

АТМОСФЕРА КАК КОЛЛОИДНАЯ СИСТЕМА

**В.В. Гончарук¹, В.Б. Лапшин², М.А. Чичаева²,
А.В. Сыроешкин²**

¹Институт коллоидной химии и химии воды
им. А.В. Думанского НАН Украины, г. Киев;

²Федеральное бюджетное государственное учреждение "Институт
прикладной геофизики им. академика Е.К.Федорова",
г. Москва, Россия

Поступила 30.06.2011 г.

В работе рассмотрены состав и механизмы формирования атмосферного аэрозоля. Описаны оптические явления в атмосфере, обусловленные её коллоидными свойствами. Особое внимание уделено морскому аэрозолю в приводном слое атмосферы и его токсичности.

Ключевые слова: аэрозоль, атмосфера, оптические явления в атмосфере, морской аэрозоль.

Введение. Атмосфера – газовая оболочка Земли, простирающаяся от земной поверхности до высоты 100 км, где постепенно переходит в космическое пространство (рис.1). В данной работе атмосфера рассматривается как коллоидная система, содержащая в себе дисперсную фазу, со всеми присущими ей процессами, свойствами и явлениями.

Свойства вещества в коллоидном состоянии достаточно своеобразны. Известно [1, 2], что коллоидные частицы вещества по сравнению с более крупными частицами того же вещества обладают большей прочностью, растворимостью, реакционной способностью, площадью поверхности, величиной заряда, а также иной окраской. Кроме того, они характеризуются избыточной энергией.

В коллоидной химии принято рассматривать частицы с размерами в интервале от 10^{-7} до 10^{-2} см. В этот интервал попадает подавляющее число аэрозолей, находящихся в атмосфере во взвешенном состоянии.

Следует отметить, что в атмосфере протекают множество химических и физических процессов на межфазных границах между аэрозолем и воздухом. Общеизвестным фактом считается влияние взвешенных в воздухе частиц на процессы облакообразования, оптические свойства атмосферы и климат Земли в глобальном масштабе.

