соответственно. Поэтому

$$P = \sin^2 \theta / (1 + \cos^2 \theta)$$

При углах $\theta = 0^\circ$ и 180° поляризации нет. С ростом угла θ , поляризация монотонно возрастает до $\theta = 90^\circ$, при котором $q(90^\circ) = 3Q/16\pi$; рассеянный свет перпендикулярно поляризован.

7.4.2. Объёмный коэффициент рассеяния. Индикатриса рассеяния

На практике часто измеряемой характеристикой рассеяния света является полный объёмный коэффициент рассеяния, или полный коэффициент ослабления, который численно равен величине рассеянного потока единицей объема взвеси из падающего потока единичной облученности. Эта характеристика непосредственно находится из сечения единичных актов рассеяния. Для решения этой сложной задачи обычно вводятся следующие упрощающие предположения, позволяющие вычислить коэффициенты объёмного рассеяния по формулам Ми.

1. Некогерентность рассеяния. Хаотическое распределение частиц препятствует интерференции между отдельными рассеивающими потоками, рассеивание становится некогерентным (складываются интенсивности рассеянных волн, а не амплитуды);

2. Не зависимость рассеивателей. Расстояние между частицами больше их размера, а также длины волны рассеянного излучения. Присутствие других частиц не вызывает возмущение в рассеянное излучение отдельной частицы;

3. Сферичность и изотропность частиц. Эффект рассеяния (коэффициент ослабления) не зависит от состояния поляризации падающего излучения.

Пусть β - объёмный коэффициент полного рассеяния, $\beta(\theta)$ - объёмный коэффициент углового рассеяния и N - числовая концентрация частиц. Тогда суммированием для монодисперсных частиц можно записать:

$$\beta = N\sigma = \pi^2 NQ \quad \text{или} \quad \beta(\theta) = N\sigma(\theta) = \pi^2 Nq(\theta). \quad (7.28)$$

Пример 7.16 Показатель преломления воздуха n , близок к единице: при стандартных условиях для $\lambda = 0,55$ мкм $n = 1,0003$. Используя решения примера 7.14 и приняв $n \approx 1$ получите формулу для коэффициента β релеевского рассеяния.

При $n \approx 1$: $(n^2-1)^2 \approx 4(n-1)^2$; $(n^2+2) \approx 3$. Поскольку $\alpha = 2\pi/\lambda$ и $N \sim 1/V$, то

$$\beta = \pi^2 NQ = \frac{8}{3} \frac{2^4 \pi^5 r^6 N}{\lambda^4} \frac{(n^2-1)^2}{(n^2+1)^2} = \frac{8}{3} \pi^3 \frac{(n^2-1)^2}{N\lambda^4} = \frac{32}{3} \pi^3 \frac{(n-1)^2}{N\lambda^4}.$$

Для полидисперсных систем суммирование (7.28) необходимо заменить интегрированием для заданного распределения частиц по размерам. Рассмотрим сначала полное рассеяние и, предположим, что функция распределения $f(r)$ нормирована и непрерывна в интервале радиусов $[r_1, r_2]$. Так что

$$\beta = N \int_{r_1}^{r_2} Q(\alpha, n) \pi^2 f(r) dr, \quad (7.29)$$

где N - суммарное число частиц в единице объёма воздуха.

Для практики определённый интерес представляет зависимость рассеяния света от длины волны. Из измерений прозрачности атмосферной дымки получена хорошо известная формула Ангстрема:

$$\beta = \text{const} \lambda^{-b} \quad (7.30)$$

по аналогии с формулой Релея (см. пример 7.16). Показатель степени b меняется примерно от 4 (для релеевского рассеяния) до 0 (для рассеяния в плотном тумане). Зависимость (7.30) можно легко получить из формулы (7.29), пользуясь степенным законом распределения частиц по размерам - распределением Юнге (2.10). Эта формула на основании распределения (2.10) запишется в виде:

$$\beta = 0,434\pi \int_{r_1}^{r_2} Q(\alpha, n) r^2 \frac{1}{r^{\nu+1}} dr, \quad (7.31)$$

$$Nf(\ln r) = cr^{-b'} dN/dr = 0,434cr^{-(\nu+1)}$$

где постоянная c - функция концентрации частиц.

В (7.31) перейдём к переменной α . Так как $\alpha = 2\pi/\lambda$, откуда $r = \alpha\lambda/2\pi$ и $dr = \lambda/2\pi d\alpha$. Таким образом (7.31) преобразуется к виду

$$\beta = 0,434\pi (\lambda/2\pi)^{2-\nu} K, \quad (7.32)$$

где обозначено

$$K = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} Q(\alpha, n) \alpha^{1-\nu} d\alpha.$$

Здесь, как показывают расчёты [1], интеграл в пределах от $\alpha_1 = 0$ до $\alpha_2 = \infty$ становится независимым от длины волны. В этом случае (7.32) даёт зависимость (7.30) при $b =$

$\nu - 2$. Для конечных α_1 и α_2 эта зависимость может иметь иной вид, однако при $b > n$ и $0,3 \text{ мкм} < \lambda < 0,65 \text{ мкм}$ интеграл в выражении (7.32) практически не зависит от λ .

Пример 7.17. Пользуясь формулой (7.32) определите оценочные формулы параметров распределения Юнге по значениям коэффициента объёмного рассеяния света β .

По синхронным значениям β на двух длинах волн можно определить параметр Юнге ν :

$$\frac{\beta_{\lambda 1}}{\beta_{\lambda 2}} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{2-\nu} \quad \text{и} \quad \nu = 2 + \frac{1}{\lg \lambda_2 - \lg \lambda_1} \lg \frac{\beta_{\lambda_1}}{\beta_{\lambda_2}}.$$

Второй параметр Юнге находится по формуле

$$C = 2,304 \left(\frac{\lambda}{2\pi}\right)^{\nu-2} \cdot \frac{\beta_{\lambda}}{\pi K},$$

Для аэрозольного рассеяния расчёты коэффициента β проводятся точными численными методами для узких интервалов радиусов от r до $r + dr$:

$$\beta = \sum_i N_i Q_i \cdot \pi r^2. \quad (7.33)$$

Здесь N_i – концентрация в классе размеров шириной dr , Q_i – которое вычисляется по специальной таблице [8].

Вычисления по формуле (7.33) строятся, обычно, для различных аналитических моделей функции распределения. Для описания полидисперсного состава оптически активных частиц аэрозоля сбм-фракции, часто используется логарифмически-нормальное распределение.

Выше рассмотренный подход распространяется и на случай показателя углового рассеяния $\beta(\theta)$ в (7.28). Коэффициенты β и $\beta(\theta)$ связаны очевидными соотношением:

$$\beta = \int_0^{\pi} \beta(\theta) \sin \theta d\theta. \quad (7.34)$$

Иногда вместо коэффициента $\beta(\theta)$ удобно использовать его нормализованную форму $\gamma(\theta)$:

$$\beta(\theta) d\omega = \beta \gamma(\theta) \frac{d\omega}{4\pi}. \quad (7.35)$$

Здесь $\gamma(\theta) d\omega/4\pi$ – вероятность рассеяния излучения в направлении θ , где $\gamma(\theta)$ – индикатриса рассеяния. Величина $\gamma(\theta)$ безразмерна, не зависит от концентрации N (в случае однократного рассеяния) и удовлетворяет условию нормировки

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} \gamma(\theta) d\omega = 1. \quad (7.36)$$

В случае рассеяния Ми для полидисперсных систем и неполяризованного излучения света, в соответствии с (7.26), (7.28) и (7.35) получим

$$\gamma(\theta) = \frac{4\pi}{\beta} \beta(\theta); \quad \beta(\theta) = N \frac{\lambda^2}{4\pi^2} \int_{r_1}^{r_2} i(\theta) f(r) dr, \quad (7.37)$$

где $i(\theta)$ - полусумма параметров интенсивности рассеяния Ми:

$$i(\theta) = [i_{//}(\theta) + i_{\perp}(\theta)]/2.$$

Пример 7.18. Используйте выражения (7.28) и (7.35), а также решение примера 7.14, чтобы определить $\beta(\theta)$ и $\gamma(\theta)$ для релеевского рассеяния:

$$\begin{aligned}\beta(\theta) &= \pi^2 N q(\theta); & \beta(\theta) &= \frac{3}{16\pi} \beta(1 + \cos^2 \theta) \\ \gamma(\theta) &= 4\pi \frac{\beta(\theta)}{\beta}; & \gamma(\theta) &= \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta)\end{aligned}$$

В соответствии с (7.26) и (7.37) аналогично (7.32) определяется зависимость показателя $\beta(\theta)$ рассеяния Ми от длины волны естественного света для степенного распределения частиц по размерам.

$$\beta(\theta) = \left(\frac{\lambda}{2\pi} \right)^{2-b'} \cdot \frac{c}{2} \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \frac{i(\theta)}{\alpha^{b'+1}} d\alpha. \quad (7.38)$$

Здесь индикатриса

$$K(\theta) = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \frac{i(\theta)}{\alpha^{b'+1}} \quad (7.39)$$

связана с нормированной индикатрисой $\gamma(\theta)$, согласно (7.32), в следующем виде:

$K(\theta) = \sigma K \gamma(\theta)$. Составлены специальные таблицы для определения значений $K(\theta)$ и K в зависимости от параметров α , m и θ [7, 10, 21].

7.4.3. Объёмный коэффициент поглощения и рассеяния

Процесс рассеяния сопровождается поглощением падающего излучения и, вследствие этого, нагреванием частицы. Доля поглощённой энергии в теории рассеяния света определяется мнимой частью комплексного показателя преломления (7.20). Ослабление падающего пучка, таким образом, по разному зависит от поглощения и рассеяния в зависимости от химического состава частиц. Подход, описанный выше для чистого рассеяния (отсутствие поглощения) распространяется и на поглощение [1]. Общий коэффициент ослабления $\beta_{осл}$ есть сумма

$$\beta_{осл} = \beta_{рас} + \beta_{пог}, \quad (7.40)$$

где $\beta_{рас}$ – коэффициент рассеяния и $\beta_{пог}$ – коэффициент поглощения.

Аналогично фактору эффективности рассеяния $Q_{рас}$ определяется фактор эффективности поглощения $Q_{пог}$. Поэтому

$$\beta_{осл} = N \int_{r_1}^{r_2} Q_{рас}(\alpha, m) \pi^2 f(r) dr + N \int_{r_1}^{r_2} Q_{пог}(\alpha, m) \pi^2 f(r) dr. \quad (7.41)$$

Заметим, что формулы и оценки рассеяния применимы также и для ослабления. При этом вместо n используется комплексный показатель преломления m . Соответственно возникают дополнительные условия применимости показателей преломления n , и χ [35, 37].

Пример 7.19. Преобразовать выражения (7.41), используя усреднённые величины .
Находим:

$$\beta_{осл} = N \overline{Q_{осл}} \overline{S} = N \overline{S} (\overline{Q_{рас}} + \overline{Q_{ног}}), \text{ где } \overline{Q_{осл}} = \overline{Q_{рас}} + \overline{Q_{ног}} \text{ и } \overline{S} = \pi \overline{r^2}$$

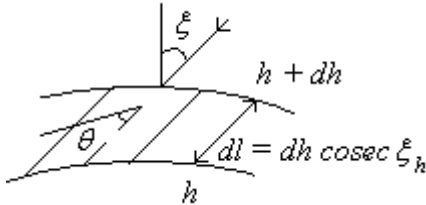
7.4.4. Оптические параметры рассеяния света в атмосфере

Применительно к задаче рассеяния света оптическая модель атмосферы определяется заданием аддитивных величин β и $\gamma(\theta)$, характеризующих рассеяние в единице объёма воздуха. Зависимость этих величин от длины волны светового излучения существенным образом различается для молекулярной и аэрозольной составляющих. Из свойства аддитивности эффектов атмосферного рассеяния (ослабления) расчёты параметров β и $\gamma(\theta)$ сводятся к расчёту этих параметров, в отдельности, для случаев молекулярного и аэрозольного рассеяния и последующему их суммированию [8, 21,]:

$$\beta = \beta_p + \beta_a; \quad \gamma(\theta) = \frac{\beta_p}{\beta} \gamma_p(\theta) + \frac{\beta_a}{\beta} \gamma_a(\theta), \quad (7.42)$$

где β_p , $\gamma_p(\theta)$ определяет молекулярное (релеевское) рассеяние, β_a , $\gamma_a(\theta)$ - аэрозольное рассеяние.

Для рассеяния на расстоянии вводится понятие оптической толщины, выражающей суммарное полное рассеяние всеми частицами вдоль пути распространения светового луча. Рассмотрим на уровне h малый объём dV с единичной площадью основания и стороной $dl = dh \operatorname{cosec} \xi$; ξ - угол падения параллельного пучка с учётом кривизны атмосферы и рефракции (рис. 7.11). Пусть в слое толщиной dh средняя плотность массовой концентрации оптически активных частиц будет ρ - по вертикали ($\xi = 0^\circ$) и $\rho(\xi)$ - в направлении ξ . Если ввести понятие оптической массы слоя dh атмосферы



$$m(\xi) = \frac{\rho}{\rho(\xi)} = \operatorname{cosec} \xi \quad (7.43)$$

Рис. 7.11. Рассеяние параллельного пучка света на уровне h .

и воспользоваться представлением $\beta = \tilde{\beta} \rho$, где $\tilde{\beta}$ - массовый коэффициент ослабления размерности $M^{-1} L^{-1}$, то интегральный коэффициент ослабления на расстоянии $dh \operatorname{cosec} \xi$ будет равен

$$d\tau(\xi) = m(\xi) d\tau; \quad d\tau = \beta dh = \tilde{\beta} \rho dh. \quad (7.44)$$

Выражения (7.44) определяют оптическую толщину (оптическую глубину) выделенного слоя $d\tau(\xi)$ для наклонного пути и $d\tau$ для вертикального пути. Поскольку $\tilde{\beta}$ - показатель рассеяния, отнесённый к единице массы, то массовый коэффициент рассеяния в отличие от объёмного β не должен сильно меняться с изменением толщины атмосферных слоёв, если не происходит расслоение (изменение процентного состава) рассеивателей. Соответственно (7.44) оптическая толщина атмосферы выше уровня h в направлении ξ определяется как

$$\tau(\xi_h) = m(\xi_h) \tau(h); \quad (7.45)$$

Здесь оптическая масса $m(\xi_h)$ при угле наклона ξ_h на уровне h выражается в виде

$$m(\xi_h) = \int_h^\infty \rho(\xi_{h'}) dh' / \int_h^\infty \rho(h') dh'. \quad (7.46)$$

Оптическая толщина $\tau(h)$ является основным, экспериментально определяемым оптическим параметром, описывающим вертикальную структуру и изменчивость аэрозольных слоёв в атмосфере. Эту величину для плоскопараллельного аэрозольного слоя определим в виде

$$\tau(h) = \int_h^\infty \sigma(h') dh' \quad \tau(h) = \int_h^\infty \beta(h') dh' = \tilde{\beta}(h) \int_h^\infty \rho(h') dh', \quad (7.47)$$

где под $\tilde{\beta}(h)$ строго следует понимать средний для вертикального столба атмосферного воздуха показатель ослабления солнечной радиации на уровне h .

При расчёте $\tau(\xi_0)$ для всей атмосферы ($h=0$, $\xi_h = \xi_0$) в (7.43) полагают $m_0 = \operatorname{cosec} \xi_0$, если видимый зенитный угол солнца ξ_0 не превышает 75° и пользуются табличными значениями m_0 , если ξ_0 не превышает 75° . В горизонтальном направлении оптическая толщина либо считается однородной, либо разбивается на однородные участки [10, 21]..

Пример 7.20. Пользуясь уравнением состояния воздуха определить в аналитическом виде вертикальные профили коэффициента β_p релеевского рассеяния в зависимости от плотности ρ_m молекул воздуха.

Если $\tilde{\beta}_p$ массовый коэффициент релеевского рассеяния, то

$$\beta_p = \tilde{\beta}_p \rho_m.$$

Из уравнения состояния воздуха для любых значений плотности ρ_m , температуры T и давления p :

$$\rho_m = \rho_{0m} p / p_0 \cdot T / T_0,$$

где нулевой индекс соответствует началу отсчёта.

Соответственно:

$$\beta_p = \tilde{\beta}_p \rho_{0m} \cdot p / p_0 \cdot T / T_0 = \beta_{0p} p / p_0 T / T_0$$

По аналогии с показателем для наклонного объёма dV , будем рассматривать функцию рассеяния $\eta(\xi, \theta)$, имеющего смысл интегрального углового коэффициента рассеяния:

$$\eta(\xi, \theta) = m(\xi) \eta(\theta). \quad (7.48)$$

Здесь функция $\eta(\theta)$ характеризует интенсивность рассеяния света внутри аэрозольного слоя до уровня h . Эта функция согласно (7.35) связана с нормированной индикатрисой рассеяния в виде

$$\eta(\theta) = \frac{\tau}{4\pi} \gamma(\theta), \quad (7.49)$$

определяемой на единицу объёма аэрозольной среды.

В (7.49) выделяя молекулярные и аэрозольные компоненты рассеяния можно записать

$$\eta(\theta) = \frac{\tau_p}{4\pi} \gamma_p(\theta) + \frac{\tau_a}{4\pi} \gamma_a(\theta). \quad (7.50)$$

7.5. Практические методы определения характеристик рассеяния света в атмосфере

На практике можно выделить два основных подхода для определения характеристик рассеяния света в атмосфере:

1. Микрофизическое моделирование, связанное с восстановлением оптических характеристик аэрозоля, которое основано на определённых сведениях о его микрофизических параметрах (дисперсном и химическом составе),
2. Оптическое моделирование, которое осуществляет путём непосредственных выборочных натурных измерений оптических характеристик аэрозоля.

Эти методы дополняют друг-друга и основываются на реальных натурных данных измерения характеристик аэрозоля, установления их связи с внешними метеорологическими условиями. Развитие указанных методов связано с расширением обширного круга задач дистанционного исследования атмосферы.

Для определения характеристик аэрозольного рассеяния используют различные методы: актинометрические (измерения лучистой энергии Солнца), фотометрические (измерения энергетических характеристик светового излучения), нефелометрические (измерения интенсивности света, рассеянного частицами аэрозольной среды), поляриметрические (измерения поляризационных характеристик света). Указанные методы составляют основу для работы, соответственно, актинометров, актинофотометров, фотометров, нефелометров, лидаров), которые используются для совместного наземного и аэрокосмического зондирования атмосферы [22, 25-31].

7.5.1. Оптическая прозрачность атмосферы. Формула Бугера

Оптическая толщина атмосферы – основная оптическая характеристика полного ослабления (рассеяния и поглощения) прямой радиации Солнца, которая доходит до земной поверхности в виде параллельных лучей. Обратимся к рис. 7.11 и определим влияние элемента объёма $dV = dh \operatorname{cosec} \xi$ единичного сечения на параллельный пучок для слоя, находящегося на уровне h от наблюдателя. Ослабление потока в этом объёме можно представить в виде:

$$dF = -\beta F dV = -\beta F dh \operatorname{cosec} \xi, \quad (7.51)$$

или пользуясь представлением (7.44):

$$dF / F = -dm(\xi). \quad (7.52)$$

При измерениях прямой радиации учитывается пропорциональность величин $F \sim E$. Учитывая это и интегрируя (7.52), на основании (7.45) и (7.46) будем иметь

$$E \quad \text{или} \quad F = \pi F_0 \exp(-\tau m_0), \quad (7.53)$$

где πF_0 - солнечная постоянная (поток солнечного излучения (в нашем случае спектральный), проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку, на среднем расстоянии от Земли до Солнца).

Формулы (7.53) называются формулами ослабления прямой радиации в атмосфере или формулами Бугера [10, 35]. Прозрачность атмосферы определяется в виде следующего отношения в направлении вертикали ($m_0 = 1$):

$$P = F/F_0 = E/E_0 = \exp(-\tau), \quad (7.54)$$

которая представляет долю прямой солнечной радиации, проходящей через атмосферу при положении солнца в зените.

Формулы (7.53) и (7.54) строго справедливы для монохроматического и квазимонохроматического излучения в малом интервале длин волн (несколько единиц и десятков нанометров). В общем случае спектральные приборы позволяют определять так называемую эффективную прозрачность атмосферы [7, 30, 32].:

$$P_{эфф} = \left(\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} W_{\lambda} E_{0\lambda} P_{\lambda}^{m_0} d\lambda / \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} W_{\lambda} E_{0\lambda} d\lambda \right)^{1/m_0}, \quad (7.55)$$

где λ_1 и λ_2 – граница спектральной чувствительности прибора W_{λ} .

В формуле (7.55) вместо W_{λ} часто используется относительная спектральная чувствительность

$$\omega_{\lambda} = W_{\lambda} / W_{\lambda_0}, \quad (7.56)$$

где W_{λ_0} – максимальное значение спектральной чувствительности в интервале длин волн $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$.

При использовании закона Бугера для дисперсных сред применяют некоторые упрощающие допущения:

1) монохроматичность излучения. В этом случае прозрачность атмосферы не зависит от её оптической массы, поэтому закон Бугера, строго говоря, справедлив для монохроматического излучения: спектральная прозрачность атмосферы P_{λ} является однозначной характеристикой её оптических свойств.

Прозрачность для общего (интегрального потока) солнечного света зависит от оптической массы атмосферы. Это явление называется эффектом Форбса, которое объясняется различной спектральной прозрачностью атмосферы в различных участках спектра, т. е. при прохождении через атмосферу солнечные лучи изменяют свой спектральный состав. Эффект Форбса вносит существенные помехи при определении эффективной прозрачности атмосферы P ;

2) отсутствие собственного или индуцированного излучения. Э утверждение полностью выполняется в видимой области спектра;

3) совпадение длин волн подающего и рассеянного излучения. Хотя это не совсем верно, но длина волны меняется так незначительно, что её изменением можно пренебречь;

4) независимость или некогерентность рассеивателей, т. е. процесса рассеяния одной частицей, не влияющей на рассеяние другой. Это допущение для атмосферы всегда выполняется;

5) достаточно малы эффекты многократного рассеяния. Закон Бугера выполняется в случае однократного рассеяния света. Роль рассеяния более высоких кратностей зависит как от оптических свойств рассеивателей, так и от параметров эксперимента.

7.5.2. Дальность видимости

Видимость – контраст яркости объекта и яркости фона окружающих предметов. Дальность видимости различных объектов не одинакова и сильно зависит как от фотометрических свойств, так от условий освещения. Атмосферные аэрозоли существенным образом изменяют контрастность; свет, рассеянный в слое воздуха делает его светящимся, что замечается в виде воздушной дымки. Контраст $K(\tau)$ на оптической глубине τ для изолированного объекта и однородного фона определяется формулой [4, 22]

$$K(\tau) = [I_{об}(\tau) - I_{\phi}(\tau)] / I_{\phi}(\tau), \quad (7.57)$$

где $I_{об}(\tau)$ и $I_{\phi}(\tau)$ яркости объекта и фона соответственно. Если $K(\tau) = 0$, то яркости объекта и фона одинаковы; объект становится невидимым. Контрастность имеет большую величину в ночное время для освещённого предмета и минимальное значение равно -1 для абсолютно чёрного тела на белом фоне. Атмосферное рассеяние света приводит к понижению контраста объект-фон. Элемент $d\tau$ оптического пути τ_0 (рис. 7.12) вносит в общую яркость составляющую dI , которая, согласно (7.50) и (7.53), равна

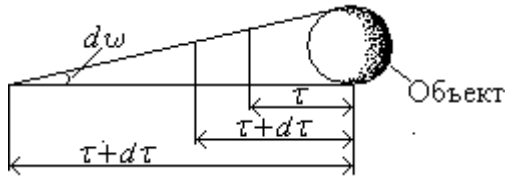


Рис. 7.12. К выводу уравнения Кошмидера.

$$dI = \frac{d\tau}{4\pi} \gamma(\theta) E_{\phi} \exp(-\tau). \quad (7.58)$$

Здесь E_{ϕ} – пространственная освещённость, которая для однородного фона будет равна

$$E_{\phi} = \int_{4\pi} I d\omega = 4\pi I_{\phi}. \quad (7.59)$$

Будем полагать, что внутри телесного угла $d\omega$ рассеяние – изотропное ($\gamma(\theta) = 1$) и не меняет процентный состав солнечного света т. е. не наблюдается цветовое различие рассеянного светового излучения. Проинтегрируем (7.58) с учётом (7.59):

$$I = \int_{\infty}^0 dI = I_{\phi} [1 - \exp(-\tau)] = I_{\phi} [1 - P(\tau)]. \quad (7.60)$$

Подставляя (7.60) в (7.57) находим:

$$K(\tau) = \frac{[I_{об}(0) - I_{\phi}(0)]P(\tau)}{I_{\phi}(0) \cdot P(\tau) - I_{\phi}} = K(0) \cdot P(\tau) \quad (7.61)$$

и в случае абсолютно чёрного тела:

$$K(\tau) = -P(\tau). \quad (7.62)$$

Последнее равенство используем для определения порога контрастностной чувствительности глаза человека. Считают, что для наблюдения тёмного предмета на белом фоне в дневных условиях контрастность с достаточной точностью равна – 0,02.

Тогда из (7.62)

$$0,02 = P(\tau), \quad (7.63)$$

или

$$0,02 = \exp(-\tau) = \exp(-\beta L), \quad (7.64)$$

где L – минимальное расстояние (дальность видимости) до чёрного объекта, видимого на фоне дневного неба у горизонта. Отсюда

$$L = -(1/\beta) \ln 0,02 = 3,91/\beta. \quad (7.65)$$

Так как в действительности дымка или протяжённый объём аэрозольных частиц между объектом и наблюдателем может изменяться в широких пределах в зависимости от метеорологической обстановки, то величину L было бы правильнее называть метеорологической дальностью видимостью. Последнее соотношение (7.65) в метеорологии известно, как уравнение Кошмидера. Величина L , по определению зависит как от объективных факторов, например, среды, через которое ведётся наблюдение, так и от субъективных факторов, таких, как психологическое состояние наблюдателя, адаптация его глаз, и т. д. Хотя и приблизительно величину L можно использовать при оценке видимости.

7.5.3. Лидарное зондирование аэрозольного облака

На практике большое распространение получило активное зондирование поля концентрации аэрозоля с применением лазерных локаторов – лидаров (от light identification detection and ranging - световое обнаружение и определение дальности). В отличие от пассивного зондирования аэрозольной атмосферы с использованием естественного светового излучения работа лидаров основано на использовании коротких мощных лазерных импульсов, которые обеспечивают получение профилей или полей различных параметров атмосферы с высоким временным и пространственным разрешением. В аэрозольном лидаре используется лазер (от light amplification by stimulated emission of radiation - усиление света посредством вынужденного излучения) или оптический квантовый генератор, как импульсный источник направленного оптического излучения. Распространение лазерного излучения в атмосфере (особенно видимого и ультрафиолетового диапазона длин волн) сопровождается его рассеяние от флуктуаций плотности (релеевское рассеяние) и аэрозольного облака, т.е. по сути дела сама атмосфера формирует лидарный эхо-сигнал со всей трассы зондирования. Принимаемые эхо-сигналы, помимо технических характеристик лидара (мощности и длительности импульса, эффективности приемной системы), определяются объёмным коэффициентом, так называемого, обратного рассеяния (под углом 180°) рассеивающих частиц. Лидары аэрозольного зондирования могут быть использованы для оценки концентраций и структурных характеристик частиц аэрозоля (дисперсного и химического состава) и проведения мониторинга его изменчивости и высотного распределения [11, 12].

Преимущества лидарного метода связаны со характерными свойствами лазерного излучения: монохроматичность, когерентность, направленность и поляризованность потока излучения, которые позволяют получить строго определённое пространственно-временное разрешение (детальное исследование аэрозольного облака, оптического состояния атмосферы и т. д. за короткое время). Лазерное зондирование дает практически мгновенную информацию по всей трассе распространения лазерного луча во много раз быстрее, чем локальные микромасштабные изменения аэрозольного облака.

Аэрозольное лидарное зондирование применяется до высот порядка 100 км. С помощью лидаров получена обширная информация в связи с решением всевозможных задач исследования окружающей среды, таких как зондирование вертикальной структуры аэро-

золя, проведение мониторинга и оперативного контроля загрязнения атмосферного воздуха, раннее обнаружение пожаров и наводнений, проведение.

Для интерпретации данных лидарного зондирования аэрозоля в основном используется уравнение лидарного (радиолокационного) зондирования (УЛЗ) или лидарное уравнение с учетом однократного рассеяния посылаемого в атмосферу лазерного импульса. Рассмотрим это уравнение с использованием схемы взаимодействия источника и приёмника лидара, показанного на рис. 7.13. На этом рисунке длина излучения лидарного импульса составляет Δr , тогда лидарный приёмник в данный момент времени принимает энергию, рассеянную от объёма высота которого составляет половину длины импульса $\Delta r/2$. Используя равенство (7.37) определим объёмный обратный коэффициент аэрозольного рассеяния под углом $\theta = \pi$ в виде

$$\beta(\pi) = \frac{\beta}{4\pi} \gamma(\pi). \quad (7.66)$$

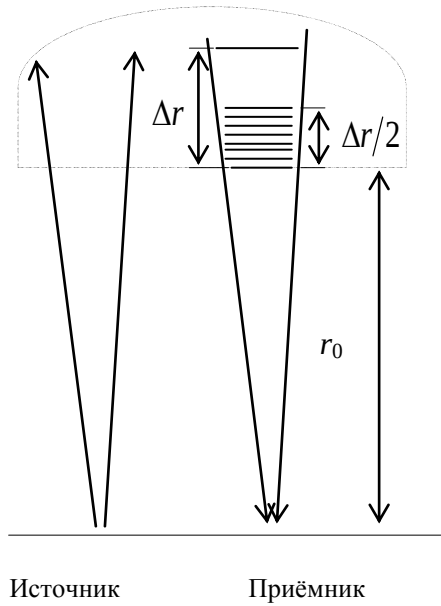


Рис. 7.13. Геометрия обратного рассеяния лидара; r_0 – опорное расстояние.

Объёмный коэффициент рассеяния назад $\beta(\pi)$ определяет долю энергии падающего излучения, которая рассеивается в обратном направлении в единичном телесном угле объёмом атмосферы единичной длины (имеет размерность $\text{м}^{-1} \text{ср}^{-1}$). Поток $dF(\pi)$ обратного рассеяния на глубине dx аэрозольного облака будет равен

$$dF(\pi) = E_0 \beta(\pi) \exp(-2\beta(r)dr), \quad (7.67)$$

где множитель 2 учитывает ослабление эхосигнала на обратном пути dh к приёмнику лидара, E_0 – освещённость на границе рассеивающего объёма, $\beta(r)$ – объёмный коэффициент ослабления (как рассеяния, так и поглощения) на расстоянии r , показывающий во сколько раз уменьшается поток излучения на единичном пути в направлении распространения (имеет размер-

ность м^{-1}).

Пусть P_0 – посылаемая мощность в некоторый момент времени t_0 , $P(r)$ – мгновенное значение принимаемой мощности в момент времени t , A – эффективная площадь приёмника, τ – длительность импульса, c – скорость света. Тогда после интегрирования (7.67) от 0 до r с учётом (7.67) можно получить лидарное уравнение для мощности обратно рассеянного излучения, воспринимаемого приёмником лидара в виде:

$$P(r) = \eta P_0 A \frac{c\tau}{2} r^{-2} \frac{\beta}{4\pi} \gamma(\pi) \exp(-2 \int_0^r \beta(r') dr'). \quad (7.68)$$

Здесь площадь приёмника A определяет телесный угол A/r^2 , под которым приёмник виден с расстояния r , при условии того, что угол приема превышает угол расходимости посылаемого пучка и, соответственно, вся испущенная энергия вносит вклад в рассеяние назад с расстояния r ; экспоненциальное выражение $\exp(-2 \int_0^r \beta(r') dr')$ представляет частичное пропускание излучения на двойном пути между лидаром и расстоянием r .

Отметим, что уравнение написано для одночастотного лазерного излучения (в ней индекс длины волны излучений опущен).

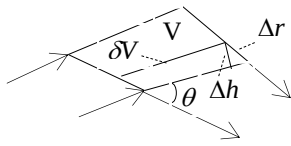


Рис. Лидарное рассеяние

можно определить в виде: $dF = \mu(\theta)ESdr\sin\theta$, где E – освещённость, создаваемая лидаром. Тогда яркость $I(\theta)$ принимаемого излучения будет равен: $dI(\theta) = \mu(\theta)ESdr$, $I(\theta) = \mu(\theta)ESr$. Отражение от гипсового экрана происходит по закону Ламберта: $EA = \pi I_{\text{эк}}$. Находим:

$$\frac{I(\theta)}{\pi I_{\text{эк}}} = \frac{\mu(\theta)r}{A}; \quad \mu(\theta) = \frac{I(\theta)A}{\pi I_{\text{эк}}r} = \frac{I(\theta)A\sin(\theta)}{\pi I_{\text{эк}}h}.$$

7.5.4. Яркость безоблачного неба

Яркость безоблачного неба характеризуется абсолютной индикатрисой рассеяния или индикатрисой яркости, создаваемой всей толщей воздуха, т. е. всей атмосферой. Эта величина оценивается по измерениям полной яркости небесного свода, которую для удобства численных расчетов представляется в виде суммы [10, 32]:

$$\eta(\theta) = \eta_1(\theta) + \eta_i(\theta) + \eta_A(\theta), \quad (7.69)$$

где $\eta(\theta)$ – абсолютная (общая) индикатриса, которая характеризует суммарный проходящий поток, рассеиваемый под углом θ в пределах вертикального столба единичного сечения, $\eta_1(\theta)$ – обусловлен однократным, $\eta_i(\theta)$ – кратным рассеянием и $\eta_A(\theta)$ – отражением от земной поверхности. Соответственно общая яркость небесного свода представляется в виде:

$$I(\theta) = I_1(\theta) + I_i(\theta) + I_A(\theta), \quad (7.70)$$

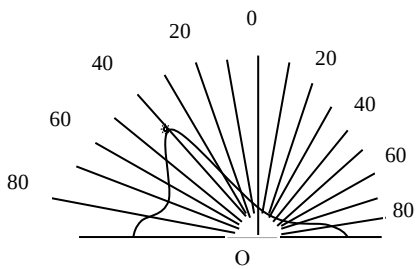


Рис. 7.14. Кривая распределения яркости неба в вертикале Солнца; О – точка наблюдения.

где I_1 – яркость однократного рассеяния (молекулярного и аэрозольного), I_m и I_A – составляющие соответственно многократного рассеяния и отражения света от земной поверхности, имеющего показатель отражения (альбедо) $A = F^\uparrow / F^\downarrow$, где $F^\downarrow$ – поток нисходящего светового излучения и $F^\uparrow$ – поток отражённого излучения. Обычно отражение от земной поверхности считается ортотропным и, поэтому считается, что составляющая I_A не зависит от угла рассеяния θ .

Измерения яркости неба в безоблачных условиях показывают следующие особенности распределения яркости по небосводу: основной максимум яркости наблюдается в области околосолнечного ореола (яркого кольца вокруг солнечного диска с угловым радиусом 10^0 – 12^0). Установлено, что с повышением содержания аэрозоля в атмосфере околосолнечный ореол становится ярче и крупнее, вторые максимумы яркости (пригоризонтальные) возникают над горизонтом, в связи с увеличением запылённости или оптической массы атмосферного воздуха, минимум яркости

находится в так называемом солнечном зените, отстоящим на угол 90° , если Солнце находится над горизонтом или на несколько меньший угол, если Солнце поднимается высоко над горизонтом (рис. 7.14). Яркость части небосвода, где находится Солнце (на рис. 7.14 обозначено звёздочкой) значительно больше яркости противоположной части небосвода.

Яркость неба измеряется с помощью фотометров и актинофотометров на земной поверхности и на различных высотах с помощью летательных аппаратов (самолётов, вертолётов, аэростатов). Относительный вклад компонент яркости (7.70) в общую яркость неба варьируется в зависимости от прозрачности атмосферы, положения Солнца на небесном своде, а также от отражательных свойств подстилающей поверхности. На точность измерений яркости неба влияет множество факторов: смещения нуля-пункта шкалы измерений, искажения измерения распределения яркости неба (связанных с неисправностью измерительной аппаратуры), а так же с внесением неконтролируемых случайных ошибок. Вследствие этого проводят стандартизацию фотометрических измерений с использованием гипсового экрана с известными отражающими свойствами; яркости неба одновременно сравниваются с яркостью гипсового экрана с известным альбедо, освещенного нисходящими лучами Солнца.

Индикатриса яркости просто определяется для безоблачных условий по измерениям яркости неба в нескольких точках альмукантарата Солнца (равные высоты над горизонтом), когда наиболее значительны эффекты однократного рассеяния. По определению индикатрисы яркость принимаемого рассеянного света будет равна $I(\theta) = \eta(\theta)Em_0$ и поток отражённого света от гипсового экрана составит $F^\uparrow = E \cdot A = \pi d_{\text{эк}} \downarrow$. Из отношения

$$I(\theta)/F^\uparrow = \frac{I(\theta)}{\pi d_{\text{эк}}} = \frac{\eta(\theta)Em_0}{E \cdot A} \quad \text{находим} \quad \eta(\theta) = \frac{I(\theta)A}{\pi d_{\text{эк}} m_0}. \quad (7.71)$$

Пользуясь приближённой формулой для однократного рассеяния света в солнечном альмукантарате, рассмотренной ниже в §7.7.1, для индикатрисы (7.71) яркость неба определяется в виде

$$I(\tau_0; -\mu, \varphi) = \frac{n_n A}{\pi m_{\text{эк}}} \pi F_0 P^{m_0}, \quad (7.72)$$

где n_n и $n_{\text{эк}}$ - соответственно отсчеты прибора при наблюдении неба и экрана.

При переходе к частицам аэрозоля круговая форма индикатрисы (для релеевского рассеяния) переходит в сильно вытянутую форму (в зависимости от дисперсности частиц). Как показывают наблюдения для углов рассеяния близких к 60° (точнее около $55 \div 57^\circ$), аэрозольные индикатрисы пересекаются со сферической при равных оптических толщинах [23, 33]. Данные многолетних наблюдений позволили выявить следующую эмпирическую закономерность, определяющую наиболее вероятные отношения функции рассеяния $\eta(\theta)$ к оптической толщине атмосферы τ в видимой области спектра: $\eta(\theta = \pi/3) = \tau/4\pi$

Пример 7.22. Построить молекулярную $\eta_p(\theta)$, аэрозольную $\eta_a(\theta)$, а также общую $\eta(\theta) = \eta_p(\theta) + \eta_a(\theta)$ индикатрису рассеяния в атмосфере по данным приведённой таблицы. При построе-

Молекулярная и аэрозольная
индикатриса.

θ	$1 + \cos \theta$	$\eta_p(\theta)$, см	$\eta_a(\theta)$,см
0	2,00	0,0062	0,0213
10	1,97	0,0062	0,0158
15	1,93	0,0060	0,0118
20	1,88	0,0059	0,0055
40	1,59	0,0050	0,0039
60	1,25	0,0039	0,0031
80	1,03	0,0032	0,0028
90	1,00	0,0032	0,0028
100	1,03	0,0032	0,0029
120	1,25	0,0039	-
130	1,41	0,0044	0,0013
140	1,59	0,0050	
150	1,75	0,0055	
160	1,88	0,0059	
180	2,00	0,0065	

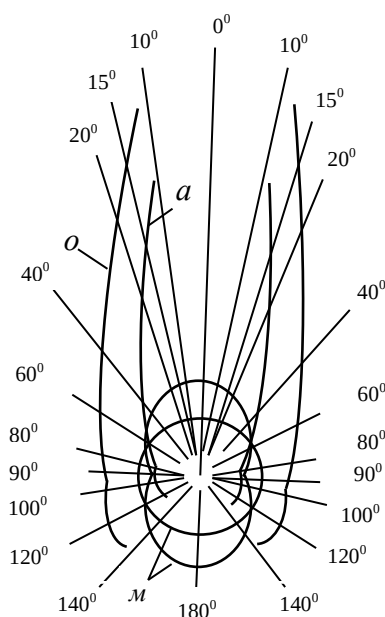


Рисунок. Построенная индикатриса рассеяния:
 a – аэрозольная индикатриса,
 m – молекулярная индикатриса,
 o – общая индикатриса.

нии за полярный угол взять угол θ , соответствующий угловым расстояниям от Солнца до точек небосвода, в которых определяется яркость. Взять полярную ось в направлении θ равным значениям компонент индикатрисы $\eta(\theta)$ в этом направлении. Отсчет углов рассеяния вести в направлении против часовой стрелки для одной половины индикатрисы рассеяния и против часовой стрелки для её другой зеркально отражённой половины. Использовать масштаб при построении индикатрисы: 1 см, соответствующий, $0,33 \cdot 10^{-2}$ величины $\eta(\theta)$.

Оценить значение сферической индикатрисы $\eta_{сф}(\theta = 60^\circ)$, используя равенство

$$\eta_{сф}(60^\circ) = \eta_m(60^\circ) = \eta_a(60^\circ) = \eta(60^\circ) / 2.$$

Результаты построения индикатрисы даны на рисунке. На полярной диаграмме этого рисунка находим в принятом масштабе: $\eta_{сф}(60^\circ) = 2,7 / 2 = 1,35 \text{ см.}$

Пример 7.23. Определить зависимость полной индикатрисы $\gamma(\theta)$ от аэрозольной $\gamma_a(\theta)$ и молекулярной $\gamma_p(\theta)$ индикатрис рассеяния.

В соответствии с (7.42), (7.50) можно записать:

$$\gamma(h, \theta) = \frac{\beta_p(h)\gamma_p(\theta) + \beta_a(h)\gamma_a(\theta)}{\beta_p(h) + \beta_a(h)} = \frac{\tau_p(h)\gamma_p(\theta) + \tau_a(h)\gamma_a(\theta)}{\tau_p(h) + \tau_a(h)}$$

Пример 7.24. В таблице 1 приведены экспериментальные значения функции рассеяния $\eta(\theta)$ для условий города Баку и апшеронского полуострова. Построить график зависимости аэрозольной индикатрисы $\gamma_a(\theta)$ от угла рассеяния θ (использовать формулы расчёта молекулярной оптической толщины $\tau_p(h)$ и молекулярной $\gamma_p(\theta)$ индикатрис рассеяния, приведённые выше в § 7.44).

Таблица 1. Функция рассеяния $\eta(\theta)$ безоблачного неба для условий города Баку и апшеронского полуострова при $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$, метеорологической дальности видимости 50 км (Август 2002-2012 г.г.).

θ°	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$\eta(\theta)$	0,296	0,206	0,123	0,080	0,052	0,036	0,027	0,021	0,017	0,014
	0	7	2	5	5	8	2	2	4	1
θ°	100	110	120	130	140	150	160	170-	180	
$\eta(\theta)$	0,015	0,013	0,013	0,013	0,013	0,015	0,018	0,021	0,023	
	7	0	0	0	6	7	5	2	9	

Аэрозольную функцию рассеяния $\eta_a(\theta)$ можно определить в виде

$$\eta_a(\theta) = \eta(\theta) - \eta_p(\theta)$$

Молекулярная функция рассеяния $\eta_p(\theta)$ рассчитывается из формулы

$$\eta_p(\theta) = \frac{3}{16\pi} \tau_p (1 + \cos^2 \theta)$$

Здесь $\tau_p = \beta_p H_r$ - молекулярная оптическая толщина атмосферы, где $H_m \approx 8 \text{ км}$, σ_p - коэффициент молекулярного рассеяния: при температуре 288,15 К и давлении 1013 мбар величина $\sigma_p = 11,62 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$. Рассчитанные значения $\eta_p(\theta)$ приведены в таб. 2.

Таблица 2. Молекулярная функция рассеяния $\eta_p(\theta)$ при $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$, метеорологической дальности видимости 50 км

Таблица 2. Молекулярная функция рассеяния $\eta(\theta)$ при $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$, метеорологической дальности видимости 50 км.

θ^0	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$\eta_p(\theta)$	0.011 1	0.010 9	0.010 4	0.009 7	0.008 8	0.007 8	0.006 9	0.006 2	0.005 7	0.005 5
θ^0	100	110	120	130	140	150	160	170-	180	
$\eta_p(\theta)$	0.005 7	0.006 2	0.006 9	0.007 8	0.008 8	0.009 7	0.010 4	0.010 9	0.011 1	

По данным этой таблицы восстановленная аэрозольная индикатриса рассеяния представлена на рисунке.

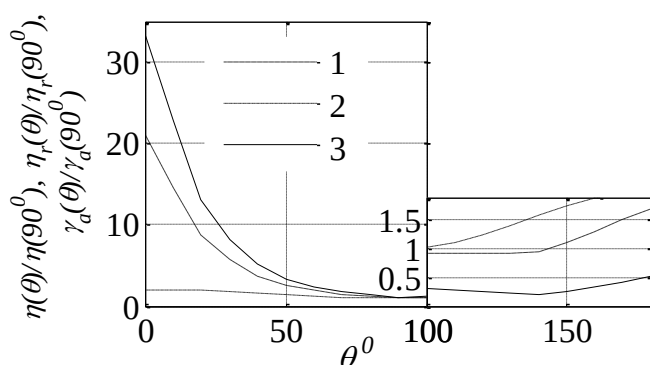


Рис. Функция рассеяния $\eta(\theta)/\eta(90^0)$ (1), релеевская функция рассеяния $\eta_p(\theta)/\eta_p(90^0)$ (2) и восстановленная аэрозольная индикатриса $\gamma_a(\theta)/\gamma_a(90^0)$ (3), для города Баку и его пригородов при $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$, метеорологической дальности видимости 50 км (Август 2002÷2012 г.г.).

7.5.5. Поляризация рассеянного света неба

Вследствие рассеяния световое излучение неба зачастую приобретает линейную поляризацию. Свет неба также поляризуется при отражении от подстилающей поверхности. Поляризацию света неба можно обнаружить с помощью поляризационных фильтров, используемые для повышения цветонасыщенности и уменьшения отражения в фотографии [21].

Степень поляризации определяется плоскостью наблюдения, в которой отсчитывается угол наблюдения θ (см & 7.4.2). Эта плоскость может быть произвольно ориентировано относительно направления распространения света - Солнце-наблюдатель. Такая возможность используется для удобного выбора направлений наблюдения за произвольными областями неба. В соответствии с (7.27) при изотропном рассеянии света выделяются две нейтральные точки неба, где свет не поляризован: в направлении на Солнце ($\theta = 0^\circ$) и на антисолнечную (противосолнечную) точку ($\theta =$

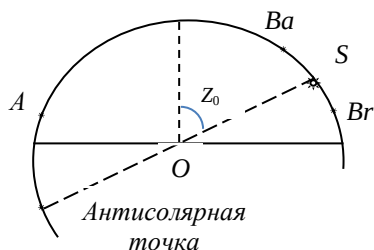


Рис. 7.15. Нейтральные точки поляризации неба в солнечном вертикале: A - точка Араго, Ba - точка Бабинне, Br - точка Брюстера; Z_0 - зенитное расстояние Солнца, O - точка нахождения наблюдателя.

180°), а максимум поляризации наблюдается в солнечном зените ($\theta = 90^\circ$). В действительности, ввиду анизотропности процесса рассеяния в атмосфере, эти точки несколько смещаются от направления наблюдения, рассматриваемые обычно в плоскости солнечного вертикала (см. рис. 7,3).

Расстояние нейтральных точек A , Ba , и Br от Солнца не остается постоянным, меняется примерно от 15 до 25° в зависимости от высоты Солнца, степени замутнения атмосферы, альбедо земной поверхности и длины волны света. При поднятии Солнца точки Ba и Br приближаются к Солнцу, а A к антисолнечной точке. Максимальная измеренная степень поляризации в реальных атмосферных условиях меньше 100% и достигает $82 \div 84\%$

Примеры распределений степени поляризации показаны: вдоль солнечного вертикала на рис. 7.4 и по небосводу на рис. 7.5. На рис. $\lambda = 0.7 \text{ мкм}$ 7.4 максимум поляризации приближается к $P \approx 0.9$, нейтральные точки Ba , и Br (точки пересечения с прямой $P = 0$) отклоняются от направления на Солнце θ_0 примерно на $\sim 18^\circ$. Из рис. 7.5 в полярных координатах наглядно прослеживается характерный рост поляризации неба от направления на Солнце, достигающая значения $P = 70\%$ в солнечном зените. Для степени поляризации характерно уменьшение в сторону длинных волн, что видно из сравнений рисунков 7.4 и 7.5.

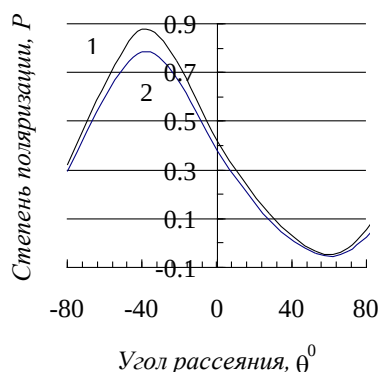


Рис. 7.16. Распределение степени поляризации света неба в вертикале Солнца ($\theta_0 = 58,7^\circ$, 1- $\tau = 0,15$, 2- $\tau = 0,25$, $\lambda = 0.5 \text{ мкм}$ [21].

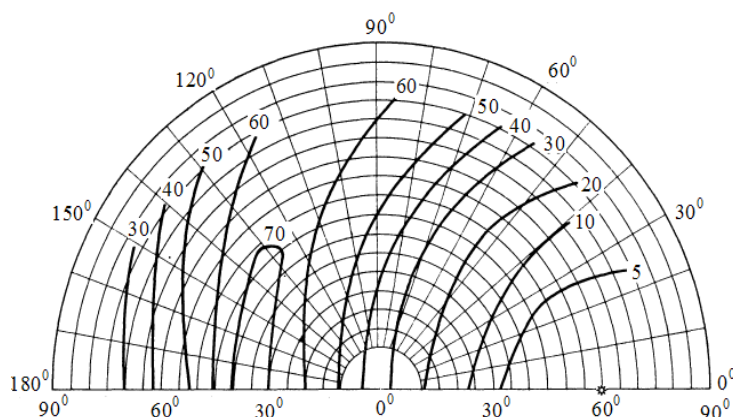


Рис. 7.17. Распределение степени поляризации света неба ($\theta_0 = 60^\circ$, $\tau = 0,15$, $\lambda = 0.7 \text{ мкм}$) [10].

Характеристики рассеянного света - интенсивность и поляризация часто описываются с помощью четырёх параметров Стокса, которые имеют размерность интенсивности $I(\theta, \varepsilon)$. где ε - разность фаз компонент $I(90^\circ, \varepsilon)$ и $I(0^\circ, \varepsilon)$ во взаимно перпендикулярных направлениях. Эти параметры для квазимонохроматического излучения (волн близких частот) представляются в виде:

$$\begin{aligned} I &= I(0^0, 0) + I(90^0, 0), & Q &= I(0^0, 0) - I(90^0, 0), \\ U &= I(45^0, 0) - I(135^0, 0), & V &= I(45^0, \pi/2) - I(135^0, \pi/2). \end{aligned} \quad (7.73)$$

Здесь I - усредненная по времени полная интенсивность светового пучка (поляризованной и неполяризованной компонент), Q - разность между интенсивностью линейной горизонтальной и линейной вертикальной поляризационными компонентами, U - разность между интенсивностью линейной 45^0 и линейной 135^0 поляризационными компонентами, V - разность между мощностью круговой правосторонней и круговой левосторонней поляризационными компонентами.

В общем случае частично поляризованного света его можно разложить на две компоненты: полностью поляризованную компоненту $(Q^2 + U^2 + V^2)^{1/2}$ и неполяризованную компоненту $I - (Q^2 + U^2 + V^2)^{1/2}$. Для полностью поляризованного света компоненты параметров Стокса связаны соотношением $I^2 = Q^2 + U^2 + V^2$. Степень поляризации определяется как отношение интенсивности поляризованной части излучения ко всей интенсивности излучения:

$$P = \frac{(Q^2 + U^2 + V^2)^{1/2}}{I}. \quad (7.74)$$

В случае молекулярного рассеяния эллиптическая поляризация отсутствует, поэтому в этом случае компонента V берётся равным нулю.

Угол χ между вертикалью наблюдения (большой круг небесной сферы, проходящий через направление наблюдения) и плоскостью поляризации определяется в виде

$$\operatorname{tg} 2\chi = U / Q. \quad (7.75)$$

Пример 7. 25. Определить параметры Стокса для различных поляризаций в случае поляризации света единичной интенсивности или нормированной на полную интенсивность I .

Для различных типов поляризации света параметры Стокса приведены в таблице.

Таблица. Параметры Стокса для различных типов поляризации света.

Неполяризованный свет	Линейно поляризованный свет в направлении $\theta = 0^0$.	Линейно поляризованный свет под углом 45 к направлению $\theta = 0^0$	Циркулярно поляризованный свет по правому кругу.
$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 \\ 1 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 1 \\ 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}$

Пример 7. 26. На рисунке показаны изображения местности при разных направлениях Солнце-наблюдатель. Качественно сравнить чёткость получения этих изображений с точки зрения различных типов поляризации света неба.

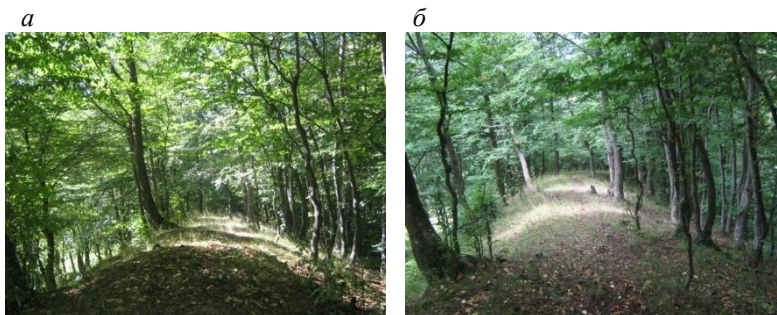


Рисунок. Фотографии, снятые в безоблачных условиях, *а* - полдень и *б* - 2,5 часа до полдня.

Условия съёмки соответствуют различным условиям освещения и, следовательно, поляризации света. Разность направлений наблюдения от направления Солнце-наблюдатель составляет $\Delta\theta = 60^\circ$. В случае *а* преобладает поляризованный свет и в случае *б*, наоборот, поляризованный свет

7.6. Перенос светового излучения в системе "атмосфера – земная поверхность"

Задача переноса светового излучения в атмосфере – это, прежде всего, задача многократного рассеяния в аэрозольной среде; аналогичными методами пользуются при анализе рассеяния излучения во всём оптическом диапазоне. Вследствие эффектов рассеяния и отражения солнечного света формируется видимый радиационный фон системы «атмосфера - земная поверхность», непрерывно изменяющийся с изменением метеоусловий высоты Солнца над плоскостью горизонта. Процессы трансформации светового излучения описываются уравнением переноса радиации, являющееся уравнением баланса лучистой энергии [17, 20, 21, 26, 37].

Особенность задачи учёта аэрозоля в теории переноса излучения связана с чрезвычайно изменчивым его полидисперсным составом, определяемый региональными условиями и слоисто-неоднородной структурой его высотного распределения. Многослойная стратификация аэрозоля приводит к характерным пространственным и временным вариациям оптических параметров атмосферы. С целью выделения эффектов воздействия аэрозольных слоёв на поле излучения света будем представлять в дальнейшем решение уравнения переноса излучения в виде ряда, определяющим различные кратности рассеяния. Поскольку на различных уровнях в атмосфере с высотой преобладают различные кратности рассеяния, то многослойная стратификация аэрозоля приводит к аналогичной стратификации решения уравнения переноса излучения. Учёт этого обстоятельства вносит определённые упрощения при рассмотрении многопараметрической зависимости характеристик излучения света от параметров структуры поля аэрозоля.

Развиты многочисленные методы решения уравнения переноса излучения, которые основываются на определённых модификациях классических выражений, получаемых аналитическими методами [20]. Различаются методы прямого и обратного решения теории переноса излучения. В первом случае определяется радиационное поле в атмосфере при известных значениях пространственной структуры её оптических параметров с помощью некоторых граничных условий. Во втором случае поле радиации полагается известным, а целью является определение оптических параметров атмосферы. В теоретическом плане задача интерпретации оптической информации с применением аэрокосмических и наземных систем слежения складывается из двух этапов. На первом этапе решается обратная задача восстановления оптических параметров атмосферы и отражающих характеристик земной поверхности и на втором этапе для заданных оптических моделей атмосферы и граничных условий поля яркости для произвольного уровня определяется угловые и спектральные зависимости радиационных характеристик, т. е. производится редуцирование оптической информации к нужному уровню.

7.6.1 Уравнение переноса излучения

Пользуясь оптической моделью приведённой в § 7.4.4, рассмотрим уравнение переноса излучения в атмосфере, описывающее изменение пространственной яркости вдоль светового луча. Будем пользоваться следующими приближениями теории переноса излучения, имеющими важное практическое значение: а) атмосфера освещается параллельными лучами Солнца, кривизна атмосферы незначительна и можно пользоваться моделью плоскопараллельной атмосферы; в) эффект рефракции, ввиду малости оптической толщины рассеяния, несуществен.

Направление рассеяния будем определять зенитным расстоянием $\xi = \arccos \mu$ и азимутом φ , отсчитываемым от солнечного вертикала. Освещённость площадки, перпендикулярной к солнечным лучам на верхней границе атмосферы – солнечную постоянную, обозначим через πF_0 . Отдельно выделим поле прямой радиации Солнца и поле диффузного излучения для различных кратностей рассеяния:

$$I(\tau; \mu, \varphi) = \sum_{n=0}^{\infty} I_n(\tau; \mu, \varphi) = \sum_{n=1}^{\infty} I_n(\tau; \mu, \varphi) + \delta(\mu - \mu_0; \varphi - \varphi_0) \pi F_0 \exp(-\tau / \mu_0), \quad (7.76)$$

где координаты (μ_0, φ_0) определяют положение Солнца, $I_n(\tau; \mu, \varphi)$ – часть излучения, рассеянной n раз.

Наша задача состоит в определении вклада элемента оптического пути $d\tau(\mu) = d\tau / \mu$ на перенос диффузного излучения, обусловленного многократным рассеянием. Вдоль этого пути в направлении наблюдения происходит ослабление излучения в соответствии с законом Бугера

$$dI(\tau; \mu, \varphi) = -I(\tau; \mu, \varphi) d\tau / \mu. \quad (7.77)$$

Элементарные пучки внутри телесного угла $d\omega' = d\mu' d\varphi'$ в других направлениях частью рассеиваются с вероятностью $\gamma(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' / 4\pi$ в направлении наблюдения. Суммарный эффект таких элементарных актов рассеяния даёт:

$$dI_{pac}(\tau; \mu, \varphi) = \frac{d\tau_{pac} / \mu}{4\pi} \int_0^{2\pi} \gamma(\mu, \varphi; \mu', \varphi') I(\tau; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi'. \quad (7.78)$$

с учётом представления (7.76) и выражений (7.77) и (7.78) уравнение переноса запишется в виде

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} = -I(\tau; \mu, \varphi) + J(\tau; \mu, \varphi). \quad (7.79)$$

Здесь $J(\tau; \mu, \varphi)$ – характеристика рассеяния, называемая функцией источника:

$$J(\tau; \mu, \varphi) = \sum_{n=1}^{\infty} J_n(\tau; \mu, \varphi) = \sum_{n=2}^{\infty} J_n(\tau; \mu, \varphi) + \frac{\Lambda(\tau)}{4\pi} \gamma(\mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) \pi F_0 \exp(-\tau / \mu_0), \quad (7.80)$$

где $\Lambda(\tau)$ – доля рассеянного излучения из общего количества лучистой энергии, называемая альбедо однократного рассеяния; функция источника $J_n(\tau; \mu, \varphi)$ равна

$$J_n(\tau; \mu, \varphi) = \frac{\Lambda(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \gamma(\mu, \varphi; \mu', \varphi') I_{n-1}(\tau; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi'. \quad (7.81)$$

Уравнение переноса излучения (7.79) при $n = 0$ в выражении (7.76) соответствует формуле Бугера в дифференциальной форме: рассеяние приводит к ослаблению излучения, при $n = 1$ – однократному рассеянию и при $n \geq 2$ – многократному рассеянию.

Для решения уравнения (7.79) необходимо задать граничные условия. В случае, так называемой, стандартной задачи эти условия имеют вид:

$$\begin{aligned} I(0; \mu, \varphi) &= \delta(\mu - \mu_0; \varphi - \varphi_0) \pi F_0, \\ I(\tau; \mu, \varphi) &= 0. \end{aligned} \quad (7.82)$$

7.6.2. Однократное рассеяние

Приближение однократного рассеяния часто используется для анализа пространственной структуры поля яркости безоблачного неба, особенно, при наблюдениях по альмукантарату Солнца. однократное рассеяние. Однократное рассеяние не может определять всё поле диффузного излучения, но может представлять его большую часть. В этом случае целесообразно сочетать более простой подход к однократному рассеянию с приближённым подходом к многократному рассеянию [21, 22].

Определим яркость однократного рассеяния в произвольном направлении OO' от некоторой точки S на уровне $Z=0$ (рис. 7.18).

На уровне Z' функция источника однократного рассеяния в направлении $(-\mu, \varphi)$ будет равна

$$J(\tau; -\mu, \varphi) = \frac{\omega}{4\pi} \gamma(-\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \exp(-\tau' / \mu_0). \quad (7.83)$$

Ослабление светового излучения вдоль пути SO определяется как

$$\exp(-\tau' / \mu) \quad (7.84)$$

и вдоль пути SO' - как

$$\exp[-(\tau_0 - \tau') / \mu], \quad (7.85)$$

так что яркость света, воспринимаемая на уровне $Z = 0$ за счёт однократного рассеяния в точке S будет, соответственно (7.84) и (7.85), равна

$$\begin{aligned} dI(0; \mu, \varphi) &= -\frac{\omega}{4\pi} \gamma(-\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \pi F_0 \exp(-\tau' / \mu_0) \exp(-\tau' / \mu) \cdot \frac{d\tau'}{\mu} \\ dI(\tau_0; -\mu_0, \varphi) &= -\frac{\omega}{4\pi} \gamma(-\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \pi F_0 \exp(-\tau' / \mu_0) \exp[-(\tau_0 - \tau') / \mu] \cdot \frac{d\tau'}{\mu}. \end{aligned} \quad (7.86)$$

Далее интегрированием от $\tau = 0$ до Z_0 на всём оптическом пути светового луча находим:

$$I(0; \mu, \varphi) = \frac{\omega \mu_0 F_0}{4(\mu + \mu_0)} \gamma(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \{1 - \exp[-\tau_0(1/\mu + 1/\mu_0)]\}, \quad (7.87)$$

$$I(\tau_0; -\mu, \varphi) = \begin{cases} \frac{\omega\mu_0 F_0}{4(\mu - \mu_0)} \gamma(-\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \exp(-\tau_0 / \mu) - \exp(-\tau_0 / \mu_0), & \mu \neq \mu_0 \\ \frac{\omega\tau_0 F_0}{4\mu_0} \gamma(-\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \exp(-\tau_0 / \mu_0); & \mu = \mu_0 \end{cases} \quad (7.88)$$

Пример 7,27. Для проведения практических расчётов яркости (7.87) и (7.88) представляют в зависимости от прозрачности и функции рассеяния наклонного пути светового лучи. Получите эти зависимости для чистого рассеяния ($\omega=1$).

С учётом формул (7,44), (7,50), и (7,54) можно записать

$$I(0, \theta) = \frac{\pi F_0}{\tau_0} \eta(\theta) \frac{1 - P^{(m_0+m)}}{m_0 + m} m$$

$$I(\tau_0, \theta) = \begin{cases} \frac{\pi F_0}{\tau_0} \eta(\theta) \frac{P^m - P^{m_0}}{m - m_0} m, & \mu \neq \mu_0 \\ \pi F_0 \eta(\theta) P^{m_0} m_0, & \mu = \mu_0 \end{cases}$$

где

$$P = \exp(-\tau); \quad m = 1/\mu; \quad \eta(\theta) = \frac{\tau}{4\pi} \gamma(\theta)$$

$$\cos \theta = \mu_0 \mu + \sqrt{(1 - \mu_0^2)(1 - \mu^2)} \cos \phi$$

7.7. Оптическое моделирование вертикальной структуры аэрозольных слоёв атмосферы

В § 1.4.2 были проанализированы вертикальные профили атмосферного аэрозоля, отличающиеся ярко выраженной слоисто-неоднородной структурой, определяющее, соответствующим образом, слоистость высотного распределения оптико-структурных параметров атмосферы (концентраций, микроструктуры и оптической плотности рассеивающих частиц на различных высотах, а так же их вариаций во времени). Поскольку наиболее обширная информация о структуре атмосферного аэрозоля получено оптическими методами, наше рассмотрение будет основано на использовании многолетних оптических данных, позволяющих оценить высотные профили аэрозоля и стохастичность его временной изменчивости. Эта задача является проблемной и непосредственно связана с моделированием вертикальных профилей оптических параметров атмосферы, рассмотренных нами выше, и радиационных характеристик как атмосферы, так и системы "атмосфера подстилающая поверхность" [11, 13, 17, 35].

Ввиду довольно большого разнообразия вертикальных профилей аэрозольных слоёв, случайности их изменчивости в условиях атмосферы, очевидно, что при их моделировании приходится воспользоваться определёнными упрощающими предположениями. Ниже относительно слоистой структуры атмосферного аэрозоля приняты следующие допущения:

- 1) Для аэрозольных слоёв применима плоскопараллельная модель атмосферы,
- 2) Эффектами атмосферной турбулентности и рефракции при переносе излучения пренебрегается. Вблизи угла визирования отсутствует облачный покров.
- 3) Азимутальной зависимостью характеристик излучения пренебрегается, т. е. аэрозольные слои полагаются горизонтально однородными,
- 4) Вертикальные профили оптических параметров аэрозоля аппроксимируются кусочно-непрерывной функциональной зависимостью от высоты с параметрами для отдельных аэрозольных слоёв.

В рамках этих допущений ниже даётся методика построения оптической модели атмосферного аэрозоля, которая включает два связанных подхода к решению поставленной задачи:

- 1) Анализ вариаций вертикальных профилей аэрозоля для определённого промежутка времени и определённых интервалов высот,
- 2) Построение средних вертикальных профилей атмосферного аэрозоля.

В первом случае рассматривается анализ интенсивности затухания межуровневых корреляций оптической плотности атмосферного аэрозоля, выделяются области высот от уровня подстилающей поверхности (исходный уровень корреляции), обладающие однотипным сходным суточным и сезонным спаданием межуровневых корреляционных связей. Далее в следующем параграфе с помощью специального алгоритма, учитывающего однородность данных и их точность строятся оптимальные средние модели оптической плотности аэрозоля по высоте. Для оценки оптической плотности аэрозоля на нужной высоте и в определённом промежутке времени используются её средние значения и экспериментально определяемые отклонения от средних.

В пределах аэрозольного слоя высотные профили оптической толщины атмосферы будем представлять в виде суммы:

$$\tau(h) = \bar{\tau}(h) + \Delta\tau(h), \quad (7.89)$$

где $\bar{\tau}(h)$ - средние высотные профили и $\Delta\tau(h)$ - отклонения (вариации) величины $\tau(h)$ от её средних значений.

В (4) значения $\bar{\tau}(h)$ характеризуют исток и сток аэрозольных частиц в области отдельного аэрозольного слоя, приращения $\Delta\tau(h)$ вызваны случайными изменениями метеорологических условий в атмосфере.

Таким образом, задачу учёта слоистой структуры аэрозоля важна с точки зрения оценки устойчивости и изменчивости во времени поля концентраций аэрозольных частиц на различных высотах в зависимости от суток (в приземном слое воздуха), сезона, региональных условий. Решение этой проблемы актуально ввиду основательной роли аэрозоля во всевозможных атмосферно-оптических проявлениях и потому, что ещё нет полных сведений о вариациях вертикальной структуры аэрозоля, как в региональных, так и глобальных масштабах. Ввиду того, что наиболее достоверные сведения о поле концентраций атмосферного аэрозоля получено по измерениям прозрачности атмосферы, ниже будем рассматривать основные закономерности, присущие межуровневым вертикальным корреляционным связям оптической плотности аэрозоля на различных высотах в атмосфере.

Результаты анализа межуровневых связей аэрозоля составляют важную теоретическую основу моделирования вертикальной структуры атмосферного аэрозоля. Успешность решения этой задачи зависит от правильного формирования базы исходных данных, полученных в ходе выборочных наблюдений: объёма выборки, к какому интервалу высот и времени относится наблюдение и с какой точностью оно проведено.

7.7.1. Средние вертикальные профили аэрозоля

Данные распределений аэрозоля по высоте большей частью получены по эпизодическим наблюдениям, которые характеризуются небольшим объёмом выборочных данных за различные периоды осреднения и с разным разрешением по высоте. Поэтому этим данным присуще значительная статистическая неоднородность. Для интерпретации данных наблюдений аэрозоля очевидным преимуществом обладает метод оптимального обобщения, учитывающего ограниченность и различие объёма выборочных данных на отдельных уровнях и разную точность взятых наблюдений. Для целей решения практических задач анализ данных высотных наблюдений аэрозоля показывает, что отдельные участки высот-

ных профилей оптической плотности атмосферы могут быть описаны экспоненциальной функцией

$$\bar{\beta}_a(h) = \bar{\beta}_a(h_0) \exp[-k_a|h-h_0|], \quad (7.90)$$

где $\bar{\beta}_a(h)$ и $\bar{\beta}_a(h_0)$ фоновые (средние) значения оптической плотности на уровне h и на уровне h_0 повышенной концентрации аэрозольных частиц (значения $\bar{\beta}_a(h_0)$ определяется предварительно); $k_a^{-1} = H_a$ - эмпирический масштабный параметр (высота однородного аэрозольного слоя).

Эмпирический параметр α_a находится по методу наименьших квадратов путём минимизации функционала

$$e_i(\alpha_a) = \sum_{i=1}^{i_0} c_i (\bar{\beta}_a(h_i) - \tilde{\beta}_a(h_i))^2 = \min. \quad (7.91)$$

Здесь $\bar{\beta}_a(h_i)$ и $\tilde{\beta}_a(h_i)$ фоновые значения оптической толщины на произвольно взятом i -ом уровне h_i , получаемое по формуле (7.90) и по экспериментальным данным ($i=1,2,\dots,i_0$); c_i - весовой коэффициент, учитывающий для каждого уровня точность и число данных, взятых для расчётов $\tilde{\beta}_a(h_i)$, определяемый в виде

$$c_i = C^2 / \sum_i^{i_0} s_{\tilde{\beta}_i}^{-2}$$

где $C^2 = 1 / \sum_i^{i_0} s_{\tilde{\beta}_i}^{-2}$ - нормировочный множитель; $s_{\tilde{\beta}_i}$ - выборочная среднеквадратическая ошибка определения $\tilde{\beta}_a(h_i)$.

Необходимым условием выполнения минимума (7.94) является выполнение следующего равенства

$$\frac{\partial e_i(\alpha_a)}{\partial \alpha_a} = 0. \quad (7.92)$$

Подставляя (7.91) в (7.92) получим соответствующие формулы для расчёта параметра α_a :

$$\alpha_a = \frac{\sum_{i=1}^{i_0} c_i |h_i - h_0| (\ln \tilde{\beta}_a(h_i) - \ln \bar{\beta}_a(h_0))}{\sum_i^{i_0} c_i |h_i - h_0|} \quad (7.93)$$

Точность аппроксимации высотных профилей $\tilde{\beta}_a(h_i)$ аналитической функцией (7.90) нами оценивается среднеквадратичной ошибкой, записываемая в виде

$$\varepsilon_{\tilde{\beta}_i} = \sqrt{\frac{e_i(\alpha_a)}{i_0 - 1}}. \quad (7.94)$$

Интегрирование (7.90) даёт следующую формулу для оценки средних вертикальных профилей оптической толщины аэрозоля:

$$\bar{\tau}_a = \bar{\beta}_a(h_0)H_a. \quad (7.95)$$

Аналогичную зависимость можно записать для высотных профилей оптической толщины молекулярного рассеяния

$$\bar{\tau}_r(h) = \beta_r(h)H_r. \quad (7.96)$$

где $\beta_r(h)$ молекулярный коэффициент рассеяния, H_r – приведённая высота атмосферы, рассматриваемая на уровне h . Для условий лета и зимы данные значений $\beta_r(h)$, $\sigma_r(h)$ и H_r при $\lambda=0,55$ мкм использованы из работы [22].

Таблица 7.2. Параметры высотного распределения оптической плотности аэрозоля $\bar{\beta}_a(h)$ для длины волны $\lambda=0,55$ мкм.

$\Delta h, km$	h_0, km	$\bar{\beta}_a(h_0), km^{-1}$		H_a, km	$\varepsilon_{\tilde{\beta}_i}$
Лето					
0 ÷ 0,3	0	23 km	1,52E-01	1,15	0,137
0,3 ÷ 6	2	Met. Range	5,96E-02	2,28	0,042
6 ÷ 12	11		8.00E-04	4,25	0,0006
12 ÷ 30	20	Background Stratosphere	5,90E-04	7,20	0,0005
Зима					
0 ÷ 0,5	0	23 km	1,52E-01	0,85	0,144
0,5 ÷ 5	1	Met. Range	9,51E-02	2,50	0,076
5 ÷ 11	10		7.87E-04	4,63	0,0005
11 ÷ 30	18	Background Stratosphere	5.63E-04	7,2	0,0003

Оценки параметров распределений (7.90), а также интервалов высот Δh и точности аппроксимации $\varepsilon_{\tilde{\beta}_i}$ высотных профилей $\tilde{\beta}_a(h_i)$ по многолетним данным приведены в табл. 7.2. В этой таблице данные оценок $\bar{\beta}_a(h_0)$ использованы из работ [11, 30], оценки параметров h_0 , H_a , $\varepsilon_{\tilde{\beta}_i}$ проведены нами в работе [15, 16, 32-34]

На рис. 7.18 приведены средние вертикальные профили величин $\bar{\beta}_a(h)$, $\bar{\tau}_a(h)$ и $\tau_r(h)$. На этом рисунке показаны мощные аэрозольные слои в области средней и нижней стратосферы, в нижней тропосфере, а также на уровне тропопаузы. В приземном слое атмосферы происходит наиболее быстрое уменьшение аэрозольного рассеяния с высотой.

В соответствии с рис. 7.18 при $\lambda=0,55$ мкм в области стратосферного (заревого) аэрозольного слоя и в нижней тропосфере значительно преобладает аэрозольное рассеяние, где релеевское рассеяние находится в пределах точности определения аэрозольного рассеяния. Вне уровней повышенного содержания аэрозоля (особенно, ниже тропопаузы) молекулярное рассеяние приближается к аэрозольному рассеянию.

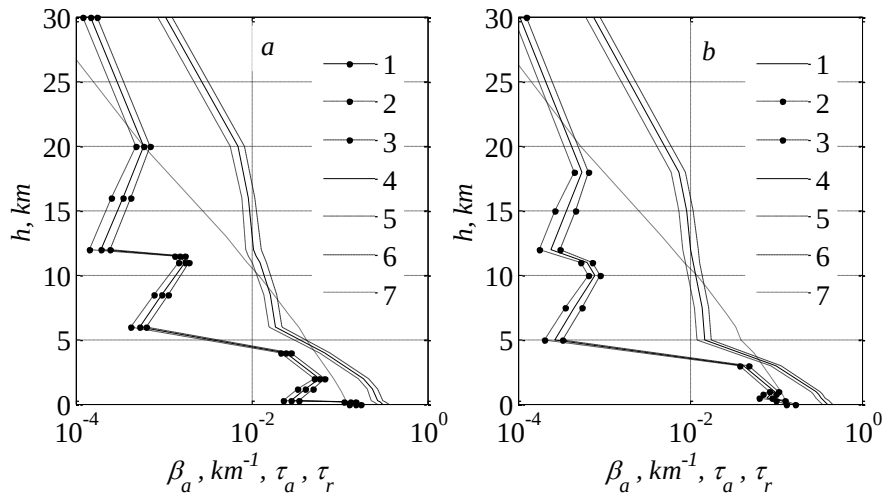


Рис. 7.18. Средние вертикальные профили (для 0,55 μm) коэффициента рассеяния $\bar{\sigma}_a(h)$ (1-3) и оптической толщины $\bar{\tau}_a(h)$ (4-6) аэрозольных слоёв атмосферы, а так же оптической толщины $\tau_r(h)$ молекулярного (рэлеевского) рассеяния (7) для условий лета (а) и зимы (б); 1 и 4 -средние, 2 и 5-минимальные, 3 и 6-максимальные значения, соответственно, величин $\bar{\sigma}_a(h)$, $\bar{\tau}_a(h)$.

7.7.2. Межуровневые корреляционные связи аэрозоля

Формирование первичных данных. Данные наблюдений аэрозоля представляют выборочную совокупность, которая характеризуется некоторой репрезентативностью (представительностью) и наличием в ней весьма разнородных ошибок наблюдения: регистрации (погрешность работы измерительной аппаратуры, ошибки записи, передачи, приёма данных и т. д.) и репрезентативности (ограниченность, не полнота объёма выборки, в нашем случае, всевозможных вертикальных профилей аэрозоля). Первичная обработка и формирование базы исходных статистических данных представляет комплексную задачу, которая состоит в упорядочении этих данных, выявлении и исключении имеющих в них неточностей [2, 17, 19].

Пусть $f_k(h_i)$ обозначает некоторую k -ую реализацию измерений какой-либо характеристики аэрозоля в хронологической последовательности ($k = 1, 2, \dots, k_0$) на различных уровнях h_i ($i = 1, 2, \dots, i_0$). Для выявления и исключения (контроля) ошибочных значений в исходных данных используется критерий вида (правило 4s):

$$\left| f_k^i - \bar{f}^i \right| \geq 4s_i, \quad (7.97)$$

где $\bar{f}^i$ -среднее арифметическое, s_i -среднее квадратическое отклонение последовательности $f_1^i, f_2^i, \dots, f_{k_0}^i$.

Для упрощения статистических расчётов и выделения бракованных и небракованных данных исходные выборочные данные кодируются путём введения индикатора ошибок ω равный 1, если элемент выборки не забракован, равный 0, когда забракован.

Исходный материал высотных наблюдений обычно характеризуется заметным различием объёма выборочных данных, связанных с отсутствием, и пропусками измерительных данных на различных уровнях. Учёт этих особенностей, а также контроль наличия грубых ошибок в выборочной совокупности позволяет избежать существенного искаже-

ния статистического материала, соответственно, повысить надёжность и качество исходной статистической информации.

Соответственно для каждой точки наблюдения (в нашем случае высоты измерений) составляется вариационный ряд вида: $f_k(h_i)$, где $k = 1, 2, \dots, k < k_0$, за счёт отбраковки данных. По данным совокупных значений индикатора брака ω определяется число наблюдений:

$$n_i = \sum_{k=1}^{k_0} \omega_k^i. \quad (7.98)$$

Здесь

$$\omega_k^i = \begin{cases} 1, & f_k^i \neq a \\ 0, & f_k^i = a \end{cases} \quad (7.99)$$

ω_k^i - индикатор брака, наряду с $f_k(h_i)$, образующий исходный массив данных; a – признак отсутствия информации.

Расчет ошибки репрезентативности, ввиду ограниченности числа используемых реализаций (случай малой выборки), для средних значений $\bar{f}^i$ может быть оценена в виде [9]

$$s_{\bar{f}_i} = \frac{s_i}{\sqrt{n_i}}, \quad (7.100)$$

где среднее квадратическое отклонение s_i определяется при достаточно большом объеме выборочной совокупности $n_i > 30$.

Величина $s_{\bar{f}_i}$ характеризует среднее квадратическое отклонение выборочной средней от возможного её истинного значения (генеральной средней), которая зависит от колеблемости признака в генеральной совокупности s_i и объема выборочной совокупности [2].

Целью решения этой проблемы является получение различных определённых характеристик (статистик) в зависимости от места и времени наблюдения и слоя атмосферы, которые позволяли бы провести полное и точное описание характерных особенностей вертикальных профилей аэрозоля и их вариаций во времени.

Характеристики и основные особенности вертикальных корреляционных связей аэрозоля. С учётом ошибок наблюдения, по выше изложенной схеме, в табл. 7.3 приведена последовательность формул, предназначенные для оценки межуровневых корреляционных связей аэрозоля в пределах различных аэрозольных слоёв. По этим формулам вначале для каждого уровня оцениваются значения средних и дисперсий, а затем проводятся оценки корреляционной матрицы отдельно для случаев отсутствия и наличия пропусков во всём рассматриваемом аэрозольном слое или до некоторого его определённого уровня.

В целом правило (7.97) и условие (7.98) позволяют оценить качество исходного статистического материала на наличие ошибок регистрации, а оценка (7.99) указывает на реальность средних значений исследуемой характеристики. Эти формулы и формулы табл. 7.3 представляют алгоритм анализа межуровневых корреляционных связей в пределах аэрозольного слоя.

Далее рассмотрим практические результаты анализа вертикальной статистической структуры атмосферного аэрозоля по значениям его межуровневых корреляционных связей по данным, относящихся к урбанизированной воздушной среде и к фоновым условиям. Поскольку наибольший объём выборочных данных аэрозоля на различных высотах

получен по оптическим измерениям, ниже будем рассматривать массив данных оптической характеристик аэрозоля между разными уровнями в атмосфере.

Таблица 7.3. Статистические характеристики корреляционных связей вертикальной структуры аэрозоля

№	Характеристика	Формула	Примечание
1.	Вектор средних значений.	$\bar{f}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{k=1}^{k_0} f_k^i \omega_k^i$	Вычисляется для каждой высоты h_i .
2.	Вектор значений дисперсии.	$D_i = \frac{1}{n_i} \sum_{k=1}^{k_0} (f_k^i - \bar{f}_i)^2 \omega_k^i$	
3.	Вектор средних квадратичных отклонений.	$s_i = \sqrt{D_i}$	
4	Нормированные корреляционные матрицы (коэффициенты корреляции): $r_{km}^{j_0}$ - при отсутствии пропусков для всех высот h_j ,	$r_{ij} = \frac{1}{n_{i_0}} \frac{\sum_k (f_k^i - \bar{f}_i)(f_k^j - \bar{f}_j) \omega_k^{i_0}}{s_{i_0} s_j^{j_0}}$	Вычисляется для всех попарно взятых высот i и j ; $n_{i_0} = const$.
5.	r_{km} - при наличии пропусков.	$r_{ij} = \frac{1}{n_{ij}} \frac{\sum_k (f_k^i - \bar{f}_i^{ij})(f_k^j - \bar{f}_j^{ij}) \omega_k^{ij}}{s_i^{ij} s_j^{ij}}$	Средние $\bar{f}_i^{ij}, \bar{f}_j^{ij}$ s_i^{ij}, s_j^{ij} для каждой пары уровней рассчитываются заново; $\omega_k^{ij} = \omega_k^i \omega_k^j$, $n_{ij} = \sum_k \omega_k^{ij}$,

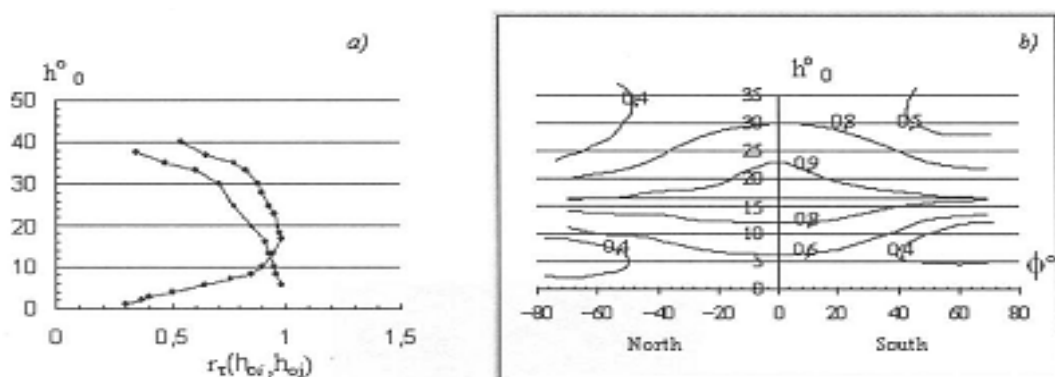


Рис. 7.19. Межуровневые корреляционные связи городского аэрозоля: a оптической толщины $r_{\tau_\lambda}(h_\odot^i, h_\odot^j)$, функции рассеяния $r_{f_\lambda}(h^i, h^j; \phi_i, \phi_j)$; $h_\odot^i$ и $h_\odot^j$ – высоты Солнца в последовательные моменты времени в градусах, h^i, h^j – высоты и ϕ_i, ϕ_j – азимуты направлений наблюдения ($\lambda=0.55$ мкм, август-июнь 2002÷2006, Баку) [34].

На рис.7.19 показаны вертикальные корреляционные связи оптической толщины $\tau_\lambda(h_\odot)$ атмосферного воздуха и функции рассеяния $f_\lambda(h, \phi)$ по актинофотометрическим измерениям яркости атмосферного воздуха в условиях города, где $h_\odot$ -высота (угловое расстояние) Солнца над горизонтом, h – высота произвольной точки или произвольно взятого направления наблюдения на небесной сфере, ϕ - азимут этой точки, отсчитываемый от солнечного вертикала. Исходный или начальный уровень корреляции для каждого из характеристик $\tau_\lambda(h_\odot)$, $f_\lambda(h, \phi)$ в градусах равен 10^0 ($h_\odot=10^0$, $h=10^0$). Это соответствовало уровню повышенного содержания аэрозоля равного 0,5 км.

Как видно из рис.7.19а ход корреляции для $r_{\tau_\lambda}(h_\odot^i, h_\odot^j)$ несимметричен при удале-

нии от начального уровня $h_0=10^0$; затухание корреляционных связей происходит более равномерно и медленно в направлении к свободной атмосфере и более быстро в направлении к земной поверхности. Ход кривых явно указывает на наличие над городом повышенного аэрозольного слоя. Это отчётливо прослеживается по азимутальным разрезам

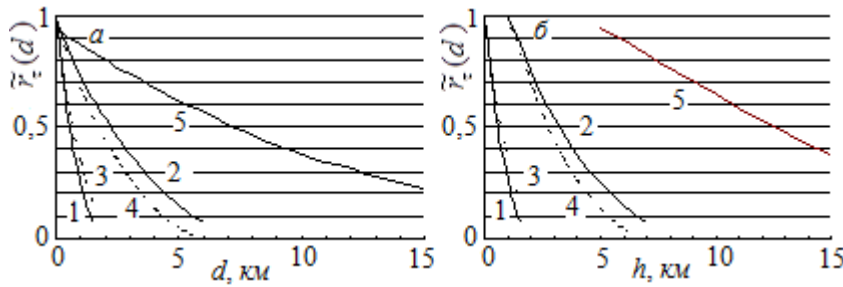


Рис. 7.20. Нормированные корреляционные функции $r_\tau(d_{ij})$ оптической толщины аэрозоля $\tau(h)$ ($\lambda=0,55$ мкм) аппроксимированные формулой (7.93) с параметрами указанными в табл. (7.3): 1, а, б – межуровневые корреляции в зависимости от расстояния по высоте (а) и - 2, 5 – лето; 3, 4, 5 – зима.

$r_{f_\lambda}(h^i, h^j; \phi_i, \phi_j)$, изображённым на рис 7.19б. Последний рисунок, очевидно, что даёт большую информацию о пространственной структуре облака аэрозольного слоя над городом. Оценки с использованием географической карты городской территории показывают, что для города Баку

горизонтальные разрезы аэрозольного слоя могут составлять более 34 км.

Достоверность оценки вертикальных корреляционных связей аэрозоля во многом зависит от возможности выделения его высотных масштабов изменчивости, в пределах которых может быть сделано предположение об однородности и изотропии используемых статистических данных [15]. Для этих областей можно использовать корреляционную функцию высотной зависимости оптической толщины аэрозоля, которая зависит от расстояния $d_{ij} = |h_i - h_j|$ между произвольно взятыми уровнями h_i и h_j , где h_i – исходный уровень корреляции

На рис. 7.20 показана вертикальная структура корреляционных связей атмосферного аэрозоля для фоновых условий средних широт над сушей, построенная по многолетним реализациям вертикальных профилей оптической толщины аэрозоля $\tau(h)$ для эффективной длины солнечного света $\lambda = 0.55$ мкм. Кривые на этом рисунке рассчитаны с использованием аппроксимационной формулы вида:

$$\tilde{r}_\tau(d_{ij}) = r_{\tau_i}(0)r_\tau(d_{ij}), \quad (7.101)$$

Здесь корреляционная функция $\tilde{r}_\tau(d_{ij})$ зависит от расстояния d_{ij} между произвольно взятыми уровнями h^i и h^j , параметр $r_{\tau_i}(0)$ определяется путём экстраполяции на нуль исходных значений $\tilde{r}_\tau(d_{ij})$, характеризующий меру ошибки выборочных наблюдений $\eta_i^2 = [1 - r_{\tau_i}(0)]/r_{\tau_i}(0)$, корреляционные функции $r_\tau(d_{ij}) = r_{ij}$ аналитически аппроксимированы выражениями вида.

$$\begin{aligned} r_{ij} &= (1 - \alpha_i d_{ij}) \exp(-\alpha_i d_{ij}), \quad \text{при } h \leq 1,5 \text{ км} \\ r_{ij} &= \exp(-\alpha_i d_{ij}), \quad \text{при } h > 1,5 \text{ км} \end{aligned} \quad (7.102)$$

где величина обратная $H = \alpha_h^{-1}$ - может рассматриваться как масштаб высотной корреляции i -го аэрозольного слоя по высоте.

Параметры зависимости (7.102) нами определены по суточным реализациям для приземного слоя атмосферы, по сезонным и годовым вариациям всей толщ

сферы. Было обнаружено, что сезонные вариации более существенны в области приземного слоя атмосферы и средней тропосферы, годовые вариации охватывают тропосферу и нижнюю стратосферу. Поэтому значения параметров зависимости (7.102) оценивались по реализациям, относящихся к различным областям атмосферы от земной поверхности: нижней, средней тропосферы и выше. Соответствующие значения этой зависимости, а также меры ошибки наблюдений η_i^2 приведены в табл. 7.3.

Исходный уровень корреляции на рис. 7.20а находится на земной поверхности, а на рис. 7.20б этот уровень смещён к нижней границе атмосферных слоёв выделенных в табл. 7.4. Из этих рисунков следует, что межуровневые корреляции быстро ослабевают с ростом расстояния между коррелируемыми уровнями. Более интенсивное ослабление корреляционных связей, связанное с очевидным падением суточных корреляций по высоте, происходит в приземном слое, причём межуровневые корреляции наиболее быстро затухают в летний период в приземном слое атмосферы, что связано с наименьшей оптической устойчивостью атмосферы в этот период под влиянием подстилающей поверхности.

Таблица 7.4. Значения параметров аппроксимационной зависимости (7.101).

Интервалы высот	Параметры			
	Зима		Лето	
	$\alpha_i, \text{км}^{-1}$	η_i^2	$\alpha_i, \text{км}^{-1}$	η_i^2
$0 \div 1,5$	0,45	0,08	0,56	0,10
$1 \div 6$	0,18	0,14	0,14	0,12
$5 \div 30$	0,04	0,25	0,04	0,25

При переходе в свободную атмосферу затухание корреляционных связей значительно ослабляется и это затухание происходит менее интенсивно для летних условий; в среднем интенсивные вариации приземного слоя атмосферы сменяются сравнительной устойчивостью при переходе к тропосфере.

Таким образом, анализ корреляционных связей характеристик рассеяния света по высоте (рис. 7.19 и 4.20) позволяет проследить за тонкой структурой высотного распределения аэрозоля, связанного с условиями генерации аэрозольных частиц и их стоком. Высотные вариации аэрозоля определяются наложением суточных, сезонных и годовых вариаций в приземном слое атмосферы, сезонных и годовых вариаций в области высот нижней и средней тропосферы, и годовых вариаций с включением вышележащих слоёв атмосферы.

7.7.3. Оценки вертикальных вариаций оптических толщин аэрозольных слоёв

Вариации вертикальных профилей аэрозольных слоёв будем определять исходя из статистической структуры аэрозольных слоёв, описываемых выражениями (7.102) в соответствии со схемой рис. 7.21. Рассмотрим выражения для оценки приращения $\Delta\tau(h_0)$ на произвольном уровне h_0 по данным $\Delta\tau(h_i)$ в узловых точках $i=1, 2, 3$ и 4 основания пирамиды путем оптимальной интерполяции по формуле [33]:

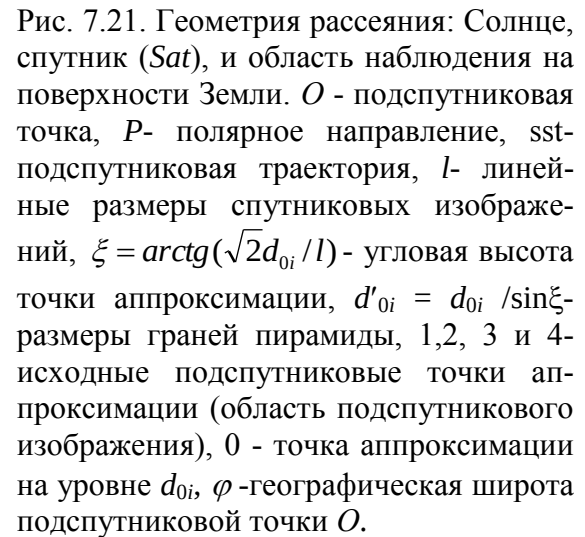
$$\Delta\tau(h_0) = \sum_i^n a_i \Delta\tau(h_i), \quad (7.103)$$

где a_i - весовые коэффициенты $\left(\sum_{i=1}^n a_i = 1 \right)$.

Решение нашей задачи сводится к определению коэффициентов и меры ошибки интерполяции (7.103) с использованием соотношений (7.102) и данных табл.7.4. Для этого

$$a_i^* = (s_{\tau_i} / s_{\tau_0}) \cdot a_i, \quad (7.104)$$

Будем рассматривать меру ошибки интерполяции, определяемая для весовых множителей (7.104) в виде



На практике можно полагать отсутствие корреляции между истинными значениями величины $\tau(h_i)$ и ошибкой наблюдения δ_{τ_i} этой величины. В нашем случае для представления (7.102) в соответствии с методом оптимальной интерполяции [2] коэффициенты a_i^* определяются из уравнений

а мера ошибки интерполяции будет равна

В соответствии со схемой рис. 3 можно записать: $r_{\tau}(d_{0i}) = r_{\tau}(d_{01})$, $r_{\tau}(d_{12}) = r_{\tau}(d_{14}) = r_{\tau}(l)$, $r_{\tau}(d_{13}) = r_{\tau}(\sqrt{2}l)$. Тогда из (7.106) и (7.107) получим следующие выражения для расчетов коэффициентов a_i^* и меры ошибки интерполяции ε_{τ_0} :

$$a_i^* = \frac{r_\tau(d'_{01})}{1 + \beta_i^2 + 2r_\tau(l) + r_\tau(\sqrt{2}l)}, \quad \varepsilon_{\tau_0}^2 = 1 - \frac{4r_\tau^2(d'_{01})}{1 + \beta_i^2 + 2r_\tau(l) + r_\tau(\sqrt{2}l)}. \quad (7.108)$$

Ниже эти соотношения будем использовать для восстановления вариаций вертикальных профилей приращений оптической толщины аэрозольных слоёв.

7.8. Радиационные характеристики аэрозольные слой- подстилающая поверхность

Вопросы, связанные с влиянием аэрозольных слоёв на высотное распределение радиационных характеристик системы атмосфера – земная поверхность приобретают принципиально актуальное значение при решении ряда прикладных задач дистанционного оптического исследования радиационного режима и радиационного баланса атмосферы, аэрокосмического зондирования элементов земной поверхности. Как было показано выше, аэрозольные слои характеризуются существенно различными оптическими параметрами распределения по высоте. Это оказывает, соответствующим образом, существенное влияние на радиационные характеристики переноса диффузного излучения в атмосфере, которые формируются вследствие многократного рассеяния и поглощения света в пределах отдельных аэрозольных слоёв.

Примем упрощающие допущения относительно структуры аэрозольных слоёв, приведённые в § 7.71, и определим вертикальные профили радиационных характеристики этих выделенного аэрозольного слоя - альбеда отражения $A(\Delta\tau)$, пропускание $T(\Delta\tau)$, и поглощательную способность $Q(\Delta\tau)$ в виде:

$$A(\Delta\tau) = \frac{F^\uparrow(\Delta\tau)}{F^\downarrow(\tau)}, \quad T(\Delta\tau) = \frac{\Delta F^\downarrow(\Delta\tau)}{F^\downarrow(\tau)}, \quad A(\Delta\tau) + T(\Delta\tau) + Q(\Delta\tau) = 1, \quad (7.109)$$

где $F^\downarrow(\tau)$ - нисходящее излучение на оптической глубине τ , $F^\uparrow(\Delta\tau)$ - значения отражённого и $\Delta F^\downarrow(\Delta\tau) = F^\downarrow(\tau + \Delta\tau) - F^\downarrow(\tau)$ - пропущенного аэрозольным слоем излучения. На рис. 7.22 схематически показано, влияние аэрозольного слоя на радиационные характеристики атмосферы и на значение эффективного альбеда земной поверхности.

Определим эти характеристики, пользуясь методом сложения при многократном рассеянии света в атмосфере. Будем рассматривать произвольный аэрозольный слой с верхней границей распространения на уровне h или на оптической глубине τ , имеющая толщину Δh или оптическую толщину $\Delta\tau$. Через выделенный аэрозольный слой проходит часть нисходящего излучения Солнца (как прямого так и рассеянного) равная $T(\Delta\tau)$, тогда доля $A(\Delta\tau)$ этого излучения рассеивается аэрозольным слоем обратно в верхнюю полусферу. Величина $Q(\Delta\tau) = 1 - A(\Delta\tau) - T(\Delta\tau)$ - это часть излучения, поглощаемая в пределах аэрозольного слоя.

Будем считать, что атмосфера сверху освещается параллельными лучами Солнца под углом θ_0 , а освещённость перпендикулярной к ним площадки πF_0 . Часть излучения Солнца $T(\tau)$, равного пропусканию атмосферы на уровне h , доходит до рассматриваемого аэрозольного слоя. Снизу аэрозольный слой освещается восходящим излучением, за счёт многократного отражения от нижележащих аэрозольных слоёв и подстилающей поверхности. Часть этого излучения проходит через аэрозольный слой и часть отражается аэрозольным слоем обратно в нижнюю полусферу. Из рисунка видно, что полное (или

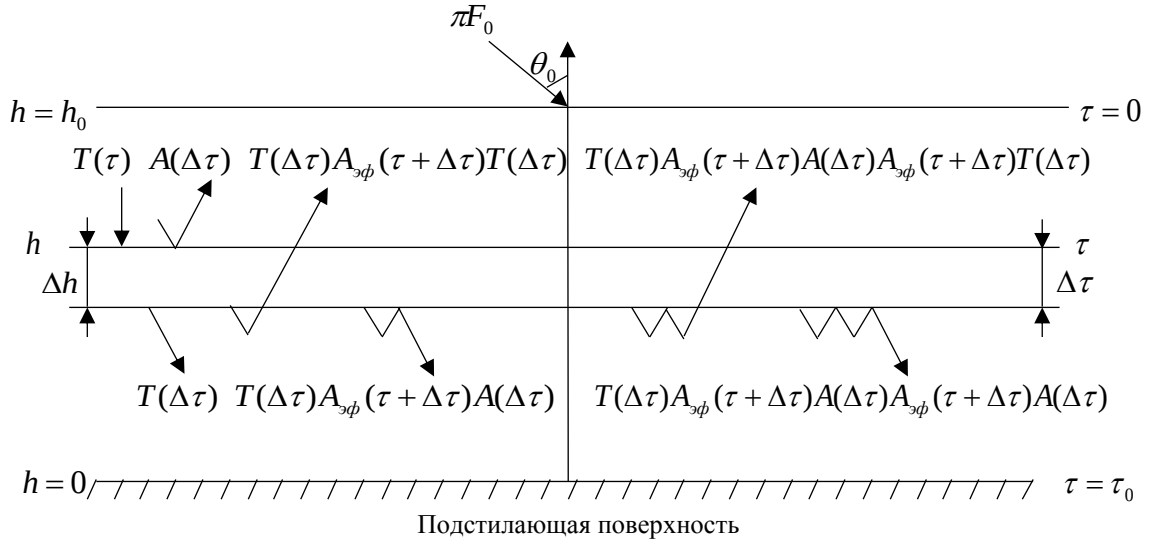


Рис. 7.22. Схема влияния аэрозольного слоя на радиационные характеристики атмосферы.