© В.В. ГОНЧАРУК, В.Б. ЛАПШИН, М.А. ЧИЧАЕВА, А.В. СЫРОЕШКИН, 2011

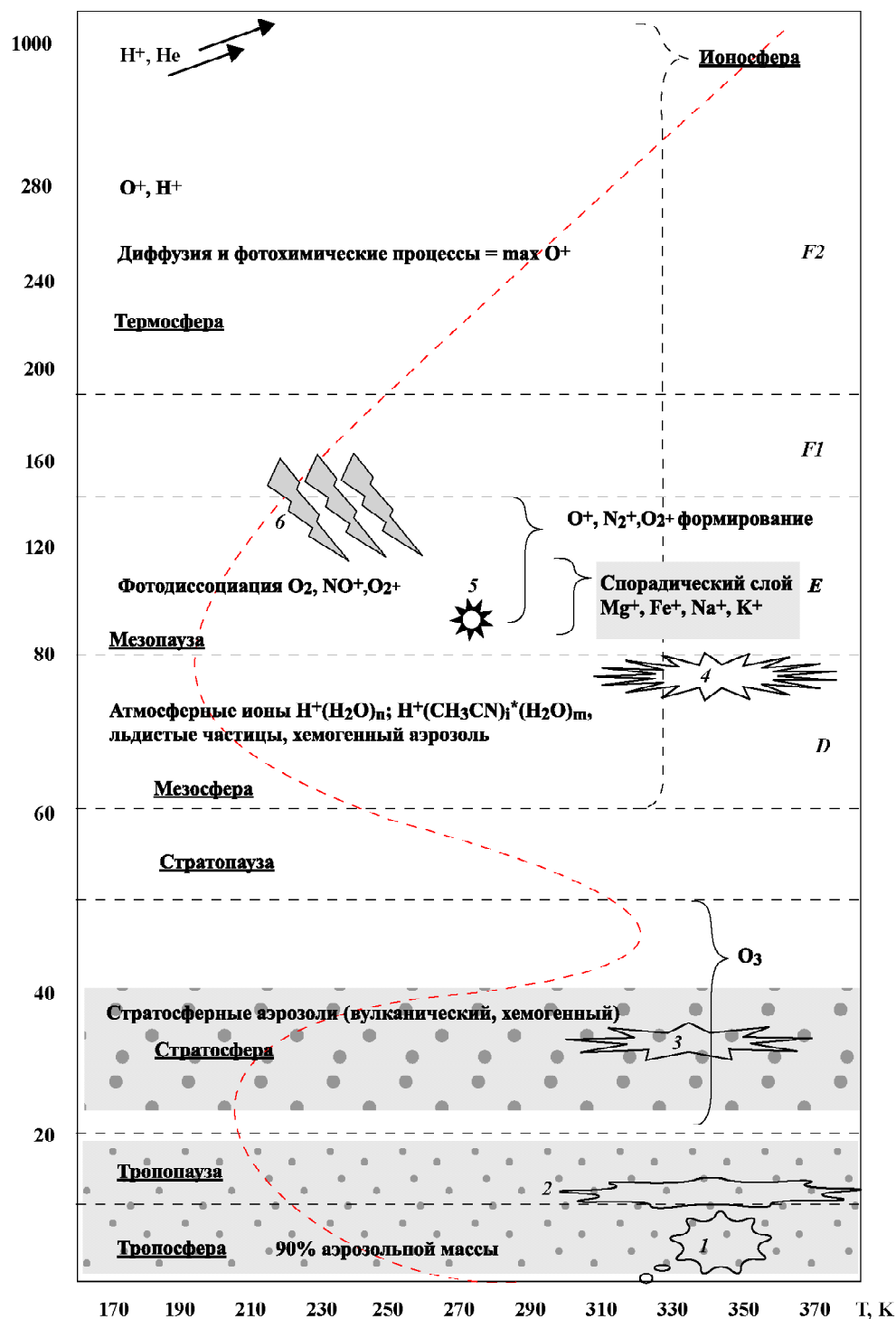


Рис. 1. Схема строения земной атмосферы: 1 – тропосферные облака нижнего яруса; 2 – перистые облака; 3 – перламутровые облака; 4 – серебристые облака; 5 – метеоры; 6 – полярные сияния.

Оптические явления, связанные с присутствием дисперсной фазы

Коллоидные свойства атмосферы характеризуются наличием в ней взвешенных скоплений частиц. Эти скопления представляют собою свободные аэрозольные частицы и облака самых разных типов. Кроме того, именно это свойство атмосферы объясняет появление облачности на атмосферных фронтах, возникновение грозных явлений, оптических искажений.

В атмосфере, как правило, наблюдается рассеянный свет, прошедший через облака, отраженный от самых различных поверхностей, преломленный и преобразованный. Редко когда свет поступает напрямую от источника. Рассеяние света сопровождается поглощением его компонентами атмосферы, что приводит к существенному ослаблению энергии светового потока. Благодаря этому в тропосфере возможно возникновение различных оптических явлений, объясняющихся светорассеянием на жидких шарообразных частицах или кристаллах льда, взвешенных в атмосфере. К подобным оптическим явлениям относятся радуга, гало, "ложные солнца", солнечный крест [3].

Радуга. Явление радуги можно наблюдать при высоте не выше солнца 42° . Это связано с тем, что по мере продвижения солнца вверх по небосводу радуга опускается за горизонт. Целиком радуга представляет собой окружность, центр которой лежит на прямой, соединяющей глаз наблюдателя с центром солнечного диска [4].

Корректное объяснение возникновения радуги дает теория Декарта. Так, белый свет распадается на составляющие из-за различия в показателях преломления разных цветов. Отклонение луча, претерпевшего одно внутреннее отражение, при изменении угла падения проходит через минимум. Большая часть света, содержащаяся в падающем параллельном пучке, выходит под углами, очень близкими к углу наименьшего отклонения. Минимальный угол рассеяния составляет 138° , а значит, радуга находится в 42° от противосолнечной точки [3 – 5].

Наиболее строгое объяснение возникновения радуги получено при помощи теории Г. Ми (строгая теория рассеяния света сферическими частицами). В [4] приведены различные теории радуги.

На рис. 2 показаны лучи, падающие на расстоянии от оси, которое определяется следующим образом: $\cos t = 0,78; 0,82; 0,86; 0,90; 0,94$ (где t – угол падения лучей). Рассматривая отклонения лучей, можно заключить, что наименьшим отклонением обладает луч 3, средними величинами отклонения характеризуются лучи 2 и 4, лучи 1 и 5 расположены далеко за пределами области симметричного приближения третьего порядка.