эффективное) пропускание $T_{эфф}(\Delta\tau)$ излучения через аэрозольный слой, эффективное альbedo отражение на верхней границе этого слоя $A_{эфф}(\tau)$, а также полное отражение $U(\tau + \Delta\tau)$, формирующее восходящее излучение, у нижней границы аэрозольного слоя описываются следующими выражениями:

$$T_{эфф}(\Delta\tau) = T(\Delta\tau) + T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau) + T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau) + \dots =$$

$$T(\Delta\tau)[1 + A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau) + [A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)]^2 + \dots] = T(\Delta\tau)[1 + A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)]^{-1}, \quad (7.110)$$

$$U_{эфф}(\tau + \Delta\tau) = T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau) + T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau) +$$

$$T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau) + \dots =$$

$$T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)[1 + A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau) + [A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)]^2 + \dots] =$$

$$T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)[1 + A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)]^{-1} = A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)T_{эфф}(\Delta\tau), \quad (7.111)$$

$$A_{эфф}(\tau) = A(\Delta\tau) + T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)T(\Delta\tau) + T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)T(\Delta\tau) +$$

$$T(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)T(\Delta\tau) + \dots =$$

$$A(\Delta\tau) + T^2(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)[1 + A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau) + [A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)]^2 + \dots] =$$

$$A(\Delta\tau) + T^2(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)[1 + A(\Delta\tau)A_{эфф}(\tau + \Delta\tau)]^{-1} = A(\Delta\tau) + T(\Delta\tau)U_{эфф}(\tau + \Delta\tau). \quad (7.112)$$

Отсюда видно, что характеристики $A_{эфф}(\tau)$, $T_{эфф}(\tau + \Delta\tau)$ и $U_{эфф}(\tau + \Delta\tau)$ взаимосвязаны, такая запись этих характеристик преследует цель выделения роли аэрозольного слоя в многократном рассеянии и обратном отражении нисходящего излучения.

Пропускание $T(\Delta\tau)$ состоит из прямой и диффузной составляющей и может, представлена в виде

$$T(\Delta\tau) = \exp[-(\Delta\tau)/\mu_0] + T_d(\Delta\tau), \quad (7.113)$$

Пользуясь тождеством

$$1+S=1/[1-A(\Delta\tau)A_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau)]^{-1}; \text{ где } S=A(\Delta\tau)A_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau)/[1-A(\Delta\tau)A_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau)]^{-1} \quad (7.114)$$

в пропускании $T_{\text{эф}}(\Delta\tau)$ выделим прямую составляющую:

$$T_{\text{эф}}(\Delta\tau)=\exp[-(\Delta\tau)/\mu_0]+T_{\text{эф}}^d(\Delta\tau). \quad (7.115)$$

Соответственно, можно записать для диффузного пропускания и отражения аэрозольного слоя:

$$\begin{aligned} T_{\text{эф}}^d(\Delta\tau) &= T_d(\Delta\tau) + ST_d(\Delta\tau) + S \exp[-(\Delta\tau)/\mu_0], \\ U_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau) &= A_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau)T_{\text{эф}}^d(\Delta\tau) + A_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau)\exp[-(\Delta\tau)/\mu_0], \\ A_{\text{эф}}(\tau) &= A(\Delta\tau) + \exp[-(\Delta\tau)/\mu_0]U_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau) + T(\Delta\tau)U_{\text{эф}}(\tau+\Delta\tau) \end{aligned} \quad (7.116)$$

К этим формулам следует добавить пропускание системы аэрозольных слоев на произвольной оптической глубине $\tau = \sum_1^{i_0} \Delta\tau_i$:

$$T_{\text{эф}}(\tau) = \prod_{i=1}^{i_0} T_{\text{эф}}(\Delta\tau_i), \quad (7.117)$$

где $\Delta\tau_i$ - оптическая толщина произвольного i -го аэрозольного слоя.

Непосредственно на верхней и нижней границах атмосферы радиационные характеристики, соответственно, принимают значения: $T_{\text{эф}}(\tau)=1$, $A_{\text{эф}}(\tau)=0$, при $h = h_0$; $T_{\text{эф}}(\tau)=T_{\text{эф}}(\tau_0)$, $A_{\text{эф}}(\tau)=A_n$, при $h=0$, где A_n - альbedo подстилающей поверхности.

Проведём численные расчёты радиационных характеристик аэрозольных слоёв для нижней атмосферы, в соответствии с оптической моделью атмосферного аэрозоля, приведённая выше в предыдущем разделе. Процедура расчётов включает следующие два этапа: вначале производятся вычисления эффективного альbedo $A_{\text{эф}}(\tau)$, начиная от подстилающей поверхности до верхней границы наиболее высокого аэрозольного слоя, далее для различных оптических глубин вычисляются значения эффективного пропускания $T_{\text{эф}}(\tau)$.

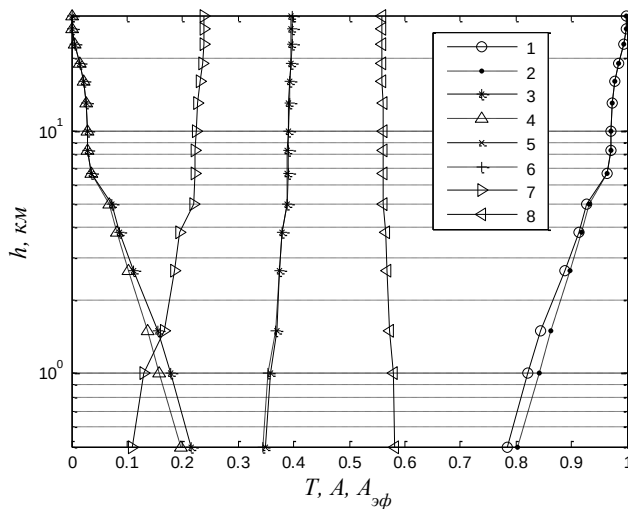


Рис. 7.23. Средние вертикальные профили пропускания T (1, 2), альbedo аэрозольных слоёв атмосферы (3, 4) A и эффективного альbedo системы "аэрозольные слои - земная поверхность" $A_{\text{эф}}$ (5-8) для условий лета (кривые —) и зимы (кривые —). Значения $A_{\text{эф}}$ вычислены для альbedo подстилающей поверхности: 5, 6 - $A_n=0,3$, 7 - $A_n=0,005$, 8 - $A_n=0,6$.

Результаты численной модели радиационных характеристик системы аэрозольные слои – подстилающая поверхность приведены на рис. 7.23. На этом рисунке явно прослеживается слоистая неоднородность в вертикальной структуре атмосферного аэрозоля по значениям характеристик $A(\Delta\tau)$, $T(\Delta\tau)$. Сезонные различия этой зависимости в соответствии с средними сезонными вариациями оптических параметров атмосферы, рассмотренных в § 7.8.0, значительны в нижней и средней тропосфере.

Относительный вклад аэрозольных слоёв в эффективное альbedo земной поверхности существенно для широкого интервала изменений альbedo подстилающей поверхности A_n .

7.9. Методика атмосферной коррекции спутниковых изображений

7.9.1. Спектральной коэффициент яркости аэрозольных слоёв и земной поверхности

Яркость уходящего отражённого солнечного излучения $L(\tau; \mu, \varphi)$ [$Bm/(m^2 \cdot mkm \cdot sr)$] на верхней границе атмосферы, приходящий от оптической глубины τ представим в виде

$$L(\tau; \mu, \varphi) = \rho(\tau; \mu_0, \mu) \cdot F_0 \cdot \mu_0. \quad (7.118)$$

Здесь полагается, что отражение происходит изотропно по закону Ламберта [22], где $\rho(\tau; \mu_0, \mu)$ – спектральный коэффициент яркости (КСЯ) аэрозольных слоёв до оптической глубины τ , F_0 – яркость солнечного излучения на верхней границе атмосферы ($\tau = 0$).

С высотой плотность аэрозоля на несколько порядков уменьшается с высотой, поэтому для решения практических задач важно выделить различные кратности рассеяния солнечного излучения в пределах отдельных аэрозольных слоёв. Наглядная иллюстрация этого процесса приведена на схеме рис. 7.22. По этой схеме аэрозольный слой представляет оптическую неоднородность для приходящего излучения света. С учётом различных кратностей рассеяния светового излучения безразмерная величина может быть представлена следующим образом [15, 37]:

1. Однократное рассеяние: $\rho(\tau; \mu_0, \mu)$ – КСЯ системы атмосфера-подстилающая поверхность.

$$\rho(\tau; \mu_0, \mu) = \rho_{at}(\tau; \mu_0, \mu) + T^\downarrow(\tau, \mu_0) T^\uparrow(\tau, \mu) \rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu), \quad (7.119)$$

где $\rho_{at}(\tau; \mu_0, \mu)$ – КСЯ атмосферы до оптической глубины τ , $T^\downarrow(\tau, \mu_0)$ и $T^\uparrow(\tau, \mu)$ – прозрачности атмосферы, соответственно, в направлениях μ_0 и μ , $\rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu)$ – КСЯ системы атмосфера – подстилающая поверхность; $\tau^* = \tau(0) - \tau(h_0)$.

2. Многократное рассеяние:

$$\rho(\tau; \mu_0, \mu) = \rho_{at}(\tau; \mu_0, \mu) + \frac{T^\downarrow(\tau, \mu_0) T^\uparrow(\tau, \mu) \rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu)}{1 + \rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu) A^\downarrow(\tau, \mu)}, \quad (7.120)$$

где $A^\downarrow(\tau, \mu)$ – альbedo обратного отражения слоя атмосферы выше уровня τ .

В формулах (7.119) и (7.120) радиационные характеристики $\rho_{at}(\tau; \mu_0, \mu)$, $T^\downarrow(\tau, \mu_0)$, $T^\uparrow(\tau, \mu)$ и $A^\downarrow(\tau, \mu)$ будем оценивать путём решения уравнения переноса излучения [37] по выше рассмотренной нашей оптической модели вертикальных профилей аэрозольных

слоёв. Тогда по спутниковым измерениям $L(0; \mu, \varphi)$ можно получить оценки КСЯ подстилающей поверхности $\rho_0(0; \mu_0, \mu)$.

7.9.2. Радиометрическая калибровка спутниковых изображений

Атмосферные исправления спутниковых изображений, в основном, проводятся с целью преобразования значений яркости пикселей спутникового изображения- исходных спутниковых цифровых данных DN (digital number), в абсолютные коэффициенты отражения земной поверхности. DN-значения безразмерны и пропорциональны количеству восходящего излучения и излучения попадающего на сенсор. Исходным этапом в процессе преобразования данных из DN является радиометрическая калибровка- перевод данных из DN в реальные физические значения потока приходящего излучения, принимаемого сенсором [29, 31].

Спектральная радиация, пришедшая на сенсор спутника, может представлена в виде:

$$L^{sat} = K(DN - DN^{\min}) + L^{\min}, \quad (7.121)$$

Здесь: DN_λ - значения яркости пикселя "сырого" геоснимка; $K = (L^{\max} - L^{\min}(0; \mu, \varphi)) / (DN^{\max} - DN^{\min})$ - калибровочный коэффициент; где $DN^{\max}$ - максимальное возможное значение пикселя геоснимка, которое соответствует $L^{\max}$ - максимальной спектральной яркости излучения, принимаемой сенсором, $DN^{\min}$ - минимальное возможное значение пикселя геоснимка, которое соответствует $L^{\min}$ - минимальной спектральной яркости излучения, принимаемой сенсором (для каждого канала свои $L^{\max}$ и $L^{\min}$ в $Wt/(m^2 \cdot мкм sr)$).

Будем рассматривать отдельно случаи отражения солнечного света:

1) от тёмного объекта с альбедо равным нулю ($A=0$), 2) от поверхности с альбедо отличным от нуля ($A \neq 0$).

Первый случай соответствует случаю атмосферной коррекции спутниковых снимков по методу DOS (Dark Object Subtraction) [29]. Будем использовать этот случай ($A=0$) для обратного решения задачи атмосферной оптики - учёта влияния аэрозольных слоёв на пропускание и отражение солнечного света в атмосфере.

7.9.3. Восстановление спектрального коэффициента яркости системы "аэрозольные слои и земная поверхность"

В соответствии с условием (7.89) мы полагаем, что реальные вертикальные профили аэрозольных слоёв испытывают случайные (суточные, сезонные и региональные годовые) отклонения $\Delta\tau(h_j)$ от средних профилей (7.90), описываемые выражениями (7.102) и (7.103). Будем оценивать эти отклонения путём обратного решения уравнений

$$\rho_{at}[\bar{\tau}(h) + \Delta\tau(h); \mu_0, \mu] = \rho(\tau(h); \mu_0, \mu) \quad (7.122)$$

где $\rho(\tau(h); \mu_0, \mu)$ - спутниковые данные КСЯ на оптической глубине $\tau(h) = \tau(h) + \Delta\tau(h)$.

Ниже, по данным $\rho(\tau(h); \mu_0, \mu)$ и начальному приближению около средней $\bar{\tau}(h)$ оцениваются значения $\tau(h)$ и, соответственно, искомые значения $\Delta\tau(h)$. Эти значения оцениваются для нижних уровней интервалов высот $\rho = h_i - h_j$, указанных в табл. 7.4. Внутри этих интервалов восстанавливаются вертикальные профили $\tau(h)$. Для этого вертикальные профили средней $\bar{\tau}(h)$ рассчитываются по данным табл. 7.2, а вертикальные профили $\Delta\tau(h)$ - по данным табл. 7.4.

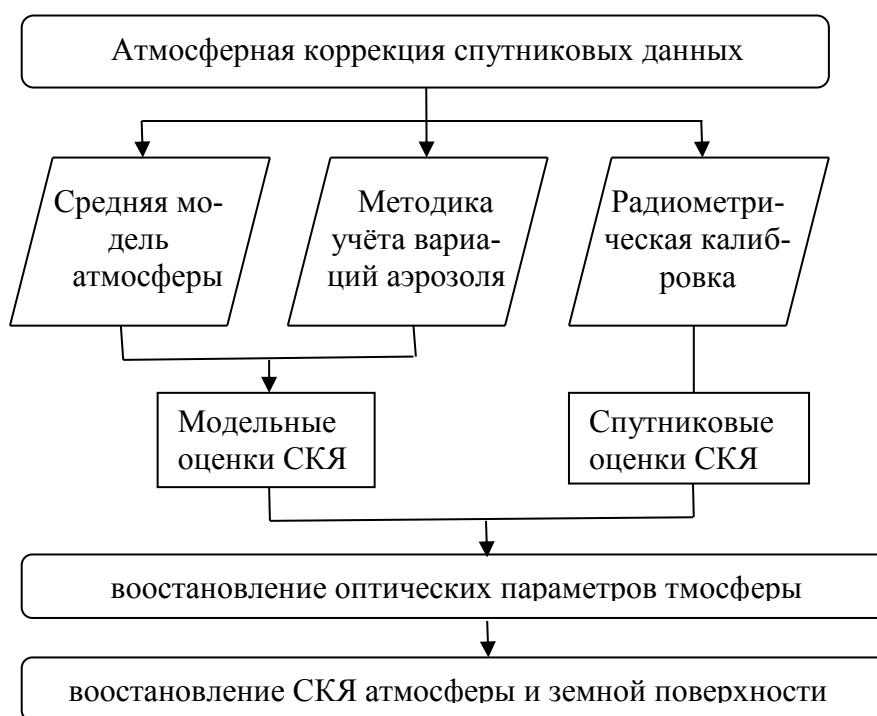


Рис. 7.24. Схема этапов вычисления КСЯ системы атмосфера – подстилающая поверхность.

Исходные значения $\rho(\tau(h); \mu_0, \mu)$ рассчитываются по излучению $L(0; \mu, \varphi)$ принимаемого спутником в три этапа:

1. При $h=0$ (земная поверхность) КСЯ подстилающей поверхности берётся равным нулю $\rho_0(0; \mu_0, \mu) = 0$. Тогда значения $\rho(\tau(0); \mu_0, \mu)$ соответствуют выборочным спутниковым данным, относящихся ко всей атмосфере. Эти значения непосредственно рассчитываются исходя из определения (7.118). Данные $\rho(\tau(0); \mu_0, \mu)$ используются для восстановления вертикальных профилей $\tau(h)$ и расчета КСЯ $\rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu)$ при $h \leq 1$ км (приземный слой атмосферы),
2. При $h=1$ км по известным значениям $\rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu)$, найденным в предыдущем этапе, из (7.119) или (7.120) (в зависимости от кратности рассеяния) рассчитывается значения $\rho(\tau(h); \mu_0, \mu)$. Это позволяет для уровней $h \leq 5$ км (нижняя и средняя тропосфера) восстановить вертикальные профили $\tau(h)$ и значения $\rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu)$,

3. При $h=5\text{ км}$ как и в предыдущем этапе восстанавливаются вертикальные профили $\tau(h)$ и значения $\rho_0(\tau^*; \mu_0, \mu)$ для всей атмосферы ($h=0\div 30\text{ км}$).

Рассмотренная нами методика атмосферной коррекции спутниковой информации включает два этапа: восстановление оптических параметров $\tau(h)$, $\gamma(\theta)$ и радиационных характеристик атмосферы $\rho_{at}(\tau; \mu_0, \mu)$, $T^\downarrow(\tau, \mu_0)$, $T^\uparrow(\tau, \mu)$, $A^\downarrow(\tau, \mu)$, редуцирование спутниковой информации к уровню земной поверхности (рис. 7.24). Первый этап составляет предмет обратной задачи теории переноса излучения, второй этап - предмет прямой задачи теории переноса излучения [17, 39].

7.9.4. Результаты расчетов СКЯ подстилающей поверхности

С целью атмосферной коррекции спутниковых изображений нами использованы скому полуострову. Эти данные относятся к сине зелёной области спектра с максимум

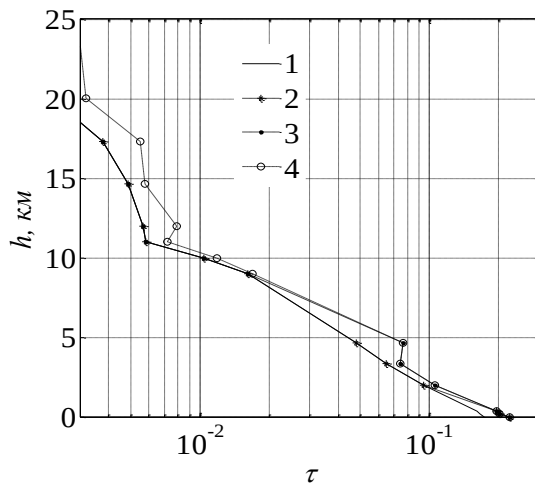


Рис. 7.25. Восстановленные вертикальные профили оптической толщины аэрозольных слоев атмосферы: 1- средняя профиль, 2, 3, и 4 -с учётом: суточных (1), суточных, сезонных(2), суточных, сезонных и среднегодовых вариаций

излучения $\lambda=0,55\text{ мкм}$. Данные оценок восстановления вертикальных профилей $\tau(h)$ представлены на рис. 7.25. На этом рисунке суточные вариации соответствуют $\Delta\tau(0)=0.03$, сезонные $-\Delta\tau(h=1\text{ км})=0.01$, среднегодовые - $\Delta\tau(h=5\text{ км})=0.003$. Из рис. 7.25 следует, что слоистая структура аэрозольных слоев более отчетливо проявляется при учёте временных вариаций аэрозоля.

Результаты расчетов СКЯ земной поверхности показаны на рис. 7.26. На этом рисунке рассматриваются области восточного Кавказа, Абшеронского полуострова и прибрежных вод Каспийского моря. Эти области сильно различаются по климатическим условиям, что видно по распределению СКЯ подстилающей поверхности. Если над водной поверхностью СКЯ практически приближается к нулю, то в высокогорных условиях над облаками СКЯ сильно возрастает и принимает довольно высокие числовые значения. На рис. 6в приводятся значения СКЯ для условий города Баку, характерные для условий Апшеронского полуострова.

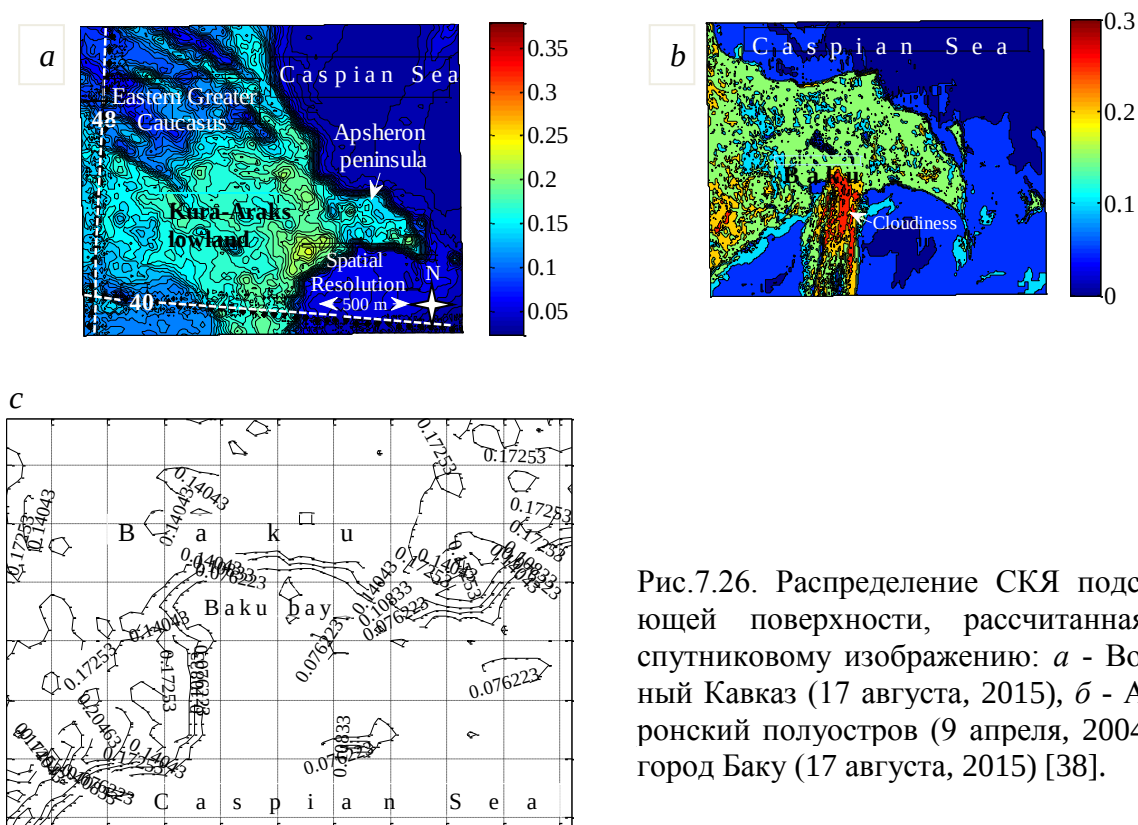


Рис.7.26. Распределение СКЯ подстилающей поверхности, рассчитанная по спутниковому изображению: *а* - Восточный Кавказ (17 августа, 2015), *б* - Апшеронский полуостров (9 апреля, 2004), *с* - город Баку (17 августа, 2015) [38].

Список литературы

1. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. - М.: Изд-во ИЛ, 1961. с. 536.
2. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. - Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 232.
3. Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы Москвы во время пожаров торфяников летом-осенью 2002 г. - Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. т. 40, № 3. с. 366 – 380.
4. ГОСТ 26148-84 Фотометрия. Термины и определения (действующий от: 01.08.2013).
5. Гуди Р.М. Атмосферная радиация. 1. Основы теории. - М.: Мир, 1966. с. 522.
6. Гусейнов Р. Э. Астрономия. - Баку, Изд-во "Маариф", 1977, с. 63-68 (на азербайджанском языке).
7. Гушин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере- Л.: Гидрометеиздат, 1983, ч. 2, с. 13, ч. 3, с. 66.
8. Дейрменджан Д. - Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами.-М. Мир. 1971. с. 165.
9. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы.- Л.: Гидрометеиздат, 1986, ч. I.
10. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Сер. Современные проблемы атмосферной оптики т. 4. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 175с.
11. Зуев В.Е. Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Сер. Современные проблемы атмосферной оптики т. 2. - Л.: Гидрометеиздат, 1986, гл. 1, с. 7, гл. 2, с. 24.
12. Ивлев Л. С., Довгало Ю. А. Физика атмосферных аэрозольных систем. — СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999, с. 5.
13. Исмаилов Ф. И., Гаджизаде Ф.М. О связи оптических характеристик системы «Аэрозольный ярус – земная поверхность» в видимом диапазоне спектра.- Изв. АН. Азерб. ССР, серия Науки о Земле, 1987, № 3, с. 96 – 100.
14. Исмаилов Ф. И. Моделирование оптических параметров аэрозоля атмосферы в видимой области спектра.- Информационное сообщение ВИНТИ, 1986, № 6291-1386, с.56-63.
15. Исмаилов Ф. И. Параметризация эффектов светорассеяния субмикронной моды аэрозоля. Дис. канд. техн. наук: 05.07.12. - Москва: 1992. – с. 30.
16. Исмаилов Ф. И. Распределение яркости аэрозольного слоя фонового загрязнения воздуха над городом Баку. Изв. Национальной Академии Наук (НАН) Азербайджана, (серия физико-технических и математических наук), 2006, XXVI, № 2, с. 179 – 184.

17. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмосферы - Л.: Гидрометеиздат, 1983, Гл. 1, с. 6-61.
18. Кондратьев К.Я., Смоктий О.И., Козодеров В. В. Влияние атмосферы на исследования природных ресурсов. М.: Машиностроение, 1985. 272 с.
19. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (для научных работников и инженеров), гл. 6.
20. Ку-Нан Лиоу. Основы радиационных процессов в атмосфере. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. 376 с.
21. Ленобль Ж. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах. Стандартные методы расчёта.-Л.:Гидрометеиздат, 1990, с.30.
22. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы. - М.: Мир, 1979, ч.2, с.94-103, ч.6, с. 295-354.
23. Миронов, «Основы астрофотометрии. Практические основы фотометрии и спектрофотометрии звезд», -М.: Издательство ФИЗМАТЛИТ, 2008, с. 121.
24. Пясковская-Фесенкова Е. В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере.-М.: Изд. АН СССР, 1975, 219с.
25. Райст П. Аэрозоли.-М.: Изд-во “Мир” 1987, с. 207.
26. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Основы теоретической атмосферной оптики/Учебно-методическое пособие.-СПб.: 2007, с.23-92.
27. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. М.: Гостехиздат, 1951. с. 288.
28. Brooks, D. R. Monitoring Solar Radiation and Its Transmission Through the Atmosphere, 2006, online at http://www.pages.drexel.edu/~brooksdr/DRB_web_page/papers/Using TheSun /using.htm.
29. Chavez P. S. (1996). Image-based atmospheric correction—revisited and improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(9), 1025-1030.
30. Fenn, R.W., Clough, S.A., Gallery, W.O., Good, R.E., Kneizys, F.X., Mill, J.D., Rothman, L.S. and Shettle, E.P., "Optical and infrared properties of the atmosphere", Chapter 18 in *Handbook of Geophysics and the Space Environment*, Edited by A.S. Jursa, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA (1985).
31. Holben, B. N.; Tanré, D.; Smirnov, A.; Eck, T. F.; Slutsker, I.; Abuhassan, N.; Newcomb, W. W.; Schafer, J. S.; Chatenet, B.; Lavenu, F.; Kaufman, Y. J.; Castle, J. Vande; Setzer, A.; Markham, B.; Clark, D.; Frouin, R.; Halthore, R.; Karneli, A.; O'Neill, N. T.; Pietras, C.; Pinker, R. T.; Voss, K.; Zibordi, G. . An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 2001, 106(D11), 12,067–12,097, doi:10.1029/2001JD900014.
32. Ismailov F. I. Method and technical solutions of informativity increase of actinometric measurements.-Baku, 2002, *Journal “Fizika”*, v. 8, № 1, p. 47 – 49.
33. Ismailov F. I. The analysis of informative data of ground remote sensing of urban aerosol layer on the city of Baku.-Baku, 2006, *Journal “Fizika”*, v. XII, № 4, p. 74 – 77.
34. Ismailov F. I. The influence of background aerosol on spectral transparency of urban air Baku, 2009, *Journal “Fizika”*, v.15, № 4, p.15-18.
35. Jacovides C. P., Steven Michael D., Asimakopoulos D. N. Solar Spectral Irradiance under Clear Skies around a Major Metropolitan Area.-*Journal of Applied Meteorology*: Vol. 39, No. 6, pp. 917–930.
36. Kokhanovsky Alexander A. *Aerosol Optics: Light Absorption and Scattering by Particles in the Atmosphere*, New York, Springer-Praxis, 2009, Ch. 2 Optical properties of atmospheric aerosol 16-47, Ch. 5 Optical remote sensing of atmospheric aerosol p.100-136.
37. Lenoble, J. *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres: Standard Computational Procedures*. A. Deepak Publishing, 1985, p. 73, p. 90, ISBN0-12-451451-0.
38. NASA Visible Earth: Caspian Sea. MODIS Atmosphere: Images (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>)
39. Sheldon K. Friedlander. *Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics*.-New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, ch. 1. Aerosol Characterization.

Глава 8. ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ **НА ФОРМИРОВАНИЕ ТУМАНОВ И ОБЛАКОВ**

8.1. Основные характеристики туманов и облаков

Туманы и облака представляют собой видимую систему взвешенных капель воды или кристаллов льда, находящихся на различных высотах над поверхностью земли. По определению туман расположен вблизи земли; его иногда называют наземным облаком. Принципиальной разницы между микрофизическим строением капель туманов и облаков нет, однако они существенно различаются по условиям образования, вертикальной мощности, площади распространения, времени существования и т.п. [8, 10, 15].

Важной количественной характеристикой туманов и облаков, а так же осадков является их водность, определяемая как массовая концентрация конденсированного состояния воды в виде водяных капель или кристаллов льда для отдельного объёма воздуха:

$$\delta = m - a(T), \quad (8.1)$$

где m - суммарная масса воды, называемая абсолютным влагосодержанием или влагосодержанием воздуха, $a(T)$ - абсолютная влажность, близкая к насыщающей в воздухе.

В соответствии с соотношением (8.1) следует, что водность тумана может возрастать при: 1) увеличении влагосодержания воздуха, 2) уменьшении абсолютной влажности, с чем связано понижение температуры воздуха. Влагосодержание воздуха может быть увеличено в результате испарения воды с земной поверхности и перемешивания воздушных масс. Понижение температуры воздуха может происходить вследствие радиационного выхолаживания, теплообмена с земной поверхностью и соседними массами воздуха и адиабатического расширения массы воздуха при её вертикальном движении.

Процесс конденсации водяного пара и образования капель воды в атмосфере может происходить благодаря наличию ядер конденсации - мелкодисперсных аэрозольных частиц, содержащие гигроскопические вещества: сульфаты, сульфиты, хлориды, нитраты и нитриты. В атмосфере имеется достаточное количество ядер конденсации и в связи с этим конденсация водяного пара может происходить при относительной влажности воздуха ниже 100% [3, 6, 12, 14].

Содержание водяных капель и кристаллов льда в атмосферном воздухе непрерывно меняются, поскольку их образование и изменчивость представляет сложный термодинамический процесс, связанный с фазовыми переходами в атмосфере. Направленность этого процесса зависит от состояния насыщения воздушной массы.

Ненасыщенный воздух может стать насыщенным в результате испарения воды, перемешивания воздушных масс, охлаждения воздушной среды. В случае насыщения водяной пар конденсируется на ядрах конденсации и упругость водяного пара не становится существенно выше значения, соответствующего насыщению. По современным представлениям первоначально в атмосфере образуются капли воды. Их замерзание может привести к образованию кристаллов. Непосредственное образование кристаллов путём сублимации влаги возможно при очень низких температурах (ниже 40°С).

8.1.1. Образование и классификация туманов

Классификация туманов проводится в зависимости от физических (испарение и охлаждение) и синоптических (внутри воздушных масс, на границах атмосферных фронтов) условий их образования.

Остановимся на рассмотрении этих условий, в зависимости от которых туманы разделяются на различные виды: туманы испарения и охлаждения, сухие туманы, типы:

туманы радиационные, адвективные, фронтальные туманы, туманы восхождения, а также городские туманы.

Испарение. Испарение и последующее насыщение водяного пара зависит от соотношения характеристик: упругости насыщения E_n при температуре испаряющей поверхности, упругости насыщения E_e при температуре воздуха и e – истинной упругости водяного пара. Если $E_e > E_n$, когда температура воздуха выше температуры испаряющей поверхности, при $e = E_n < E_e$ испарение прекратится и состояние насыщения не может быть достигнуто. Наоборот, если $E_e < E_n$, когда температура воздуха ниже температуры испаряющей поверхности, испарение будет продолжаться и при достижении воздуха состояния насыщения $e = E_e < E_n$. Однако пресыщения воздуха не достигается, поскольку из-за наличия ядер конденсации происходит конденсация водяного пара и образование тумана.

Туман, образующийся при испарении с более тёплой испаряющей поверхности в относительно холодный воздух, называется туманом испарения. Такие условия наблюдаются при движении холодной воздушной массы над более тёплыми водоёмами и влажными участками суши, при выпадении тёплого дождя через холодный воздух. Туман такого типа часто наблюдается над озёрами и ручьями осенью, а также ночью при движении холодного воздуха с суши на более тёплую водную поверхность.

Образование туманов испарения связано с охлаждением воздушной массы, испарение усиливает эффект охлаждения воздуха.

Охлаждение. Туманы охлаждения образуются из-за конденсации водяного пара при понижении температуры воздуха ниже точки росы. К ним относятся наиболее интенсивных и часто возникающих туманов. Туманы этого рода подразделяются на следующие распространённые типы: радиационные, адвективные, фронтальные.

Радиационные туманы образуются вследствие радиационного выхолаживания земной поверхности и массы влажного приземного воздуха до точки росы из-за потери тепла вследствие теплового излучения. Радиационный туман обычно возникает ночью в условиях антициклона, когда отсутствует облачность или имеется облачность только верхнего яруса. Повторяемость радиационных туманов растёт в условиях температурной инверсии, препятствующей подъёму воздушной массы. Это приводит к усилению противозлучения и к охлаждению атмосферы и земной поверхности. Радиационный туман наиболее часто наблюдается в континентальных районах зимой в безоблачных ночных условиях.

Адвективные туманы образуются в результате охлаждения тёплого влажного воздуха при его горизонтальном движении (адвекции) над более холодной поверхностью суши или водоёмов. При этом устанавливается инверсионное распределение температуры с высотой. При очень сильной инверсии (устойчивой стратификации) турбулентный обмен существенно ослабляется и охлаждение крайне медленно распространяется с высотой. В результате образуется тонкий слой тумана над земной поверхностью. Интенсивность адвективных туманов зависит от разности температур между воздухом и подстилающей поверхностью и от влагосодержания воздуха. Адвективные туманы более устойчивы, чем радиационные, и часто не рассеиваются днём.

Адвективные туманы наиболее интенсивны, могут возникать в любое время суток, сохраняться в течение длительного времени (до нескольких дней) и распространяться на большую территорию, в отдельных случаях до сотен тысяч км². Эти туманы часто возникают над береговыми линиями морей и озёр.

Фронтальные туманы. Эти туманы образуются при перемешивании воздушных масс в зоне атмосферных фронтов, разделяющих теплые и холодные воздушные массы. Причиной образования этого типа тумана является испарение, выпадающих осадков перед тёплым фронтом, а также некоторое падение здесь давления, которое приводит к адиабатическому охлаждению и насыщению воздуха.

Туманы восхождения (склонов) формируются вследствие подъёма влажного воздуха вдоль возвышенностей, склонов и гор. При этом адиабатическое охлаждение воздуха приводит к конденсации водяного пара. Появлению тумана восхождения сопутствует устойчивая стратификация воздуха и препятствует турбулентный обмен. В последнем случае вместе тумана разовьются кучевые облака.

В отличие от фронтальных туманов радиационные, адвективные туманы и туманы восхождения называются внутримассовыми, поскольку они формируются в однородных воздушных массах.

Приведённое подразделение туманов является условным, поскольку их образование, как правило, обусловлено несколькими причинами. Например, образование туманов испарения и адвективных туманов сопровождается и их радиационным выхолаживанием. Поэтому туманы классифицируются по преобладающему процессу образования тумана. Иногда туманы относят к смешанному типу, например, адвективно-радиационный туман.

Сухие туманы. К туманам также относятся так называемые сухие туманы (помоха, мгла) – высокая концентрация взвешенных в воздухе частиц дыма, копоти, пыли и так далее. Частой причиной сухих туманов является песчаная пыль, поднимаемые и переносимые ветром иногда на значительные расстояния, дым степных, лесных и торфяных пожаров, а также выбросы промышленных предприятий.

Экологически опасным является смесь сухого и влажного туманов - так называемые грязные или городские туманы, состоящих из водяных частиц вместе с достаточно большими массами пыли, дыма и копоти. В промышленных районах, в условиях повышенного загрязнения воздуха городские туманы могут приводить к возникновению тяжёлых форм смоговых образований [18, 21].

8.1.2. Классификация облаков

Облака играют огромную роль в формировании погодных условий и климата. Они оказывают существенное влияние на тепловой режим земной поверхности и атмосферы, являются основными поставщиками влаги, показателем оценки и прогноза погоды.

Наиболее подробные сведения о классификации часто наблюдаемых облаков даны в “Международном атласе облаков” [11, 17], где даются основные сведения об облаках, их происхождении, эволюции, взаимосвязи и зависимости от процессов, происходящих в атмосфере, а также краткие сведения об облачных системах.

Различают следующие классификации многообразия облаков [1, 10]:

1. Морфологическая - по внешнему виду и высоте нижней границы (основания) облаков,
2. Генетическая - по условиям образования и происхождению,
3. Микрофизическая - по микрофизическому строению (дисперсному составу и агрегатному состоянию облачных частиц).

Обычно облака наблюдаются в тропосфере. Современная морфологическая классификация тропосферных облаков включает в себя 10 основных форм (родов) облаков, которые в свою очередь разделяются на ряд видов и разновидностей; различаются также промежуточные формы.

Изредка в более высоких слоях атмосферы наблюдаются другие виды облаков: перламутровые облака в стратосфере на высоте до 30 км, и серебристые облака, которые лучше всего наблюдаются летом в средних широтах в мезосфере (точнее под мезопаузой) и чаще всего у нижней границы ионосферы.

Перламутровые облака - очень тонкие, просвечивающие облака, которые наблюдаются сравнительно редко, обычно на широтах 55—60°, непосредственно после захода или перед восходом Солнца. Эти облака состоят из переохлажденных водяных капель или ледяных кристаллов, которые имеют радужную окраску вследствие дифракции на них солнечного света.

Серебристые облака (известны как мезосферные облака или ночные светящиеся облака) наблюдаются в летние месяцы в широтах между 43° и 60° (северной и южной широты). Природа серебристых облаков изучено не полностью. Были выдвинуты предположения, что они состоят из вулканической или метеорной пыли, но они, как известно по данным со спутника UARS, состоят в основном из водяного льда. Существует гипотеза о конденсационном происхождении серебристых облаков в высоких широтах и дальнейшем их распространении в низкие широты.

В табл. 8.1 приведены преимущественные высоты слоёв или ярусов, в пределах которых расположены облака различных типов (форм), а так же для сравнений даны

Таблица 8.1. Высота h (h_n – высота основания, h_g – высота распространения) облаков различных форм и стратификации аэрозольных слоёв (умеренные широты).

№	Семейства (Облачный ярус)	Высота	Лите- ра	Аэрозольный ярус	Уровни повы- шен- ной concentra- ции	Лите- ра
1.	Приземная или припод- нятая инверсия, <i>туманы</i> Облака вертикального развития <i>Кучевые</i> (Cumulus, Cu) <i>Кучево-дождевые</i> (Cu- mulonimbus, Cb) Облака нижнего яруса <i>Слоисто-дождевые</i> (Nimbostratus, Ns), <i>Слоисто-кучевые</i> (Stratocumulus, Sc), <i>Слоистые</i> (Stratus, St)	$h_g < 1 \text{ км}$ $h_n < 2 \text{ км}$ $h_n < 2 \text{ км}$	[1, 7, 8, 10, 14, 15, 24]	Нижняя тропосфе- ра Приземная дымка Пограничный слой аэрозоля	$h_g < 2 \text{ км}$ $h_g < (0,3 \div 0,5) \text{ км}$ $(0,3 \div 0,4) \text{ км} < h < (1 \div 2) \text{ км}$	[2, 4, 5, 12, 20, 22]
2.	Облака среднего яруса <i>Высоко-кучевые</i> (Alto cumulus, Ac) <i>Высоко-слоистые</i> (Altostratus, As)	$2 \text{ км} \leq h_n \leq 6 \text{ км}$		Средняя тропосфе- ра Зона активного турбулентного об- мена (слой турбу- лентного переме- шивания)	$2 \text{ км} < h_g < (6 \div 8) \text{ км}$ $h_g < (5 \div 6) \text{ км}$	
3.	Облака верхнего яруса <i>Перистые</i> (Cirrus, Ci) <i>Перисто-кучевые</i> (Cirro cumulus, Cc) <i>Перисто-слоистые</i> (Cirrostratus, Cs)	$h_n > 6 \text{ км}$		Верхняя тропосфе- ра Слой повышенной концентрации аэрозоля на уровне тропопаузы	$(6 \div 7) \text{ км} < h < (10 \div 12) \text{ км}$ $h = (10 \div 12) \text{ км}$	
4.	Перламутровые облака	$h = 20 \div 30 \text{ км}$	[1, 10, 19]	Стратосферный сульфатный (заре- вый) слой	$h = 17 \div 22 \text{ км}$	[5, 19, 21]
5.	Серебристые облака	$h = 70 \div 95 \text{ км}$	[1, 9, 15]	Нижний мезосфер- ный Верхний мезо- сферный (сдвоен- ный)	$\sim 50 \text{ км}$ $65 \div 70 \text{ км}$	[5, 9, 21]

уровни повышенных концентраций аэрозоля, характеризующие стратификацию механизмов внутриагрозферной генерации агрозольных частиц.

Из этой таблицы видно, что уровни с пониженной концентрацией агрозольа прихоят на высоты нижних границ (оснований) различных форм облаков. Такое соответствие, по-видимому, действительно имеет место, поскольку для образования облачных капель в пределах выделенных высот необходима постоянная поставка облачных ядер конденсации. Это может быть объяснено существованием определённых уровней в агрозфере, где возникают необходимые условия для генерации конденсационных (фотохимических) агрозольей.

В зависимости от условий образования различают *кучевообразные (конвективные), волнистообразные и слоистообразные* облака. Такое подразделение хотя и основано на внешнем виде облаков, вместо с тем характеризует физические процессы фазовых переходов воды в облаке и формирования дисперсного состава облачных частиц, которые связаны с масштабами конвективных и адвективных движений воздушных масс. Кучевообразные облака имеют вид отдельных облачных масс, сильно развиты по вертикали и имеют сравнительно небольшую горизонтальную протяженность. Образуются они в результате термической конвекции, которые формируются за счёт неравномерного нагрева снизу и подъёма более тёплых воздушных масс, а также за счёт вынужденного конвективного подъёма воздуха перед горными массивами. Волнистообразные облака имеют большую горизонтальную протяженность, образуются в результате волновых движений в агрозфере при инверсии и антициклонах. Воздушные волны развиваются между областями тёплого сверху (менее плотного) и холодного снизу (более плотного) воздуха в слое инверсии по обе стороны от него, которые обусловлены разрывом скорости ветра и плотности (температуры) воздуха. На их гребнях воздух адиабатически поднимается и охлаждается; образуются облака в виде валов и гряд. Наоборот, в ложбинах волн воздух адиабатически опускается и нагревается, выходя из состояния насыщения; внутри облака образуются просветы голубого неба. Слоистообразные облака имеют вид сплошной пелены, горизонтальная протяженность которых в десятки и сотни раз превосходит их вертикальные размеры. Они образуются в результате медленных, плавных восходящих движений воздуха при встрече тёплых и холодных воздушных масс, а также при их турбулентного перемешивании; в основном при подъёме тёплого воздуха происходит его адиабатическое охлаждение.

По микрофизическому строению облака делятся на водяные, состоящие из капель до температур порядка $-10-15^{\circ}\text{C}$ (иногда и ниже), кристаллические, содержащие ледяные кристаллы при достаточно низких температурах (порядка $-30...-40^{\circ}\text{C}$) и смешанные, состоящие из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов при температурах $-20...-30^{\circ}\text{C}$. В водяных облаках водность достигает десятых долей грамма на 1 м^3 , в кристаллических облаках водность значительно меньше - сотые и даже тысячные доли грамма на 1 м^3 .

8.2. Роль агрозольа в образовании туманов и облаков

Туманы и облака могут быть рассмотрены как продолжение роста и фазовых превращений агрозольных частиц, которые выступают в роли ядер конденсации и сублимации влаги в агрозфере. Таким образом, туманы и облака являются результатом сложных и разнообразных фазовых изменений воды на агрозольных частицах, происходящих в агрозфере. Развитие этого процесса во многом определяется фракционным составом частиц агрозольа, который нами был подробно рассмотрен в § 2.3 и § 2.4 гл 2 настоящей работы. Способность ядер конденсации образовать капли тем выше, чем больше их размер, для гигроскопических частиц – чем выше их растворимость, а для водонерастворимых частиц, чем меньше углы их смачивания.

8.2.1. Ядра конденсации

Вопрос об атмосферных ядрах конденсации (ЯК) имеет очень важное практическое значение в физике облаков и туманов. С ними связаны ряд физических процессов образования облачных элементов, влияния на прозрачность атмосферы, осуществления круговорота воды, минеральных солей и других химических веществ в природной среде. Изучение ЯК может дать ценные сведения для выяснения вопроса о загрязнении атмосферы.

В атмосфере в роли активных ЯК (действующие при малых значениях пересыщения 100,1 - 100,5% или при недостатке насыщения водяного пара) выступают гигроскопические аэрозольные частицы, которые небольшой частью (около 5-10%) расходуются на образование капель. Такие частицы преимущественно заполняют диапазон аккумуляционной (субмикронной) моды и частично нуклеационной моды ($0,01 < r < 1 \text{ мкм}$) тонкодисперсной фракции аэрозоля (см. рис. 2.12 гл. 2). Следовательно, в атмосфере всегда имеется избыток ЯК. Участие ЯК в процессе роста капель ограничивается недостаточным пересыщением водяного пара. Процессы роста ЯК (конденсация, коагуляция) обеспечивают переходу ядер в более крупнодисперсный диапазон облачных капель, основная часть которых имеет размеры 1 - 10 мкм, при этом размеры отдельных капель может на порядок превышать указанный диапазон размеров.

Природа и изменчивость частиц атмосферного аэрозоля выступающие в роли ЯК, нами достаточно подробно были рассмотрены выше (гл. 2 и 3). В целом состав и распределение ЯК характеризуются местными региональными метеорологическими условиями их происхождения и удаления из атмосферы.

Основными факторами процесса облакообразования являются повышенное влагосодержание и чаще всего адиабатическое понижение температуры поднимающегося воздуха. Причин восходящего движения воздуха может быть несколько: термическая конвекция – подъём более теплого и легкого воздуха, интенсивное турбулентное перемешивание воздушных масс, орографическое восхождение - движение влажного воздуха при его столкновении с встречной возвышенностью, подъём влажного воздуха в результате динамических особенностей центральной части областей пониженного давления, интенсивное перемешивание и перераспределение тепла и влаги в подинверсионном слое приземной атмосферы. В объёме поднимающегося воздуха при достижении соответствующей высоты может быть достигнуто состояние насыщения. Процесс облакообразования можно условно разделить на два этапа. *На первом этапе* очень быстро ($\sim 10^2 \text{ сек}$) происходит конденсационный рост ЯК с образованием зародышевых капель с размерами менее 10 мкм; конденсация является эффективным поставщиком мелких облачных капель. *На втором этапе* происходит укрупнение облачных элементов путем их коагуляции. В облачных системах наиболее эффективна коагуляция в поле тяжести вследствие различия скоростей подъёма и обратного падения капель различных размеров. Крупная капля (капля-коллектор) особенно интенсивно растёт за счёт мелких капель при обратном падении

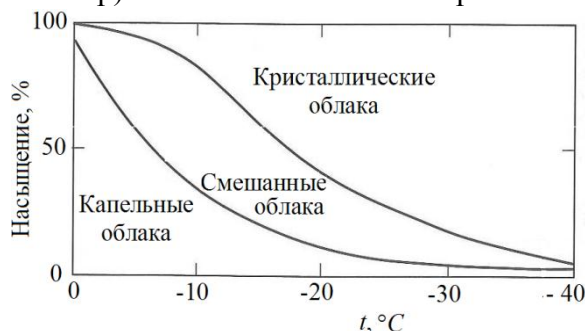


Рис. 8.1. Повторяемость фазового состояния облаков.

(гравитационная коагуляция) и может выпадать в виде дождевой капли. *На третьем этапе* происходит кристаллизация переохлаждённых капель. Как было указано выше, возникшие зародышевые капли устойчивы к замерзанию и могут долго находиться в переохлажденном состоянии вплоть до температур $t = -30 - -40 \text{ }^{\circ}\text{C}$. При низких температурах (начиная с $t = -3 - -5 \text{ }^{\circ}\text{C}$) переохлаждённые капли замерзают, если только на них действуют ледяные ядра (ядра замерзания). Поскольку давление

насыщения над кристаллами ниже, чем над каплями, то на образовавшихся кристаллах

будет конденсироваться, и замерзать больше молекул воды и давление насыщения над каплями будет падать. Это может способствовать испарению особенно мелких капель и “перекачке” влаги с капель на кристаллы, которые быстро вырастают в размерах и могут выпадать в виде осадков.

На рис. 8.1 показаны преимущественные области изменений температур и насыщений воздуха или повторяемости фазового состояния облаков в зависимости от температуры. В соответствии с этим рисунком выделяются облака, состоящие из жидких капель, ледяных кристаллов, а также из тех и других одновременно. В действительности внутри облака происходит круговой процесс переноса зародышевых капель в восходящем потоке, их разрастания и кристаллизации, выпадения из вершины облака.

Дождевые облака в основном смешанного типа, содержащие водяной пар, капли воды, кристаллы льда. В них процессы укрупнения облачных капель и кристаллов за счет механизмов конденсации, коагуляции идут на разных уровнях более интенсивно. Установлено, что континентальные воздушные массы обычно богаче ЯК, чем морские. Концентрации ЯК на поверхности земли могут варьировать в широких пределах от 10 см^{-3} и ниже до 10^4 см^{-3} . В морских и трансформированных воздушных массах над сушей концентрации ЯК редко превышают 10^2 см^{-3} . Высокие концентрации, достигающие 10^3 см^{-3} - 10^4 см^{-3} , обнаруживаются над материком и в зависимости от близости источников ЯК, часто, в городском воздухе. Отличие ЯК в континентальных и морских воздушных массах постепенно уменьшается с высотой и исчезает на уровне образования облаков [12, 22 - 24].

В физике облаков много внимания уделяется сравнительному анализу уровня содержания концентраций гигроскопических частиц и ЯК в атмосферном воздухе. Было обнаружено, что в морских воздушных массах для объяснения концентраций ЯК одних морских солевых частиц недостаточно. Основная масса солевых частиц, образующихся по механизму лопающихся пузырьков, оказывается в 5-10 раз меньше, чем это требуется для объяснения реального числа морских ЯК. Установлено, что общее число аэрозольных частиц, активных при пресыщениях ниже 1%, достаточно для объяснения концентраций капель в морских туманах. Аналогично этому число ЯК, содержащихся в континентальных атмосферных аэрозолях, достаточно для объяснения числа капель, обнаруживаемых в континентальных туманах и облаках. При этом от общего числа ядер лишь от 0,2 до 10^{-1} частей над океаном, до 10^{-2} и ниже частей над континентом и в городском воздухе способны служить в качестве ЯК. Это объясняется тем, что основным требованием, предъявляемым к ЯК, является их размер и растворимость. Исследования [10, 12, 15] показали, что в микроструктуре капель воды, тумана и облака отчётливо проявляются следующие различия. Обычно низкие концентрации капель связаны с широким спектром их размеров и большим средним и максимальными размерами капель. Наоборот, высокие концентрации капель связаны с узким спектром их размеров, а также небольшими средним и максимальными размерами капель. Морские туманы и облака относятся к первой группе, в то время как континентальные туманы и облака ко второй группе.

8.2.2. Концентрация и спектр размеров капель тумана и облаков

Концентрация и размер капель тумана и облаков меняется в широких пределах в зависимости от содержания в воздухе ЯК и величины пресыщения водяного пара. Преобладающая часть этих капель имеет радиус от единиц до десятков $\mu\text{м}$ в туманах и сотен $\mu\text{м}$ в облаках. Число капель в 1 см^3 испытывает резкие колебания, может составлять несколько десятков (адвективные туманы, облака слоистых форм) и достигать многих сотен (туманы испарения и радиационные туманы) и тысяч (кучевые облака) [8,10].

Анализ распределений капель по размерам позволило построить теоретическую основу их формирования и изменчивости во времени. Результаты этого анализа показали, каким образом распределения ядер конденсации преобразуется в более широкое распределение, охватывающее капли тумана и облака. При умеренной относительной влажности

распределение ядер описывается степенной функцией (10, гл. 2), характерной дымке. При уменьшении относительной влажности, связанной с понижением температуры, достигается состояние насыщения и за счёт конденсации растут крупные капли, а по достижении пресыщения растут и мелкие капли. Функция распределения отклоняется от прямой линии и процесс продолжается до тех пор, пока скрытая теплота, освободившаяся в результате конденсации, не приведёт к повышению температуры и, соответственно, к уменьшению пресыщения. При этом капли, не достигшие некоторого критического размера будут испаряться, уменьшаясь в размерах и пополняя запасы пара в воздухе. капли, превосходящие критический размер, будут усиленно расти, за счёт пополнения запасов пара, мелкими каплями. В результате быстро будет развиваться вторичный максимум распределения капель по размерам, которое становится двухмодальным, причём вторая мода приходится примерно на $r \sim 4 \div 5$ мкм. Этот быстрый переход соответствует промежуточному состоянию, называемого лёгким туманом. Далее вторая мода перемещается примерно к $10 \div 12$ мкм. приводя к формированию плотного тумана. Впоследствии распределение будет меняться очень медленно, за счёт коагуляции и выпадения капель.

В данном объёме воздуха содержится определённое количество ядер конденсации и водяного пара, поэтому число и размеры капель и относительная влажность воздуха тесно связаны между собой. Частицы (ядра и и капли) как бы представляют собой резервуар, собирающий и выделяющий молекулы пара, соответственно, при охлаждении и нагревании воздуха. Эти процессы оказывают заметное влияние и на саму температуру, поскольку температура преобразования воды велика. Результаты такого баланса наблюдаются в периоды спокойной погоды, когда серо-голубая дымка, окутывающая местность в течение дня, густеет ночью до радиационного тумана. Такие туманы часто появляются в сельской местности между холмами в условиях инверсии температуры. Утром, пока Солнце не прогреет землю и воздух, тем самым увеличивая давление насыщения пара в воздухе, образовавшийся туман исчезает и снова получается такая же дымка, какая существовала в предыдущий день. Тогда капли уменьшаются в размерах более одного порядка. По этому поводу в просторечии говорят "солнце выжигло туман". Превращения дымки в туман будет периодически повторяться, если ветер и перемешивание воздуха не приведёт к уменьшению числа ядер конденсации в воздухе.

Наблюдения показывают, что туманы в условиях города намного плотнее (имеют более высокие концентрации и более устойчивы), чем в сельской местности. Городские туманы приводят к образованию наиболее опасного типа кислого смога. Это является прямым следствием более высокой концентрации яде конденсации, обнаруживаемые в городском воздухе по сравнению с воздухом сельской местности [1, 21].

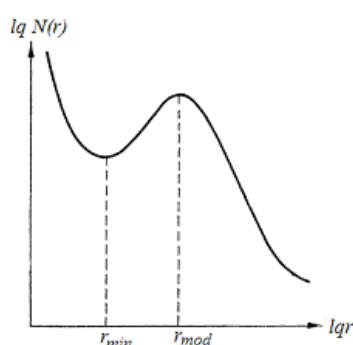


Рис. 8.2. Характерная форма спектра размеров облачных капель [13].

Устойчивость туманов в городах может быть сильно увеличено за счёт газов, например, SO_2 , NH_3 , NO_2 , которые окисляются с образованием сильно гигроскопических ядер конденсации, содержащие ионы SO_4^{-2} , NO_3^- , NH_4^+ . На этих ядрах конденсация пара может происходить при относительной влажности намного ниже 100%. На устойчивость туманов могут влиять также органические вещества (например в выхлопах бензинового двигателя), которые обладают поверхностной активностью и образуют ориентированные мономолекулярные слои на поверхности капель. Эти слои способны увеличить время жизни капли более чем на порядок за счёт снижения скорости её испарения [21].

Как в облаках, так и в туманах наряду с каплями присутствуют обводнённые ЯК радиусом 1 мкм и меньше, которые могут находиться в равновесии с окружающей средой. Эти ЯК очень чувствительны к изменениям степени пресыщения водяного пара, могут содержать значительное количество влаги. Когда влажность увеличивается и приближается

к состоянию насыщения, ЯК увлажняются и превращаются в капли растворов. Когда влажность становится выше 100%, наиболее крупные обводнённые ЯК продолжают расти и формируется спектр размеров капель, усреднённые распределения которых имеют типичный вид, показанный на рис. 8.2. Левая часть кривой на этом рисунке, при $r < r_{\min} \approx 0.2 \div 2$ мкм, соответствует обводнённым ядрам, которые практически могут оставаться неизменными, находясь в равновесии с окружающей средой. Эта часть кривой аппроксимируется степенной зависимостью вида (2.10) (см. 2.3.1). Часть кривой рис. 8.2 правее $r_{\min}$ представляет собой ассиметричную кривую, которая удовлетворительно аппроксимируется логнормальным или гамма-распределением. Применительно к туманам и облакам гамма-распределение, в силу аналитической простоты и удобства обработки материала, получило большое распространение.

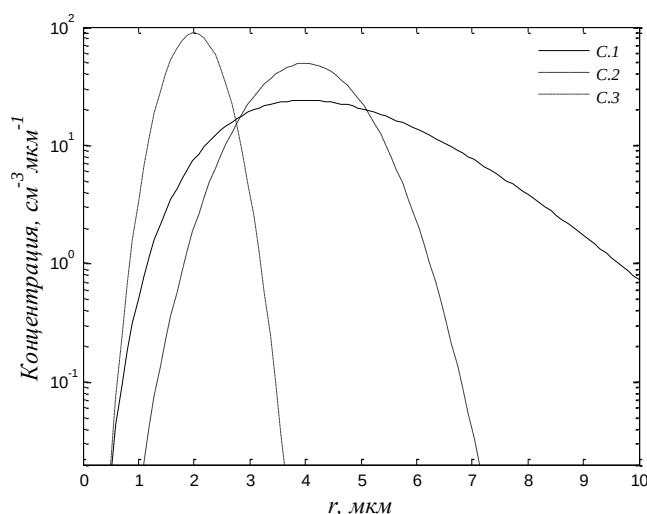


Рис. 8.3. Распределение облачных элементов по радиусам для моделей облаков из табл. 2.2.

На рис. 8.3 показаны кривые модифицированного гамма-распределения облачных элементов с использованием параметров моделей из табл. 2.2 (см. 2.3.2). Модальный радиус r_m модели C.1 равен 4,0 мкм, плотность распределения $n(r_c) = 24 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$. В модели C.1 условно принимается $N = 100 \text{ см}^{-3}$, что соответствует условиям не плотного облака. С увеличением α - параметра формы и γ - параметра масштаба кривые распределений для моделей C.2 и C.3 сужаются, что соответствует уплотнению облака.

При осреднении по многим случаям или большому пространству хорошее согласие с экспериментальными данными даёт гамма-распределение, плотность распределения и основные микрофизические параметры которого приведены в табл. 8.2. На рис. 8.4 показаны кривые гамма - распределения $f(r)$ в зависимости от разных значений параметра формы α и среднего радиуса облачных элементов r_1 . Как следует из рис. 8.4a, при неизменном среднем радиусе ($r_1 = 5$ мкм) и с увеличением параметра α спектр распределения сужается. Повторяемость присутствия части каплей средних размеров растёт, соответственно, часть мелких и крупных каплей исчезает. Для одинаковых значений среднего радиуса наиболее широкий спектр имеет функция распределения при меньшем значении параметра $\alpha = 2$, соответствующий случаю присутствия в облаке частиц сравнительно малого размера.

Таблица 8.2. Гамма-распределение облачных элементов по размерам [10].

№	Величины	Формула
1.	Плотность распределения	$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha+1)r_0^{\alpha+1}} r^\alpha \exp(-r/r_0)$
2.	*Кумулятивная концентрация	$N(r) = N_0 \int_r^\infty f(r) dr = N_0 [1 - \gamma_\beta(r/r_0)]$
3.	Модальный радиус	$r_m = \alpha r_0$
4.	Стандартное отклонение	$\sigma = \sqrt{(\alpha+1)r_0}$
5.	Средний радиус (первый момент распределения)	$r_1 = (\alpha+1)r_0$

Продолжение Таблицы 8.2.

6.	Средний квадратический радиус (квадратный корень из второго момента распределения)	$r_2 = \sqrt{(\alpha + 1)(\alpha + 2)}r_0$
7.	Средний кубический радиус (кубический корень из третьего момента распределения)	$r_3 = \sqrt[3]{(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)}r_0$
8	Эффективный радиус (отношение третьего момента к второму моменту распределения - объёмный модальный радиус, то есть радиус капель, дающих максимальный вклад в водность)	$r_\delta = (\alpha + 3)r_0$
* $\gamma_\beta(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha + 1)} \int_0^x t^\alpha e^{-t} dt$ -неполная гамма – функция индекса β . N_0 – исходное значение концентрации частиц ($\Gamma(k)=(k-1)!$ При целых положительных k).		

Наоборот, при постоянном значении параметра формы α и с ростом среднего радиуса r_1 спектр распределения расширяется (рис. 8.4б). Эти особенности гамма - распределения представляются важными для описания процессов взаимодействия системы пар-частица (конденсация, испарение), а также взаимодействия капель (коагуляция) разных размеров.

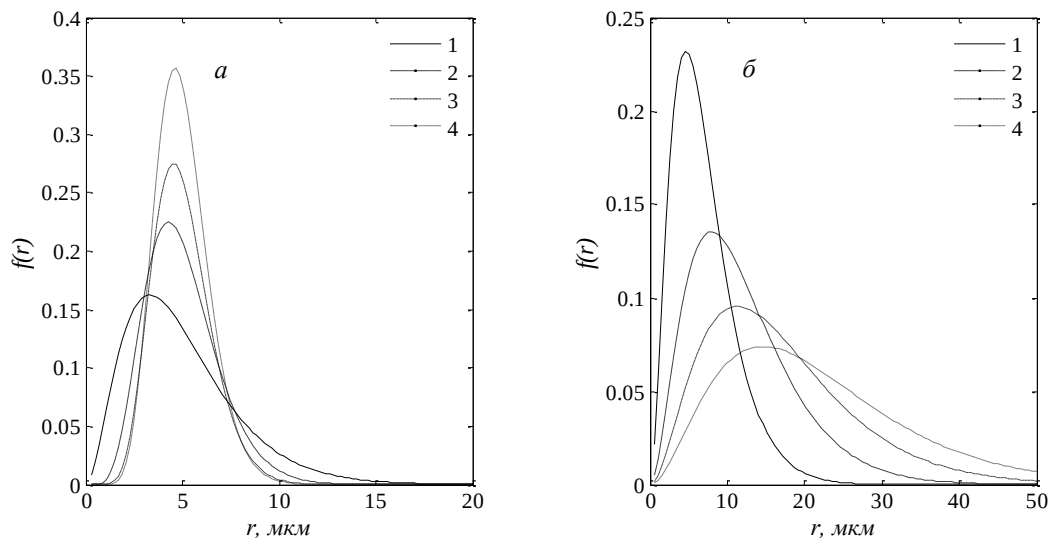


Рис. 8.4. Плотность распределения облачных элементов по радиусам по табл. 8.2: а - при $r_1=5$ мкм и различных значениях параметра α : 1- $\alpha=2$, 2- $\alpha=6$, 3- $\alpha=10$, 4- $\alpha=12$; б - при $\alpha=2$ и различных значениях r_1 : 1- $r_1=2$ мкм, 2- $r_1=6$ мкм, 3- $r_1=10$ мкм, 4- $r_1=12$ мкм.

Анализ экспериментальных данных показывает, что как логарифмически нормальное, так и гамма - распределение удовлетворительно аппроксимируют спектр размеров ядер конденсации ($r < \sim 1$ мкм) и капель облака (до десятков мкм). Опытные данные показывают, что в облаке присутствуют более крупные капли (более сотен мкм), которые удовлетворительно описываются степенной зависимостью [10]:

$$N(r) = N_{100}(100/r)^\beta \quad \text{при } 100 \text{ мкм} \leq r \leq r_{\text{макс}}, \quad (8.2)$$

где N_{100} – концентрация капель радиусом больше 100 мкм (обычно колеблется от единиц до тысяч в 1 м^3), $N(r)$ – концентрация капель радиусом $r > 100$ мкм, $\beta=2\div 15$ - показатель степени, $r_{\text{макс}}$ – максимальное значение радиуса капель.

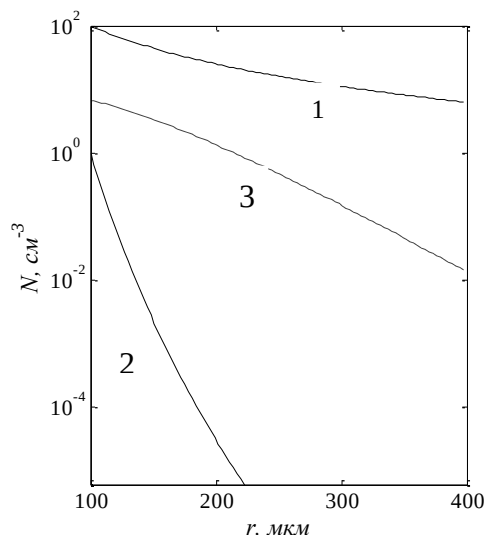


Рис. 8.5. Возможные распределения по таблице 2 и по формуле (8.2) больших капель по радиусам: 1- $N_{100}=100 \text{ см}^{-3}$, $\beta=2$; 2- $N_{100}=5 \text{ см}^{-3}$, $\beta=15$, $N_0=10^2 \text{ см}^{-3}$, $r_1=50 \text{ мкм}$, $\alpha=2$.

На рис 8.5 для примера рассмотрены модельные оценки распределения больших капель облака по радиусам. Кривые на этом рисунке построены таким образом, что реальные концентрации капель в облаках попадают внутрь области, ограниченной кривыми 1 и 2, описываемых степенной функцией (8.2). Гамма-распределение 3 соответствует более плавному спаду кривой распределения диапазона размеров крупных капель. В целом, распределения 1, 2 и 3 характерны для распределений дождевых капель по размерам.

Пример 1. Для случаев логнормального и гамма-распределения капель по размерам получить формулы для водности облаков.

Водность для капель плотности ρ_k , концентрации N будет равна:

$$\delta = \frac{4}{3} \pi \overline{r^3} \rho_k N.$$

Отсюда можно записать: в случае логнормального распределения капель:

$$\delta = \frac{4}{3} \pi r_0^3 \rho_k N \exp\left(\frac{9\sigma^2}{2}\right),$$

в случае гамма-распределения капель:

$$\delta = \frac{4}{3} \pi r_0^3 \rho_k N (\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)$$

8.3. Оптические характеристики рассеяния света облачными образованиями

Оптические свойства туманов и облаков представляют очень важный научный интерес как в атмосферной оптике так и в метеорологии. С ними связано наиболее сильное помутнение атмосферы; показатели переноса светового излучения в них может на несколько порядков по величине превосходить показателей рассеяния света в безоблачных условиях. Переход от дымки к туману визуально наблюдается в резком ухудшении видимости, который отмечается значительными изменениями оптического состояния атмосферы. Рассеяние в облаках существенно влияет на распределение поля яркости небосвода, на спектральный состав и количество притока солнечного света, достигающего земной поверхности. Ниже мы рассмотрим основные полуэмпирические соотношения между характеристиками рассеяния света в атмосфере и водностью туманов и облаков [2, 5, 6, 16].

8.3.1. Зависимость метеорологической дальности видимости от водности тумана

Плотность тумана характеризуется его водностью и метеорологической дальностью видимости в нём, между которыми существует тесная корреляция [6, 10]. Размеры

капель тумана в основном значительно превосходят длину волны света, поэтому фактор эффективности рассеяния Q , как следует из (7.24) гл. 7, практически не зависит от длины волны и можно с достаточной точностью принять $Q = 2$. Тогда коэффициент рассеяния, определяемый выражением (7.29) будет равен

$$\beta = 2\pi N \overline{r^3}, \quad (8.3)$$

где $\overline{r^3}$ -средний (эффективный) радиус капель.

Исключая отсюда по известному значению водности $\delta = 4/3 \cdot \pi \overline{r^3} \rho_k N$ число капель N находим

$$\beta = \frac{3}{2} \frac{\delta}{\rho_k} \frac{\overline{r^2}}{\overline{r^3}} = \beta = \frac{3}{2} \frac{\delta}{\rho_k} \frac{1}{r_\delta}, \quad (8.4)$$

где $r_\delta = \overline{r^3} / \overline{r^2}$ - средний эффективный (поверхностно-эквивалентный) радиус, определяемый в виде

$$r_\delta = r_0 \exp(5\sigma^2 / 2)$$

в случае логнормального распределения (пример 2.5 гл2)

$$r_\delta = (\alpha + 3)r_0$$

и в случае гамма-распределения капель по размерам (табл. 8.2).

В соответствии с выражением (8.4) и формулой (7.65) (& 7.5.2 гл. 7) метеорологическая дальность видимости записывается в виде

$$L = 2,6 \frac{r_\delta}{\delta} \quad (8.5)$$

где обычно L берётся в м, r_δ - в мкм, δ - в г/м³ ($\rho_k \approx 1\text{г/см}^3$).

Из формулы (8.5) следует, что при условии постоянства r_δ (стабильности распределение капель по размерам) L уменьшается с ростом водности δ , вызванное с увеличением концентрации капель. Если в (8.5) r_δ переменная величина и концентрация капель N постоянна то $r_\delta \sim \delta^{1/3}$. С учётом этого соотношения (8.5) запишется в виде

$$L = k\delta^{-2/3} = k\delta^{-0,67}, \quad (8.6)$$

где величина k – зависит от спектрального состава капель и выбора единиц измерений.

8.4. Вымывание аэрозоля из атмосферы осадками

Аэрозоли наиболее эффективно удаляются из атмосферы за счёт осадков- выпадения капель воды и кристаллов льда на земную поверхность, называемых также гидрометеорами. Процессы роста облачных элементов и образования осадков рассматривается в учебниках метеорологии.

Количество осадков измеряется толщиной слоя воды, обычно в миллиметрах, который может образоваться после выпадения осадков на горизонтальную непроницаемую поверхность; 1 мм осадков соответствует массе воды 1 кг, выпавшей на площадь 1 м². Осадки различаются их интенсивностью- количеством воды, выпавшей из атмосферы в единицу времени (например, 1 час).

Образование осадков и их интенсивность связано с микрофизическим строением и вертикальной мощностью облаков и туманов. По современным представлениям наибольшая повторяемость осадков (около 90%) приходится на облака смешанного строения, состоящих из капель воды и кристаллов льда, по крайней мере в их верхней части. Решающим условием образования осадков становится переохлаждение капель воды и появление кристаллов льда. Поскольку упругость насыщения водяного пара над водой больше, чем над льдом, в условиях насыщения пара в облаке рост кристаллов обгоняет рост капель.

В зависимости от температуры существует критический размер ледяных частиц при котором они начинают расти за счёт перегонки водяного пара с капель воды. После того, как облачные элементы (капли воды и частицы) вырастают до нескольких десятков мкм, в укрупнении этих элементов начинает играть существенную роль процесс их слияния (коагуляции). Благодаря коагуляции облачные элементы вырастают от десятков мкм до нескольких мм (снежные хлопья и градины-до нескольких см).

Другим важным условием образования осадков является интенсивное вертикальное перемешивание воздуха внутри облачных образований. При восходящем движении воздуха это приводит к понижению температуры и пресыщению водяного пара. Возникают благоприятные условия конденсационного роста облачных элементов до размеров, при которых их слияние становится существенным. Облачные элементы, в основном кристаллы, растут до размеров гравитационного осаждения, падают и оказываются в более тёплой части облака, после чего превращаются в дождевые капли. Когда капля покидает облако и оказывается в подоблачном слое, при низкой относительной влажности они могут полностью испариться. Тогда с основания облака свисают видимые тончайшие полосы вуали или ленты, называемые полосами падения. Такую зрелищную картину можно видеть, когда доступен обзор открытого горизонта.

Если в облаке одновременно возникают восходящие и нисходящие движения (токи или струи), то вследствие этого может начаться перегонка пара с тёплой капли, пришедшей снизу, на холодную каплю, пришедших сверху. Этот процесс может играть заметную роль в конденсационном росте капель в случае, когда нижняя часть облака находится в области высоких температур, а верхняя часть облака имеет низкую температуру. Такие большие разности температур наблюдаются в низких широтах и эффект не играет заметной роли в умеренных и высоких широтах.

Облачные элементы и образующиеся от них капли дождя образуют полидисперсную систему частиц. Интенсивность выпадения капель может быть оценена по формуле [5]:

$$I = \frac{4}{3} \pi \rho_k N_k \int_0^{\infty} f(r_k) v(r_k) dr_k, \quad (8.7)$$

где $f(r_k)$ - функция счётного распределения капель по радиусу r_k , N_k - общее число капель, ρ_k -плотность и $v(r_k)$ - скорость их падения.

Под влиянием сопротивления воздуха капли радиусом 0,5 и более деформируются, теряя свою сферическую форму. Скорость падения таких капель определяют эмпирически, введя понятие эквивалентного радиуса капли. Под ним понимается радиус сферической капли, объём которого равен объёму деформированной капли.

В формуле (8.7) под r_k можно подразумевать эквивалентный радиус капель. Для установившейся скорости капель получена эмпирическая формула [1]

$$v(r_k) = 8,03 \cdot 10^{-3} r_k + 0,013, \quad 2 \cdot 10^2 \text{ mkm} < r_k < 5 \cdot 10^2 \text{ mkm}, \quad (8.8)$$

где r_k - выражена в mkm и $v(r_k)$ - в м/с .

Наблюдения показывают, что капли, имеющие скорости $5-10 \text{ м/с}$, распадаются, образуя более мелкие капли. Максимальный размер капель достигает размеров $2,5-3,2 \text{ мм}$.

Список литературы

1. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). Автор(ы): Ю. С. Седунов (председатель), С. И. Авдюшин, Е. П. Борисенков и др. Л.: Гидрометеиздат, 1991, с. 83.
2. Зуев В.Е., Креков Г.М. Современные проблемы атмосферной оптики (Том 2. Оптические модели атмосферы).-Ленинград: Гидрометеиздат, 1986, с.24.
3. Ивлев Л. С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем.- СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999, с. 159.
4. Исмаилов Ф. И. Параметризация эффектов светорасеяния субмикронной моды аэрозоля. Дис. канд. техн. наук: 05.07.12. - Москва: 1992. — с. 30.
5. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л., Гидрометеиздат, 1983, с. 122.
6. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы. - М.: Мир, 1979, с.183-204, с. 328-354.
7. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. - Л.: Гидрометеиздат. - 1986. - 512 с.
8. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 488 с.
9. Матешвили Г.Г., Матешвили Ю.Д., Мегрелишвили Т.Г. Оптическая стратификация аэрозоля средней атмосферы. // Оптика атмосферы и аэрозоль. М.: Наука, 1986. - С. 133-149.
10. Мейсон Б.Д. Физика облаков / пер. с англ. под ред. В.Г. Морачевского, Е.С. Селезневой. - Л.: Гидрометеиздат, 1961. - 542 с.
11. Облака // Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона: В 86 томах (82 т. и 4 доп.). - СПб., 1890—1907.
12. Рассел С. Химия нижней атмосферы. - М.: Мир, 1976, с. 42.
13. Хргиан А.Х., Мазин И.П. О распределении капель по размерам в облаках // Труды ЦАО. - 1952. - Вып. 7. - С. 56-61.
14. "Cloud Parameter Definitions And Measurement Methods". NASA ISCCP.
15. Dennis L, Johannes V., Physics and Chemistry of Clouds. - Cambridge University Press, 2011, 217p., 275p.
16. Gultepe I, Isaac G.A., Strawbridge K.B..Variability of cloud microphysical and optical parameters obtained from aircraft and satellite remote sensing measurements during RACE. International Journal of Climatology, 2001, v 21, 507-525.
17. "WMO International Cloud Atlas", Volume I and II, World Meteorological Organization.
18. Ismailov F.I. The influence of background aerosol on spectral transparency of urban air.- J. "Fizika", Baku, 2009, XV, № 4, p. 15-18.
19. Lumpe, J. D., S.M. Bailey, J.N. Carstens, C.E. Randall, D. Rusch, G.E. Thomas, K. Nielsen, C. Jeppesen, W.E. McClintock, A.W. Merkel, L. Riesberg, B. Templeman, G. Baumgarten, and J.M. Russell, III, Retrieval of polar mesospheric cloud properties from CIPS: algorithm description, error analysis and cloud detection sensitivity, J. Atmos. Solar-Terr. Phys. (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2013.06.007>
20. Morgan W. T., Allan J. D., Bower K. N., Capes G., Crosier J., Williams P. I., and H. Coe H. Vertical distribution of sub-micron aerosol chemical composition from North-Western Europe and the North-East Atlantic.-Atmos. Chem. Phys.,2009, 9, p. 5389–5401.
21. Seinfeld, J. H., and Pandis, S. N.: Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change, Second ed.- John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA, 2006, Ch. 17. Cloud Physics, 761p.
22. Sharon, Tarah, Bruce Albrecht, et. al, "Aerosol and Cloud Microphysical Characteristics of Rifts and Gradients in Maritime Stratocumulus Clouds". Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 63, No. 3, pp 983-997.
23. Stephen E. Schwartz. 1996. Cloud droplet nucleation and its connection to aerosol properties. Nucleation and Atmospheric Aerosols 1996, 770-779.
24. Wood R., Bretherton C. S., Mechoso C. R., Weller R. A., Huebert B., Straneo F., Albrecht B. A., Coe H., Allen G., Vaughan G., Daum P., Fairall C., Chand D., Gallardo Klenner L., Garreaud R., Grados Quispe C., Covert D. S., Bates T. S., Krejci R., Russell L. M., S. de Szoeke, Brewer A., Yuter S. E. , Springston S.

R., Chaigneau A., Toniazzi T., Minnis P., Palikonda R., Abel S. J., W. O. J. Brown, Williams S., Fochesato J., Brioude J., and Bower K.N. The VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx): Goals, platforms, and field operations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 2011, **11**, p. 627-654.

Глава 9. АЭРОЗОЛЬНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

9.1. Проблема аэрозольного загрязнения атмосферного воздуха

Наиболее важной проблемой охраны окружающей среды является защита атмосферного воздуха от чрезмерных загрязнений. Атмосфера по сравнению с другими компонентами природной среды - гидросферы и литосферы, обладает наибольшей пространственной мобильностью, усиленно подвергается антропогенным воздействиям, загрязняется наиболее интенсивно. Причинно следственные связи этого процесса связаны как с особенностями первичных источников загрязнения, так и с природой самой атмосферы.

В соответствии с современной концепцией защиты атмосферы, загрязнением атмосферы считается всякое воздействие на неё извне путём выброса вещества (газообразных соединений, жидких и твёрдых частиц), а также энергии (излучений, шума, вибраций) или косвенное влияние вследствие загрязнения почвы, водоёмов и т. д., приводящие к ухудшению исходного природного качества атмосферного воздуха, нанося вред живой и неживой природе - всей окружающей среде. По природе различают первичное загрязнение – результаты выброса непосредственно из источника и вторичное загрязнение – результаты физико-химических изменений в атмосфере [1, 2, 24].

Проблема защиты атмосферы от загрязнений представляет обширную область исследований на пересечении различных наук, включающая общие вопросы метеорологии, климатологии, экологии, так и вопросы более узких направлений - физ-химии атмосферы, биологии, гигиены и т. д. Сложились различные направления защиты атмосферы: экологическая, биологическая, гигиеническая, медицинская, комплексного градостроительства, природоохранной или экологической технологии. Развитие методов и средств защиты атмосферы обуславливается как с ускоренным ростом загрязнения атмосферы, так и с изменением исходных критериев её защиты, связанной, прежде всего, с переоценкой подходов использования топливно-сырьевых ресурсов окружающей среды. Всё это требует расширения международного сотрудничества как в региональном, так и в масштабе многих стран. [5, 10, 14].

В таблице 9.1 даётся перечень авторитетных международных организаций и учреждений, занимающихся проблемами защиты атмосферы. Международное сотрудничество в области охраны окружающей природной среды регулируется международными конвенциями и соглашениями, принятые на международных конференциях, прежде всего, системы ООН.

Загрязнение атмосферы – необратимый процесс поступления загрязняющих веществ в атмосферную среду в виде газа и пыли (первичное загрязнение), их пространственное перемешивание и перенос на дальние расстояния, сопровождаемое необратимыми физико-химическими преобразованиями – диспергированием первичных частиц, вносимых в атмосферу, непрерывной генерацией новых газовых соединений (прежде всего) радикалов и паров кислот, новых вторичных частиц из газовой фазы вещества, отличающихся наибольшей токсичностью (вторичное загрязнение). Загрязнение является результатом действия как самих загрязняющих веществ, так и возможных атмосферных условий, усиливающих процесс загрязнения, (например наличие фотохимических окислителей и повышенная облучённость Солнца, приводящие к образованию смоговых образований) [2, 19, 25].

Многие примеси загрязняющих веществ в атмосфере находятся в аэрозольной форме в виде твёрдых или жидких частиц, являющиеся опаснейшими элементами химического загрязнения атмосферы, которые могут содержать сложные комплексы химических веществ, в том числе обладающих высокой степенью токсичности и представляющих опасность для здоровья человека и жизнестойкости растений [11, 22]. Степень опасности аэрозольного загрязнения атмосферы можно выявить исходя из общего определения аэрозоля, как аэродисперсной системы с газообразной дисперсионной средой

Таблица 9.1. Перечень авторитетных международных организаций, занимающихся проблемами охраны окружающей природной среды.

Генеральная Ассамблея ООН (Организация Объединенных Наций) - определяет основные направления экологической политики международного сообщества. Ей принадлежит главная роль в организации международного экологического сотрудничества. ЮНЕП - Программа ООН по окружающей среде, является основным органом ООН в сфере экологии и охране окружающей среды, учреждена Генеральной Ассамблеей ООН 15 декабря 1972 года. ЮНЕП имеет Совет управляющих из представителей государств, Совет по координации охраны биосферы, экологический Фонд. Совет управляющих определил следующие семь основных направлений в области экологии: 1) населенные пункты, здоровье человека, санитария природной среды; 2) охрана земель, вод, предотвращение опустынивания; 3) океаны; 4) охрана природы, диких животных, генетических ресурсов; 5) энергия; 6) образование, профессиональная подготовка; 7) торговля, экономика, технология. ЮНЕСКО – Совет ООН по вопросам образования, науки и культуры. Образована в 1948 г. со штаб-квартирой в Париже. Она осуществляет: а) руководство экологическими программами «Человек и биосфера» (МAB – Man and Biosphere), Международной программой по экологическому образованию, Международной гидрологической программой и др.; б) учет и организацию охраны природных объектов, отнесенных к всемирному наследию; в) оказание помощи странам в развитии экологического образования, подготовке экологов. МАГАТЭ - Международное Агентство по Атомной Энергии. Учреждена как специализированное учреждение ООН в 1957 году, ведущий мировой форум научно-технического сотрудничества в области мирного использования ядерных технологий. Оно разрабатывает Правила строительства и эксплуатации атомных электростанций, проводит экспертизу проектируемых и действующих АЭС, дает оценку воздействию атомных материалов на природную среду, устанавливает нормы радиационной безопасности, проверяет их выполнение. ГСМОС – глобальная система мониторинга окружающей среды. Осуществляет пять программ: мониторинг состояния атмосферы, перенос загрязняющих веществ на большие расстояния, здоровье человека, Мировой океан, возобновляемые ресурсы суши. Работу системы координирует ЮНЕП. ВМО - Всемирная Метеорологическая Организация, специализированное учреждение ООН, осуществляет глобальный мониторинг загрязнением окружающей среды, учреждена в 1951 году. ВОЗ - Всемирная Организация Здравоохранения, образована в 1946 г., является направляющей и координирующей инстанцией в области здравоохранения в рамках системы ООН, осуществляет международный контроль за загрязнением окружающей среды, участвует в выполнении исследовательской работ по охране здоровья людей. В своей деятельности ВОЗ взаимодействует с ЮНЕП, МАГАТЭ, ВМО и другими экологическими организациями. МСОП – Международный союз охраны природы и природных ресурсов. Он учрежден в 1948 г. Это неправительственная организация из представителей более 100 стран. ЕРА (Environmental Protection Agency) - Агентство США по охране окружающей среды возглавляет государственные программы, связанные с изучением и оценкой состояния окружающей среды, образованием, решением разнообразных научных и практических задач. ЕЭК ООН – Европейская экономическая комиссия ООН. Это региональная комиссия ЭКОСОС – экономического и социального совета ООН. Приоритетными экологическими проблемами ЕЭК является внедрение малоотходных и безотходных технологий, оценка воздействия на природную среду, охрана экосистем, животного мира суши, борьба с трансграничным загрязнением и т.д. Ею издан сборник «Компедиум по безотходной технологии», который содержит конкретные описания различных технологических малоотходных процессов. МРПТХВ – Международный регистр потенциально токсичных химических веществ. Он создан как часть ЮНЕП. Его задача – изучение и распространение информации о токсичных химических веществах, включая инсектициды и гербициды, и их воздействии на человека и природную среду. В базе данных МРПТХВ содержится информация о более чем 600 химических веществах, распространенных во всем мире. Это число продолжает расти. ИНФОТЕРРА – Международная справочная система источников экологической информации.
--

(воздухом) и взвешенной в ней твёрдой или жидкой дисперсной фазой. Таким образом свойства аэрозольного загрязнения определяется не только свойствами дисперсной фазы (размер, форма и структура, а также химический состав и агрегатное состояние вещества частиц), но и свойствами дисперсионной среды – воздуха (давление, температура, плотность, влажность, турбулентность и т.д).

В табл 9.2 даны оценки интенсивности пополнения аэрозольного загрязнения атмосферы, первичного и вторичного от от природных и антропогенных источников.

Таблица 9.2. Количества аэрозолей (млн.т/год), пополняющих аэрозольное загрязнение атмосферы [2, 24].

Антропогенный источник	Среднее	Отклонение (±)	Естественный источник	Среднее	Отклонение (±)
Источники первичных аэрозолей					
Сжигание топлива	30	24	Вынос морских солей	700	400
Выбросы промышленных предприятий	15	12	Выветривание почвы	300	250
			Лесные пожары	200	160
Распашка земель	5	4	Извержения вулканов	80	70
Всего	50	40		1280	880
Вторичные аэрозоли					
Сульфаты (из SO ₂)	170	40	Нитраты (из NO _x)	250	200
Гидрокарбонаты	50	40	Аммонийные соли (из NO ₃)	170	90
Нитраты (из NO _x)	30	5	Сульфаты (из H ₂ S)	170	40
			Гидрокарбонаты	140	70
Всего	250	85		730	400
В целом	300	125		2000	1300
Антропогенный источник	Среднее	Отклонение (±)	Естественный источник	Среднее	Отклонение (±)

Воздух наиболее чистый над льдами антарктиды и арктики, океанами и морскими акваториями. Воздух крупных городов и промышленных центров самый неблагоприятный, где образование облачного слоя тяжёлого смога обычное явление. Над крупными городами загрязнённый воздух простирается на высоту до 2,0 -4 км и распространяется на несколько десятков км в поперечнике. Этот плотный облачный покров летом задерживает до 20% солнечных лучей, а зимой может поглощать до половины солнечного света.

Можно сделать вывод, что атмосферная среда обитания человека – это аэрозольная среда, чистота которой обеспечивает ведения нами здорового образа жизни.

9.2. Основные источники выбросов аэрозольных примесей

Источники аэрозольных примесей загрязнения атмосферного воздуха, в виде смеси газа и частиц, чрезвычайно многочисленны и разнообразны. Для оценки типов и количества загрязняющих веществ, а также для учёта неблагоприятных метеорологических условий загрязнения воздуха возникает необходимость классификации источников выброса загрязнения атмосферы. Хотя единых критериев классификации для этого нет, но с этой целью используют следующие общие подходы:

а) *Природа загрязнения*, которые подразделяются на естественные (природные) и антропогенные (как результат деятельности человека) (см. & 1.4.1). Иногда, первичные источники трудно подразделить на природные и антропогенные, например, при рассмотрении общей запылённости воздуха при строительных, сельскохозяйственных работах, лесных пожарах и т. д.

К наиболее интенсивным естественным загрязнениям атмосферы относятся извержения вулканов, пыльные бури, лесные и степные пожары, разряды молний (синтез оксидов азота), к антропогенным - теплоэнергетика (тепловые электростанции), промышленно-бытовые предприятия и транспорт.

б) *Масштаб загрязнения*, который может быть локальным, региональным и глобальным. Локальное загрязнение обусловлено одним или несколькими источниками выбросов, зона влияния которых связана с мощностью выброса и характером местных воздушных потоков. Классификационные признаки локальных антропогенных источников определяются, соответственно, характеристиками технологических процессов. Эти признаки устанавливаются в виде нормативной основы для работы по выявлению основных источников загрязнения атмосферы, сокращению выбросов вредных веществ, оптимизации затрат на природоохранные мероприятия.

Классификационные признаки антропогенных источников приведены в виде схемы, представленной на рис. 9.1. Эти источники подразделяются на *стационарные* и *передвижные*. К передвижным источникам загрязнения относятся все виды транспорта (за исключением трубопроводного). В связи с ускоренным развитием автотранспорта и авиации доля выбросов, поступающих в атмосферу от подвижных источников существенно растёт (в городах составляет не менее 50%).

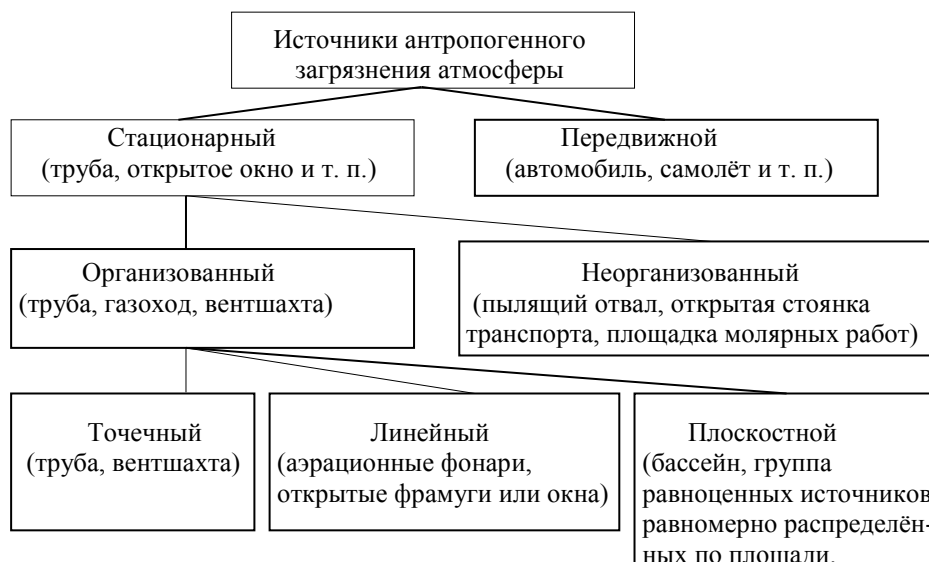


Рис. 9.1. Классификация источников загрязнения атмосферы [2, 9].

В зависимости от геометрических размеров и организации выбросов стационарные источники загрязнения делятся на *точечные*, *линейные* и *площадные*. Точечный источник загрязнения – это источник, выбрасывающий загрязняющие вещества в атмосферу в одном месте (дымовые трубы, вентиляционные вытяжки). Линейный источник загрязнения – это источник, имеющий значительную линейную протяженность (оконные проемы, ряды дефлекторов, эстакады налива и пр.). Площадный источник загрязнения – это источник, выбрасывающий загрязняющие вещества в атмосферу с обширной территории (резервуарные парки, открытые поверхности испарения, площадки хранения и пересыпки сыпучих материалов и т.д.).

По воздействию на окружающую среду источники загрязнения делятся на *организованные* и *неорганизованные*. Организованный источник загрязнения (нап., дымовая труба) имеет специальные средства отвода загрязняющих веществ в окружающую среду. А к неорганизованным источникам загрязнения (нап., автомагистраль) относятся площадные источники, неплотности технологического оборудования, а также большинство линейных источников.

Региональное загрязнение атмосферного воздуха охватывает территорию в десятки и сотни километров, которая находится под воздействием выбросов мощных распространённых производственных комплексов. Выбросы региональных источников (городов и промышленных объектов) переносятся воздушными потоками на дальние расстояния и образуют региональный фон загрязнения атмосферного воздуха. Сведения о состоянии регионального загрязнения атмосферы получают по данным сети постов наблюдений (в том числе из постов наблюдений за трансграничным переносом загрязняющих веществ) на большом удалении от региональных источников, где отсутствуют источники загрязнения (нап., сети станций ЕМЕП в Европе).

Таблица 9.3. Признаки классификации видов загрязнения [2].

№	Вид загрязнения	Характеристики загрязнений
1	Физическое	Физическое загрязнение проявляется отклонениями от нормы температурно-энергетических, волновых, радиационных и других физических свойств примесей и может быть представлен различными формами: <i>механическое</i> загрязнение, вызванного инертными в физико-химическом отношении веществами, нап., пылью, твёрдыми частицами, <i>тепловое</i> загрязнение, происходящее в результате выбросов тёплого воздуха нагретых веществ, теплового излучения, <i>световое</i> загрязнение, связанное с превышением уровня естественной освещённости местности за счет использования источников искусственного освещения; характерно для промышленных центров, больших городов, агломераций, <i>электромагнитное</i> загрязнение, связанное с нарушением электромагнитных свойств воздушной среды; основные источники – линии электропередачи (ЛЭП), теле- и радиоустановки и пр., <i>шумовое</i> загрязнение, связанное с превышением уровня естественного шумового фона; основной его источник – технические устройства, транспорт и т.п.; особенно характерно для городов, окрестностей аэродромов, промышленных объектов, <i>шумовое</i> загрязнение, связанное с превышением уровня естественного шумового фона; основной его источник – технические устройства, транспорт и т.п.; особенно характерно для городов, окрестностей аэродромов, промышленных объектов, <i>радиоактивное</i> загрязнение, связанное с превышением естественного радиоактивного фона местности, которое может быть связано с аварией на объекте по производству и использованию радиоактивных материалов, разработками радиоактивных руд, неправильным хранением радиоактивных отходов, а также с испытанием или применением ядерного оружия.
2	Химические	Химическое загрязнение воздушной среды вызвано аэрозольно-газовой примесью. Основными источниками этой примеси являются промышленность, транспорт и бытовые котельные. Химические загрязнения атмосферы в зависимости от источника и физико-химических механизмов образования загрязнителей, как было отмечено выше, делятся на первичные и вторичные. Первые попадают непосредственно в воздух из стационарных или передвижных источников. Вторичные образуются в самой атмосфере в результате физико-химических преобразований первичных загрязнителей. Часто вторичные загрязнители гораздо токсичнее первичных загрязнителей воздуха. Существенная часть присутствующих в воздухе твердых частиц и аэрозолей являются вторичными загрязнителями.
2	Биологическое	Биологическое загрязнение атмосферного воздуха - в основном загрязнение микробной природы (<i>микробиологическая</i> форма загрязнения). Например, загрязнение воздуха вегетативными формами и спорами бактерий и грибов, вирусами, а также их токсинами и продуктами жизнедеятельности. Микробиологическое загрязнение связано с массовым размножением микроорганизмов на антропогенных или измененных человеком природных субстратах; особо опасны микроорганизмы, которые связаны с человеком по пищевым цепям (<i>микробное</i> загрязнение). Биологическому загрязнению способствует изменение естественных условий мест обитания в результате физических, химических воздействий.

Глобальное загрязнение атмосферы распространяется на многие тысячи километров от источника загрязнения, охватывая территории континентального масштаба, смыкаясь нередко в пределах всего земного шара. Атмосфера является наиболее открытой и мобильной компонентой природной среды, которая связана процессами энерго- и массообмена с гидросферой, литосферой и космосом. Глобальные загрязнения эффективно переносятся атмосферными потоками.

Оценка тенденции роста глобального *аэрозольного загрязнения атмосферы* требует проведения фоновых измерений в таких районах земного шара, где отсутствуют антропогенные источники аэрозолей, а также нет влияния других мощных локальных источников, например пустынь. Общепризнанными фоновыми станциями наблюдения за составом

атмосферы являются обсерватория Мауна-Лоа (Гавайские острова) и обсерватория в Антарктиде.

с) *Виды загрязнения: физическое, химическое, биологическое*, определяющие характер воздействия выбросов примесей на атмосферный воздух. Краткое описание этих видов приведено в виде табл. 9.3.

На практике все виды загрязнения часто проявляются одновременно и для их различия вырабатываются технологические подходы, связанные с технологическими методами защиты атмосферы от выбросов вредных примесей. Технологические подходы направлены на точное экологическое нормирование как отдельных производственных оборудования (коксовые батареи, печи, производственные линии и т. д.), так и целых технологических блоков (нап., металлургические и цементные предприятия).

По современным оценкам в атмосферу ежегодно поступает $3 \cdot 10^{10}$ кг газообразных, жидких и твёрдых загрязняющих веществ. Из них около 90% составляют газообразные вещества, 10% - частицы (твёрдые и жидкие). А на общую долю антропогенных примесей газов и частиц приходится около 10%. В регионах, в основном в промышленных центрах, доля антропогенных загрязнений воздуха гораздо выше и сравнима с долей природных примесей. Вторичные аэрозоли: сульфаты, нитраты, гидрокарбонаты, аммонийные соли, органические соединения, с трудом количественно поддаются определению.

В таблице 9.4 приведена сравнительная оценка количества природных и антропогенных примесей ежегодно выбрасываемых в атмосферный воздух от различных источников.

Таблица 9.4. Ежегодное количество примесей, поступающих в атмосферу Земли [2, 23].

Вещество	Выбросы, млн. т		Доля антропогенных примесей в общих поступлениях, %
	Естественные	антропогенные	
Пыль	3700	1000	27
Оксид углерода	5000	304	5,7
Углеводороды	2600	88	3,3
Оксиды азота	770	53	6,5
Оксиды серы	650	100	13,3
Диоксид углерода	485000	18300	3,6

9.3. Состав и критерии опасности аэрозольного загрязнения

9.3.1. Фракционный состав аэрозольного загрязнения.

Аэрозольное загрязнение атмосферы обычно воспринимаются в виде туманной дымки или мглы. В действительности этот процесс определяется интенсивным насыщением атмосферы газовыми и аэрозольными примесями от различных источников, как естественных так и антропогенных, а так же совокупностью метеорологических факторов.

Важным свойством аэрозольного загрязнения является фракционный состав дисперсных частиц, определяемый причинно-следственными связями процессов их образования, необратимых процессов преобразования в воздушной взвеси и удаления из атмосферы. Важно выделить первичное и вторичное аэрозольное загрязнение, существенно отличающееся по степени вредного воздействия на человека и, в целом, на окружающую природную среду. Сопоставление количества первичных и вторичных частиц аэрозольного загрязнения показывает, что они сравнимы между собой. По опасности и токсичности вторичные частицы можно рассматривать как итоговый показатель загрязнения воздуха.

Выбросы примесей аэрозольного загрязнения (первичное загрязнение) в атмосферу от источников характеризуются их интенсивностью (количеством выброса веществ, поступающих в атмосферу в единицу времени), по химическому составу, агрегатному состоянию, температуре нагретости и т. п. Систематизация сведений о распределении ис-

точников загрязнений, их полная характеристика называется инвентаризацией выбросов загрязнений. Эта инвентаризация ведётся в разных странах, которая согласуется с международными соглашениями и программами, в первую очередь программными документами ООН [5].

На рис. 9.2 показан наиболее общий вид функции распределения частиц атмосферного аэрозоля по размерам, характеризующий их многомодальную природу. Подробно этот вопрос был рассмотрен в гл. 2 настоящей работы (см. рис. 2.12 & 2.3.2).

Положение максимумов мод на числовой оси размеров частиц аэрозольного загрязнения, их величина и ширина, определяются метеорологическими условиями, но общий характер распределения имеет тримодальную структуру. На рис. 9.2 первые две моды (по мере возрастания r размеров частиц) составляют диапазон первичных тонкодисперсных частиц, которые имеют внутриагрозольную природу происхождения. Последняя третья мода образует грубодисперсную фракцию вторичных частиц, вносимых в атмосферу извне. Различие составляющих мод тонкодисперсной фракции на рис. 9.2 характеризуются различием действия механизмов удаления частиц. Микродисперсные частицы непосредственно генерируются в атмосфере при конденсации паров различных веществ и в ходе фотохимических реакций. Эти частицы меньшей частью путём конденсационного роста (из-за конденсации паров различных веществ) переходят в более крупнодисперсный субмикронный диапазон и преимущественно прилипают к уже имеющимся субмикронным частицам. Для микродисперсных частиц, особенно в смоговых ситуациях, характерно укрупнение путём коагуляции и образование сложных агломератов.

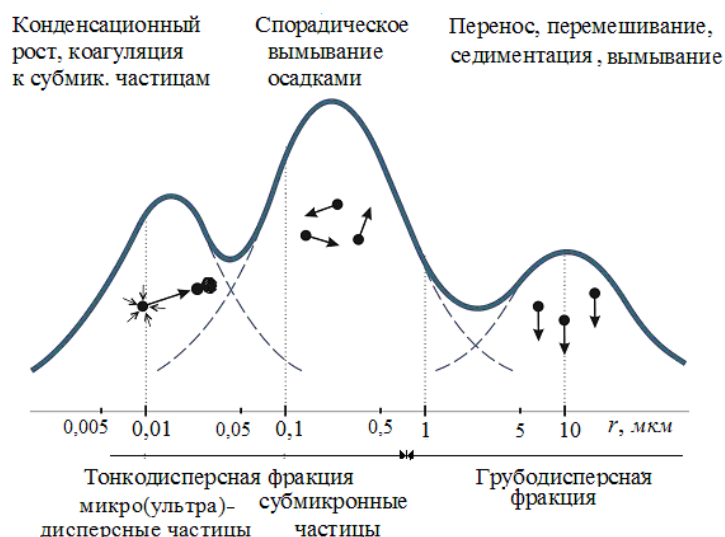


Рис. 9.2. Общий вид трёхмодального объёмного распределения частиц аэрозольного загрязнения по размерам.

Тонкодисперсные частицы ответственны за возникновение особо опасных смоговых условий загрязнения атмосферного воздуха. Субмикронные или аккумуляционные частицы удаляются из атмосферы главным образом (более 80% общего количества) в результате их вымывания осадками (влажное осаждение) и непосредственного удаления (сухое осаждение, до 20%) на препятствия (растительность, строения, увлажнённые поверхности, обтекание возвышенностей). Соотношения между сухим и влажным осаждениями может существенно изменяться в зависимости от физико-географических условий местности.

Первичные частицы области грубодисперсной фракции возникают в ходе природных процессов диспергирования веществ - механического разрушения материалов, эрозии почвы, дробления и пр. К этой же области размеров относится и большинство микроорганизмов, например, бактерии. Такие частицы недолго могут находиться во взвешенном состоянии; они оседают под действием силы тяжести.

Наибольшим временем нахождения в воздухе обладают субмикронные частицы, которые легко перемешиваются в воздухе, переносятся на дальние расстояния. Среднее

При обычных условиях, атмосферы (между периодами эпизодического выпадения осадков, образования туманов и облаков, смены воздушных масс, отсутствие сильного возмущения атмосферной среды, прежде всего, из-за действия пылевых выносов и, особенно, вулканических извержений) самый заметный максимум распределения частиц по размерам приходится на субмикронный диапазон. Этот диапазон постоянно пополняется за счёт коагуляции и постепенного укрупнения микродисперсных частиц.

время нахождения этих частиц в непосредственной близости от поверхности земли может составлять до $5 \div 10$ сут, в тропосфере до нескольких недель, а в стратосфере — до одного года. Микродисперсные частицы, ввиду эффективности коагуляции с частицами субмикронной моды, концентрируются около источников их газовых предшественников. Время их существования исчисляется минутами и часами. Как было рассмотрено в гл. 2, субмикронная мода существует и ведёт себя независимо от грубодисперсной моды и практически не взаимодействует с ним (это оказывается не совсем верным для морского аэрозоля и условий повышенного загрязнения воздуха). Время существования крупных и гигантских частиц ($r > 1$ мкм) может в зависимости от турбулентной устойчивости атмосферного воздуха во много раз быть меньше времени существования субмикронных частиц.

9.3.2. Характеристики аэрозольного загрязнения

Содержание аэрозольных примесей, как и в случае газового загрязнения, большей частью характеризуют весовой концентрацией в $мг/м^3$ или $мг/см^3$, при низком уровне загрязнения атмосферы - в $1 \text{ мкг}/м^3 = 10^{-3} \text{ мг}/м^3$, при очень низком уровне - в $1 \text{ нг}/м^3 = 10^{-6} \text{ мг}/м^3$ (см. табл. 9.5). Весовая концентрация примесей является основным параметром при нормировании атмосферных загрязнений. Кроме того, содержание аэрозолей в атмосферном воздухе определяют по их выпадению на подстилающую поверхность, например в $(г/(м^2 \cdot год))$ или $(г/(км^2 \cdot год))$. Также используют численные концентрации частиц в единице объёма воздуха, чаще всего в 1 см^{-3} .

Таблица 9.5. Основные критерии качества атмосферного воздуха [3, 9]

№	Критерии	
1.	ПДК _{рз} , $мг/м^3$	<i>предельно допустимая концентрация</i> вредного вещества в воздухе рабочей зоны.
2.	ПДК _{мр} , $мг/м^3$	<i>максимально разовая предельно допустимая концентрация</i> вредных веществ в воздухе населенных мест, относится к 20-30 минутному интервалу времени осреднения, определяет кратковременное воздействие на организм человека и не должна допускать рефлекторных реакций человека (насморк, ощущение запаха и т.п.).
3.	ПДК _{сс} , $мг/м^3$	<i>среднесуточная предельно допустимая концентрация</i> (т.е. концентрация загрязнителя в воздухе, не оказывающая на человека прямого или косвенного вредного воздействия при круглосуточном вдыхании), определяет длительное время воздействия без строгого фиксирования его продолжительности и практически представляет собой среднегодовые значения ПДК, не должна допускать токсичного, канцерогенного, мутагенного воздействия на организм.
3.	Общее требование к качеству воздуха населённого пункта	$\sum_{i=1}^n C_i \leq \text{ПДК} - C_{\phi},$ где C_i - наибольшая концентрация вредного вещества в воздухе населённого пункта от i-го источника, C_{ϕ} - значение фоновой концентрации (прежде присутствующих в воздухе примесей), n - число источников, через которые данное вещество поступает в воздух.
4.	ПДВ	<i>предельно допустимый выброс</i> веществ, в общем случае, при эффекте суммации (т.е. взаимно усиливающих воздействий на организм человека) нескольких примесей условие санитарных норм удовлетворяет условию: $q = \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{\left(\text{ПДК}_i - C_{\phi_i} \right)} \leq 1$

Основными нормативными показателями (критериями) качества атмосферного воздуха являются предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ,

соответствующие неблагоприятным метеорологическим условиям. ПДК – это максимальная концентрация вредного вещества в окружающей среде, которая при воздействии в определённый промежуток времени или при постоянном контакте практически не оказывает вредного воздействия на здоровье человека и не вызывает неблагоприятных последствий у его потомства. ПДК – экологический параметр, который определяет верхний предел устойчивости организма против влияния вредных веществ или факторов.

Примеси оказывают на организм характерные рефлекторные и токсические воздействия. Ввиду этого для санитарной оценки воздушной среды используют различные критерии, данные в табл. 9.5.

По степени токсичности вредные вещества подразделяют на четыре класса опасности, приведённые в табл. 9.6.

Таблица 9.6. Классы опасности вредных веществ [3, 8].

Показатель	Класс опасности			
	1–чрезвычайно опасные	2–высоко-опасные	3–умеренно-опасные	4–мало-опасные
ПДК в воздухе рабочей зоны, $мг/м^3$.	< 0,1	0,1-1	1,1-10	>10
Средняя смертельная концентрация в воздухе, $мг/м^3$.	<500	500-5000	5001-50000	>50000
ЛД ₅₀ * при введении в желудок, $мг/м^3$.	<15	15-150	151-5000	>5000
* Среднесмертельные дозы (сокращенно ЛД ₅₀ , индекс - вероятность в % появления определенного токсич. эффекта-смерти, порогового действия и др.).				

В качестве примера в табл. 9.7 приведено влияние основных загрязнителей на состояние атмосферы. К наиболее часто встречающимся загрязнителям воздуха относятся пыль, SO₂, СО, NO_x. Выбор других веществ, требующих контроля, определяется спецификой производства и выбросов в данной местности и частотой превышений ПДК.

Таблица 9.7. Предельно допустимые концентрации (ПДК) газовых и аэрозольных загрязнений атмосферного воздуха [2, 3].

Загрязнитель	ПДК, $мг/м^3$		Класс опасности	Состояние воздушного бассейна при концентрации свыше, $мг/м^3$		
	максимально разовая	Среднесуточная		вызывает опасение	опасное	чрезвычайно опасное
1	2	3	4	5	6	7
Сернистый газ	0,5	0,05	3	0,05	0,2	0,38
Оксид азота	0,2	0,04	3	0,085	0,256	0,765
Диоксид азота	0,085	0,04	2			
Оксид углерода	5	3	4	3,0	5,0	25,0
Углеводороды	1	-	4	1,5	7,5	37,5
Сажа	0,15	0,05	3	0,05	0,25	1,25
Пыль неорганическая содержащая более 70% SiO ₂ (диоксид и другие)	0,15	0,05	3	0,15	0,75	3,75
Фенол	0,01	0,003	3	0,01	0,04	0,16
Свинец и его соединения, кроме тетраэтилсвинца (в пересчете на свинец)	0,001	0,0003	1	0,0007	0,00126	0,00224

Продолжение табл. 9.7.

1	2	3	4	5	6	7
Ртуть металличе- ская	-	0,0003	1			
Сероводород	0,008	-	2	0,008	0,024	0,072
Аммиак	0,2	0,04	4	0,2	1,0	5,0
Серная кислота по молекуле H_2SO_4	0,3	0,1	2	0,1	0,3	0,9
Азотная кислота по молекуле HNO_3	0,4	0,15	2			
Соляная кисло- та	0,2	0,2	2	0,2	0,6	1,8
Формальдегид	0,035	0,003	2	0,012	0,036	0,108
Ртуть	-	0,0003	1	0,0003	0,00054	0,00056

9.3.3. Виды загрязнителей.

Аэрозольно-газовые примеси, загрязняющие атмосферу, различаются по их агрегатному состоянию, подразделяющиеся на газообразные (SO_2 , CO , NO_x , углеводороды C_nH_x), жидкие (кислоты, щелочи, растворы солей, жидкие металлы, органические соединения) и твёрдые (пыль, сажа, свинец и его соединения, канцерогенные вещества). Газообразные и капельно-жидкие вещества часто объединяются при оценке количества выбросов загрязнений из конкретного источника. Жидкие и твёрдые примеси выделяются и объединяются как частицы, плотность которых может быть на несколько порядков выше плотности окружающего воздуха. Для пылевидных твёрдых частиц вначале определяется общее количество выброса, а затем проводится гранулометрический и химический анализ.

В таблице 9.8 даётся классификация основных видов загрязняющих примесей в воздушной смеси по их химическому составу. Как было указано выше, преобладающая масса загрязнителей (по некоторым оценкам 98% [2]), содержащихся в промышленных выбросах, приходится на соединения: SO_2 , CO , NO_x , углеводороды C_nH_x и промышленную пыль. В состав остальной малой доли выбросов могут входить, так называемые, специфические примеси (менее 2%), отличающиеся высокой токсичностью.

Газообразные и капельно-жидкие вещества в воздушной смеси отличаются наибольшей физико-химической активностью. К наиболее токсичным веществам относятся капельные растворы вторичного загрязнения атмосферного воздуха, которые аккумулируют окружающие их реакционноспособные газы. Этот вопрос рассматривался в предыдущем параграфе и далее подробно будет анализирован ниже в последующих параграфах.

Пылевое загрязнение атмосферы является существенным фактором определяющим уровень аэрозольного загрязнения всей атмосферы как в локальном, так и глобальном масштабах. Пылевое загрязнение атмосферного воздуха является одним из наиболее нежелательных и опасных последствий производственной и хозяйственной деятельности человека. Основная масса тяжёлых металлов в атмосфере содержится в составе пылевой фракции аэрозоля. Наиболее повышенные концентрации тяжёлых металлов встречаются в составе промышленной пыли, основными источниками которой являются тепловые электростанции, металлургические и горнорудные предприятия. Мощные потоки промышленной пыли, насыщенные содержанием тяжелых металлов, возникают вокруг черной, особенно цветной металлургии, в результате атмосферных выбросов.

Таблица 9.8. Классификация аэрозольных примесей по содержанию вредных веществ [2, 3].

№	Общая характеристика	Преимущественный состав
Газообразные и капельно-жидкие вещества		
1.	Соединения серы и азота	До 95% от общего объема продуктов синтеза соединений серы приходится на диоксид серы SO_2 , поступающей от антропогенных источников. Его основной антропогенный источник-сжигание угля (70%) и мазута (16%). Природный источник – действующие вулканы. Соединения азота приходится в основном на NO_x (NO и NO_2), который образуются при грозах и работе двигателей. Основная часть серы и азота представлена в аэрозольной форме соединениями: H_2SO_4 , HNO_3 , $(NH_4)_2SO_4$, $(NH_4)_2H(SO_4)_2$, NH_4HSO_4 , NH_4NO_3 .
2.	Соединения углерода	Распространённая примесь в атмосфере – оксид углерода (в быту, угарный газ) CO . Его основной антропогенный источник - более 80% - выхлопные газы автомашин (~260 Мт/год. В природе основной источник CO – лесные пожары. Углеводороды C_nH_x . Их главный источник – растения (~1000 Мт/год). Основной антропогенный источник – выхлопные газы автотранспорта (более 60%).
3.		
Твёрдые частицы (пыль)		
I.	Содержание токсичных компонент	Тяжёлые металлы* в форме органических и неорганических соединений. К числу распространенных и весьма токсичных тяжёлых металлов относятся ртуть** (Hg), свинец (Pb), кадмий (Cd), цинк (Zn), медь (Cu), мышьяк (As), которые широко применяются в различных промышленных производствах. Считаются особо опасными также тяжёлые металлы или ещё в большей степени следовые элементы: марганец (Mn), (Sb), никель (Ni), бериллий (Be), бор (B), ванадий (V), литий (Li), селен (Se), таллий (Tl), хлор (Cl), кобальт (Co), висмут (Bi), фтор (F), хром (Cr). Большие массы этих соединений поступают в океан через атмосферу. Радиоактивные вещества*** - природные и искусственные радионуклиды.
II.		Отсутствие биологически активных токсичных веществ.
II. А.	С доминирующим фиброгенным эффектом****	Содержание асбеста менее и более 10%, полевой шпат, слюда, графит, тальк, керамические глины, огнеупорная глина, каолин, каменноугольная пыль, пыль от агломерирования руды, пыль от очистки стальных отливок, пыль с содержанием диоксида кремния ниже 10%, между 10 и 70% и выше 70%.
II. В	Без фиброгенного эффекта, но с сильно раздражающим действием	Хлопок, лён, шерсть, волокна, волокна базальта, стекловолокна, пенька, джут, карбонаты щелочных металлов, обожжённый известняк.
II. С	Без фиброгенного эффекта.	буроугольная пыль, другие пыли.
*. Термин <i>тяжёлые металлы</i> указывает не только на химические и физические свойства элемента (высокую молекулярную массу или высокую плотность), но и на его биологическая активность (активное участие в обмене веществ живых клеток) и токсичность (нарушение или искажение жизнедеятельности клеток). **. Ртуть может присутствовать в атмосфере в газообразной элементной форме. ***. <i>Радиоактивность</i> - явление распада ядер изотопов различных элементов (радионуклидов), в которых происходит самопроизвольный распад атомных ядер вследствие их внутренней неустойчивости и испускание ионизирующих излучений. ****. Фиброгенный эффект приводит к образованию рубцов в слизистых оболочках верхних дыхательных путей (развитию бронхита), лёгких, а также глаз.		

Наиболее опасной субфракцией пыли является мелко- или тонкодисперсная пыль, которая обладает большей удельной поверхностью и большей химической, физической и биологической активностью, чем крупнодисперсная. Выделяются наиболее вредные составляющие этой субфракции: вирусы, бактерии, сажа и т.д., с которыми приходится сталкиваться всегда в быту. Тонкодисперсная пыль в воздухе жилых помещений находится десятки часов, легко проникает в кровь через легкие и вызывает аллергические заболевания.

9.3.4. Особенности респираторной фракции аэрозоля.

Аэрозольные частицы в зависимости от их полидисперсного состава могут оказывать различное негативное воздействие на дыхательную систему [3, 11, 24]. Эта система подразделяется на верхние и нижние дыхательные пути. Первые включают в себя полость носа, носоглотку, ротовую часть глотки, вторые - гортань, трахею, вне- и внутрилёгочные бронхи.

Дыхательная система состоит из множества разветвлённых ходов, которые уменьшаются по ширине до $\sim 0,2\div 0,3$ мм. Основным фактором, определяющим проникновение частиц аэрозоля в дыхательные пути, является их размер. Условно распределение частиц аэрозоля в дыхательных путях в зависимости от их размера можно представить следующим образом:

- 5–10 мкм – осаждение в верхних дыхательных путях, гортани и трахее;
- 2–5 мкм – осаждение в нижних дыхательных путях;
- 0,5–2 мкм – осаждение в альвеолах лёгких (расположенных на стенках конечных мельчайших разветвлений бронхов);
- менее 0,5 мкм – не осаждаются в легких.

Частицы величиной 10 мкм и более задерживаются в верхних дыхательных путях, бронхах и в альвеолы не заносятся. Частицы с диаметром 0,5–5 мкм, которые могут проникнуть в средние и нижние дыхательные пути и осесть там, обобщены под названием "респираторная фракция аэрозоля".

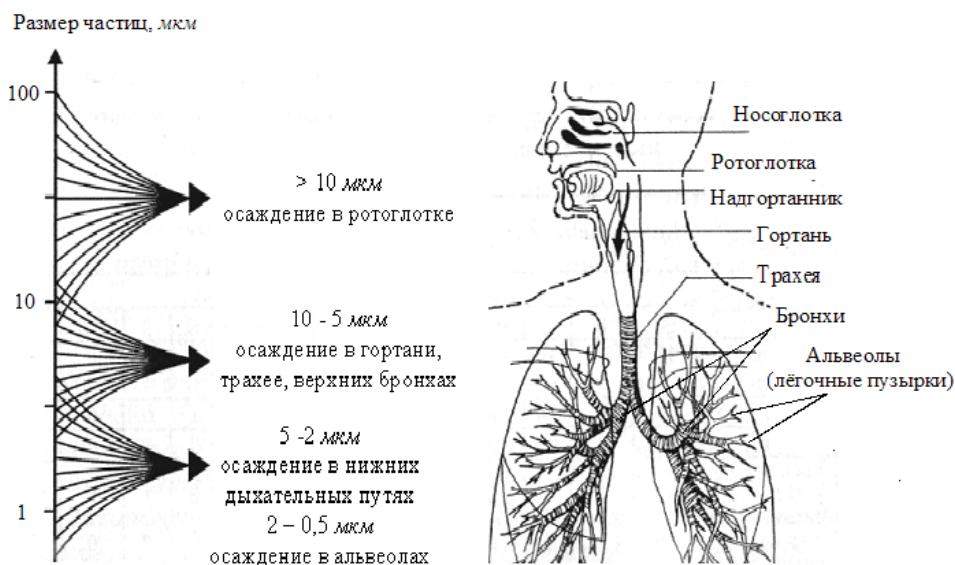


Рис. 9.3. Глубина проникновения аэрозольных частиц в дыхательные пути.

Оседание частиц респираторной фракции зависит от ряда факторов, таких как аэродинамические свойства частиц, определяемых их аэродинамическим радиусом, характеристик органов дыхания, интенсивности вдыхания воздуха.

При анализе и контроле респираторной фракции аэрозольных частиц важно установить дисперсный состав (распределение по размерам) частиц аэрозоля, разделив эти частицы на фракции, по-разному осаждаемые в дыхательной системе, особенно в её нижней части-альвеолах. В связи с этим аэрозоль подразделяют на две фракции- осаждаемую (вдыхаемую или респираторную пыль) и неосаждаемую в альвеолярной зоне лёгких (рис 9.3).

Для анализа и контроля респираторной фракции аэрозоля используются различные методы: гравиметрический (весовой), фотометрический (абсорбционный) и нефело-

метрический. Основным методом определения концентрации выдыхаемой пыли в воздухе является гравиметрический, отличающийся простотой и надёжностью в реализации. Важным преимуществом этот метод является возможность прямого определения массовой концентрации пыли и отсутствие влияния ее физико-химических свойств на результат измерения. Фотометрический метод, основан на абсорбции (ослаблении) интенсивности светового потока, вызванной его поглощением аэрозольными компонентами, который получил достаточно широкое распространение для контроля запыленности в промышленных выбросах. Нефелометрический метод основан на регистрации прямого, бокового и обратного рассеяния света, вызываемого аэрозольными частицами, находящимися в зоне действия основного светового потока, являющийся более эффективным в случае измерения малых концентраций аэрозольных частиц.

9.4. Трансформация аэрозольных примесей в атмосферном воздухе

9.4. 1. Типизация метеорологических условий.

Аэрозольное загрязнение атмосферы зависит как от характеристик первичных примесей, вносимых в неё из вне, так и от неблагоприятных метеорологических условий, реализуемых в течении определённого промежутка времени. Атмосферный воздух, в основном вследствие неоднородностей теплового баланса и возникновения изобарических градиентов, находится в остоянии непрерывного движения. Таким образом примеси, в зависимости от их нагретости и режима движения воздуха, по разному рассеиваются вокруг источников.

На рис. 9.4 показаны основные типы метеорологических условий распространения примесей, соответствующие различным стратификациям атмосферы.

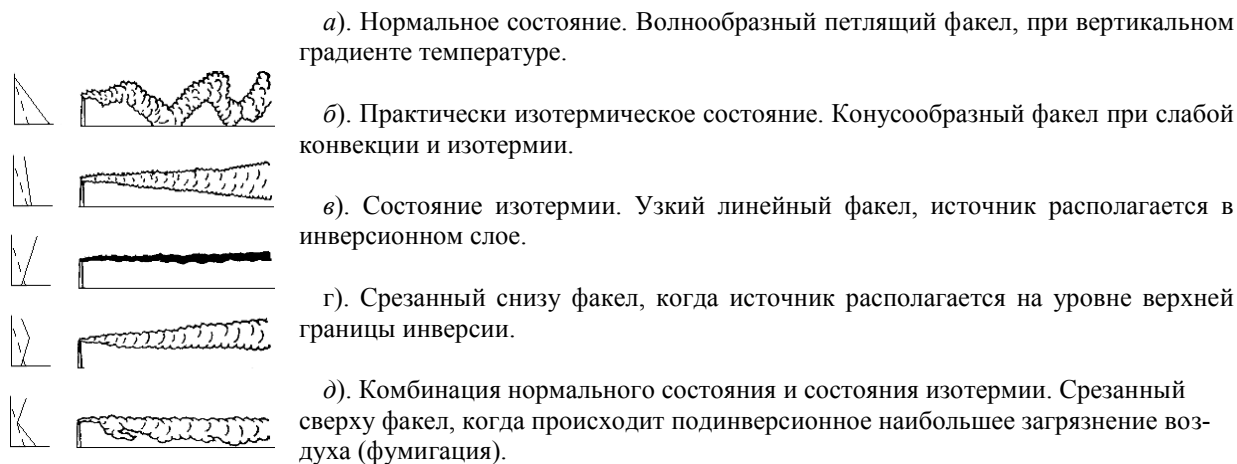


Рис. 9.4. Зависимость типов дымовых факелов от вертикального градиента температуры [2].

Форма факела зависит от ветрового режима воздуха. При слабом ветре примесь дыма поднимается вверх, а при сильном ветре переносится горизонтально и иногда клубы дыма опускаются взвихрениями вниз.

Кроме метеорологических факторов на распространение примеси также влияют географические (например, возвышенности, долины, водные акватории и т. д.) и топографические (неровности земной поверхности) условия.

9.4.2. Перенос и рассеивание примесей.

Для проведения достоверных оценок загрязнения атмосферного воздуха выбросами газовых и аэрозольных примесей необходимо проводить многочисленные и широкомас-

штабные анализы проб воздуха [1, 2]. Эта проблема на практике решается построением теоретических моделей процессов эмиссии и рассеивания вредных веществ в атмосфере, исходя из физико-химических особенностей примеси и метеорологических условий его распространения.

Теоретически закономерности пространственно-временного распространения загрязняющих примесей в атмосфере определяются путем решения уравнения в частных производных атмосферной диффузии примеси. Это уравнение представляет собой математическую формализацию закона сохранения потока вещества, которое может быть использовано для универсального описания закономерностей распространения атмосферных примесей:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 v_i \cdot \frac{\partial c}{\partial x_i} = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \cdot D_i \cdot \frac{\partial c}{\partial x_i} - \alpha c, \quad (9.1)$$

где c – концентрация рассчитываемой примеси в точке с координатами x_i ($i = 1, 2, 3$) (в дальнейшем приняты обозначения x, y, z), v_i и D_i – составляющие средней скорости перемещения примеси и коэффициента диффузии, относящиеся к направлениям оси x_i , α – коэффициент, определяющий изменение концентрации за счёт атмосферного превращения примеси.

Использование такого подхода математического моделирования совместно с соответствующими эмпирическими упрощениями и уточнениями лежат в основе нормативного документа по расчету рассеивания вредных веществ в атмосферном воздухе

"ОНД-86" [9]. На основе этого нормативного документа рассчитываются значения наибольшей суммарной концентрации вредной примеси C_m ($мг/м^3$) на некотором максимально расстоянии X_m от места выброса:

$$C_m = \frac{AMFm'\eta}{H^{7/3}}, \quad (9.2)$$

где A – коэффициент, зависящий от температурной стратификации атмосферы; M ($г/с$) – масса вредного вещества, выбрасываемого в атмосферу в единицу времени; F – безразмерный коэффициент, учитывающий скорость оседания твердых частиц (пыли) в атмосферном воздухе на подстилающую поверхность; m' – безразмерный коэффициент, равный 0,9; η – безразмерный коэффициент, учитывающий влияние рельефа местности (в случае ровной или слабопересеченной местности с перепадом высот, не превышающим 50 м на 1 км, $\eta = 1$); H – высота источника выброса над уровнем земли.

На практике усложнения расчётов может не гарантировать получение надёжных результатов. Поскольку увеличение входных данных и усложнение расчётных формул может внести дополнительные ошибки в результаты расчётов. Часто при моделировании механического переноса и распределения примеси используется эмпирико-статистическая зависимость, имеющая вид гауссовских функций [1, 2]: Будем полагать, что примесь переносится ветром в виде турбулентного или вихревого потока в направлении оси x . Этот процесс, именуемый *вихревой дисперсией*, является следствием турбулентного движения воздуха, который охватывает масштабы от сантиметров до километров и более. Отдельные элементы потока-вихри, могут возникать за счёт тепловых процессов, а так же вследствие срыва потока, обтекающего препятствия (включая неровности подстилающей поверхности). Поток, как в случае молекулярной диффузии, устремляется в область более низких концентраций. Если в направлении ветра скорость вихрей намного больше, чем скорость дисперсии, то происходит дисперсия поперёк вихревого потока.

В таблице 9.9 даны формулы для оценок рассеяния примеси от точечного источника с координатами (x, y, z) , при получении которых приняты следующие допущения:

- рассеяние примеси описывается гауссовым распределением со стандартными отклонениями распределения концентраций σ_y , σ_z по осям y и z соответственно,
- направление ветра не меняется, средняя скорость ветра $\bar{v}$ остаётся постоянной во всем слое распространения примеси,
- мощность эмиссии примеси постоянна,
- происходит отражение струи примеси от поверхности земли, причём осаждение или взаимодействия струи с подстилающей поверхностью можно учитывать введением некоторого коэффициента отражения,
- химической трансформацией примеси или другими механизмами образования и удаления примеси из атмосферного воздуха можно пренебречь.

Таблица. 9.9. Гауссовская модель распределение концентраций в приземном слое воздуха.

№	Расположение источника	Распределение концентраций
1.	точка выброса (x, y, z)	$c(x, y, z, h)/\dot{m} = \frac{1}{2\pi\sigma_z\sigma_y\bar{v}} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \left\{ \exp\left[-\frac{(z-h)^2}{2\sigma_z^2}\right] + k \exp\left[-\frac{(z+h)^2}{2\sigma_z^2}\right] \right\}$
2.	источник на уровне земли ($z = 0$)	$c(x, y, z = 0, h)/\dot{m} = \frac{1}{\pi\sigma_z\sigma_y\bar{v}} \exp\left[-\left(\frac{y^2}{2\sigma_y^2} + \frac{z^2}{2\sigma_z^2}\right)\right]$
3.	вдоль осевой линии струи (координаты $z=0, y=0$)	$c(x, y = 0, z = 0, h)/\dot{m} = \frac{1}{\pi\sigma_z\sigma_y\bar{v}} \exp\left(-\frac{h^2}{2\sigma_z^2}\right)$
4.	наземный источник (координаты $z=0, y=0, h=0$)	$c(x, y = 0, z = 0, h = 0)/\dot{m} = \frac{1}{\pi\sigma_z\sigma_y\bar{v}}$
Обозначения: $c(x, y, z)$ - концентрация загрязняющего вещества, $г/м^3$; $\dot{m}$ - мощность выброса (скорость эмиссии), $г/с$; $\sigma_y = \sigma_y(x)$, $\sigma_z = \sigma_z(x)$ - параметры горизонтальной и вертикальной дисперсии, $м$; $\bar{v}$ - средняя скорость ветра, $м/с$; k - коэффициент отражения ($0 \leq k \leq 1$); $h = h_0 + \Delta h$ - эффективная (конечная) высота выброса (сумма геометрической высоты трубы и начального подъема струи) $м$; h_0 - реальная высота трубы выброса, $м$; Δh - дополнительная высота выброса над верхним срезом трубы (зависит от нагретости примеси и скорости выброса вещества), $м$.		

Для оценок параметров σ_y , σ_z с использованием метеорологических данных используются классификации состояния приземного воздуха, предложенные рядом авторов [1,2]. Обычно выделяется шесть классов устойчивости приземного слоя воздуха указанные в таблице 9.10. Классы 1, 2 и 3 соответственно относятся к сильной, умеренной и слабой неустойчивости, 4-й к равновесному (безразличному) состоянию, 5-й и 6-й к слабой и умеренной устойчивости. Классам соответствует определённое время суток, степень инсоляции излучения Солнца и скорость ветра $\bar{v}$.

Иногда вместо параметров рассеивания вещества σ_z и σ_y рассматриваются величины: ширина облака примеси или его угловое расширение 2θ , и его толщина (мощность) H . Эти величины определяются из условия кратного убывания концентрации примеси на границе облака по сравнению с его осевым значением [1]:

$$\exp\left(-\frac{d^2}{2\sigma_y^2}\right) = 0,1. \quad (9.3)$$

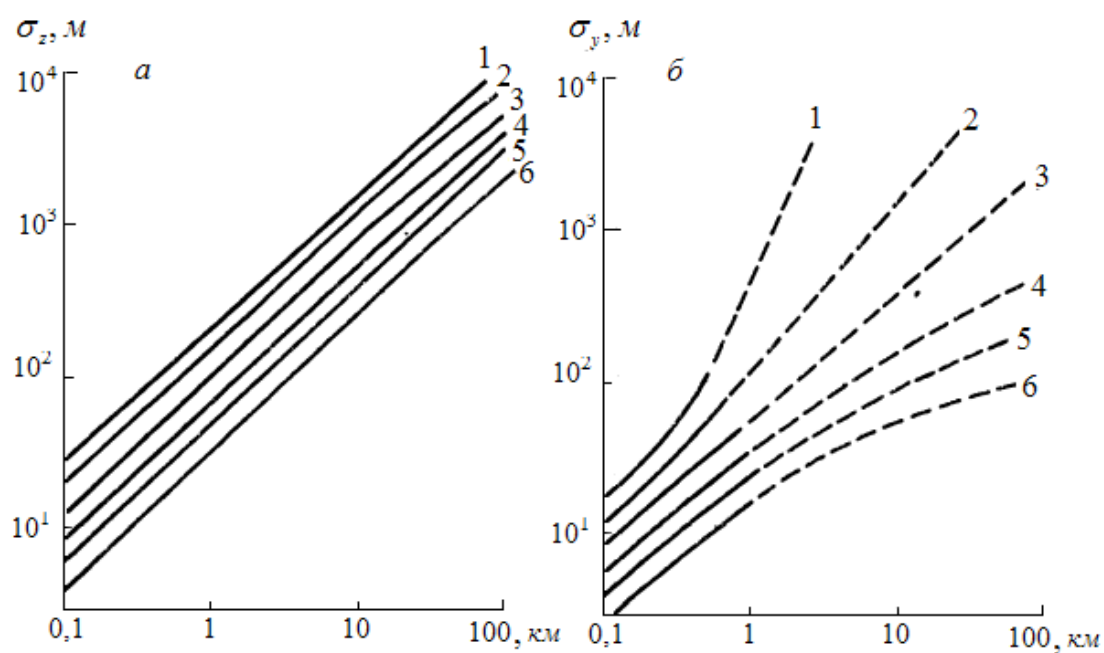


Рис. 9.5. Поперечная (а) и вертикальная (б) дисперсия примеси; 1 – 6 классы устойчивости.

Таблица. 9.10. Классы устойчивости по Пасквиллу.

Скорость ветра на высоте 10 м, м/с.	Степень инсоляции			Облачность ночью, баллы	
	сильная	умеренная	слабая	10 (общая) или >5 (нижняя).	<4 (нижняя)
<2	1	1-2	2	-	-
2-3	1-2	2	3	5	5
3-5	2	2-3	3	4	5
5-6	3	3-4	4	4	4
>6	3	4	4	4	4

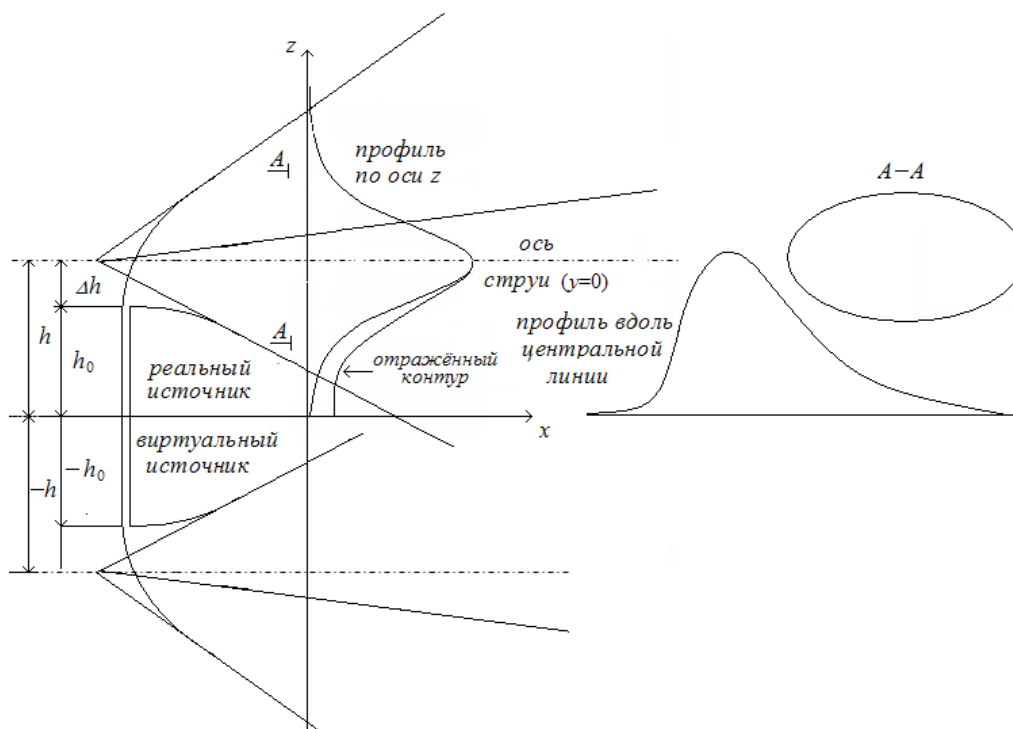


Рис. 9.6. Профили концентраций вдоль центральной линии и вдоль оси z.

Отсюда: $d = 2,15\sigma_x$, между H и σ_z получается аналогичное соотношение: $H = 2,15\sigma_z$, при малых $\theta = d/y$ получается $\theta = 2,15\sigma_x/y$.

Примерная схема рассеивания мелких частиц и газовых примесей по формулам таблицы 9.9 иллюстрируется на рис. 9.6. На этом рисунке овальные фигуры являются сечением упрощенной струи, в соответствии с которой профили концентраций подчиняются законам нормального распределения. Обращает на себя внимание отражение струи примеси от подстилающей поверхности. Отражение на некотором расстоянии x теоретически эквивалентно наличию зеркального отражения виртуального источника с ординатой $-h$. При отражении концентрация увеличивается сверх той, которая соответствует источнику с высотой h_0 . Увеличение концентрации определяется суперпозицией двух нормальных распределений, соответственно, с центром на высоте h и на высоте $-h$ (формула 1 табл. 9.9).

При расчёте эффективной высоты h для дополнительная высота выброса Δh используют различные формулы, например:

$$\Delta h = \frac{AQ^{1/4}}{u}, \quad (9.4)$$

где постоянная A принимается равной 100 для труб с высотой $h = 100\text{м}$ и равной $A = (1,5H + 50)$ для высот более $h = 100\text{м}$.

9.4.3. Кинетические процессы превращений примеси

Выбросы примесей в атмосферу представляют собой сложную физико-химическую систему, которые имеют свою специфику непрерывного фазового и химического превращения в условиях постоянно меняющейся воздушной среды. В ходе этих превращений образуются новые химические соединения, часто более токсичные, чем первоначальные выбросы [4, 7, 22].

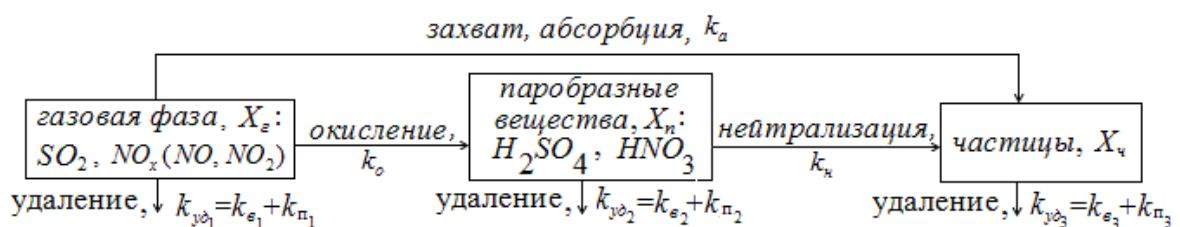


Рис 9.7. Блочная модель превращений и выведения из атмосферы соединений серы и азота .

Картину физико-химические превращений примесей удобно представить в виде блочных моделей. Схемы таких моделей представлены на рис. 9.7. Здесь отдельный блок характеризует концентрацию соответствующего вещества в выделенном объёме воздуха. Переход между блоками соответствует газофазному окислению газовых предшественников аэрозоля SO_2 , NO_x (NO и NO_2), идущее в направлении синтеза высших форм окисления в атмосфере-сульфатов и нитратов.

Примем, для общности, следующие обозначения. Пусть $[X_g]$ - концентрации исходных газов, соответственно, SO_2 , NO_x , $[X_p]$ - концентрации промежуточных соединений, обладающих высокой химической активностью- паров H_2SO_4 и HNO_3 , $[X_c]$ - концентрации конечных продуктов нейтрализации паров в виде взвешенных частиц, сульфатов $[SO_4^{2-}]$ и нитратов $[NO_3^-]$. И пусть в начальный момент времени концентрации исходных газов составляют $[X_g]_0$, концентрации продуктов их генерации равно $[X_p]_0 = 0$, а

концентрации продуктов нейтрализации составляют $[X_q]_0$. Примем, что последовательные окислительные реакции по схеме рис. 9.7 описываются уравнениями кинетики 1-го порядка. Тогда скорость расхода вещества в каждом блоке должен быть пропорциональным его количеству, которая определяется соответствующими коэффициентами k переноса массы [23,25].

В рамках сделанных допущений кинетика процессов окисления и нейтрализации в соответствии с блочной моделью, показанной на рис 9.7, может быть описана следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\begin{aligned}\frac{d[X_z]}{dt} &= -(k_o + k_a + k_{y\partial_1})[X_z]; \\ \frac{d[X_{II}]}{dt} &= k_o[X_z] - (k_n + k_{y\partial_2})[X_{II}].\end{aligned}\quad (9.5)$$

В случае, если процессы удаления примеси недостаточно эффективны (в периоды между осадками, недостаточного поглощения подстилающей поверхностью) исходное вещество будет затрачиваться на эффективный рост частиц вторичного аэрозоля. Для этих частиц, как конечного продукта нейтрализации и захвата примесных газов, уравнение материального баланса запишется в этом случае в виде

$$[X_z] + [X_{II}] + [X_q] = [X_z]_0 + [X_q]_0. \quad (9.6)$$

После интегрирования уравнений (9.5) и принимая во внимание (9.6) можно записать:

$$\begin{aligned}[X_z](t) &= [X_z]_0 \exp[-(k_o + k_a + k_{y\partial_1})t]; \\ [X_{II}](t) &= \frac{k_o[X_z]_0}{k_n + k_{y\partial_2} - k_o + k_a + k_{y\partial_1}} \{ \exp[-(k_o + k_a + k_{y\partial_1})t] - \exp[-(k_n + k_{y\partial_2})t] \}; \\ [X_q] - [X_q]_0 &= [X_z]_0 - [X_z](t) - [X_{II}](t),\end{aligned}\quad (9.7)$$

Решение (9.7) в соответствии с блочной моделью рис. 9.7 позволяет оценить концентрации примеси в зависимости от времени их превращений и распространения в атмосферном воздухе от места выброса. Соответствующие константы химических превращений (окисления и нейтрализации) могут быть оценены по формулам химической кинетики гетерогенных реакций (§3.5 гл. 3). Однако их действительные значения могут быть определены по реальным натурным данным измерений количества примесей в процессе их превращений и выведения из атмосферы. Коэффициенты поглощения могут быть оценены исходя из соотношения $k_{\Pi_i} = v_i / H$, где v_i – скорость выведения i – го ингредиента из атмосферного воздуха, H – высота однородного слоя его распространения. Коэффициенты вымывания k_{e_i} (практически одинаковые для газовых и аэрозольных примесей) могут быть оценены по статическим данным концентраций примесей в периоды между осадками и во время их выпадения.

Оценки коэффициентов перехода и удаления соответствующих веществ блочной модели на рис. 9.7 приведены в таблице 9.11. Результаты решения (9.6) представлены на рис. 9.6. Из этого рисунка видно, что содержание серной кислоты может достигать максимума через 20-30 часов, а максимум содержания азотной кислоты может достигнута за сравнительно короткое время через 10-15 часов. Окислительные процессы NO_x могут

Таблица 9.11. Константы химических превращений, захвата аэрозолем и удаления из атмосферы соединений серы и азота, ч^{-1} [4, 5, 24].

Процесс	SO_2	NO_x	H_2SO_4	HNO_3	SO_4^{-2} и NO_3^-
Окисление	$k_{o_1} = 0,027$, (0,02÷0,15)	$k_{o_2} = 0,12$,	-	-	-
Поглощение подстилающей поверхностью	$k_{i_1} = 0,015$, (0,005÷0,18)	$k'_{i_1} = 0,01$	$k_{i_2} = 0,005$, (0,005÷0,18)	$k'_{i_2} = 0,01$	$k_{i_3} = 0,005$ (0,005÷0,18)
Вымывание осадками	$k_{a_1} = 0,01$, (0,01÷1)	$k_{a_2} = 0,01$	$k_{a_2} = 0,012$, (0,01÷1)	$k_{a_2} = 0,012$	$k_{a_3} = 0,015$, (0,01÷1)
Захват аэрозолем	$k_{a1} = 0,01$, (0,003÷0,3)	$k_{a2} = 0,02$	$k_{i_1} = 0,02$, (0,005÷0,02)	$k_{i_2} = 0,02$	-

идти более интенсивно, приводящие к быстрым приращению массы нитратов. Это явление в атмосфере заметным образом наблюдается в условиях городской атмосферы [2].

Отметим, что аналитическое описание окислов NO_x затрудняется ввиду цикличе-

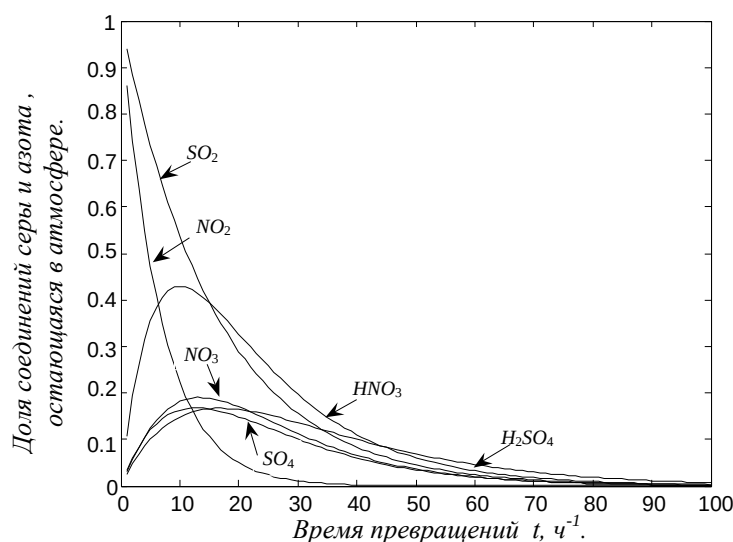


Рис. 9.8. Зависимость доли соединений серы и азота в атмосфере от времени их превращений.

ских превращений составляющих NO и NO_2 , зависящей от интенсивности солнечного излучения. Мы же полагаем, что равновесие между NO и NO_2 устанавливается очень быстро, соответственно эти соединения рассмотрены единым блоком [2, 22].

Очевидно, что блочная модель на рис. 9.7 является некоторым упрощённым первым приближением к описанию довольно сложного процесса преобразования наиболее реакционноспособных примесей NO и NO_2 в атмосфере. Использование простой блочной модели для опи-

сания поведения этих примесей можно лишь для определённых средних оценок.

Пример 9.1. Промежуточные соединения H_2SO_4 и HNO_3 относятся к наиболее реакционноспособным веществам в атмосфере. С учётом этого факта рассмотреть приближённое выражение для концентраций этих веществ. По условию задачи вместе с синтезом соединения H_2SO_4 и HNO_3 сразу же расходуются на образование аэрозольного вещества. Тогда в модели рис. 9.7: $k_{n_1} > k_{o_1}$ и $k_{n_2} > k_{o_2}$. Соответственно из второго уравнения системы (9.5) находим:

$$[\text{H}_2\text{SO}_4](t) = \frac{k_{o_1}[\text{SO}_2](t)}{k_{n_1}}; \quad [\text{HNO}_3](t) = \frac{k_{o_2}[\text{NO}_x](t)}{k_{n_2}}$$

Эти соотношения между концентрациями SO_2 и H_2SO_4 , NO_x и HNO_3 называются вековым равновесиями соответственно: $\frac{d[H_2SO_4]}{dt} = 0$; $\frac{d[HNO_3]}{dt} = 0$. С учётом этих равенств концентрации H_2SO_4 и HNO_3 являются квазистационарными (почти не зависящей от времени), а превращения по схемам рис. 9.5 могут протекать в квазистационарном режиме.

9.4.4. Показатели кислотности аэрозольных примесей

В настоящее время к наиболее актуальным проблемам загрязнения атмосферного воздуха относятся вопросы, связанные с аэрозольным закислением атмосферы, и соответственно, выпадением кислотных осадков. Выпадение кислотных осадков характерно для промышленных районов, которые в основном связаны с антропогенным загрязнением атмосферы выбросами диоксида серы и оксидов азота. Кислотные осадки оказывают как прямое влияние на биоту при контакте с живыми организмами и зелёной массой растений, так и косвенное, закисляя почвы и водоёмы, существенно меняя их физические свойства и химический состав. Кислотные осадки оказывают сильное негативное воздействие на промышленные и бытовые объекты, различные коммуникационные линии, на сохранность памятников культуры, представляющих историческую ценность [4, 12, 23, 24].

Кислотные осадки или кислотные дожди – понятие, введённое для характеристики закисления всех видов осадков (дождь, снег, град, туманы и т. д.) в результате атмосферных выбросов, прежде всего, угольных ТЭЦ. Кислотность осадков, как водных растворов, обусловлена наличием в них свободных ионов водорода H^+ , которая часто оценивается концентрацией ионов H^+ в размерности *моль/л* или *г/л*. В воде или водных растворах для данной температуры произведение концентраций (ионное произведение) H^+ и OH^- постоянно. Раствор нейтрален, если концентрации H^+ и OH^- равны, когда $H^+ > OH^-$ раствор называется кислым, а при $H^+ < OH^-$ – щелочным. На практике степень кислотности (или щелочности) раствора выражается водородным показателем pH , который представляет собой отрицательный десятичный логарифм (взятый с обратным знаком) молярной концентрации ионов водорода, выраженный в *моль/л*: $pH = -\lg[H^+]$. При комнатной температуре химически чистая вода образует нейтральную среду, для которой кислотность pH и, соответственно, щелочность pOH (показатель гидроксильных ионов OH^-) равны: $pH = pOH = 7,0$, поскольку для ионного произведения водных растворов: $[H^+] \cdot [OH^-] = 1,0 \cdot 10^{-14}$ *моль/л*, при $22^\circ C$. Водородный показатель определяется по шкале кислотности $pH = 0 \div 14$. В зависимости от значения pH различают следующие реакции среды: $pH = 7$ – нейтральная, $pH < 7$ – кислая, $pH > 7$ – щелочная (рис. 9.9). Как в природе, так и в технике роль pH исключительно велика, поскольку многие процессы в живых организмах и промышленном производстве протекают только при строго определенных значениях pH .

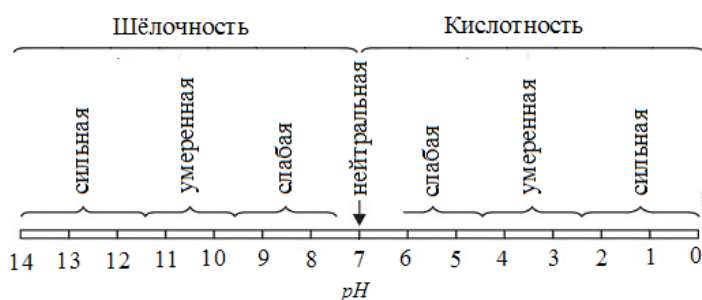


Рис. 9.9. Шкала кислотности pH .

Естественные осадки обычно имеет слегка кислую реакцию; типичным природным кислотообразующим веществом является диоксид углерода. В воздухе дождевые капли захватывают диоксид углерода CO_2 , который при растворении образует угольную кислоту. При равновесии CO_2 в дождевой воде и атмосфере для фоновых естественных (фоно-

вых) условий кислотность слабокислотного дождя становится равным $pH = 5,6$. Такое значение кислотности атмосферных осадков следует ожидать в случае пренебрежимой

малости содержания других кислых газов и NH_3 . В реальных атмосферных условиях pH осадков изменяется как в большую, так и в меньшую сторону и сильно зависит от степени загрязнения атмосферного воздуха. Анализы атмосферных выпадений, показывают, что нижний предел естественных осадков принимает значение вблизи $pH = 5$. Дождевая вода считается кислой, если её кислотность $pH < 5$.

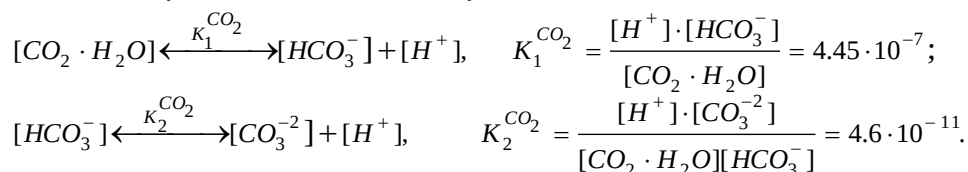
Пример 9.2. Определить показатели кислотности для нейтрального раствора воды при 22°C , если при этой температуре концентрация молекул воды $[\text{H}_2\text{O}] = 55,4 \text{ моль/л}$ и константа диссоциации молекул воды $K_{\text{diss}} = 1,8 \cdot 10^{-16}$.

Константа диссоциации молекул воды K_{diss} по реакции $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$ записывается в виде:
 $K_{\text{diss}} = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] / [\text{H}_2\text{O}]$. Для произведения растворимости воды получаем:
 $K_{\text{diss}} = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 1 \cdot 10^{-14}$ Тогда: $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 1 \cdot 10^{-7}$ и $pH = pOH = 7,0$.

Пример 9.3. Определить кислотность pH капель дождя в естественных условиях. Парциальное давление CO_2 в атмосферном воздухе $p(\text{CO}_2) = 3,4 \cdot 10^{-4} \text{ атм}$, или 0,034%. Константа Генри для растворения CO_2 в дождевой воде при температуре 22°C равна $K_A^{\text{CO}_2} = 3,3 \cdot 10^{-2} \text{ моль / (л·атм)}$. Использовать уравнения растворения CO_2 в соответствии с законом Генри:



и уравнения диссоциации угольной кислоты в две ступени:



Здесь $[\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ -концентрация физически растворённого CO_2 в воде, $K_r^{\text{CO}_2}$ -константа Генри для CO_2 , $K_1^{\text{CO}_2}$ и $K_2^{\text{CO}_2}$ - константы диссоциации угольной кислоты по 1-ой и 2-ой ступени.

При диссоциации угольной кислоты по 1-ой ступени $\text{H}^+ = \text{HCO}_3^-$. Из 1-го уравнения диссоциации можно записать:

$$K_1^{\text{CO}_2} = \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}]}$$

Отсюда и из уравнения растворения CO_2 находим:

$$[\text{H}^+]^2 = K_1^{\text{CO}_2} \cdot K_r^{\text{CO}_2} \cdot P_{\text{CO}_2},$$

Константа диссоциации угольной кислоты по 2-ой ступени на 4 порядка меньше, чем константа диссоциации по 1-ой ступени. Поэтому при оценке pH капель дождя влияние второй ступени диссоциации можно не принимать во внимание. Находим:

$$\begin{aligned} pH = -\lg[\text{H}^+] &= -\frac{1}{2} \lg(K_1^{\text{CO}_2} \cdot K_r^{\text{CO}_2} \cdot P_{\text{CO}_2}) = \\ &= -\frac{1}{2} \lg 4,45 \cdot 10^{-7} \cdot 3,3 \cdot 10^{-2} \cdot 3,5 \cdot 10^{-4} = -\frac{1}{2} \lg 5,14 \cdot 10^{-12} \approx 5,6. \end{aligned}$$

9.4.5. Оценки показателя водородности осадков

Оценим значения кислотности осадков pH по статическим оценкам содержания кислотообразующих соединений в атмосферном воздухе, а также исходя из кинетических

закономерностей их образования и изменчивости. Как показывают исследования [4, 23], между содержанием в осадках свободных ионов водорода и кислотообразующих веществ: сульфатов, нитратов и ионов аммония, наблюдается тесная корреляционная зависимость. Это позволяет использовать данные измерений кислотообразующих веществ в осадках для оценки и предсказания изменчивости их кислотности. Очевидно, что такие зависимости характерны для данной местности и времени года. Примеры подобных зависимостей, полученных по методу наименьших квадратов, даны в табл. 9.12. В этой таблице параметры a , a_0 учитывают вклад всех других ионов, присутствующих в осадках. Коэффициенты b , a_S , a_N при переменных SO_4^{-2} и NO_3^- характеризуют изменчивость концентрацией ионов H^+ в достаточно в широких интервалах, в зависимости от места, времени наблюдений и типов осадков. При всех случаях обнаруживается превалирующая роль сульфатов в закислении осадков. Кислотность дождей в значительной мере определяется сульфатами. Отмечается, что в большинстве случаев коэффициентом a можно пренебречь. Для снега роль нитратов значительно возрастает.

Таблица 9.12. Корреляционные зависимости для оценки концентрации ионов водорода в осадках [4].

№	Корреляционные зависимости	Параметры	Литература
1.	$[H^+] = a + b[SO_4^{-2}]$;	$a \sim 0,1 \text{ мкмоль/л};$ $b = 0,7-2,0$	[2, 4]
2.	$[H^+] = a_0 + a_S[SO_4^{-2}] + a_N[NO_3^-]$	$a_0 = 9 - 28 \text{ мкмоль / л},$ $a_S = 0,25 - 1,95,$ $a_N = 0,07 - 0,92$	

Будем оценивать кинетические процессы закисления осадков исходя из блочной модели, данной в рис 9.7. Для этого оценим интенсивность удаления примесей SO_2 , NO_x и продуктов их закисления H_2SO_4 , HNO_3 из атмосферного воздуха. Будем различать случаи выпадения этих примесей за счет сухого поглощения подстилающей поверхностью и вымывания осадками. Эти процессы описываются соответствующими коэффициентами выведения (поглощения и вымывания) из атмосферного воздуха, приведёнными в табл. 9.10.

Примем, что в столбе слоя воздуха толщиной H км с площадью основания 1 м^2 начальное содержание серы равно m_{0S} и начальное содержание азота- m_{0N} . Пусть $\alpha_{SO_2}(t)$, $\alpha_{H_2SO_4}(t)$ -доля серы и $\alpha_{NO_x}(t)$, $\alpha_{HNO_3}(t)$ - доля азота на время t в виде соответствующих соединений. Полагаем, что оксиды SO_2 и NO_x , выпавшие на подстилающую поверхность могут окислиться соответственно до серной и азотной кислот непосредственно на поверхности контакта. Таким образом, полный (суммарный) поток серной кислоты из слоя воздуха, вызывающий закисление подстилающей поверхности может быть описан следующим выражением:

$$J_{H_2SO_4}^c(t) = [(k_{n_1} + k_{e_1})\alpha_{SO_2}(t) + (k_{n_2} + k_{e_2})\alpha_{H_2SO_4}(t)]m_{0S} \frac{M_{H_2SO_4}}{M_S}, \quad (9.8)$$

а для азотной кислоты-выражением:

$$J_{HNO_3}^c(t) = [(k'_{n_1} + k'_{e_1})\alpha_{NO_x}(t) + (k'_{n_2} + k'_{e_2})\alpha_{HNO_3}(t)]m_{0N} \frac{M_{HNO_3}}{M_N}, \quad (9.9)$$

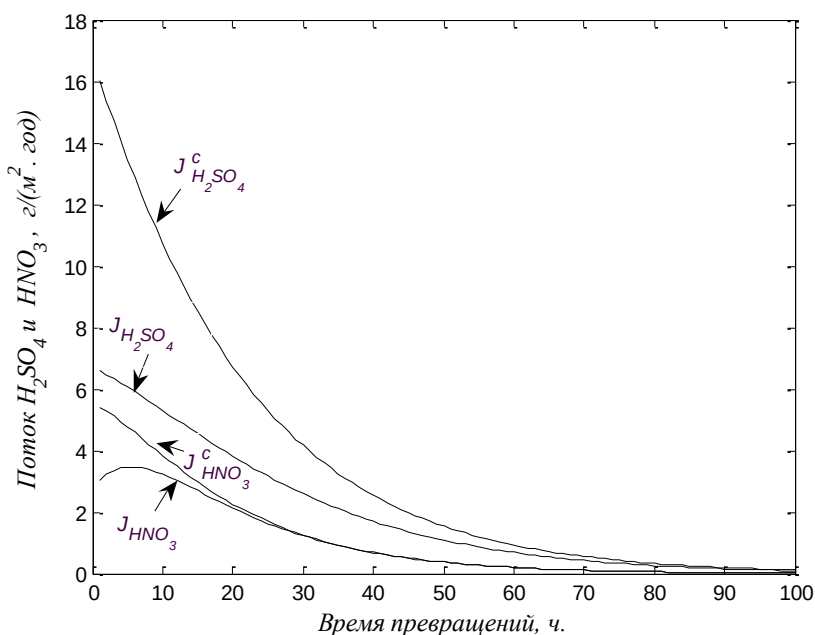


Рис. 9.10. Поток серной и азотной кислот на подстилающую поверхность.

Результаты расчёта потока серной и азотной кислот из атмосферы по формулам (9.8) и (9.9) приведены на рис. 9.10. При расчётах взяты средние значения входных данных $m_{0S} = 25 \text{ мг}$, $m_{0N} = 7 \text{ мг}$, реализуемые в атмосферных условиях [4]. На этом рисунке кривые $J_{H_2SO_4}(t)$, $J_{HNO_3}(t)$ представляют собой потоки собственно кислот H_2SO_4 , HNO_3 , для случая $k_{i_i} = 0$, $k'_{i_i} = 0$, когда можно пренебрегать эффективностью процесса сухого поглощения SO_2 , NO_x подстилающей поверхностью. Таким образом, кривые $J^c_{H_2SO_4}(t)$, $J^c_{HNO_3}(t)$ изображают полный потенциальный поток, учитывающий закисление осадков за счёт этих газов в результате окисления этих газов с образованием кислот уже на поверхности контакта, т. е. непосредственно на подстилающей поверхности. Из рис. 9.10 следует, что в начальный момент выброса газовых примесей их влияние на закисление осадков значительно. За время порядка суток основной вклад на закисление осадков вносят кислоты. За это время, например, при $t = 50 \text{ ч}$ и скорости ветра 10 км/ч микропримесь переносится на расстояние порядка $5 \cdot 10^2 \text{ км}$. Такой ареал распространения микропримеси соответствует времени окончательного формирования частиц аэрозоля аккумуляционной моды.

Кислотность дождевой воды в формулах будет характеризоваться коэффициентами k_{a_i} , k'_{a_i} , соответственно расчётные значения pH будут обусловлены потоками $J_{H_2SO_4}(t)$, $J_{HNO_3}(t)$. Если за определённый промежуток времени (часы, сутки, сезон, год) выпадает $V(\text{л})$ осадков, то по определению потоков $J_{H_2SO_4}(t)$, $J_{HNO_3}(t)$ концентрация серной кислоты в выпавших осадках может быть найдена в виде

$$C_{H_2SO_4}(t) = J_{H_2SO_4}(t)/V, \quad (9.10)$$

а азотной кислоты

Здесь, k_{i_i} , k'_{i_i} коэффициенты поглощения и k_{a_i} , k'_{a_i} - коэффициенты вымывания соответствующих соединений, $M_{H_2SO_4}$ и M_S молекулярная масса серной кислоты и атомная масса серы, M_{HNO_3} и M_N относительная молекулярная масса азотной кислоты и атомная масса азота.

$$C_{HNO_3}(t) = J_{HNO_3}(t)/V. \quad (9.11)$$

Далее, концентрация ионов водорода, определяемая вкладом серной и азотной кислот, соответственно в единицах $г\text{-ион}/л$ будет равна

$$C_{H^+}(H_2SO_4(t)) = \frac{2M_H}{M_{H_2SO_4}} \cdot \frac{J_{H_2SO_4}(t)}{V}; \quad C_{H^+}(HNO_3(t)) = \frac{M_H}{M_{HNO_3}} \cdot \frac{J_{HNO_3}(t)}{V}, \quad (9.12)$$

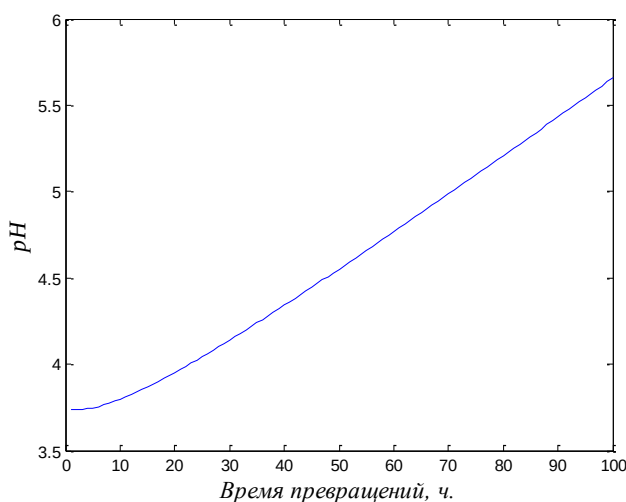


Рис. 9.11. Изменение кислотности осадков в процессе выпадения серных и азотистых соединений.

pH можно определить в виде

$$pH(t) = -\lg(C_{H^+}(t)). \quad (9.14)$$

Расчётные значения pH по этой формуле представлены на рис. 9.11. Из этого рисунка следует, что даже при распространении микропримеси на расстоянии $5 \cdot 10^2$ км за время $t = 50$ ч и при скорости ветра 10 км/ч кислотность осадков остаётся достаточно низкой и составляет $pH \approx 3,8$. Этот результат отражает тот факт, что примесные газы SO_2 , NO_x оказывают существенное влияние на кислотность осадков.

9.5. Аэрозольное загрязнение городского воздуха

Загрязнение городского воздуха является одной из наиболее актуальных экологических проблем. В настоящее время существует глобальная тенденция к урбанизации, измеряемая процентным отношением доли городского населения к общей численности населения, который наиболее высок в развитых странах. В условиях высоких темпов урбанизации и ускоренного расширения городов проблема роста аэрозольного загрязнения городского воздуха, приближаясь к планетарному масштабу приобретает принципиально актуальное значение.

Наблюдения показывают, что с увеличением численности населения в городах уровень загрязнения городского воздуха также увеличивается. В табл. 9.13 приведены данные о концентрациях распространённых примесей в городах с разной численностью населения. Диапазон изменения средних концентраций основных примесей для различных городов с одинаковой плотностью населения примерно одинаков. Так, в работе [2] предложена

где M_H - атомная масса водорода.

Общая концентрация ионов водорода, определяемая вкладом серной и азотной кислот, а также с учётом вклада других ионов, за счёт естественных факторов, будет равна сумме:

$$C_{H^+}(t) = C_{H^+}(H_2SO_4(t)) + C_{H^+}(HNO_3(t)) + C_{H^+_{ем}}(t), \quad (9.13)$$

где составляющая $C_{H^+_{ем}}$ обусловлено вкладом естественных факторов.

Значение кислотности

уравнение регрессии для оценки зависимости концентрации диоксида серы m_{SO_2} ($\text{мкг}/\text{м}^3$) от числа жителей N городов виде

$$m_{\text{SO}_2} \approx m_{\text{SO}_2}^{100} \sqrt{N/10^5} \quad (9.15)$$

при $10^5 \leq N < 1,3 \cdot 10^6$, $m_{\text{SO}_2}^{100}$ -концентрации диоксида серы в городе с населением 100 тысяч жителей.

Таблица 9.13. Среднегодовые (числитель) и максимальные разовые (знаменатель) концентрации примесей городского воздуха [11].

Вещество	Численность населения					
	>1 млн	500 тыс.-1 млн	250-500 тыс.	100-250 тыс.	30-100 тыс.	<30 тыс.
Диоксид азота	0,06/0,69	0,05/0,59	0,04/0,44	0,04/0,38	0,04/0,30	0,03/0,26
Оксид углерода	1,98/23,00	1,66/19,21	1,47/14,20	1,53/13,41	1,36/10,31	1,36/8,53
Диоксид серы	0,03/0,56	0,04/0,56	0,04/0,67	0,05/0,56	0,04/0,59	0,04/0,49
Бенза(а)пирен	3,29/16,74	4,21/16,80	2,78/10,29	0,03/0,52	0,04/0,31	0,03/0,29
Пыль	0,21/3,00	0,24/2,96	0,20/2,57	0,24/2,38	0,22/2,23	0,19/1,72

Городской воздух— это характерная для данного города или промышленного региона воздушная среда, сильно отличающаяся по своему термическому и радиационному режиму, содержанию примесей как первичных, так и вторичных от загородных зон. Формирование городского воздуха происходит исторически в течении многих десятилетий, который обладает определёнными пространственными размерами и облачной структурой, охватывая область воздушной прослойки (городского пограничного слоя атмосферы) толщиной до 3-4 км и несколько десятков км по горизонтали.

9.5.1. Острова тепла.

Наиболее важной особенностью воздушного бассейна большого города является наличие "острова тепла", которая характеризуется повышенной по сравнению с периферией температурой воздуха. На рис 9.12 представлен характерный суточный ход темпера

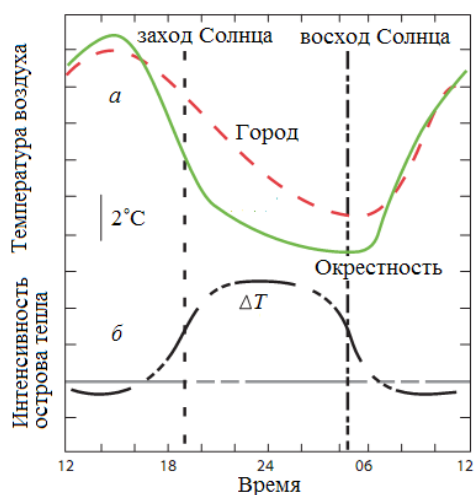


Рис. 9.12. Суточные ход температуры воздуха (а) и интенсивности острова тепла (б) город – окрестность [3, 11].



Рис. 9.13. Изотермы в пределах территории города [3].

туры воздуха в городе и его периферии и, соответственно, разности температур ΔT "город-окрестность" (интенсивности острова тепла) [14]. Подробные исследования показывают, что интенсивность острова тепла наиболее значительна в ночное время, при слабом окружающем ветре и малооблачной погоде, чаще зимой чем летом [3]. Это явление объясняется собственным тепловым излучением крупного города - тепловыделением энергетических источников и нагретых примесей, выбрасываемых в воздух, теплоёмкостью городских построек, сильнее нагреваемых днём и медленно остывающих ночью. Нанесение на план города изотерм в среднем даёт сходство с очертаниями его границ, а максимальные температуры соответствуют плотно застроенной части города (рис 9.13) [14].

Остров тепла в городе является одним из основных метеорологических факторов, определяющих условия рассеивания и превращения загрязняющих веществ в виде аэрозольных и газовых примесей. Остров тепла вызывает развитие конвективной циркуляции воздуха, при котором более холодный воздух с окраин перемещается к центру города, где воздух поднимается и на высотах (в области слоя турбулентного перемешивания, см. & 1.3.2) образуются противотечения воздушных потоков, направленные к окраинам города. Наблюдения показывают, что над городом по сравнению с окраинами более вероятно образование приподнятых слоёв инверсии, приводящих к наиболее неблагоприятным метеорологическим условиям. Важно отметить, что между интенсивностью острова тепла и градиентом температуры в нижнем слое воздуха наблюдается тесная корреляция. В [3] даётся, например, зависимость

$$\delta T = 1,8 - 7,4 dT / dz, \quad (9.16)$$

где δT в $^{\circ}\text{C}$ и dT/dz в $^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

9.5.2. Состав и структура городского воздуха

Аэрозольные примеси загрязнения городского воздуха имеют довольно сложный смешанный состав, определяемый как разнообразием антропогенных источников, так и сложным характером изменения метеорологических условий. Важно различать по особенностям и мощности воздействия на окружающую среду загрязнённых участков земной поверхности - суши и водоёмов и промышленно-бытовых предприятий. Содержание примесей в атмосферном воздухе определяется главным образом из-за непрерывного обмена веществ между подстилающей поверхностью и наземным слоем атмосферы. Земная поверхность в городе является основным поставщиком аэрозольного вещества в виде газовых предшественников, приводящие к формированию фонового аэрозольного загрязнения. Выбросы промышленно-бытовых объектов в виде газовой и аэрозольной примеси составляют первичное загрязнение воздушной среды, суммации которых может привести к образованию повышенного фона первичного загрязнения городского воздуха. Часто происходит наложение факелов от различных промышленных источников. Это приводит к образованию дымовой облачной прослойки первичного загрязнения над городом, известная как "дымовая шапка", имеющая толщину от нескольких сот метров до 1-2 км (в зависимости от метеорологической обстановки и площади города) [3, 5, 7].

Исходя из природы образования и изменчивости приземного аэрозоля (см. & 1.4) можно утверждать, что аэрозольное загрязнение городского воздуха имеет многослойную структуру высотного распределения. Эти слои образуют сложную систему, каждая подсистема которой отличается по плотности антропогенных примесей и разнообразию фракционного состава аэрозольных частиц. На рисунке 9.14 нами выделены три подсистемы городского воздуха и показана направленность действия факторов его загрязнения (источников загрязнения и метеорологических условий). Из них самый нижний

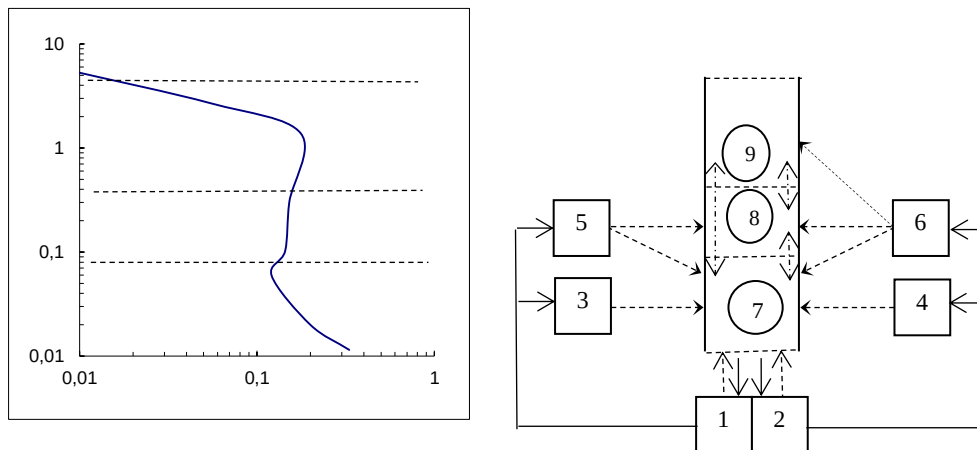


Рис. 9.14. Подсистемы (7 ÷ 9) и факторы аэрозольного загрязнения городского воздуха (1 ÷ 6). Источники загрязнения: загрязнённые участки 1–суши и 2–моря, 3–автотранспорт, 4–коммунально-бытовые объекты, 5–промышленность и **энергетические системы**; 6–метеорологические условия; городской воздух: 6–наземный слой воздуха, 7–дымовая шапка города, 8–шапка фоновое загрязнения; направления действия: факторов загрязнения (—→), подсистем городского воздуха между собой (←····→) и с земной поверхностью (→).

наземный слой толщиной несколько десятков метров непосредственно подвержен действию внешних источников (промышленность, энергетические системы, автотранспорт, коммунально-бытовые объекты), определяющие отличительные особенности экологической обстановки в городе. В приземном слое существен суточный ход загрязнений, обусловленный режимом выбросов от источников и суточными вариациями метеорологических условий. Дымовая шапка над городом образует высотный слой загрязнения, плотность которого в зависимости от погодных условий испытывает межсуточные вариации. Наиболее объёмным является фоновый аэрозольный слой городского воздуха, определяющий по сути его пространственную область. Этот слой во многом определяет микроклиматические условия в городе, пространственные размеры которого и поле концентрации аэрозольного загрязнения в нём сильно подвержены сезонным вариациям.

Фоновый слой загрязнения всегда присутствует над крупными городами, т.е. этот слой является характерным проявлением городской атмосферы. В работах [6, 16-20] приведены результаты комплексного пассивного зондирования фонового аэрозольного загрязнения в условиях города Баку. Для проведения этих исследований был сконструирован специальный переносный актинофотометр, позволяющий одновременно измерять прямое излучение Солнца и яркость рассеянного света в различных альмукантаратах дневного неба [17]. Важность этих измерений заключалось, прежде всего, в возможности получения оперативных, и масштабных оптических данных о состоянии антропогенного аэрозоля в реальных условиях трансформации поля его концентрации.

Таблица 9.14. Характеристики фонового аэрозольного слоя загрязнения над городом Баку [16].

Параметр	Оценки
Оптическая толщина	$\Delta\tau = \tau_2 - \tau_1 = 0,2 \div 0,4$
Оптическая плотность (коэффициент ослабления)	$\sigma = \Delta\tau / \Delta h = 0,1 \text{ км}^{-1}$
Толщина (мощность)	$\Delta h = h_2 - h_1 = 2 \text{ км}$
Радиус поперечного сечения	$R = 17 \text{ км}$
Пространственная область	$V = \pi R^2 \Delta h = 1,8 \cdot 10^3 \text{ км}^3$
Массовая концентрация	$m = 44 \text{ мкг/м}^3$
Масса слоя загрязнения	$M = 80 \text{ тонн}$

В табл. 9.14 по оптическим данным проведены оценки геометрических размеров, массовой концентрации и суммарной массы фоновой слои городского аэрозоля. Эти данные подтверждают наличие мощного аэрозольного слоя над городом Баку, имеющего высокую массовую концентрацию. Для сравнения отметим, что вне промышленных районов концентрация фоновой аэрозоля имеет порядок $1-10 \text{ мкг/м}^3$, а среднегодовые значения ПДК аэрозольного загрязнения составляет 50 мкг/м^3 .

На рис. 9.15 построены изолинии контраста фоновой аэрозольного слоя в условиях дымки города Баку. С целью определения пространственной структуры аэрозольного слоя рассмотрены симметричные углы рассеяния θ^0 от солнечного вертикала. Используются расчётные значения яркости для средних значений параметров: $\tau_{\lambda=0,55}$ -оптической толщины и $\mu_{\lambda=0,55}(\theta)$ -функции рассеяния, которые непосредственно определялись путём актинофотометрических наблюдений при наблюдении из пригорода в восточном направлении. Из рис. 9.15 следует, что контраст аэрозольного слоя загрязнения охватывает высоты $\sim (0,5 \div 3,5) \text{ км}$ и располагается, как показывают расчёты по углу рассеяния $\theta^0 = (20^0 \div 40^0)$, над территорией диаметром 34 км. Изолинии контрастности на рис. 9.15 заметно растягиваются (менее пологие) в южном направлении, в сторону Бакинской бухты. Такая несимметричность контрастности фоновой аэрозольного слоя показывает, что в этом направлении выбросы антропогенных газовых предшественников аэрозоля происходит более интенсивно. Это обстоятельство указывает на более интенсивное загрязнение прибрежной полосы многолетними, прежде всего, нефтехимическими и коммунально-бытовыми отходами.

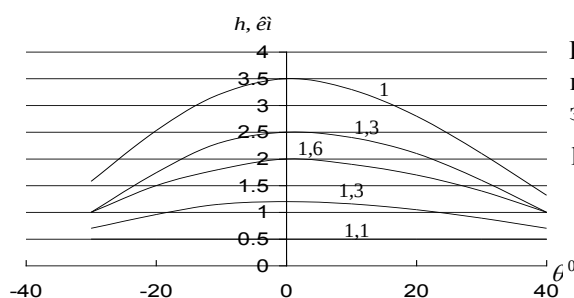


Рис. 9.15. Контрастность (над изолиниями указаны их цифровые значения) фоновой аэрозольного слоя загрязнения воздуха над городом Баку; зенитное расстояние Солнца $Z_{\odot} = 60^0$, азимут Солнца $A = 133^0$, $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$, ср. данные за Август 2002 ÷ 2004 г. до полудня [7].

На существование и сложность пространственно-временных изменений аэрозольного облака загрязнения над крупным городом указывает статистический анализ оперативных актинофотометрических данных, подробно рассмотренных нами в § 7.7.1 гл.7. В соответствии с рис. 9.15 на примере города Баку было показано, что над крупным промышленным городом выделяется мощный аэрозольный слой загрязнения, который отчетливо выделяется на фоне приземного слоя воздуха пригородных районов (см. рис. 7.18). В условиях промышленного города и в зависимости от постоянно меняющихся метеорологических условий в различных его частях наблюдаются существенно отличающиеся вариации уровня загрязнения городского воздуха.

9.5.3. Смоговое загрязнение.

Характерной особенностью городского воздуха является увеличение повторяемости смоговых образований (см. § 2.1), являющихся наиболее тяжелой формой загрязнения всей природной среды в городе. Смог является большой проблемой многих мегаполисов мира. Смог - это примеси первичного загрязнения, которые вносятся в городской воздух из-за действия мощных промышленных предприятий, автотранспорта, хозяйственной деятельности городских служб и более токсичного вторичного загрязнения, непрерывно

(днём и ночью) образующегося в самой атмосфере в результате фотохимических реакций и генерации вторичного аэрозоля. В результате в городском воздухе содержится сильнейшие окислители, в массовом количестве сернистые и азотистые соединения, углекислоты, огромное количество взвешенных капелек кислот, щелочей и солей (влажный аэрозоль), значительного количества крупных несмачиваемых частиц пыли, пепла, песка, сажи (сухой аэрозоль). Эти примеси активно обратно рассеивают и поглощают солнечную радиацию, существенно поглощают собственное излучение Земли. Городской смог зачастую достигает очень высоких концентраций, во много раз превышающих ПДК [1-3,6, 24].

По своему физиологическому воздействию на организм человека смог крайне опасен для дыхательной и кровеносной систем, вызывает воспаление носа и гортани, глаз, может стать причиной затруднения и остановки дыхания, головных болей, бессонницы, резко снижает иммунитет детей, пожилых людей и людей с пороками сердца и лёгких, больных бронхитом, астмой. Интенсивный и длительный смог может явиться причиной частого повышения заболеваемости и возможных случаев со смертельным исходом от респираторных и сердечных заболеваний [5, 9, 11, 14].

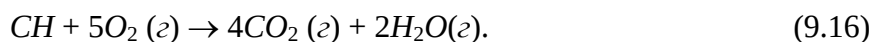
Смог оказывает постоянное отрицательное воздействие на всю городскую среду, почву, водоёмы, растительность, резко усиливает коррозию металлов и сооружений.

В крупных городах и индустриальных центрах с сильным загрязнением воздуха смог практически может образовываться при любых климатических и метеорологических условиях [1, 22]. Возникновению смога способствуют условия застойного состояния погоды воздуха при слабой турбулентности и устойчивом распределении температуры воздуха по высоте, особенно при инверсиях температуры, при слабом ветре или штиле. Такие условия часто возникают в городах, расположенных в понижениях местности или, защищённых от ветров естественными преградами, например холмами или горами. Эти города отличаются повышенной повторяемостью температурных инверсий, являющиеся задерживающими слоями в атмосфере, которые препятствуют развитию вертикальных движений воздуха, вследствие чего под ними накапливается ядовитая смесь аэрозольных и газовых соединений. Накопление высоких концентраций примесей в воздухе происходит менее интенсивно в приморских городах, где значительно развит ветровой режим атмосферного воздуха; примеси уносятся ветром и поглощаются распространённой водной поверхностью. Как мы знаем, лучше всего воздух очищается, когда выпадают осадки.

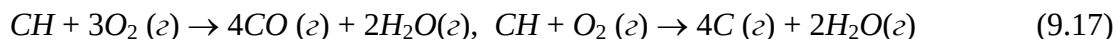
В зависимости от атмосферных условий образования и химического состава загрязнителей различают следующие виды смогов: восстановительный или влажный (типичный для Лондонского региона), ледяной (типичный для условий Аляски), фотохимический окислительный или сухой (типичный для зоны Лос-Анджелеса), радиационный туман [2,24].

Влажный смог. Наиболее изучен влажный смог Этот вид смога формируется при влажности воздуха около 100%, температуре 0°C , высокой концентрации продуктов сгорания твёрдого и жидкого топлива, а так же при длительной штилевой погоде. Наблюдается чаще в осенне-зимний период, характерен для умеренных широт с влажным морским климатом. В этих случаях проявляется взаимоусиливающееся действие загрязнения воздуха и туманов.

Процесс полного сгорания топлива (CH) идет согласно уравнению:



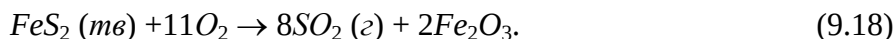
Образующиеся в этом процессе диоксид углерода CO_2 и вода H_2O не являются токсичными веществами. Однако при неполном сгорании топлива (недостаток кислорода O_2) согласно уравнениям:



могут образоваться токсичные компоненты: оксид углерода CO , углерод C (т.е. сажа).

При неполном сжигании углеводородного топлива (жидкого, твёрдого и в меньшей степени газообразного) могут образоваться полициклические ароматические углеводороды, например, вещество первого класса опасности бенз(а)пирен. Бенз(а)пирен является типичным канцерогеном окружающей среды - фактором, воздействие которого на организм человека, а также животного может вызвать злокачественные опухоли.

В состав топлива входят различные примеси, которые могут вызвать интенсивное загрязнение воздушной среды. В ископаемом топливе распространенной примесью является сера (S), представленная например, в виде минерала пирита - FeS_2 , которая превращается при сжигании топлива в SO_2 :



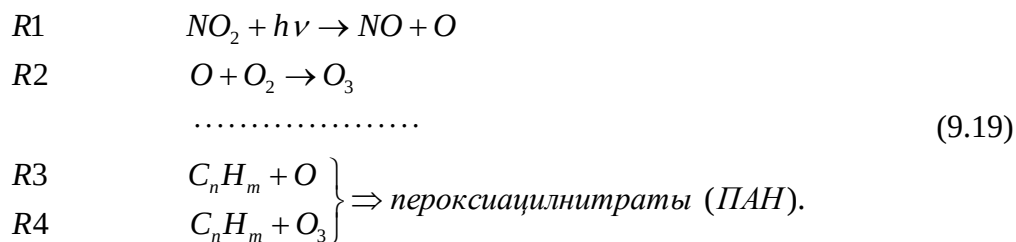
Сажа, CO и SO_2 являются первичными загрязнителями воздуха. Эти вещества могут выступить в роли кинетических предшественников сульфатного аэрозоля. Сульфатные частицы сильно гигроскопичны, адсорбируют водяной пар и могут привести к образованию влажного смога - "тумана-убийцы" с очень низким значением pH .

При очень низких температурах (порядка - $30^\circ C$) и антициклоне, высокой влажности воздуха и наличии мощных источников загрязнения атмосферы формируется ледяной смог характерный для промышленных центров, расположенных в высоких (северных) широтах. Частицы и молекулы пылегазовых выбросов адсорбируются на кристалликах льда (размером $\sim 5-10$ мкм), и при слабом ветре образуется густой наземный ледяной туман, сильно затрудняющий дыхание.

Фотохимический окислительный смог. Более опасным является сухой или фотохимический смог лос-анджелесского типа, представляющий собой многокомпонентную смесь первичного и вторичного загрязнения воздуха. Основными компонентами фотохимического смога являются оксиды азота и серы, приземный озон, многочисленные летучие органические соединения перекисной природы (содержащие связанные между собой атомы кислорода), называемые в совокупности фотооксидантами.

Фотохимический смог возникает при определенных атмосферных условиях: интенсивной солнечной радиации, устойчивой безветренной погоде, обычно сопровождаемая инверсиями в течение не менее суток. Образуется в результате разложения первичных загрязняющих веществ - газовых выбросов автомобилей и химических предприятий под воздействием фотохимически эффективных солнечных лучей ($\lambda = 0,29 - 0,7$ мкм). Представляет плену устойчивой жёлто-синей дымки из едких газов и вторичного аэрозоля повышенной концентрации (без тумана). Этот вид смога возникает чаще всего в июне-сентябре и реже зимой, в послеполуденные часы, при температуре $25-30^\circ C$.

Процессы генерации фотохимического смога имеет автокаталитический характер: вещества, инициирующие фотохимический смог, воспроизводятся в процессе свободнорадикальных реакций. Общая схема реакций образования фотохимического смога очень сложна и в упрощенном виде может быть представлена реакциями:



Основной инициирующей реакцией здесь является реакция $R1$ расщепления молекул диоксида азота с образованием оксида азота и атомарного кислорода. Эта реакция

инициирует серию последующих реакций, в которых участвуют как неорганические (преимущественно диоксид серы SO_2 (см. & 3.3.3)), так и органические (преимущественно углеводороды C_nH_m (реакции R3, R4)) вещества. Атомарный кислород химически очень активен, может взаимодействовать со многими компонентами воздуха. Реакция R2, а также другие реакции, рассмотренные нами в & 3.3.3, усиленно приводят к накоплению озона в воздухе. Озон является вторичным загрязнителем и, вместе с тем, характерным признаком фотохимического смога. В фотохимическом смоге значительно усиливаются реакции образования свободных радикалов, отличающиеся особой реакционной способностью (& 3.3.3). Значительную массу фотохимического смога обычно составляет O_3 , приходящего в интервал 60 ÷ 75%, другие компоненты (фотооксиданты: органические перекиси, нитриты ПАН, альдегиды, H_2O_2 , OH , HO_2 , CH_3O_2 , и др.) находятся в пределах 25 ÷ 40 %.

Таблица 9.15. Характеристика фотохимического и влажного смогов [24].

Характеристика	Фотохимический смог	Влажный смог
Температура воздуха	От 24 до 32° С	От -1 до 4° С
Относительная влажность	<70%	85% (+ туман)
Инверсия температуры	На высоте 1000 м	На высоте нескольких сотен метров
Скорость ветра	< 3 м/с	Безветренно
Видимость	<0,8-1,6 км	<30 м
Наиболее частое появление	Зима - начало осени	Зимние месяцы
Основные топлива	Бензин	Уголь (и бензин)
Основные составляющие	O_3 , NO, NO_2 , CO, органические вещества	Мелкие частицы, CO, соединения серы
Тип химических реакций	Окисление	Восстановление
Время максимального сгущения	Полдень	Раннее утро
Основное воздействие на здоровье	Раздражение глаз, нарушение дыхания	Раздражение дыхательных путей
Наиболее повреждаемые материалы	Трескается резина	Разрушается железо, бетон

Радиационный туман. В промышленных районах может возникнуть форма радиационного тумана – смог, как опасный призрак мегаполисов. Атмосферные условия возникновения радиационного тумана нами подробно были рассмотрены в & 8.1.1. Радиационный туман в крупных городах (мегаполисах) и промышленных центрах образует сгущённую дымовую шапку, как показатель предельно повышенного загрязнения атмосферного воздуха.

Список литературы

1. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы, Л.: Гидрометеиздат, 1985, с. 218.
2. Бретшнайдер Б., Курфюрст И. Охрана воздушного бассейна от загрязнения. Технология и контроль.- Л.: Химия, 1989, ч.1, с.7, ч. 4, с. 64.
3. ГОСТ Р ЕН 13205-2010 Воздух рабочей зоны. Оценка характеристик приборов для определения содержания твердых частиц.Применяется с 01.12.2011.
4. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я, Ровинский Ф.Я., Рябошапка А.Г., Филиппова Л.М. Кислотные дожди. 2-е изд. -Л.: Гидрометеиздат, 1989. – с. 270 .
5. Израэль Ю. А. Экология и контроль состояния природной среды. – Л. : Гидрометеиздат, – 1984, с.208.
6. Исмаилов Ф. И. Распределение яркости аэрозольного слоя фоновое загрязнение воздуха над городом Баку. Изв. Национальной Академии Наук (НАН) Азербайджана, (серия физико-технических и математических наук), 2006, XXVI, № 2, с. 179 – 184.
7. Леванов А.В, Антипенко Э.Е. Введение в химическую кинетику.-М.: МГУ, 2006, с. 6 - 26.
8. Методы определения токсичности и опасности химических веществ, под ред. И. В. Саноцкого, М., 1970, с. 32.

9. Методика расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий, ОНД-86. – М.: Гидрометеиздат, 1987.
10. Рут Бауман, Михал Кржижановский, Сергей Чичерин. Рамочный план организации мониторинга взвешенных веществ в атмосфере в странах Восточной Европы, Кавказа и Центральной Азии. ВОЗ, Европейский центр по окружающей среде и охране здоровья, Бонн, 2006, ([www.euro.who.int/__data/assets/pdf.../E88565R. pdf?](http://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0005/118655/E88565R.pdf)).
11. Улащик В.С. Физиотерапия. Универсальная медицинская энциклопедия. - М.: Книжный Дом, 2008, с. 38.
12. Barrie L.A. The prediction of rain acidity and SO₂ scavenging in eastern North America// Atmos. Envir. 1981. Vol. 15, N 1., pp. 17-24.
13. Chung, C., Ramanathan, V., Kim, D., and Podgorny, I. (2005). Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, D24207.
14. EPA, 21 Dec. 2003, Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies. Urban Heat Island Basics, p. 5 ([http://www.epa.gov/heatisld/resources/pdf/Basics Compendium.pdf](http://www.epa.gov/heatisld/resources/pdf/Basics%20Compendium.pdf)).
15. Holben, B., Tanré, D., Smirnov, A., et al. (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 106, NO. D11, p. 12,067-12,097.
16. Ismailov F. I. Ground remote sensing of background air pollution layer on the city of Baku.-Baku, 2003, Journal "Fizika", v. 9, № 2, p. 7 – 9.
17. Ismailov F. I. Method and technical solutions of informativity increase of actinometric measurements.- Baku, 2002, Journal "Fizika", v. 8, № 1, p. 47 – 49.
18. Ismailov F. I. The analysis of informative data of ground remote sensing of urban aerosol layer on the city of Baku.-Baku, 2006, Journal "Fizika", v. XII, № 4, p. 74 – 77.
19. Ismailov F. I. The influence of background aerosol on spectral transparency of urban air Baku, 2009, Journal "Fizika", v.15, № 4, p.15-18.
20. Ismailov. F. I., Zabidov Z. J., Abdurahmanov Ch. A., Sh. F. Ismaili. On the estimation of the informational value field of land remote sensing network of urban air Baku. The IV International Conference "Problems of Cybernetics and Informatics", September 12-14, 2012, Baku, Azerbaijan, Sektion #7, Control and Optimization", www.pci2012.science.az/7/05.pdf, v.IV, p.14 - 17.
21. Newman S.P., Pavia D., Garland N., Clarke S.W.. Effects of various inhalation modes on the deposition of radioactive pressurized aerosols // Eur. J. Respir. Dis. Suppl. 1982. V. 119. P. 57-65.
22. Peter Warneck. Chemistry of the Natural Atmosphere. (2nd ed). -San Diego: Academic Press. ISBN 0127356320, 2000, Ch.7 The Atmospheric Aerosol, p.346-447.
23. Rodhe H.,Crutzen P.,Vanderpol A. Formation of sulfuric and nitric acid in the atmosphere during long-range transport. Tellus, 1981, 33, 132-141.
24. Seinfeld, J. H., S. N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA.
25. Sheldon K. Friedlander. Smoke, Dust, and Haze: Fundamentals of Aerosol Dynamics.- New York; Oxford: Oxford University Press, ISBN 978-0-19-512999-1, 2000, ch. 1. Aerosol Characterization.

Глава 10. РОЛЬ АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА

10.1. Климатические особенности аэрозольного загрязнения

За последние десятилетия набрано достаточно объёмного экспериментального материала, представляющего более веские доводы о существенно возрастающем влиянии аэрозольного загрязнения на климат [9, 10, 12, 14]. Задача учёта этого влияния является очень сложной, проблемной, ввиду известной сложности самой климатической системы, охватывающей всю многокомпонентную среду нашего существования: атмосферу, гидросферу, криосферу, деятельный слой суши и биосферу. На практике под климатом понимается осреднение (обобщение) многолетнего (порядка нескольких десятилетий) состояния погоды для данной местности с учётом её географического местоположения, или, коротко, климат - это средняя погода. Точнее климат – статистический ансамбль состояний погодных условий за многие десятилетия. По рекомендации Всемирной метеорологической организации (ВМО) для климатического усреднения используется период времени в три десятилетия. Для характеристики современного климата ВМО допускает использование норм за период 1981-2010 [2, 4, 6].

Климатические показатели (переменные): средняя (годовая или месячная) температура и влажность воздуха, годовое или месячное количество и режим облаков и осадков, радиационный баланс атмосферы, величины теплообмена между земной поверхностью и атмосферой и т. д., представляют собой статистические выводы из многолетних рядов наблюдений за погодой. Климатические изменения оценивают в соответствии с аномалиями рассматриваемой климатической переменной, которые рассчитываются как отклонения наблюждённого значения от нормы, так и в процентах от нормы, присущие данному месту Земли. Важным показателем климатических изменений являются антропогенные факторы: техногенные выбросы тепла и токсичных веществ в больших количествах в атмосферу, роль которых ускоренно возрастает. Более угрожающие размеры принимают антропогенные изменения газового и аэрозольного состава атмосферы.

Влияние аэрозоля на климат может быть как прямым (отражение, поглощение излучения Солнца и теплового излучения Земли, влияние на фоновый химический состав атмосферы), так и косвенным (преимущественно антропогенное загрязнение окружающей среды). Эта задача может быть адекватно решена путём учёта разнообразия фракционного состава аэрозоля, характера трансформации поля концентрации аэрозоля в зависимости от места и промежутка времени наблюдения. Такое рассмотрение привело к выделению четырёх типов глобального аэрозоля, рассмотренного нами подробно в первой главе. С целью реалистичной оценки характеристик глобального аэрозоля (среднеглобальных значений мощности выбросов газовых предшественников вторичного аэрозоля, масса, частота и высота выноса пылевых частиц над сушей, а также частиц морской соли над водными акваториями, химсостав, дисперсность и распространённость тропосферного и стратосферного аэрозоля) по-прежнему разрабатываются новые аэрозольные модели, учитывающие, в первую очередь, интенсивность аэрозольного загрязнения атмосферы в глобальных масштабах, и его влияния на радиационные характеристики атмосферы [1, 5, 7, 15].

В табл. 10.1 даны оценки среднеглобальной мощности источников различных типов аэрозоля и возможные интервальные оценки их оптических характеристик. В этой таблице по массе преобладают тонкодисперсные пылевидные частицы морского и почвенного происхождения, по оптической толщине в атмосфере с ними конкурируют частицы сульфатного аэрозоля. Сажевая компонента аэрозоля хотя и уступает по величине показателей в табл. 1, однако эта компонента играет важную роль в поглощении теплового излучения в атмосфере и, следовательно, в возможных климатических изменениях.

Таблица 10.1. Среднеглобальные мощности выбросов и оптическая толщина различных типов аэрозоля [1].

Тип аэрозоля	Мощность источника, Мт.год ⁻¹	Среднее содержание, м ² .г ⁻¹	B, м ² .г ⁻¹	Оптическая толщина (среднее)	Оптическая толщина (максимальная)
Морской солевой	5900	22.4	0.2-0.4(0.3) ^{а)}	0.007	0.02
Почвенный пылевой (1 - 10 мкм)	1000	21.6	0.2-0.4(0.3)	0.007	0.59
Почвенный пылевой (1 < 10 мкм)	250	14.7	1-2(1.5)	0.022	0.85
Сульфатный (H ₂ SO ₄) ^{б)}	150	3.0	5-12(8.0) ^{в)}	0.025	0.26
Углеродный ^{г)}	81	2.5	5-12(8.0)	0.19	0.25
Сажевый	12	0.3	8-12(9.0)	0.003	0.05

^{а)} Число в скобках указывает значение, принятое для вычислений АОТ (все данные относятся к длине волны 0.55 мкм). ^{б)} Предполагается, что сульфатный аэрозоль состоит из H₂SO₄; ^{в)} Над сушей и океаном получены значения, соответственно равные 5-8.6(6.0) и 7-14(10) м².г⁻¹. ^{г)} Углеродный аэрозоль включает и сажевый.

Наиболее существенным механизмом влияния аэрозоля на климат, прежде всего от антропогенных источников, является его воздействие на радиационный режим атмосферы, которое сравнимо с вкладом парниковых газов. Тем самым, аэрозоль активно участвует в формировании и изменчивости радиационного баланса атмосферы, так и планеты в целом. Аэрозоль существенно влияет на микрофизические процессы в облаках и, тем самым, на планетарное альбедо.

Аэрозоль оказывает двунаправленное воздействие на радиационный баланс атмосферы в сторону его уменьшения, связанного с обратным рассеянием притока коротковолнового солнечного излучения в космическое пространство, и его увеличения, вызванного поглощением ИК-радиации, излучаемой подстилающей поверхностью и, в основном, молекулами парниковых газов, а также сажевой компонентой аэрозоля в атмосфере [1, 13]. Поскольку баланс влаги в атмосфере существенным образом зависит от его фазовых изменений с участием аэрозоля, сюда относится образование туманов и облаков, а также выпадение осадков, то аэрозоль оказывает значительное влияние на положительную обратную связь между температурой и влажностью воздуха, вызывая поглощение ближней ИК – радиации солнечного излучения и теплового излучения земной поверхности, приводящее к увеличению температуры атмосферного воздуха. Соответственно процессы образования, трансформации и удаления аэрозоля из атмосферы тесно связаны с круговоротом в ней воды.

10.2. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

Как было указано выше, основная задача, связанная с исследованием влияния аэрозоля на климат, состоит в учете его влияния на перенос коротковолнового и длинноволнового излучения в атмосфере. Для детального изучения этого влияния определена важная концепция оценки аэрозольных радиационных возмущающих воздействий (АРВВ) от различных факторов, порождающих изменение климата [1, 3].

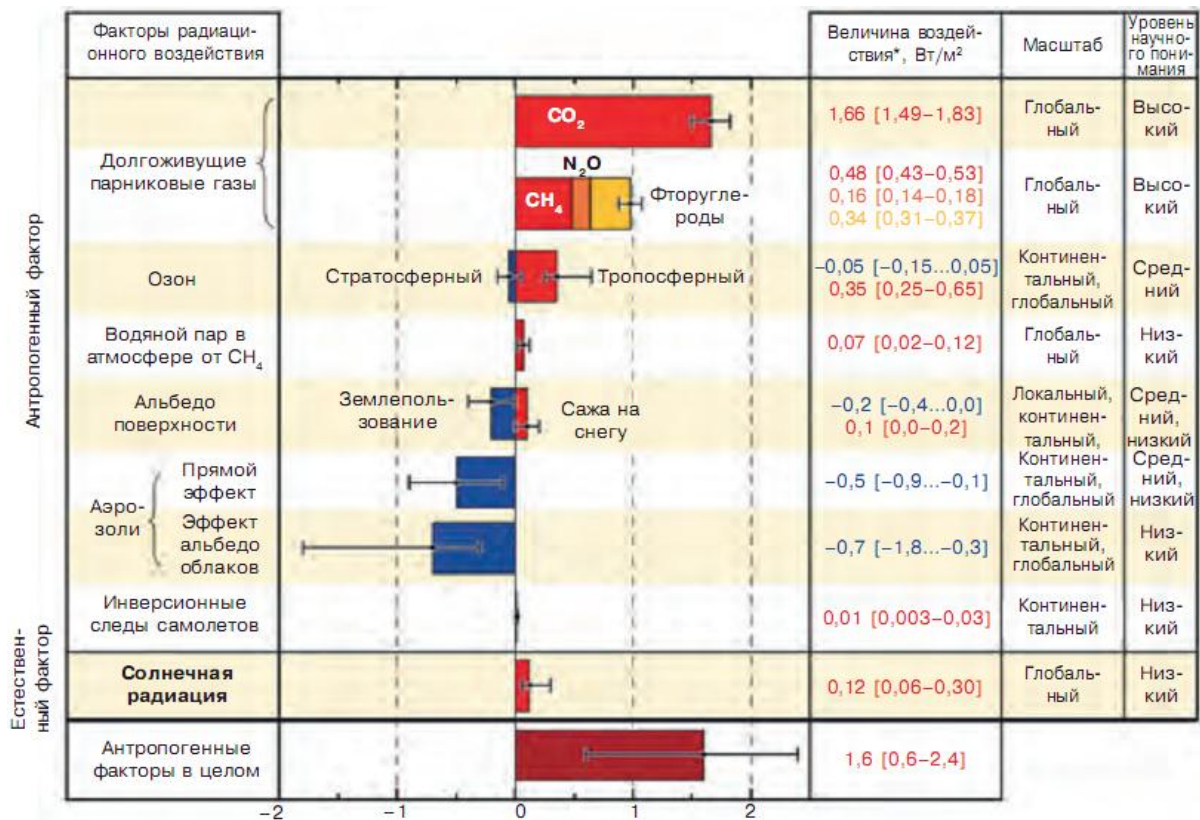
Радиационное возмущающее воздействие (РВВ) представляет собой изменение радиационного баланса системы "атмосфера - земная поверхность" за счет эффективных климатических факторов, выражаемого в $Bm \cdot m^{-2}$. Величина РВВ определяется как разность эффективных потоков коротковолновой и длинноволновой радиации $\Delta F(Bm \cdot m^{-2})$ (разности потоков солнечной и ИК-радиации сверху и снизу) за определённый промежуток

ток времени на уровнях верхней границы атмосферы, преимущественно тропопаузы, или подстилающей поверхности в результате воздействия таких внешних факторов, как антропогенное загрязнение, вариации притока солнечной радиации. Для изменения среднеголобальной приземной температуры воздуха T постулируется справедливость следующего соотношения:

$$\Delta T = \lambda \Delta F \tag{10.1}$$

где λ – так называемая, чувствительность климатической системы к РВВ [16].

В соответствии с этим соотношением концепция РВВ учитывает действие совершенно различных климатических факторов, в том числе учесть и АРВВ. На рис. 10.1 приводятся оценки РВВ на климат основных парниковых газов и аэрозолей за долгий период до последнего времени. Парниковые газы, в том числе озон, дают положительное РВВ ($2,9 \pm 0,3 \text{ Вт/м}^2$), тогда как прямое аэрозольное РВВ, просуммированное по всем типам антропогенного аэрозоля, оценивается как отрицательное ($-0,5 \pm 0,4 \text{ Вт/м}^2$). Приведенные оценки характеризуются существенной неопределенностью данных по АРВВ, что связано с очень высоким уровнем неопределенности данных о пространственной структуре и временной изменчивости глобального аэрозоля. Можно уверенно отметить, что уровень неопределенности в оценках АРВВ непозволительно велик.



10.1. Радиационное возмущающее воздействие ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$) и соответствующий уровень научных знаний, 1750-2005 годы. [17].

На рис. 10.2 представлен типичный пример расчёта распределения вероятности суммарного РВВ парниковых газов и аэрозолей. Более пологий спад антропогенного распределения слева в сторону меньших значений связан с неопределенностью оценок отрицательных значений аэрозольных воздействий. На рис 10.2, на основе современных воззрений на изменения климата, область положительных РВВ соответствует парниковым газам, где влияние долгоживущих парниковых газов наиболее значительно.

Влияние аэрозоля не только определяет величину АРВВ, но и характеризуется, как было указано выше, направленностью его действия в зависимости от типов аэрозоля. В соответствии с данными рис. 10.1 роль аэрозоля на рис 10.2 в основном связывается с отрицательными РВВ. Доля аэрозоля в формировании положительного РВВ связывается с аэрозольными частицами антропогенного происхождения.

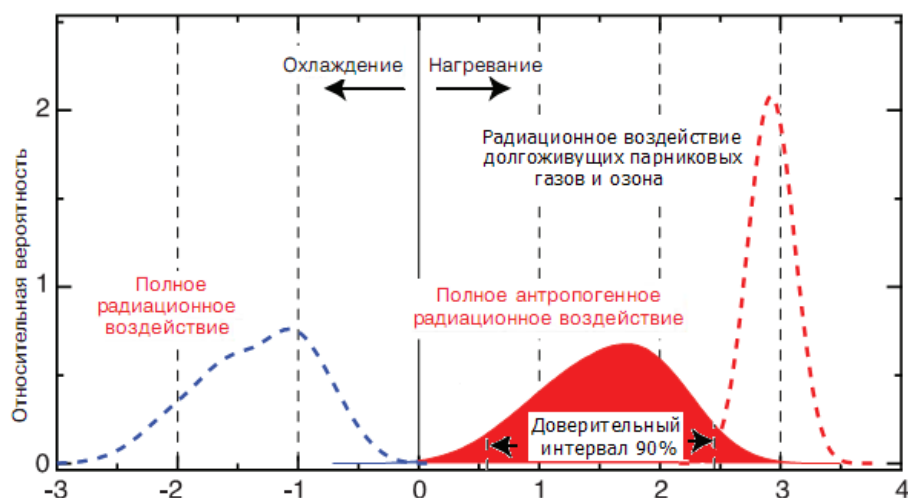


Рис. 10.2. Распределение вероятностей среднего глобального суммарного радиационного воздействия антропогенных факторов [17].

Примерное представление о радиационном влиянии различных типов аэрозоля на климат можно получить из табл. 10.2. Доминирующий вклад в формирование отрицательного АРВВ, связанного с обратным рассеянием солнечной радиации, вносит сульфатный аэрозоль, образующийся в процессе газохимических превращений *in situ*. Однако, эта фракция аэрозоля отличается и высокой поглощательной способностью для излучений оптического диапазона. Ввиду низкого уровня научного понимания вклада в поглощение солнечной и длинноволновой радиации в атмосфере сульфатного аэрозоля, как и органического аэрозоля, в глобальных масштабах, вопрос о действительных оценках положительного АРВВ остаётся малоизученным. Эта задача более уверенно разрешена для углеродного аэрозоля, образующегося вследствие действия как природных, так и антропогенных источников (см. § 1.4). К основным источникам неопределённости оценки

Таблица 10.2. Аэрозольное радиационное воздействие на климат [16].

№	Тип аэрозоля	АРВВ
1.	Сульфатный аэрозоль	$-0,4 \pm 0,2, Bm/m^2$
2.	Продукты сжигания топлива и биомассы (древесины)	$0,0 \pm 0,1, Bm/m^2$
3.	Продукты сжигания угля	$0,2 \pm 0,1, Bm/m^2$
4.	Пылевые выбросы	$\sim (-0,1 \pm 0,2), Bm/m^2$
5.	Аэрозольные выбросы при горении лесов	~ 0
6.	Вклад аэрозоля в альbedo облачности	$-0,90 \pm 0,50 Bm/m^2$

значений АРВВ следует отнести косвенные радиационные аэрозольные эффекты от облачности. При анализе этого эффекта выделяются две взаимосвязанные, чередующиеся процессы: рост концентрации и уменьшение размеров облачных ядер конденсации в результате эмиссии гигроскопических аэрозольных частиц в облачную среду, воздействие на водность облака и среднее время существования облачных частиц. Первый эффект может привести к модификации структуры облака, а второй способствует к увеличению водности облака. Эти эффекты косвенного АРВВ получили название "эффект альbedo" или эффект существования облака", поскольку они оказывают существенное влияние на альbedo облачности.

10.3. Аэрозольный фактор изменения радиационного баланса системы земля-атмосфера

Радиационный баланс или баланс лучистой энергии является наиболее важным фактором формирования и изменчивости климата земли. Радиационный баланс атмосферы и земной поверхности определяется как радиационный баланс лучистой энергии в вертикальном столбе, включающий атмосферу и деятельный слой земли-суши и водной поверхности. Радиационный баланс какой-нибудь среды называется разность между поглощенной радиацией и собственным излучением этой среды. Приходную часть радиационного баланса R системы атмосфера-земля составляет поглощенная ею коротковолновая солнечная радиация $(1 - A_{эф})I'_0$, состоящая из частей: поглощенной атмосферой суммарного солнечного излучения Q , поглощенной земной поверхностью прямой $(1 - A_n)I_n$ и рассеянной $(1 - A_n)I_{рас}$ радиации, расходную часть составляет уходящее длинноволновое излучение U_∞ :

$$R = I'_0(1 - A_{эф}) - U_\infty = (I_n + I_{рас})(1 - A_n) + Q - U_\infty, \quad (10.2)$$

где A_n - альbedo земной поверхности, $A_{эф}$ - эффективное альbedo или альbedo Земли как планеты, I_n - прямая и $I_{рас}$ - рассеянная солнечная радиация, I'_0 - средний поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность на верхней границе атмосферы (инсоляция).

Пример 1. Оценить инсоляцию I'_0 , среднюю по всему земному шару на верхней границе атмосферы. Если r - радиус земли, то на землю за единицу времени поступает солнечная энергия $I_0\pi r^2$; I_0 - солнечная постоянная ($I_0 = 1.98 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \text{ мин}) = 1.38 \text{ кВт}/\text{м}^2$).

Ввиду вращения земли эта энергия перераспределяется по всей поверхности земного шара, равной $4\pi r^2$. Тогда средняя инсоляция будет составлять:

$$I'_0 = I_0\pi r^2 / 4\pi r^2 = I_0 / 4 \approx 0.50 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \text{ мин}) = 0.350 \text{ кВт}/\text{м}^2$$

Радиационный баланс R обычно вычисляется для коротковолновой радиации от 0,10 до 4 мкм, на которую приходится свыше 99 % энергии излучения Солнца. Радиационные эффекты аэрозоля существенны в области спектра оптического окна 0,29 ÷ 2,4 мкм, на которую приходится большая часть, свыше 95%, коротковолновой радиации Солнца.

Как было рассмотрено нами выше, подавляющая часть массы оптически активной атмосферного аэрозоля заключена в пределах перманентно существующих аэрозольных слоев, где возникают наиболее оптимальные условия генерации и накопления аэрозольных частиц. Эти частицы оказывают прямое радиационное возмущающее действие на климат следующими различными путями: через изменение эффективного альbedo $A_{эф}$, определяющего долю отраженной солнечной радиации обратно в космическое пространство, изменение поглощения и нагрева атмосферы, уменьшение доли солнечной энергии, достигающей земной поверхности.

Влияние аэрозоля на радиационный баланс атмосфера - земная поверхность с высотой определяется особенностью слоисто-неоднородной структуры его высотного распределения. Это свойство атмосферного аэрозоля определяет слоистую структуру ослабления коротковолновой радиации в тропосфере и стратосфере. На рис 10.3 по модели вертикальных профилей эффективное альbedo $A_{эф}$, рассмотренного в § 7.7.3, приведены

расчётные вертикальные профили радиационного баланса системы Земля-атмосфера для различных случаев поглощения аэрозолем коротковолновую радиацию Солнца и различных значений альbedo подстилающей поверхности. Из рисунка видно, что для непоглощающего аэрозоля АРВВ является отрицательным. Однако учёт влияния поглощения аэрозоля вызывает значительное положительное АРВВ. Причём этот эффект усиливается с уменьшением уходящей длинноволновой радиации, которое может быть вызвано суммарным поглощением газовых и аэрозольных компонент атмосферы.

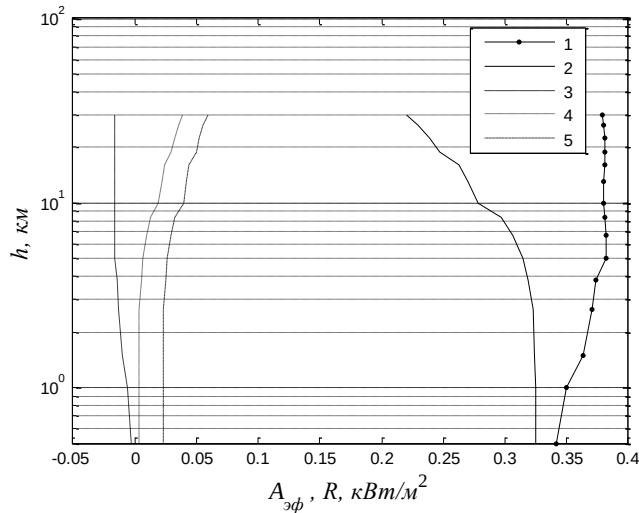


Рис. 10.3. Вертикальные профили эффективного альbedo (1, 2) и, соответственно, радиационного баланса аэрозольных слоёв атмосферы (3-5). Кривые соответствуют: 1 - $A_p=0.3$, $Q=0.001$, 2 - $A_p=0.3$, $Q=0.01$, 3 - $A_p=0.3$, $Q=0.001$, $U=0.24$ кВт/м², 4 - $A_p=0.3$, $Q=0.01$, $U=0.24$ кВт/м², 5 - $A_p=0.3$, $Q=0.01$, $U=0.22$ кВт/м².

На рис. 10.4 даётся теоретическое представление влияния аэрозольных слоёв атмосферы на баланс коротковолновой радиации Солнца для различных подстилающих поверхностей. Из этого рисунка следует, что с увеличением альbedo земной поверхности и, соответственно, эффективного альbedo системы Земля –атмосфера радиационный баланс этой системы переходит в отрицательную область. С ростом поглощения атмосферы или с

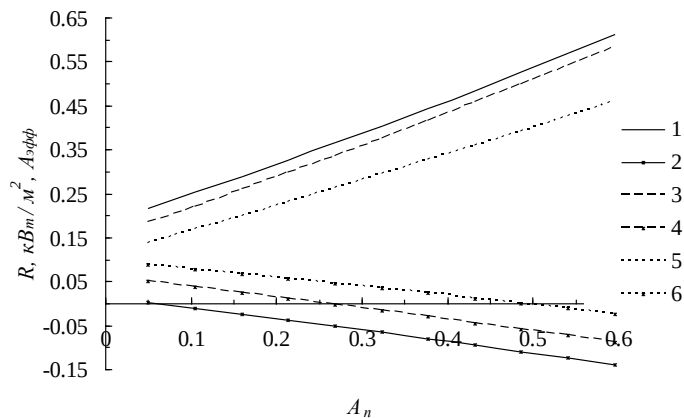


Рис. 10.4. Зависимость радиационного баланса (2, 4, 6) и эффективного альbedo (1, 3, 5) системы земля-атмосфера от альbedo земной поверхности. Данные к кривым представлены в следующей таблице:

Кривые	1, 2	3, 4	5, 6
U_{∞} , кВт/м ²	0,28	0,24	0,22
Q , кВт/м ²	0,005	0,01	0,01
τ	0,15	0,20	0,30
T	0,85	0,80	0,75
A_{at}	0,14	0,18	0,2

уменьшением уходящей длинноволновой радиации этот переход происходит при меньших значениях альbedo земной поверхности, что оень характерно для случае опустынивания подстилающей поверхности [2, 11]. Этот эффект (на рис. 10.4 снижение кривых радиационного баланса), очевидно, может быть вызван с ростом загрязнения атмосферы.

10.4. Оценки роли аэрозоля в антропогенных изменениях природного круговорота веществ

Атмосферный аэрозоль активно участвует в переносе, преобразовании и выведении веществ из атмосферы, который играет важную роль в изменении природного круговорота веществ между земной поверхностью и атмосферой. При анализе статистических климатических данных актуальным остаётся вопрос об изменчивости элементного состава аэрозолей и, в связи с этим, приоритетности в "антропогенности" различных элементов, захватываемых и переносимых аэрозольными частицами на большие расстояния. Антропогенность часто характеризуется коэффициентом обогащения или фракционирования, записываемым в виде [4]

$$EF = \frac{C_x}{C_{x0}} : \frac{C}{C_0}. \quad (10.3)$$

Здесь C_x – концентрация исследуемого и C – концентрация опорного элементов, которые нормированы, соответственно, к их кларковым содержаниям C_{x0} и C_0 . В качестве опорных выбраны рассеянные элементы, выброс которых в атмосферу приближается к их кларковому содержанию, такие, как торий-Th, цезий-Cz, скандий-Sc, алюминий Al, железо Fe.

В табл. 10.3 приведены рассчитанные значения коэффициента EF по данным измерений элементного состава аэрозоля на фоновой станции Кавказского природного биосферного заповедника (Кавказский БЗ). В качестве опорного элемента был выбран Si, выделяющегося значительным содержанием и постоянством в составе почвенного аэрозоля. Данные измерений на станции были представлены в виде процентного содержания элементов и так называемого коэффициента аэрозольной концентрации, равного отношению содержания элемента в аэрозоле к содержанию в земной коре: $\hat{E}_{\hat{a}\hat{e}} = C_x / C_{x0}$.

Данные табл. 10.3 показывают, что повышенные глобальные концентрации в приземном аэрозоле характерны для серы и натрия, а также для тяжелых металлов: медь, кадмий и ртуть. Это объясняется геохимическим фоном Кавказского БЗ-ка [4]. Антропогенного влияния связывается с а обогащение аэрозоля кадмием и ртутью.

Коэффициент EF характеризует долю выброшенных в атмосферу веществ концентрации C_x , связанных с хозяйственной деятельностью человека, а также позволяет определить их способность к распространению в виде аэрозолей на значительные расстояния.

Таблица 10.3. Содержание элементов в аэрозоле воздуха на г. Джуга (43°53,061'с.ш., 40°28,895'в.д., 2004 м над ур. моря) (%), коэффициенты аэрозольной концентрации $K_{ак}$, коэффициент обогащения аэрозоля EF (опорный элемент Si).

Элемент	%	$K_{ак} = C_x / C_{x0}$	EF
Элементы глобального значения			
Al	3,66	0,45	1,45
Si	9,18	0,31	1
S	41,41	881	2841,93
Li	0,01	3	9,67
Na	38,83	16	51,61
Mg	1,10	0,59	1,90
Ca	3,84	1,3	4,19

Продолжение табл. 10.3

<i>Ba</i>	0,14	2,1	6,77
Элементы регионального и локального значения			
<i>Pb</i>	0,015	9,1	29,35
<i>Cu</i>	1,72	365	1177,42
<i>Cd</i>	0,003	230	741,93
<i>Hg</i>	0,015	180	580,64
<i>Hf</i>	0,0045	43	138,71
<i>Ta</i>	0,0008	3	9,67
<i>W</i>	0,0078	57	183,87
<i>Ce</i>	0,007	1	3,23
<i>Nd</i>	0,001	0,25	0,81
<i>Tm</i>	0,001	42	135,48

Для оценки особой важности, или приоритетности, элементов наряду с оценками значений коэффициента EF полагаем важно оценить их относительные изменения в фоновых и промышленных районах следующим образом:

$$AF = \frac{EF_n - EF_\phi}{EF_\phi}, \quad (10.4)$$

где AF – фактор или степень антропогенности элемента в аэрозольных загрязнениях, индексы ϕ и n , соответственно, обозначают фоновые и промышленные значения EF .

Климатические характеристики элементного состава аэрозоля в соответствии с формулами (10.3) и (10.4) даны в табл. 10.4. Значения EF_ϕ соответствуют фоновым условиям высокогорного ледника в Памире, а значения EF_n отобраны для аэрозолей в нескольких промышленных районах Средней Азии [4]. Как видно из табл. 10.4 для более токсичных элементов (например: Hg , As , Cd) значения AF получаются наибольшими.

Таблица 10.4. Фактор или степень антропогенности элемента в аэрозольных загрязнениях (опорный элемент Th)

Element	EF_ϕ	EF_n	$AF = (EF_n - EF_\phi) / EF_\phi$
<i>Sb</i>	$1,4 \cdot 10^3$	$7,0 \cdot 10^3$	4
<i>As</i>	$1,1 \cdot 10^2$	$6,6 \cdot 10^2$	5
<i>Hg</i>	$2,1 \cdot 10^2$	$4,2 \cdot 10^3$	19
<i>Cr</i>	$1,2 \cdot 10^1$	$4,1 \cdot 10^1$	2,42
<i>Br</i>	$8,9 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^3$	-0,28
<i>Fe</i>	2,7	6,0	1,22
<i>Co</i>	$2,9 \cdot 10^1$	$3,4 \cdot 10^1$	0,17
<i>Zn</i>	$5,5 \cdot 10^2$	$1,6 \cdot 10^3$	1,91
<i>Cs</i>	$2,6 \cdot 10^1$	$1,9 \cdot 10^1$	-0,27
<i>Cd</i>	$3,5 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^4$	2,14
<i>Mo</i>	$5,4 \cdot 10^1$	$2,7 \cdot 10^2$	4
<i>W</i>	$3,7 \cdot 10^1$	$5,5 \cdot 10^1$	0,49
<i>Sc</i>	3,8	2,5	-0,34
<i>Th</i>	1,0	1,0	0

10.5. Оценки климатических изменений облаков и осадков

Облака, как было указано выше, являясь одной из форм аэрозоля, активно участвуют в гидрологическом цикле Земли, оказывают существенное влияние на её радиацион-

ный баланс и играют ключевую роль в энергетике атмосферы, выступают в роли важной изменчивой компоненты земной климатической системы.

Радиационное воздействие облаков на энергетический баланс планеты (радиационным форсинг облаков - разность радиационных потоков при облачном и безоблачном небе) оценивается соотношением двух факторов: отражением солнечной радиации (охлаждающий эффект) и поглощением теплового излучения Земли (повышение температуры). Авторы различных моделей климата полагали, что в среднем преобладает первый фактор, т. е. игнорировали вариации поглощательной способности облаков, соответственно, их положительную обратную связь. В результате было общепринято, что облака приводят к отрицательной обратной связи, "тормозящей" потепление.

Влияние облачности на радиационные характеристики атмосферы можно оценить исходя из формулы радиационного баланса (10.2). В этой формуле первое слагаемое характеризует приход солнечного излучения, второе слагаемое U_{∞} - уходящее длинноволновое излучение. В присутствии облаков эти слагаемые уменьшаются, соответственно, из-за высоких значений альbedo облаков и значительного отражения эффективного излучения земной поверхности. В облачных моделях определяющая роль отводится увеличению альbedo облаков, приводящее к ослаблению притока солнечной радиации.

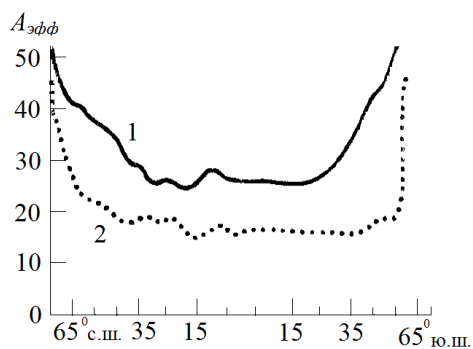


Рис. 10.5. Средние меридиональные значения эффективного альbedo $A_{эфф}$ земной поверхности в присутствии (1) и отсутствии (2) облаков [8].

На рис. 10.5 по данным метеорологических спутников представлен пример средних меридиональных профилей зональных значений альbedo системы "атмосфера-земная поверхность" (кривая 1) и по расчётным данным для безоблачных условий (кривая 2). В присутствии облаков (реальная атмосфера) альbedo Земли $A_{эфф}$ существенно возрастает. Это влияние имеет зональный характер, которое более существенно в средних широтах (до 20%), составляет несколько процентов в субтропиках. Значения $A_{эфф}$ значительно возрастают в высоких широтах, за счёт влияния ледяного покрова.

Важно отметить, что в настоящее время действует глобальная сеть наземных и спутниковых наблюдений для облачного покрова (с различным временным и пространственным разрешением). Эти данные используются для изучения структуры и вариаций глобального поля облачности, так и для разработки климатических моделей, позволяющие оценить влияния облачности на возможные изменения климата.

На спутниковых изображениях на фоне подстилающей поверхности облака выделяются в виде более светлых областей (рис. 10.6). Эти области тем светлее, чем выше облака, поскольку кристаллы льда лучше рассеивают солнечную радиацию, чем капли воды. На рис. 10.6 приведены изолинии распределения альbedo участка плотных кучевых облаков над водной поверхностью каспийского моря в прибрежном районе апшеронского полуострова. Расчёты изолиний проведены по модели атмосферы построенной нами выше в гл. 7. В расчётах отражение рассматривается над чистой водной поверхностью, имеющей практически незначительные значения альbedo A_n , так что нижней отражающей поверхностью в основном являлся облачный покров. Изолинии на рис. 10.6 выявляют значительную роль облаков в формировании альbedo земной поверхности.

Наряду с радиационным показателем облачности к наиболее важным и часто используемым её климатическим переменным относятся интенсивности выпадения осадков на распространённой территории земной поверхности. Эта проблема непосредственно связана с антропогенным загрязнением атмосферы, вызывающей значительность роли эффекта обратного отражения облаков, приводящей к потеплению и превышению по величине парникового эффекта. Обнаружено, что этот эффект в низких широтах действует

сильнее и различия в глобальном повышении температур с широтой сокращаются [8, 13], соответственно, эффект потепления вызванный облаками будет более существенно в экваториальных областях, чем для полярных областей.

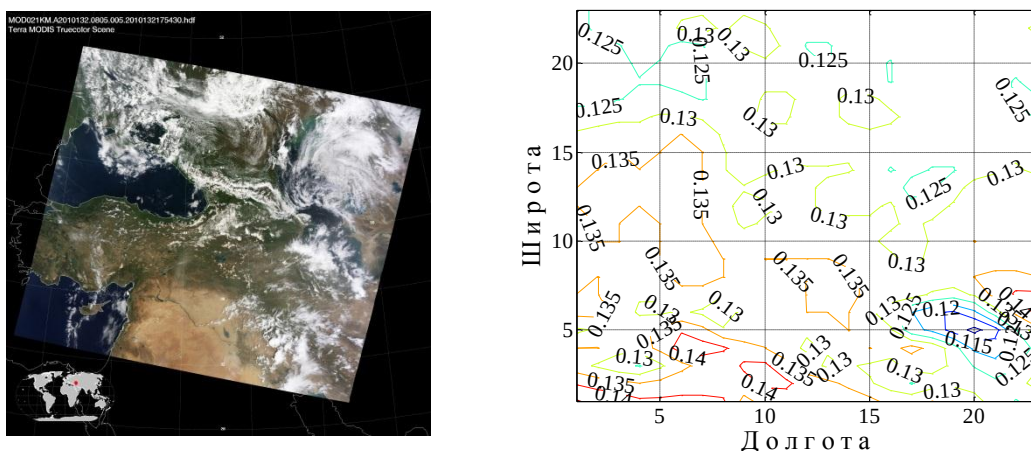


Рис. 10.6. Влияние облаков на отражение солнечного излучения: рисунок – пример изображения, полученное спектрометром МОДИС со спутника терра, изолинии – распределение значений альбедо облачного покрова побережья Апшеронского полуострова (долгота $-48^{\circ}50'$, широта $-40,5-41$).

Климатические изменения облаков и выпадения осадков по сравнению с длительностью и достоверностью измерений температуры за период инструментальных наблюдений (практически с середины XIX в) изучено менее подробно. Последнее, также особенно относится, к активным гигроскопическим ядрам конденсации, образующихся в атмосфере из газовой фазы *in situ*, образующих диапазон частиц аккумулятивной фракции аэрозоля (&, 2.3).

На рис. 10.7 представлен пример региональных временных рядов осредненных

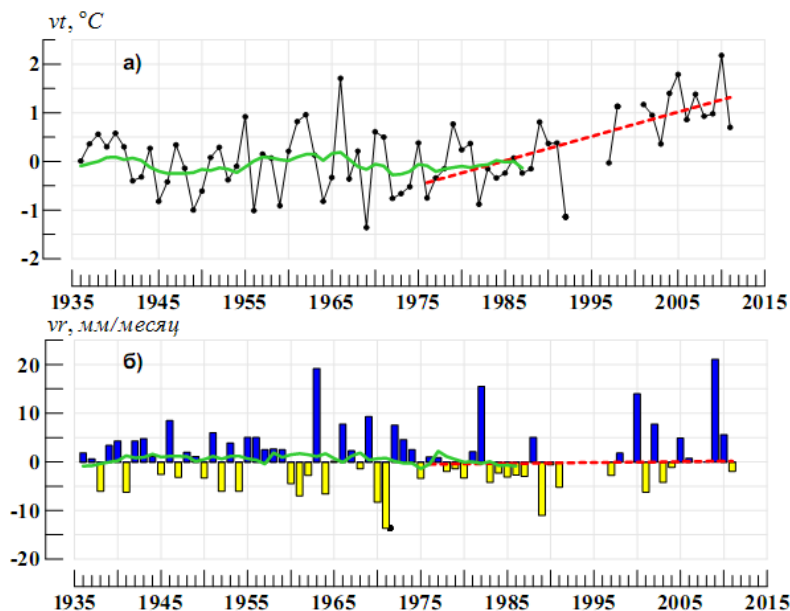


Рис. 10.7. Средние за зимний сезон аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$, *вверху*) и месячных сумм осадков (мм/месяц , *внизу*) в среднем для территории Азербайджана за 1936 – 2013 гг. Аномалии рассчитаны как отклонения от средней за базовый период 1961-1990 гг. Средние за год аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$, *вверху*) и аномалии годовых сумм осадков (мм/месяц , *внизу*), осредненные за 1936 – 2011 гг (Азербайджан, $38^{\circ} 25'-41^{\circ}55'$ с. ш. и $44^{\circ} 50'-50^{\circ}51'$ в. д.).

аномалий средних годовых температур vt и средних за год месячных сумм осадков vr за 1936-2012 гг. На этом рисунке явно прослеживается рост температуры, т. е. потепление в последние 5 десятилетий. Это согласуется с выводами многих исследователей [9], связанных с глобальным потеплением, начало которого относят к середине 1970-х гг. На рис. С ростом температуры аномалии выпадения осадков, также становятся значительными. В то же время наблюдаются характерные колебания с периодами в несколько десятилетий.

Можно предположить, что подобные региональные изменения средних аномалий температуры и осадков являются проявлениями изменения климата в региональных условиях.

Список литературы

1. Аэрозоль и климат, под ред. К.Я. Кондратьева. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. с. 191.
2. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. -Л.: Гидрометеиздат, 1980 с. 350.
3. Головкин В.А., Кондратин Т.В. Изучение радиационного баланса Земли по данным космического мониторинга: Учебное пособие. - М.:МФТИ, 2007, с. 175.
4. Израэль Ю. А. Экология и контроль природной среды. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. с. 104.
5. Исмаилов Ф. И. Распределение яркости аэрозольного слоя фонового загрязнения воздуха над городом Баку. Изв. Национальной Академии Наук (НАН) Азербайджана, (серия **физико-технических и математических наук**), 2006, XXVI, № 2, с. 179 – 184.
6. Киотский протокол к Рамочной конвенции ООН об изменении климата. Киото, 11 декабря 1997 года.
7. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983, с. 55.
8. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 488 с.
9. Обзор состояния и тенденций изменения климата по СНГ на 2012-2013. Бюллетень подготовлен в ФГБУ "ИГКЭ Росгидромета и РАН".
10. Седунов Ю.С. (ред). Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) Л.: Гидрометеиздат 1991, с. 464.
11. Brasseur, G.P., Schultz M., Granier C., Saunio M., Diehl T., Botzet M., Roechner E. and Walters S. Impact of climate change on the future chemical composition of the global troposphere.- J. Climate, 2006, **19**, p. 3932–3951.
12. EPA, 21 Dec. 2003, Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies. Urban Heat Island Basics, p. 5 (<http://www.epa.gov/heatisld/resources/pdf/BasicsCompendium.pdf>).
13. Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., M., S., Van Dorland, R., 2007. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: S. Solomon et al. (Editors), Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
14. Holben, B., Tanré, D., Smirnov, A., et al. (2001). [An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET](#). *Journal of Geophysical Research*, VOL. 106, NO. D11, p. 12,067-12,097.
15. Seinfeld, J. H., S. N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA.
16. Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Avery, K.B.; Tignor M.; Miller, H.L., eds. 2007a. Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY: Cambridge University Press. 996 p.
17. Tebaldi C. and Knutti R., 2007. The use of the multimodel ensemble in probabilistic climate projections, *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, vol. 365, pp. 2053–2075, doi:10.1098/rsta.2007.2076.

Приложение 1

Основные обозначения

φ	азимутальный угол, широта местности
A_n	альбеда поверхности
E	вектор напряженности электрического поля излучения; относительная влажность воздуха
$\vec{S}$	вектор Пойнтинга
ε	диэлектрическая проницаемость (воздуха) вакуума; погрешность оптимальной аппроксимации
t	время
k	волновое число; постоянная Больцмана; постоянная Стефана—Больцмана; площадь сечения
p	давление воздуха
λ	длина волны излучения; географическая долгота
e	заряд электрона; парциальное давление поглощающего газа
Z	зенитный угол
I_0	интенсивность падающего излучения света
m	комплексный показатель преломления
r_{ij}	корреляционная матрица
β_π	коэффициент обратного рассеяния
β	коэффициент ослабления
$\beta_{рас}$	коэффициент рассеяния
$\beta_{пог}$	коэффициент поглощения
ω	круговая частота волны; альбеда однократного рассеяния; телесный угол
M	молекулярная масса; матрица преобразования в теории Ми
M_0	молекулярная масса сухого воздуха
I_λ	монохроматическая интенсивность излучения света (энергетическая яркость)
R_λ	монохроматическая функция пропускания (пропускание)
τ	оптическая толщина слоя воздуха (оптическая длина пути, оптическая глубина)
A	отражение (или локальное или планетарное альбеда)
F_λ	поток, мощность; плотность монохроматического потока (энергетическая освещенность, лучистость)
ρ	плотность вещества
j	плотность электрического тока
s	площадь; поглощательная способность
$\sigma_\pi(\theta)$	поперечник обратного рассеяния
$\sigma(\theta)$	поперечник ослабления
$\sigma_{пог}(\theta)$	поперечник поглощения
$\sigma_{рас}(\theta)$	поперечник рассеяния
h	постоянная Планка, высота над уровнем Земли
πF_0	поток падающего излучения света, солнечная постоянная
r	радиус сферической частицы
δ	склонения Солнца; фаза волны
c	скорость света
d	расстояние в пространстве
P	степень поляризации света; прозрачность атмосферы
N	счетная концентрация частиц
T	температура; прозрачность атмосферы
θ	угол рассеяния излучения света
c_p	удельная теплоемкость при постоянном давлении
g	ускорение свободного падения; фактор асимметрии
i	функции интенсивности в теории Ми
$f(r), f(\ln r)$	функция распределения частиц по радиусам r частиц
$J(\tau; \mu, \varphi)$	функция источника
μ	функция отражения
Q	фактор эффективности ослабления света
$Q_{пог}$	фактор эффективности поглощения света
$Q_{рас}$	фактор эффективности рассеяния
ν	частота излучения волны
$\vec{I}(I, Q, U, V)$	четырёхмерный вектор -параметр Стокса
N_0	число Авогадро
W	энергия

Приложение 2

Некоторые постоянные

Постоянная Больцмана	$k=1,38062 \cdot 10^{-23} \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1}$
Постоянная Планка	$h=6,62620 \cdot 10^{-34} \text{ Дж} \cdot \text{с}$
Скорость света	$c=2,998 \cdot 10^8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$
Солнечная постоянная	$F_0 = 1,37 \text{ кВт} \cdot \text{м}^{-2}$
Средний радиус Земли	$r_0=6,37120 \cdot 10^6 \text{ м}$
Стандартная температура	$T_0=273,16 \text{ К}$
Стандартное давление	$p_0=1013,25 \text{ мбар}$
Плотность воздуха при стандартном давлении и температуре	$\rho_0 = 1,273 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$
Молекулярная масса сухого воздуха	$M_0 = 28,97 \cdot 10^{-3} \text{ кг} \cdot \text{моль}^{-1}$
Универсальная газовая постоянная	$R = 8,3143 \text{ Дж} \cdot \text{моль}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$
Число Авогадро	$N_A = 6,023 \cdot 10^{23} \text{ моль}^{-1}$
Масса электрона	$m_e = 9,11 \cdot 10^{-31} \text{ кг}$
Заряд электрона	$e = 1,60 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}$
Диэлектрическая проницаемость вакуума	$\epsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-2}$
Магнитная проницаемость вакуума	$\mu_0 = 2,998 \cdot 10^{-7} \text{ кг} \cdot \text{м} \cdot \text{с}^{-2}$
Средний радиус Земли	$=6,371 \cdot 10^3 \text{ км}$
Расстояние Земли от Солнца (1 астрономическая единица)	$=1,50 \cdot 10^8 \text{ км}$

Приложение 3

Оптические массы компонент атмосферы

Ослабление прямого солнечного света в атмосфере количественно определяется формулой Бугера (см. 7.5.1), записываемое в общем виде [7]:

$$F_\lambda = F_{\lambda 0} \cdot 10^{-[\alpha_\lambda X + \beta_\lambda^r m^r + \beta_\lambda m + \sum_{i=1}^n a_{\lambda i} y_i \mu_i]};$$

$$\mu = \frac{1}{X} \int_0^H \rho_{i\zeta}(h) \cos ec \theta_h dh, \quad m^r = \frac{1}{\rho_0 H_0} \int_0^H \rho(h) \cos ec \theta_h dh,$$

$$m = \frac{1}{\beta_\lambda} \int_0^H \beta'_\lambda(h) \cos ec \theta_h dh, \quad \mu_i = \frac{1}{y_i} \int_0^H \rho_i(h) \cos ec \theta_h dh, \quad X = \int_0^H \rho_{i\zeta}(h) dh,$$

Здесь α_λ -показатель поглощения озоном, β_λ^r -коэффициент релеевского рассеяния, β_λ - коэффициент аэрозольного рассеяния, $a_{\lambda i}$ -показатель поглощения i -ой газовой примеси, где μ , m^r , m , μ_i , соответственно, оптическая масса, озона, релеевской атмосферы, аэрозоля и i -ой газовой примеси; ρ_0 - плотность воздуха при нормальных условиях, ρ - плотность воздуха на высоте h , $\rho_{i\zeta}$ (в $\text{атм} \cdot \text{см} \cdot \text{км}^{-1}$) - плотность озона на высоте h , $H_0=8,0 \text{ км}$ -высота однородной атмосферы, $\beta'_\lambda(h)$ - показатель ослабления аэрозоля,

$$\beta_\lambda = \int_0^H \beta'_\lambda(h) dh, \quad y_i = \int_0^H \rho_i(h) dh,$$

где β_λ -величина оптическая плотность аэрозоля по вертикали в атмосфере, y_i -суммарное содержание i -ой газовой примеси в вертикальном столбе атмосферы.

Из выражений, определяющих оптические массы μ , m^r , m , μ_i следует, что эти величины зависят от угловой высоты θ_h , μ зависит от высотного распределения озона, m^r -от распределения плотности воздуха по высоте (модели атмосферы), m -от вертикальных профилей аэрозоля, μ_i -от вертикальных профилей i -ой газовой примеси в атмосфере, кроме того все четыре оптические массы через показатель преломления n незначительно зависят от длины волны λ .

Оптические массы μ , m^r , m , μ_i для $\theta < 15^\circ$ при одних и тех же высотах заметно отличаются друг от друга, при $\theta > 15^\circ$ это различие практически незначительно. Результаты подробных расчетов оптических масс μ , m^r , m , μ_i приведены в таблице.

Таблица. Значения оптических масс μ , m^r , m , μ_i в зависимости от высоты Солнца.

θ^0	m^r	m_A	μ	m	θ^0	m^r	m_A	μ	m
1	24,237	26,959	13,635	33,697	38	1,621	1,621	1,614	1,623
2	18,789	19,781	12,183	23,076	39	1,586	1,586	1,580	1,588
3	14,891	15,365	10,810	16,989	40	1,553	1,553	1,547	1,555
4	12,180	12,439	9,583	13,316	41	1,522	1,552	1,516	1,523
5	10,238	10,395	8,825	10,908	42	1,492	1,492	1,487	1,493
6	8,799	8,900	7,628	9,221	43	1,464	1,464	1,460	1,465
7	7,699	7,768	6,872	7,980	44	1,438	1,438	1,433	1,439
8	6,835	6,884	6,234	7,030	45	1,413	1,413	1,409	1,413
9	6,141	6,177	5,693	6,281	46	1,389	1,389	1,385	1,389
10	5,573	5,600	5,231	5,677	47	1,366	1,366	1,362	1,367
11	5,099	5,120	4,834	5,179	48	1,344	1,344	1,341	1,345
12	4,700	4,716	4,490	4,762	49	1,324	1,324	1,321	1,324
13	4,359	4,372	4,190	4,407	50	1,304	1,304	1,301	1,305
14	4,064	4,075	3,927	4,103	51	1,286	1,285	1,283	1,286
15	3,807	3,816	3,964	3,839	52	1,268	1,267	1,266	1,269
16	3,581	3,583	3,487	3,607	53	1,251	1,251	1,249	1,252
17	3,381	3,388	3,302	3,403	54	1,235	1,235	1,233	1,236
18	3,203	2,209	3,136	3,222	55	1,220	1,220	1,218	1,220
19	3,044	3,049	2,987	3,059	56	1,206	1,205	1,204	1,206
20	2,900	2,904	2,851	2,913	57	1,192	1,191	1,190	1,192
21	2,770	2,773	2,727	2,781	58	1,178	1,178	1,177	1,179
22	2,652	2,654	2,615	2,662	59	1,166	1,166	1,164	1,166
23	2,544	2,546	2,511	2,552	60	1,154	1,154	1,153	1,154
24	2,445	2,447	2,416	2,453	61	1,143	1,143	1,141	1,143
25	2,354	2,357	2,329	2,361	62	1,132	1,132	1,131	1,132
26	2,271	2,274	2,248	2,277	63	1,122	1,122	1,120	1,122
27	2,193	2,195	2,173	2,199	64	1,112	1,112	1,111	1,112
28	2,122	2,123	2,104	2,126	65	1,103	1,103	1,102	1,103
29	2,055	2,056	2,039	2,059	66	1,094	1,094	1,093	1,094
30	1,993	1,995	1,979	1,997	68	1,086	1,086	1,085	1,086
31	1,937	1,937	1,922	1,939	69	1,071	1,071	1,070	1,071
32	1,882	1,882	1,870	1,885	70	1,064	1,064	1,063	1,064
33	1,831	1,831	1,820	1,834	75	1,035	1,035	1,035	1,035
34	1,784	1,784	1,774	1,786	80	1,015	1,015	1,015	1,015
35	1,740	1,740	1,730	1,741	85	1,004	1,004	1,004	1,004
36	1,698	1,689	1,689	1,700	90	1,000	1,000	1,000	1,000
37	1,653	1,658	1,651	1,660					

Приложение 4

Молекулярное (релеевское) рассеяние

С учётом анизотропии молекул молекулярное рассеяние света в воздухе определяется посредством фактора деполяризации $p = I_{\parallel} / I_{\perp}$, который вводится в теорию рассеяния посредством множителя $(6 + 3p) / (6 - 7p)$, равный для воздуха 1,06 ([22], гл. 7), где $I_{\parallel}$ и $I_{\perp}$ линейно-поляризованные компоненты, соответственно, параллельные и перпендикулярные плоскости наблюдения рассеяния. В этом случае характеристики рассеяния: объёмный коэффициент полного рассеяния β и угловой коэффициент рассеяния $\beta(\theta)$ записываются в виде

$$\beta = \frac{8}{3} \pi^3 \frac{(n^2 - 1)^2}{N \lambda^4} \left(\frac{6 + 3p}{6 - 7p} \right), \quad \beta(\theta) = \frac{\beta}{4\pi} \gamma(\theta) \quad (1)$$

Здесь $\gamma(\theta)$ - нормированная индикатриса:

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} \gamma(\theta) d\omega = 1, \quad (2)$$

равная для изотропного рассеяния, когда $I_{\parallel}$ отсутствует при $\theta = 90^\circ$,

$$\gamma(\theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \theta) \quad (3).$$

Влияние анизотропии на индикатрису $\gamma(\theta)$ незначительно и может быть учтено полуэмпирическим выражением ([22], гл. 7):

$$\gamma(\theta) = 0.7629(1 + 0.9324 \cos^2 \theta) \quad (4).$$

Из (1) следует, что по известному значению коэффициента β при определённых значениях параметров: длины волны λ_0 , давления P_0 и температуры T_0 , можно определить значение этого коэффициента при других значениях параметров λ, P, T по формуле

$$\beta(\lambda) = \beta(\lambda_0) \frac{P_0}{P} \frac{T}{T_0} \frac{\lambda_0}{\lambda} \gamma(\theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \theta).$$

Соответственно (1) и (4) угловой коэффициент рассеяния $\beta(\theta)$ определяется в виде

$$\beta(\theta) = \frac{2}{3} \pi^2 \frac{(n^2 - 1)^2}{N \lambda^4} \left(\frac{6 + 3p}{6 - 7p} \right) \cdot 0.7629(1 + 0.9324 \cos^2 \theta). \quad (5)$$

Ниже приводятся результаты расчета коэффициента рассеяния β при $0,3 \text{ мкм} < \lambda < 12 \text{ мкм}$ для воздуха при нормальных условиях: температуре 273,15 К и давлении 1013,25 мб ($N=2.6875E+019$).

$\lambda, \text{ мкм}$	$\beta, \text{ км}^{-1}$	$\lambda, \text{ мкм}$	$\beta, \text{ км}^{-1}$	$\lambda, \text{ мкм}$	$\beta, \text{ км}^{-1}$	$\lambda, \text{ мкм}$	$\beta, \text{ км}^{-1}$
0.3	$138.2971 \cdot 10^{-3}$	0.8	2.7349	4	0.4376	9	$1.7074 \cdot 10^{-7}$
0.4	43.7581	0.9	1.7074	5	0.1792	10	1.1202
0.5	17.9233	1.0	1.1202	6	$8.6436 \cdot 10^{-7}$	11	0.7651
0.6	8.6436	2	$7.0013 \cdot 10^{-5}$	7	4.6656	12	0.5402
0.7	4.6656	3	1.3830	8	2.7349	13	0.3922

Ниже приводятся результаты расчета углового коэффициента рассеяния $\beta(\theta)$ и индикатрисы $\gamma(\theta)$ для воздуха при нормальных условиях при $\lambda=0,55 \text{ мкм}$ ($N=2.6875E+019$).

θ^0	$\beta(\theta), \text{ км}^{-1}$	$\gamma(\theta) \lambda$	θ^0	$\beta(\theta), \text{ км}^{-1}$	$\gamma(\theta) \lambda$	θ^0	$\beta(\theta), \text{ км}^{-1}$	$\gamma(\theta) \lambda$
0	$1.4362 \cdot 10^{-3}$	1.4742	15	1.3897	1.4266	70	$0.8243 \cdot 10^{-3}$	0.8461
1	1.4359	1.4740	20	1.3551	1.3910	75	0.7896	0.8105
2	1.4353	1.4734	25	1.3124	1.3472	80	0.7641	0.7843
3	1.4343	1.4723	30	1.2629	1.2964	85	0.7485	0.7683
4	1.4328	1.4708	35	1.2082	1.2402	90	0.7432	0.7629
5	1.4309	1.4688	40	1.1498	1.1803	95	0.7485	0.7683
6	1.4286	1.4665	45	1.0897	1.1186	100	0.7641	0.7843
7	1.4259	1.4637	50	1.0295	1.0568	105	0.7896	0.8105
8	1.4227	1.4605	55	0.9712	0.9969	110	0.8243	0.8461
9	1.4192	1.4568	60	0.9164	0.9407	115	0.8670	0.8899
10	1.4153	1.4528	65	0.8670	0.8899	120	0.9164	0.9407

Приложение 5

Рассеяние света и параметры Стокса

Ослабление (рассеяние и поглощение) излучения света в среде можно характеризовать изменениями напряжённости электрического поля (электрического вектора) $\vec{E}$. В прямоугольной системе координат O_{xyz} (см. рис. 7.9 & 7.4.1) можно записать:

$$\begin{aligned}
E_z &= E_{0z} \cos(\omega t - \vec{k}\vec{r} + \delta_1), \\
E_y &= E_{0y} \cos(\omega t - \vec{k}\vec{r} + \delta_2), \\
E_x &= 0,
\end{aligned}
\tag{1}$$

где E_{0z} и E_{0y} - скалярные амплитуды, ω - частота гармонических колебаний, t - время, $\vec{k} = 2\pi\vec{n}/\lambda$ - волновой вектор, λ - длина волны, $\vec{n}$ - единичный вектор направления распространения света, δ_1 и δ_2 - произвольные фазы.

Система (1) преобразуется в уравнение эллипса:

$$(E_y/E_{0y})^2 + (E_z/E_{0z})^2 - 2E_yE_z/E_{0y}E_{0z} \cos(\delta) = \sin^2 \delta, \tag{2}$$

где $\delta = \delta_1 - \delta_2$.

В частном случае, при $\delta = n\pi$, $n=1,2,3,\dots$, эллипс вырождается в прямую - световая волна линейно поляризована, при $E_{0z} = E_{0y}$, когда оси эллипса равны, световая волна поляризована по кругу.

Приёмники светового излучения измеряют энергетические характеристики, например, интенсивность

$$I = \overline{E_y E_y^* + E_z E_z^*}, \tag{2}$$

где звёздочкой обозначена комплексно сопряжённая величина.

Поляризационные свойства излучения описываются комбинациями квадратурных функций напряжённости поля, которые имеют физический смысл интенсивности:

$$\begin{aligned}
Q &= \overline{E_y E_y^* - E_z E_z^*}, \\
U &= \overline{E_y E_z^* - E_z E_y^*}, \\
V &= i \overline{(E_y E_z^* - E_z E_y^*)},
\end{aligned}
\tag{3}$$

где $i = \sqrt{-1}$ - мнимая единица.

Четырёхмерный вектор $\vec{I}(I, Q, U, V)$ называется вектор-параметром Стокса, который наиболее полно определяет энергетику и состояние поляризации светового излучения. Эти параметры в зависимости от указанных углов поляризации могут быть представлены, соответственно, в виде

$$\begin{aligned}
I &= I(0; 0^\circ) + I(90; 0^\circ), \\
Q &= I(0; 0^\circ) - I(90; 0^\circ), \\
U &= I(45; 0^\circ) - I(135; 0^\circ), \\
V &= -[I(45; 90^\circ) - I(135; 90^\circ)].
\end{aligned}
\tag{4}$$

Параметры Стокса могут быть прямо измерены с использованием поляризаторов и анализаторов светового излучения.

Теория показывает, что для полностью поляризованного выполняется тождество

$$I^2 = E_{0y}^2 + E_{0z}^2 = Q^2 + U^2 + V^2 \tag{5}$$

и следующие соотношения

$$\begin{aligned}
Q &= E_{0y}^2 - E_{0z}^2 = I \cos 2\chi \cos 2\psi, \\
U &= 2E_{0y}E_{0z} \cos \delta = I \cos 2\chi \sin 2\psi, \\
V &= 2E_{0y}E_{0z} \sin \delta = I \sin 2\chi
\end{aligned}
\tag{6}$$

Из этих выражений следует, что три из компонент вектора $\vec{I}(I, Q, U, V)$ независимы и выражены через I , ψ - угол ориентации эллипса и величину вытянутости (отношения полуосей) эллипса $\tan \chi$ - степени эллиптичности.

Всякое неполяризованное излучение можно представить в виде суммы неполяризованного излучения, для которого $Q=U=V=0$, и полностью поляризованного излучения:

$$I^2 \geq Q^2 + U^2 + V^2. \quad (7)$$

Степень частичной поляризации определяется в виде:

$$P = (Q^2 + U^2 + V^2)^{1/2} / I < 1. \quad (8)$$

Угловое распределение и состояние поляризации рассеянного излучения света характеризуется параметрами Стокса с помощью матрицы рассеяния следующим образом:

$$\vec{I}(I, Q, U, V) = M(\theta) \vec{I}_0(I_0, Q_0, U_0, V_0). \quad (9)$$

Здесь матричный оператор $M(\theta)$ угла рассеяния θ связывает параметры Стокса рассеянного $\vec{I}(I, Q, U, V)$ и падающего излучения $\vec{I}_0(I_0, Q_0, U_0, V_0)$. В общем случае матрица состоит из различных (несимметричных) 16 элементов $M_{ij}(4 \times 4)$, которые зависят от угла рассеяния θ и от оптических свойств рассеивателя. Обычно матрица рассеяния нормирована по условию

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} M_{11}(\theta) d\omega = 1, \quad (10)$$

где $d\omega$ - элемент телесного угла.

Для неполяризованного падающего излучения $\vec{I}_0(I_0, Q_0 = 0, U_0 = 0, V_0 = 0)$, поэтому:

$$\vec{I}(I = M_{11}I_0, Q = M_{21}I_0, U = M_{31}I_0, V = M_{41}I_0).$$

Для однородной сферической частицы матрица рассеяния будет равна ($0 < \theta < \pi$):

$$M(\theta) = \begin{vmatrix} M_{11} & M_{12} & 0 & 0 \\ M_{12} & M_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & M_{33} & M_{34} \\ 0 & 0 & -M_{34} & M_{33} \end{vmatrix}; \quad M(\theta = \pi) = \begin{vmatrix} M_{11} & M_{12} & 0 & 0 \\ 0 & M_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_{11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -M_{11} \end{vmatrix}. \quad (11)$$

Нормированная индикатриса неполяризованного излучения определяется как $\gamma(\theta) = M_{11}(\theta)$.

Релеевская матрица рассеяния, использующая вектор-параметры Стокса будет иметь вид (без учёта анизотропии рассеяния)

$$M(\theta) = \frac{3}{4} \begin{vmatrix} 1 + \cos^2 \theta & -\sin^2 \theta & 0 & 0 \\ -\sin^2 \theta & 1 + \cos^2 \theta & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 2\cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\cos \theta \end{vmatrix}. \quad (12)$$

Отсюда можно записать для индикатрисы рассеяния неполяризованного излучения

$$\vec{I}_0(I_0, Q_0 = 0, U_0 = 0, V_0 = 0):$$

$$\gamma(\theta) = M_{11} = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta), \quad (13)$$

и степени поляризации рассеянного излучения

$$P = \sin^2 \theta / (1 + \cos^2 \theta). \quad (14)$$

Коэффициента β релеевского рассеяния единичного объема газа, содержащего N молекул, описывается выражением (см. пример 7.16 & 7.4.2).

$$\beta = \frac{32}{3} \pi^3 \frac{(n-1)}{N\lambda^4}, \quad (15)$$

где n -действительная часть показателя преломления газа.

Для анизотропных молекул необходима модификация формул (12), (15), но в большинстве атмосферных задач этим эффектом можно пренебречь.

Условие однородности и сферичности частиц позволяет строго вычислить элементы матрицы рассеяния частиц (11) по формулам Ми. Эти элементы образуются из функций распределения интенсивности и сечений рассеяния (см. & 7.4.1:

$$\begin{aligned} i_1(\theta)/k^2 &= \sigma_1(\theta) = S_1 S_1^* / k^2, & i_2(\theta)/k^2 &= \sigma_2(\theta) = S_2 S_2^* / k^2, \\ i_3(\theta)/k^2 &= \sigma_3(\theta) = \text{Re}(S_1 S_2^*) / k^2, & i_4(\theta)/k^2 &= \sigma_4(\theta) = -\text{Im}(S_2 S_1^*) / k^2, \end{aligned} \quad (15)$$

Здесь S_1 и S_2 - безразмерные комплексные амплитуды рассеянных волн, пропорциональные интенсивностям $I_{\perp}(\theta)$ и $I_{\parallel}(\theta)$, определяемые рядами Ми:

$$\begin{aligned} |S_1|^2 &= i_1(\alpha, m, \theta) = \left| \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n) \right|^2 = |\text{Re}(S_1)|^2 + |\text{Im}(S_1)|^2, \\ |S_2|^2 &= i_2(\alpha, m, \theta) = \left| \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n) \right|^2 = |\text{Re}(S_2)|^2 + |\text{Im}(S_2)|^2, \end{aligned}$$

где n - индекс суммирования, $\alpha = kr$ -произведение волнового вектора $k = 2\pi/\lambda$ на радиус частиц r , m - комплексный показатель преломления. При $\alpha > 1$ ряды сходятся медленно и для удовлетворительной сходимости требуется тем большее число членов, чем больше α . При $\alpha \leq 1$ и $m \approx 1$ первый член каждого ряда соответствует релеевскому рассеянию. Комплексные функции a_n и b_n - коэффициенты Ми, которые выражаются через функции Бесселя, являются функциями лишь α , m и не зависят от угла рассеяния θ , коэффициенты π_n и τ_n -функции угла рассеяния θ , которые выражаются через первые и вторые полиномов Лежандра n -го порядка с аргумента $\cos\theta$. Символы Re и Im обозначают действительную и мнимую части S_1 и S_2 .

На основе (15) матрица рассеяния на однородной и сферичной частице преобразуется следующим образом:

$$M(\theta) = \begin{vmatrix} \frac{1}{2}[\sigma_1(\theta) + \sigma_2(\theta)] & \frac{1}{2}[\sigma_1(\theta) - \sigma_2(\theta)] & 0 & 0 \\ \frac{1}{2}[\sigma_1(\theta) - \sigma_2(\theta)] & \frac{1}{2}[\sigma_1(\theta) + \sigma_2(\theta)] & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3(\theta) & \sigma_4(\theta) \\ 0 & 0 & -\sigma_4(\theta) & \sigma_3(\theta) \end{vmatrix}, \quad (16)$$

Для полидисперсной системы матрица рассеяния определяется через индикатрису рассеяния

$$\gamma_i(\theta) = 4\pi\beta_i(\theta)/\beta, \text{ где } \beta_i(\theta) = N\lambda^2/4\pi^2 \cdot \int_{r_1}^{r_2} i_i(\theta) f(r) dr, \quad i=1, 2, 3, 4. \quad (17)$$

Соответственно (11), (16) для полидисперсной системы преобразование вектора Стокса при рассеянии будет иметь следующий вид

$$\begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix} = \frac{\beta}{4\pi} \begin{pmatrix} \frac{1}{2}[\gamma_1(\theta) + \gamma_2(\theta)] & \frac{1}{2}[\gamma_1(\theta) - \gamma_2(\theta)] & 0 & 0 \\ \frac{1}{2}[\gamma_1(\theta) - \gamma_2(\theta)] & \frac{1}{2}[\gamma_1(\theta) + \gamma_2(\theta)] & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \gamma_3(\theta) & \gamma_4(\theta) \\ 0 & 0 & -\gamma_4(\theta) & \gamma_3(\theta) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} I_0 \\ Q_0 \\ U_0 \\ V_0 \end{pmatrix}. \quad (18)$$

Полный объёмный коэффициент ослабления естественного (неполяризованного) света на полидисперсных однородных и сферичных частицах равен:

$$\beta_{\text{ин}} = N \int_{r_1}^{r_2} Q_{\text{ин}}(\alpha, m) \pi r^2 f(r) dr, \quad (19)$$

где $Q_{\text{ин}}(\alpha, m) = Q_{\text{ддн}}(\alpha, m) + Q_{\text{нн}}(\alpha, m)$ - фактор эффективности ослабления: рассеяния $Q_{\text{ддн}}(\alpha, m)$ и поглощения $Q_{\text{нн}}(\alpha, m)$, определяемые по теории Ми, соответственно, в виде

$$Q_{\text{ддн}}(\alpha, m) = \frac{\sigma_{\text{ддн}}}{\pi^2} = \frac{2}{\alpha^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n^2 + b_n^2) \right|, \quad Q_{\text{нн}}(\alpha, m) = \frac{\sigma_{\text{нн}}}{\pi^2} = \frac{2}{\alpha^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a + b) \right|,$$

где $\sigma_{\text{рас}}$, $\sigma_{\text{пог}}$ – сечения, соответственно, рассеяния и поглощения частиц.

Приложение 6

Основная характеристика источников света

В фотометрии излучение света рассматривается как некоторая доля теплового (температурного) излучения, которое является частью внутренней энергии излучающих тел. Процесс излучения одновременно сопровождается процессом поглощения, причём переработка энергии происходит в направлении установления лучистого равновесия.

Излучение при лучистом равновесии (равновесное излучение) удовлетворяет условию:

$dI_{\lambda} / d\tau_{\lambda} = 0$ для произвольного элемента оптического пути $d\tau_{\lambda} = \beta_{\lambda} \cdot dl$. Это условие является предположением о локальном термодинамическом равновесии теплового источника. Примером равновесного излучения может служить излучение внутри замкнутой полости, окружённой теплонепроницаемой оболочкой.

Если $I_{\lambda} d\tau_{\lambda}$ - поглощение и $\varepsilon_{\lambda} dl$ - излучение лучистой энергии, то уравнение баланса равновесного излучения (уравнение переноса) запишется в виде:

$$-I_{\lambda} d\tau_{\lambda} + \varepsilon_{\lambda} dl = 0, \text{ или } I_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} / \beta_{\lambda}. \quad (1)$$

Соотношениями (1) выражается закон Кирхгофа: отношение излучательной способности ε_{λ} к поглощательной β_{λ} не зависит от природы теплового источника: оно является универсальной функцией длины волны λ и температуры T . Эта функции даётся аналитической формулой Планка:

$$I_{\lambda}(T) = \frac{a}{\pi} \frac{\lambda^{-5}}{e^{\frac{b}{\lambda T}} - 1}, \quad (2)$$

где $a = 3,74 \cdot 10^2 \text{ Вт} \cdot \text{мкм}^4 / \text{М}^2$, $b = 1,44 \cdot 10^4 \text{ мкм} \cdot \text{К}$ постоянные излучения.

В (2) $I_{\lambda}(T)$ представляет излучательную способность абсолютно чёрного тела АЧТ ($\beta_{\lambda} = 1$ при любой температуре). Максимальное излучение АЧТ имеет на длине волны λ_m (закон смещения длины волны, или закон Вина):

$$\lambda_m T = C; C = 2,9 \cdot 10^3 \text{ мкм} \cdot \text{К}. \quad (3)$$

Из формулы Планка (2) следует, что интегральная светимость АЧТ при температуре T равен (закон Стефана-Больцмана)

$$E(T) = \pi \int_0^{\infty} I_{\lambda}(T) d\lambda = \sigma T^4; \quad \sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Bm} / \text{m}^2 \cdot \text{K}. \quad (4)$$

Чтобы упростить расчёты излучения АЧТ можно воспользоваться единой изотермической кривой путём перехода в (1) к безразмерной переменной.

$$\chi = \frac{\lambda}{\lambda_m} = \frac{X}{X_m}, \quad (5)$$

Изотермическая кривая может, представлена функцией $Y(X)$:

$$Y(X) = \frac{1}{E(T)} \frac{dE_{\lambda}(T)}{d \ln \lambda} = \frac{\pi}{I(T)} \cdot I_{\lambda}(T) = \frac{15}{\pi^4} \frac{X^{-5}}{e^{1/X} - 1} =$$

$$0,4 \cdot 10^2 X^{-4} (e^{4/X} - 1)^{-1} = 0,4 \cdot 10^2 \cdot X^{-4} (10^{1,7/X} - 1)^{-1} \quad (6)$$

Функция $Y(X)$ имеет максимум при $\chi_m = 1$ и $Y(X_m) = 0,74$, по которой светимость АЧТ определяется в логарифмической шкале длин волн: $d\lambda/\lambda = d \ln \lambda$. В узком интервале длин волн

$$\Delta E(T) = Y(X) E(X) \Delta \ln \lambda. \quad (7)$$

В широкой области спектра вначале проинтегрируем $Y(X)$:

$$Z(\lambda_1, \lambda_2) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Y(X) d \ln X = Z(X_2) - Z(X_1), \quad (6)$$

где $Z(X) = \int_0^X Y(X) d \ln X$.

Тогда светимость в произвольном интервале длин волн определяется в виде

$$E(\lambda_1, \lambda_2) = E(T) [Z(X_2) - Z(X_1)]. \quad (7)$$

Основные термины

Адвекция (англ. advection) – перенос вещества, тепла или другого свойства только из-за движения воздушных масс. Обычно адвекция связывается с горизонтальным переносом, тогда как локальные вертикальные движения связываются с адвекцией.

Активность воды (англ. water activity) – показатель, характеризующий отношение давления паров воды над данным веществом к давлению паров над чистой водой при одной и той же температуре. Соответственно, если p – давление пара компонента над раствором и p_0 – давление пара над чистым компонентом, то активность этого компонента $\alpha = p/p_0$.

Алифатические соединения (англ. aliphatic compounds) – органические соединения, имеющие структуру открытой цепи (напр. бутан, изопентан, октан).

Антропогенный (англ. anthropogenic) – образовавшийся в результате деятельности человека.

Ароматические соединения (англ. aromatic compounds) – органические соединения, имеющие в основе кольцевую структуру бензола.

Атмосфера (англ. atmosphere; low a. нижняя атмосфера; upper a. верхняя атмосфера; middle a. средняя атмосфера, от греч. atmos-пар и sphaira - шар) – газовая оболочка Земли, которая вращается вместе с Землёй как единое целое, простирающаяся более чем на 1500 км от ее поверхности. Атмосфера постоянно обменивается веществом и энергией с поверхностью Земли (гидросферой, литосферой и живыми организмами), а также с космическим пространством.

Атмосферное электричество (англ. Atmospheric electricity) – электрические явления в атмосфере: электрическое поле атмосферы, явления ионизации и электропроводность воздуха, электрические заряды облаков и осадков, электрические токи и разряды в атмосфере.

Аэрозоль (англ. Aerosol, от греч. aer - воздух и лат. sol - раствор) – дисперсные системы с газовой дисперсионной средой и твёрдой или жидкой дисперсной фазой, т. е. аэрозоль (аэрозоли) – суспензия весьма разнородных малых полидисперсных частиц взвешенных в воздушной взвеси. Атмосферный аэрозоль – микропримесные частицы с малой массовой концентрацией (от $\text{мкг} / \text{м}^3$ до $1 \text{мг} / \text{м}^3$) по сравнению с общей массой газовых молекул, размеры которых меняются в широких пределах от 10^{-7} см (в области перехода от молекулы к частице) до 100 мкм (для частиц, которые не могут длительное время находиться суспендированными в воздухе). Для различия аэрозолей используются следующие классификационные признаки: агрегатное состояние (твёрдое и жидкое), способ образования (конденсационные и дисперсионные), природа образования (антропогенные и природные (естественные)). Разнообразие природы аэрозоля связано с большим разнообразием его химического и полидисперсного состава и повсеместным распределением в атмосфере.

Бимодальное распределение (англ. bimodal distribution) – распределение, когда частота появления значения случайной величины имеет два максимума (напр. бимодальность тонкодисперсного аэрозоля (см. & 2.3); мода-максимум кривой распределения).

Влажность воздуха (англ. air humidity) – характеризует содержание водяных паров в атмосферном воздухе, важная характеристика погоды и климата. Водяной пар – переменная составляющая воздуха, количественно выражается несколькими характеристиками (гигрометрическими величинами), к которым относятся: *парциальное давление водяного пара* в мбар (мб) или мм рт. ст ($1 \text{ мб} = 0,750062 \text{ мм рт. ст.} = 100 \text{ н/м}^2$), *давление насыщения или давление насыщенного водяного пара* – предельно возможное значение давления водяного пара при данной температуре (оно увеличивается с увеличением температуры), *абсолютная влажность* – количество водяного пара в граммах в 1 м^3 воздуха, г/м^3 , *относительная влажность* – отношение парциального давления паров воды в воздухе к равновесному давлению насыщенных паров над плоской поверхностью дистиллированной воды при данной температуре, выражается в процентах.

Вектор Пойнтинга (англ. Poynting vector) – поток энергии электромагнитной волны в направлении, которая переносится через единицу поверхности, перпендикулярной к направлению распространения её энергии: $P=[EH]$, где E и H , соответственно, напряжённости электрического и магнитного полей (в системе СИ).

Видимость (англ. visibility) – контраст яркости объекта и яркости фона окружающих предметов. *Метеорологическая дальность видимости (МДВ)* (meteorological visibility) – наибольшее расстояние L с которого в светлое время суток перестаёт быть видимым абсолютно чёрный объект размером более $15'$, проектирующийся на фоне неба у горизонта. В ночное время – расстояние, на котором при существующей прозрачности воздуха такой объект можно было бы обнаружить, если бы вместо ночи был день. МДВ. наблюдается инструментально, или визуально по заранее подобранным объектам.

Для МДВ получено следующее простое соотношение (уравнение Кошмидера) : $L = 3,91/\beta$, где β и, соответственно, L исчисляемое обычно в км.

Водность облаков (англ. liquid water content in clouds) – масса капель воды и кристаллов льда, из которых состоят облака в единичном объеме (абсолютная водность, $г/м^3$) или единичной массе (удельная водность, $г/кг$) воздуха. В среднем водность облака растёт с увеличением температуры. Водность облаков изменяется от тысячных долей $г/м^3$ при низких отрицательных температурах до нескольких десятых $г/м^3$ при положительных температурах.

Выпадения син. *сухое осаждение, гравитационное осаждение* (англ. fallout) – осаждение взвешенных частиц из воздуха под действием силы тяжести.

Доза излучения (англ. dose of radiation) – количественная характеристика степени воздействия ионизирующих излучений на облучаемый объект. Различают экспозиционную дозу, измеряемую в единицах рентген (P), поглощенную дозу, измеряемую в единицах грей ($Гр$), и эффективную дозу, измеряемую в единицах зиверт ($Зв$) и биологический эквивалент рентгена ($бэр$) (см. табл. 6.1 & 6.2).

Дисперсность аэрозоля (англ. aerosol dispensability, aerosol size distributions) – спектр размеров аэрозольных частиц (дисперсной фазы в воздухе, как дисперсной среде), которая наиболее полно описывается функцией распределения частиц аэрозоля по размерам. Мерой дисперсности служит: радиус r частиц сферической формы, эквивалентный (средний поперечный) радиус r_3 (или диаметр) частиц неправильной формы (см. & 2.2), или обратная ему величина $D = 1/r_3$ – показатель дисперсности, так и удельная поверхность аэрозоля (межфазная поверхность) S_{yo} , приходящаяся на единицу объема аэрозоля (дисперсной фазы). В общем случае: $S_{yo} = kD$, где k – коэффициент, зависящий от формы частиц.

Основным свойством атмосферного аэрозоля является многомодальная структура его распределения по размерам, характеризующая многообразие природы образования, существования и удаления аэрозольных частиц из атмосферы. Это распределение носит вероятностный характер, которое может быть выражено несколькими способами: в виде линейных диаграмм или гистограмм и часто в аналитическом виде, показывающих зависимость числа аэрозольных частиц от интервала их размеров-классов размеров (см. & 2.3).

Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) (англ. remote sensing) – исследование Земли авиационными и космическими средствами путем измерения и наблюдения из космоса собственного и отраженного излучения земной поверхности (элементов суши, океана) и атмосферы в различных диапазонах электромагнитных волн с целью изучения состояния и изменчивости природных ресурсов и явлений, а также антропогенных факторов изменения окружающей среды. Рабочий диапазон длин волн, принимаемых измерительной аппаратурой (информативный сигнал), составляет от долей микрометра (видимое оптическое излучение) до метров (радиоволны).

Различаются пассивные, и активные методы ДЗ. Пассивные методы основаны на измерении отраженного оптического солнечного излучения и теплового излучения атмосферы и земной поверхности. Информативным сигналом активных методов является отраженное монохроматическое излучение лидарных систем.

Дифракция (англ. diffraction) – рассеяние вперёд, обусловленное волновой природой света. Дифракция-краевой эффект, важный применительно к большим частицам аэрозоля, вызывающих интенсивное рассеяние вперёд на малые углы.

Загрязнение атмосферы (англ. air pollution) – всякое воздействие на атмосферу извне путём выброса вещества (газобразных соединений, жидких и твёрдых частиц), а также энергии (излучений, шума, вибраций) или косвенное влияние вследствие загрязнения почвы, водоёмов и т. д., приводящие к ухудшению искомого природного качества атмосферного воздуха, нанося вред живой и неживой природе – всей окружающей среде. По природе различают первичное загрязнение – результаты выброса непосредственно из источника и вторичное загрязнение – результаты физико-химических изменений в атмосфере.

In situ. Заимствовано из латинского языка; означает “в месте нахождения”, “на месте”.

Калибровка измерительных приборов (англ. instrument calibration) – установление зависимости между показаниями измерительных приборов или измерительных систем (размером измеряемой или входной величины) и соответствующими значениями величин, воспроизводимых эталоном. Калибровка средств измерений производится метрологическими службами юридических лиц с использованием эталонов, соподчиненных государственным эталонам единиц величин. Результаты калибровки средств измерений удостоверяются калибровочным знаком, наносимым на средства измерений, или свидетельством (сертификатом) о калибровке, а также записью в эксплуатационных документах.

Кларковое число (англ. clarks, кларки элементов, или просто кларк элемента) – число, выражающие среднее содержание химического элемента в геохимической (литосфера, земная кора, гидросфера, почва, атмосфера) или космохимической системе (космические тела) или её части, выражается в % или г/кг.

Коэффициент спектральной яркости (КСЯ) или спектральный коэффициент яркости (СКЯ) (англ. spectral brightness coefficient (SBC)) – характеризует пространственное распределение спектральной яркости отражающей поверхности, равный отношению яркости данной поверхности в заданном направлении I_λ к яркости ортотропной (идеально рассеивающей) поверхности $I_{\lambda 0}$ с единичным коэффициентом отражения в определенном интервале длин волн $(\lambda, \lambda + d\lambda)$ при данных условиях освещения: $\rho(\lambda) = I_\lambda / I_{\lambda 0}$. КСЯ является основной экспериментально измеряемой характеристикой взаимодействия излучения в оптическом диапазоне с зондируемой средой.

Метеорология (англ. meteorology, от греч. метеор – атмосферные и небесные явления и логос-наука) – наука о физических процессах и явлениях в атмосфере Земли и их взаимодействии с земной поверхностью и космической средой. Во многих странах метеорологию называют физикой атмосферы, что в большей степени соответствует её сегодняшнему значению.

Моляльность раствора (молярная весовая концентрация, моляльная концентрация, англ. solution molality) – концентрация растворенного вещества, выраженная в молях на 1000 г *растворителя*. Измеряется в молях на кг. Не путать по сходству названия с молярностью раствора. Молярность (молярная концентрация, англ. volumetric molar concentration, molarity) – количество растворённого вещества (число молей) в единице объёма раствора. В СИ измеряется в моль/м³, однако на практике часто выражается в единицах моль/л или ммоль/л. Моляльность, в отличие от молярной концентрации, не зависит от температуры.

Морфологические свойства аэрозолей (англ. morphological properties of aerosols) – форма, структура и характерные размеры аэрозольных частиц. Жидкие капли (размеры не более 100 мкм) в атмосферных условиях имеют практически сферические формы.

Твердые частицы имеют разнообразные формы, подразделяемые на три основных класса: *изометрические*, когда все три размера частиц которых совпадают, *пластинчатые*- частицы имеют два «длинных» размера и один «короткий»: лепестки, чешуйки, диски, *волокнистые* - частицы протяженные в одном направлении и имеющие сравнительно небольшие размеры в двух других: иглы, нити, волокна, призмы.

Нефелометрия (англ. nephelometry) – аналитические методы, основанные на измерении интенсивности рассеянного света, испускаемого освещённым объёмом коллоидальной системы (аэрозольного или жидкого). Отношение интенсивности рассеянного света к интенсивности падающего света сравнивается со стандартом, свойства которых известны.

Нуклид (англ. nuclide) – разновидность атома с определенным числом протонов и нейтронов в ядре, которые определяют его атомный вес (массу) и атомный (порядковый) номер в таблице Менделеева. **Радионуклид** (англ. radionuclide) – радиоактивный нуклид.

Оптическое дистанционное зондирование (англ. optical remote sensing) – подразделяется на *пассивные* и *активные* методы дистанционного зондирования (ДЗ). Пассивные методы основываются на информативном сигнале, которым является отраженное солнечное излучение (собственное излучение атмосферы и подстилающей поверхности пренебрежимо мало). Активные методы основываются на отраженном монохроматическом излучении лидарных систем. В настоящее время в методах ДЗ из космоса основную роль играют пассивные методы.

Оптические явления в атмосфере (англ. optical phenomena in the atmosphere) - явления, вызываемые излучением (light emission), рассеянием (light scattering), поглощением (light absorbed), отражением (light reflection), преломлением и дифракцией света.

Источниками света могут быть Солнце, Луна, ионизированный воздух верхних слоев атмосферы. К оптическим явлениям относятся: радуга, гало, мираж, сумерки, зори, полярные сияния. Оптические явления тесно связаны с погодой и в ряде случаев могут быть использованы для ее предсказания.

Осадки (англ. precipitation) – в метеорологии- выпадения капель воды и кристаллов льда на земную поверхность, называемых также гидрометеорами. Количество осадков измеряется толщиной слоя воды, обычно в мм, после выпадения осадков на горизонтальную непроницаемую поверхность; 1 мм осадков соответствует массе воды

1 кг, выпавшей на площадь 1 м³. Осадки различаются их интенсивностью- количеством воды, выпавшей из атмосферы в единицу времени (например, 1 час). В химии-осаждение твёрдых веществ из воздушной взвеси или жидкого раствора в количествах, больших, чем допускается растворимость.

Осмоз (англ.; osmosis, osmose) - процесс односторонней диффузии через полупроницаемую мембрану молекул растворителя в сторону большей концентрации растворённого вещества из объёма с меньшей концентрацией растворенного вещества. **Осмотическое давление** (англ. osmotic pressure); - избыточное внешнее давление, которое необходимо приложить к раствору, чтобы противодействовать поступлению в него растворителя через разделяющую их полупроницаемую мембрану. Осмотическое давление реального раствора (p') всегда выше, чем идеального (p''), причём отношение $p'/p'' = q$, называемое *осмотическим коэффициентом* (англ. osmotic coefficient), увеличивается с ростом концентрации.

Пар (англ. vapor) – газообразное вещество ниже собственной критической температуры, которое может быть сжижено путём сжатия и охлаждения.

Парниковый эффект, *син.* тепличный эффект, *оранжереинный эффект* атмосферы (англ. Greenhouse effect) - влияние атмосферы на тепловой режим земной поверхности; защитное действие атмосферы в процессе лучистого теплообмена Земли с мировым пространством. Пропуская к земной поверхности солнечную радиацию, атмосфера поглощает длинноволновое излучение земной поверхности. Нагретая таким образом атмосфера посылает к земной поверхности встречное излучение, компенсирующее в значительной мере потерю тепла земной поверхностью. Парниковый эффект повышает среднюю температуру планеты, смягчает различия между дневными и ночными температурами.

Планктон (*англ.* plankton) – совокупность живых организмов, населяющих толщу воды континентальных и морских водоемов и пассивно переносимых течениями. Планктон – главный источник органических веществ, за счет которых в водоемах существует большинство водных животных. Различают растительный (фитопланктон, *англ.* phytoplankton, (в основном водоросли и бактерии)) и животный (зоопланктон, *англ.* zooplankton).

Радиационный баланс атмосферы (*англ.* radiation balance of atmosphere, от *фр.* balance – весы) – алгебраическая сумма прихода и расхода потоков радиации, поглощаемой и излучаемой атмосферой; часть теплового баланса атмосферы (измеряется в кВт/кв.м/мин). Приходная часть баланса атмосферы состоит из поглощенной прямой и рассеянной солнечной радиации и поглощенного длинноволнового излучения земной поверхности. Расходная часть баланса атмосферы включает собственное излучение атмосферы, направленное к земной поверхности (*встречное излучение*) и в мировое пространство (уходящая длинноволновая радиация). Радиационный баланс может быть положительным (днем, летом) и отрицательным (ночью, зимой).

Радиационное воздействие (*англ.* radiative forcing (RF)) – совокупное изменение энергетического баланса потоков коротковолновой и длинноволновой радиации (их разность) за рассматриваемый период времени на некотором уровне атмосферы – обычно на верхней границе тропосферы (тропопаузе) или на условной верхней границе атмосферы. Часто за такой промежуток принимают интервал от начала «индустриальной революции» (середины XVIII или XIX веков) до настоящего времени. *Радиационный форсинг* (от английского to force – заставлять, принуждать) – это внешне обусловленное изменение притока радиации (коротковолновой и длинноволновой) в системе атмосфера – Земля (на любом уровне атмосферы – от верхней границы атмосферы до подстилающей поверхности). Радиационно-активными составляющими атмосферы являются парниковые газы, озон, атмосферный аэрозоль, облака. Проявления форсинга обусловлены также вариациями солнечной постоянной.

Радиоактивность (*англ.* radioactivity) – свойство нестабильных, возбужденных ядер некоторых элементов и радионуклидов излучать электромагнитную энергию с постоянной скоростью. Эту скорость характеризуют величиной периода полураспада. *Период полураспада* (*англ.* half life) – интервал времени, за который радиоактивность источника ионизирующих излучений снижается в два раза вследствие физического распада любого радионуклида (см. & 6.2). Период полураспада данного изотопа – величина постоянная, никак не зависит от внешних условий. Чем больше период полураспада, тем дольше данный радиоизотоп создаёт радиоизлучение.

Радиоактивные аэрозоли (*англ.* radioactive aerosols) – аэрозольные частицы, содержащие радиоактивные атомы или их кластеры. Эти частицы в основном образуют субфракцию тонкодисперсного аэрозоля (с размерами менее 1 мкм) и поэтому легко проникают в органы дыхания и откладываются в альвеолах легких. В атмосфере основными носителями радиоактивных нуклидов являются аэрозоли. Выделяются естественные и искусственные радиоактивные аэрозоли; естественные присутствуют повсеместно и обусловлены продуктами распада естественного радиоактивного газа радона, который является в свою очередь продуктом распада радия, искусственные возникают в аварийных ситуациях (процессы барботажа радиоактивных растворов), а также при испытании ядерного оружия.

Радиоактивные изотопы (*англ.* radioactive isotopes) – разновидности атомов какого-либо элемента, которые отличаются от стабильных изотопов того же элемента радиоактивнос-

тью из-за ядерной нестабильности, вызванной избытком или недостатком нейтронов.

Радиационный фон (*англ.* background radiation, radiation level) – совокупность ионизирующих излучений естественных радиоактивных веществ (калия, урана, тория, радия и продуктов их распада, включая радон) и естественного космического излучения. Различают естественный и техногенно (антропогенно) измененный радиационный фон. В настоящее

время годовую дозу, обусловленную радиационным фоном, оценивают равной 2,4 мЗв (240 мбэр).

Ослабление света (англ. light extinction) – суммарный эффект рассеяния и поглощения света молекулами или частицами. *Рассеяние света* (light scattering) – процесс переизлучения энергии световой волны, падающей на молекулы и частицы в полный телесный угол, вершиной которого является рассеивающий элемент. *Поглощение света* (light absorption)- захват и преобразование энергии падающей световой волны молекулами и частицами во внутреннюю энергию вещества или в энергию вторичного излучения. Ослабление света характеризуется сечением и объёмным коэффициентом рассеяния (поглощения). *Сечение рассеяния (поглощения)*- это площадь, через которую проходит излучение, мощность которого равна мощности рассеянного во всех направлениях излучения (или поглощённого). *Объёмный коэффициент рассеяния (поглощения)* – это отношение потока излучения, рассеянного во всех направлениях (или поглощённого) единичным объёмом среды, к потоку, падающему на этот объёмом.

Смог (англ. smog, от smoke - дым и fog – туман) – чрезмерно опасное загрязнение атмосферного воздуха, возникающий при определённых погодных условиях веществами, выделенными в результате работы промышленных производств, теплопроизводящих установок, транспортом. Смог - антропогенный аэрозоль, представляющий собой густую смесь дыма и пыли с туманом и химическими парами, которая образуется в атмосферном воздухе над урбанизированными или промышленными районами, состояние атмосферного воздуха в больших городах, когда видимость сильно понижена, а уровень загрязнения воздуха весьма высок.

Сорбция (англ. sorption) – процессы захвата одного вещества другим: абсорбция (absorption) подразумевает проникновение одного вещества в другое, а адсорбция (adsorption) связана с процессами на поверхности.

Солнечная радиация, син. излучение Солнца (англ. solar radiation) - электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца. Электромагнитная радиация распространяется в виде электромагнитных волн со скоростью света и проникает в земную атмосферу. До земной поверхности солнечная радиация доходит в виде прямой и рассеянной радиации. Максимум его интенсивности приходится на видимую (жёлто-зелёную) часть спектра. Количество солнечной радиации, поступающей на Землю, зависит от высоты солнца, времени года, прозрачности атмосферы. *Солнечная радиация* - главный источник энергии для всех физико-географических процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере. Солнечная радиация обычно измеряется по ее тепловому действию (калория/см²·сек) и интенсивности (Ватт/м²). Земля, в целом, получает от Солнца менее $0,5 \cdot 10^{-9}$ от его излучения. Для измерения солнечной радиации служат *пиргелиометры, пиранометры и актинометры*. *Пиргелиометр* - прибор для измерения прямой солнечной радиации в виде параллельных лучей, падающих от солнечного диска на поверхность, перпендикулярную этим лучам, используется для калибровки актинометра и пиранометра. *Актинометр* - прибор для измерения интенсивности прямой солнечной радиации и *пиранометр* - прибор для измерения интенсивности рассеянной солнечной радиации по степени нагрева зачерненной поверхности, поглощающей радиацию.

Солнечная постоянная (англ. solar constant) — суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку, на расстоянии одной астрономической единицы от Солнца вне земной атмосферы. Солнечная постоянная зависит только от излучательной способности Солнца и его расстояния от Земли. По данным внеатмосферных измерений солнечная постоянная составляет 1,366 кВт/м², или 1,958 кал/см²·мин. *Световая солнечная постоянная* (по воздействию света на глаз человека) равна 135000 люксов.

Солярный климат син. радиационный климат; солнечный климат (англ. Solar climate) - условный климат, рассчитываемый теоретически по поступлению и распределению по земному шару солнечной радиации в зависимости только от широты местности и времени

года. Соляной климат, в узком смысле, - режим солнечной радиации и эффективного излучения в данном месте.

Спектрометрия (англ. spectrometry) – аналитические методы измерения характеристик света и его источника в зависимости от длины излучения. *Спектрофотометрия* (spectrophotometry) -метод, в котором фотометр используется для измерения спектральной яркости излучения света.

Статистическая устойчивость (англ. static stability) – в метеорологии- стабильность атмосферы относительно вертикальных перемещений. Если $\gamma = -dT/dh$ -температурный градиент в отсутствии облаков (сухоадиабатический градиент), то воздух будет нейтрален при $-dT/dh = \gamma$, стабилен при, нестабилен при $-dT/dh > \gamma$.

Относительная влажность *син. степень насыщения* (англ. relative humidity) – отношение парциального давления пара воды p к давлению насыщенного пара - равновесному давлению (наибольшее давление пара, возможное при данной температуре T) $p_{\infty}(T)$, определяемой в виде отношения

$$f = p/p_{\infty}(T)$$

Пар является насыщенным, если $f = 1$. Когда $f > 1$, пар пересыщенный, а при $f < 1$ пар будет ненасыщенным. Величина f зависит от изменений температуры, кривизны поверхности конденсации (испарения), влияния электрических зарядов.

Подвижность (англ. mobility). В физике аэрозолей-скорость частицы на единицу приложенной силы (размерность-*скорость/сила*).

Суммарная солнечная радиация, *син. суммарная радиация; общая радиация* (англ. global radiation; total radiation) - вся прямая и рассеянная солнечная радиация, поступающая на земную поверхность. Суммарная солнечная радиация характеризуется притоком входящей общей солнечной радиации. При безоблачном небе суммарная солнечная радиация имеет максимальное значение около полудня, а в течение года-летом.

Химический состав аэрозоля (англ. chemical composition of the aerosol) – элементный состав, конгломераты различных химических соединений частиц аэрозоля, определяемые природой их образования. Отдельные типы аэрозоля характеризуются сходным химическим составом. Важным показателем элементного состава пылевого и морского аэрозолей является фактор обогащения EF , равный

$$EF = ([X]/[N])_{\text{аэрозоль}} / ([X]/[N])_{\text{источник}},$$

где $[X]$ и $[N]$ -концентрации, соответственно, изучаемого и нормализующего микроэлемента (алюминий Al , кремний Si для пылевых частиц, Na для морских солевых частиц), аэрозольного вещества и источника.

Водные растворы аэрозоля, образующегося из газовой фазы *in situ*, в основном содержат ионы SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , OH^- , H^+ , NH^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} . К аэрозольным веществам, нерастворимым в воде относятся минеральные частицы (соединения кремния, глиноземы, карбонаты и кальциты, окислы железа и марганца), органические компоненты (алифатические и ароматические соединения, белковые вещества), сажа.

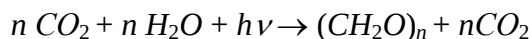
Химический состав частиц аэрозоля изучается по измерениям фундаментальных характеристик вещества образцов аэрозольных проб: элементный состав, оптические постоянные (показатели поглощения и преломления), электропроводность, плотность, вязкость (жидкие аэрозоли). Аэрозольное вещество определяется непосредственно из дистанционных измерений оптических характеристик аэрозоля в атмосфере (обратное решение задачи оптики аэрозоля).

Туманы и облака (англ. fog and cloud) – представляют собой видимую систему взвешанных капель воды или кристаллов льда, находящихся на различных высотах над поверхностью земли. По определению туман расположен вблизи земли; его иногда называют наземным облаком. Принципиальной разницы между микрофизическим строением капель туманов и облаков нет, однако они существенно различаются по условиям образования, вертикальной мощности, площади распространения, времени существования и т.п.

Удаление аэрозолей (англ. removal of aerosols) – определяет сток, соответственно, балансное содержание аэрозоля в воздушной взвеси. Подчиняется тем же закономерностям, что и для газов; земная поверхность, в конечном счете, является источником и приёмником этих веществ. Вместе с тем, удаление аэрозольных частиц более сложно, чем газов, зависит от его химического и дисперсного состава. Основным механизмом удаления аэрозольных частиц из атмосферы являются осадки. Эффективными могут быть и такие процессы: турбулентный перенос, осаждение или захват, потеря за счёт конденсации, соударений частиц, абсорбции микропримесей и т. д.

Флуориметрия (англ. fluorometry) – аналитические методы спектроскопических измерений света, испускаемого системой, возбуждённой световыми лучами. Для возбуждений молекул обычно используют ультрафиолетовые лучи.

Фотосинтез (англ. photosynthesis) – фотохимический процесс преобразования растениями CO_2 и H_2O в углеводы с выделением O_2 . Общий вид этой реакции:



Явления переноса (англ. transport phenomenon) (теплопроводность, внутреннее трение и диффузия) – направленный перенос массы-диффузия (diffusion), количества движения () - внутреннее трение () и внутренней энергии-теплопроводность () в текучей среде (газы и жидкость). Эти явления действуют в сторону выравнивания содержания вещества, тепла и количества движения в различных объёмах воздуха. Подобно молекулам газа перенос частиц аэрозоля может происходить за счёт либо их собственного термического перемешивания (броуновское движение), либо турбулентного движения воздуха. В атмосфере турбулентный перенос частиц намного опережает броуновский перенос, за исключением очень тонких слоёв вблизи поверхностей, например, растительности, построек, земли, водных бассейнов (см. & 2.3).

Ядра конденсации (ЯК) (англ. condensation nuclei) – капельножидкие или твердые аэрозольные частицы, на которых начинается конденсация водяного пара и образуются капли облаков и туманов. Наличие ЯК в атмосфере с радиусами порядка от 0,01 до 1 мкм приводит к тому, что конденсация происходит без существенного перенасыщения, т. е. при значениях относительной влажности, близких к 100% или менее 100%.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	6
Глава 1. СТРУКТУРА И СОСТАВ АТМОСФЕРЫ	8
1.1. Строение атмосферы	8
1.2. Газовый состав атмосферы	10
1.3. Влажность воздуха	15
1.4. Аэрозольный состав атмосферы	17
1.4.1. Основные источники аэрозоля	17
1.4.2. Слоистая структура высотного распределения атмосферного аэрозоля	24
Список литературы	31
Глава 2. МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ	33
2.1. Общая классификация аэрозольных систем	33
2.2. Основные морфологические свойства аэрозолей	35
2.3. Распределение частиц аэрозоля по размерам	38
2.3.1. Аналитические функции распределения аэрозоля по размерам	41
2.3.2. Анализы экспериментальных распределений частиц по размерам	44
2.3.3. Влияние влажности на микроструктуру атмосферного аэрозоля	55
2.4. Химический состав и оптические постоянные аэрозольных частиц	57
Список литературы	63
Глава 3. ПРОЦЕССЫ ГЕНЕРАЦИИ И ФОРМИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ	64
3.1. Динамические процессы и уравнение материального баланса аэрозоля	64
3.2. Кинетические процессы формирования аэрозоля	65
3.3. Процессы синтеза газообразных предшественников частиц аэрозоля	68
3.3.1. Скорости газозависимых реакций окисления	69
3.3.2. Скорости фотохимических реакций	71
3.3.3. Важнейшие реакции радикалов-окислителей и оксидов SO_2 и NO_x	72
3.4. Нуклеация частиц аэрозоля	75
3.4.1. Гомогенная нуклеация	77
3.4.2. Гетерогенная нуклеация	79
3.5. Гетерогенные реакции на частицах аэрозоля	83
3.5.1. Диффузионный рост аэрозольных частиц	84
3.5.2. Растворение газовых примесей на смоченной поверхности частиц	86
3.5.3. Скорости поверхностного и объёмного роста частиц	88
3.5.4. Гетерогенные реакции окисления на частицах аэрозоля	89
3.5.5. Сравнение гетерогенных механизмов окисления сульфатов	92
Список литературы	93
Глава 4. ЭЛЕМЕНТЫ МЕХАНИКИ АЭРОЗОЛЯ	96
4.1. Аэродинамические свойства аэрозоля	96
4.1.1. Описание газовой среды	97
4.1.2. Сопротивление газовой среды	100
4.1.3. Броуновская диффузия частиц	103
4.2. Коагуляция аэрозоля	105
4.2.1. Коагуляция монодисперсного аэрозоля	105
4.2.2. Коагуляция полидисперсного аэрозоля	107
4.3. Кинетика аэрозоля	108

4.3.1. Уравнение движения частиц аэрозоля	109
4.3.2. Движение частицы под действием силы тяжести	109
4.3.3. Движение частицы при умеренных и больших числах Рейнольдса	112
4.3.4. Инерционное осаждение. Импакция частиц	113
4.4. Конвективная турбулентная диффузия аэрозоля	121
Список литературы	123
 Глава 5. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АЭРОЗОЛЕЙ	125
5.1. Электризация аэрозоля	125
5.2. Подвижность ионов	125
5.3. Механизмы зарядки частиц аэрозоля	126
5.3.1. Диффузионная зарядка частиц	127
5.3.2. Зарядка частиц в электрическом поле	129
5.3.3. Зарядка аэрозоля в коронном разряде	131
5.4. Распределение зарядов в воздушной взвеси	132
5.5. Кинетика частиц в электрическом поле	135
5.6. Эффективность электрофильтров	136
Список литературы	138
 Глава 6. РАДИОАКТИВНЫЕ АЭРОЗОЛИ	140
6.1. Радиактивность аэрозоля и его распространённость в атмосфере	140
6.2. Основные характеристики	141
6.3. Перенос радона в приземном слое воздуха и захват его продуктов естественным аэрозолем	143
6.4. Захват продуктов распада радона аэрозолями	147
6.5. Искусственная радиоактивность аэрозолей	149
6.6. Высотное распределение радионуклидов в тропосфере и стратосфере	152
Список литературы	157
 Глава 7. ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА ПЕРЕНОС ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ	159
7. 1. Роль аэрозольного рассеяния	159
7.2. Фотометрические величины	159
7.3. Геометрия рассеяния солнечного света	162
7.3.1. Выбор системы координат	163
7.3.2. Рефракция. Оптический горизонт	164
7.3.3. Оптическая воздушная масса: приближения плоской и сферической атмосферы	165
7.3.4. Исчисление времени	167
7.4. Атмосферное рассеяние света	168
7. 4.1. Сечение рассеяние	168
7.4.2. Объёмный коэффициент рассеяния. Индикатриса рассеяния	171
7.4.3. Объёмный коэффициент поглощения и рассеяния	174
7.4.4. Оптические параметры рассеяния света в атмосфере	175
7.5. Практические методы определения характеристик рассеяния света в атмосфере	177
7.5.1. Оптическая прозрачность атмосферы. Формула Бугера	177
7.5.2. Дальность видимости	179
7.5.3. Лидарное зондирование аэрозольного облака	180
7.5.4. Яркость безоблачного неба	182
7.5.5. Поляризация рассеянного света неба	185
7.6. Перенос светового излучения в системе "атмосфера – земная поверхность"	188
7.6.1 Уравнение переноса излучения	189
	286

7.6.2. Однократное рассеяние	190
7.7. Оптическое моделирование вертикальной структуры аэрозольных слоёв атмосферы	191
7.7.1. Средние вертикальные профили структуры аэрозоля	192
7.7.2. Межуровневые корреляционные связи аэрозоля	195
7.7.3. Оценки вертикальных вариаций оптических толщин аэрозольных слоёв	199
7.8. Радиационные характеристики “аэрозольные слои- подстилающая поверхность”	201
7.9. Методика атмосферной коррекции спутниковых изображений	204
7.9.1. Спектральный коэффициент яркости аэрозольных слоёв и земной поверхности	204
7.9.2. Радиометрическая калибровка спутниковых изображений	205
7.9.3. Восстановление спектрального коэффициента яркости системы “аэрозольные слои и земная поверхность”	205
7.9.4. Результаты расчетов СКЯ подстилающей поверхности	207
Список литературы	208
 Глава 8. ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТУМАНОВ И ОБЛАКОВ ...	210
8.1. Основные характеристики туманов и облаков	210
8.1.1. Образование и классификация туманов	210
8.1.2. Классификация облаков	212
8.2. Роль аэрозоля в образовании туманов и облаков	214
8.2.1. Ядра конденсации	215
8.2.2. Концентрация и спектр размеров капель тумана и облаков	216
8.3. Оптические характеристики рассеяния света облачными образованиями	220
8.3.1. Зависимость метеорологической дальности видимости от влажности тумана	220
8.4. Вымывание аэрозоля из атмосферы осадками	221
Список литературы	223
 Глава 9. АЭРОЗОЛЬНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА	225
9.1. Проблема аэрозольного загрязнения атмосферы	225
9.2. Основные источники выбросов аэрозольных примесей	227
9.3. Состав и критерии опасности аэрозольного загрязнения	230
9.3.1. Фракционный состав аэрозольного загрязнения	230
9.3.2. Характеристики аэрозольного загрязнения	232
9.3.3. Виды загрязнителей	234
9.3.4. Особенности респираторной фракции аэрозоля	236
9.4. Трансформация аэрозольных примесей в атмосферном воздухе	237
9.4.1. Типизация метеорологических условий	237
9.4.2. Перенос и рассеивание примесей	237
9.4.3. Кинетические процессы превращений примеси	241
9.4.4. Показатели кислотности аэрозольных примесей	244
9.4.5. Оценки показателя водородности осадков	245
9.5. Аэрозольное загрязнение городского воздуха	248
9.5.1. Острова тепла	249
9.5.2. Состав и структура городского воздуха	250
9.5.3. Смоговое загрязнение	252
Список литературы	255
 Глава 10. РОЛЬ АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА	257
	287

10.1. Климатические особенности аэрозольного загрязнения	257
10.2. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие	258
10.3. Аэрозольный фактор изменения радиационного баланса системы земля-атмосфера	261
10.4. Оценки роли аэрозоля в антропогенных изменениях природного круговорота веществ	263
10.5. Оценки климатических изменений облаков и осадков	264
Список литературы	267
Приложения 1 Основные обозначения	268
Приложения 2 Некоторые постоянные	269
Приложения 3 Оптические массы компонент атмосферы	269
Приложения 4 Молекулярное (релеевское) рассеяние	270
Приложения 5 Рассеяние света и параметры Стокса	271
Приложения 6 Основная характеристика источников света	275
Основные термины	277
Оглавление	285