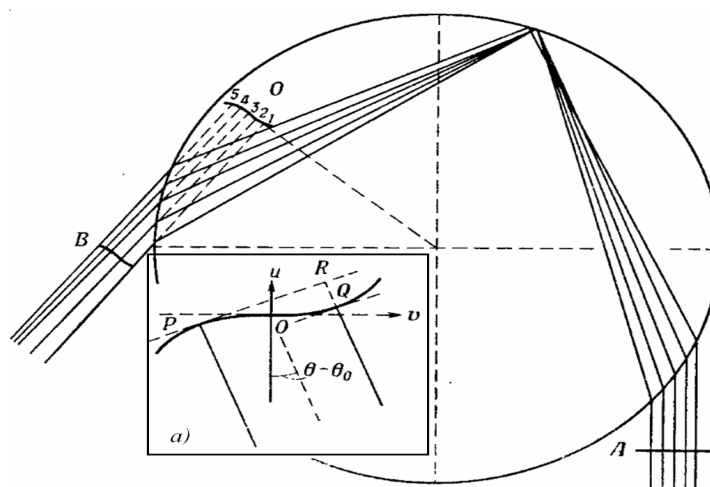


Рис. 2. Изображение пяти равноотстоящих лучей, участвующих в образовании радуги. На дополнительном чертеже (а) – схематическое изображение волнового фронта [4].

В работе [4] показано, что приближение Эри применимо в качестве теории радуги только в случае, когда отклонение лучей не превышает величину полградуса от геометрической радуги. Кроме того, применение этой теории ограничено такими значениями x ($x = 2\pi a/\lambda$, где a – радиус, λ – длина волны) капель, для которых главный максимум сдвинут не более чем на $20'$ от геометрического положения. В этом случае радиус капли составляет 0,5 мм.

Вне зоны, к которой применима теория Эри, может быть использован принцип Гюйгенса. Суть его состоит в том, что законы геометрической оптики справедливы от фронта волны A шириной $\sqrt{2\pi a}$. Изображенные на рис.2 лучи относительно независимы при $\sqrt{2\pi a} = 0,08 a$. Только для таких или еще больших значений x можно найти распределение интенсивности в главном максимуме радуги с помощью численного интегрирования, а интенсивность и положение остальных максимумов – с помощью интерференционных методов. При $x < 30$ выполняются точные расчеты по теории Г. Ми, а при $x = 2000$ – по теории Гюйгенса. Количественная теория радуги для $30 < x < 2000$ отсутствует, хотя распределение интенсивности можно получить по теории Эри.

Гало. Переливающееся кольцо вокруг Солнца наблюдается при рассеянии солнечного света в высоких ледяных облаках. Если показатель преломления n и угол Δ , то падающий луч образует угол θ_0 . Далее луч преломляется дважды, после чего выходит из призмы, образуя последо-

вательно $\theta_1, \theta_2, \theta_3$. Итоговый угол рассеяния можно записать следующим образом: $\theta = \theta_1 + \theta_2 + \theta_3$ (рис. 3).

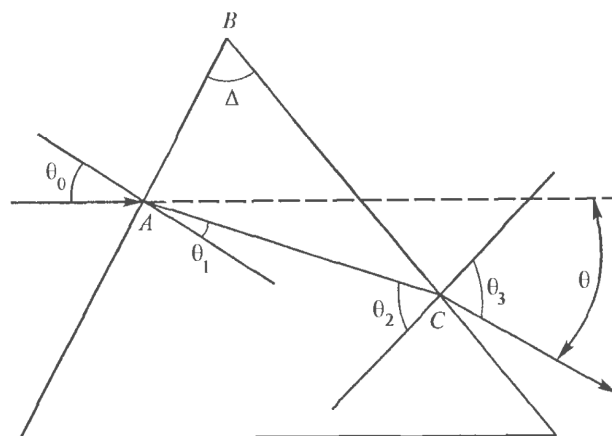


Рис. 3. Геометрия хода лучей в треугольной призме [6].

Кристаллы льда имеют форму призмы, в основании которой лежит правильный шестигранник (рис. 4). Преломленный в призме луч проходит параллельно ее основанию и соответствует минимальному отклонению луча при выходе из призмы [6]. Искомый угол рассеяния выглядит

следующим образом: $\theta = 2\arcsin(n\sin\frac{\Delta}{2}) - \Delta$.

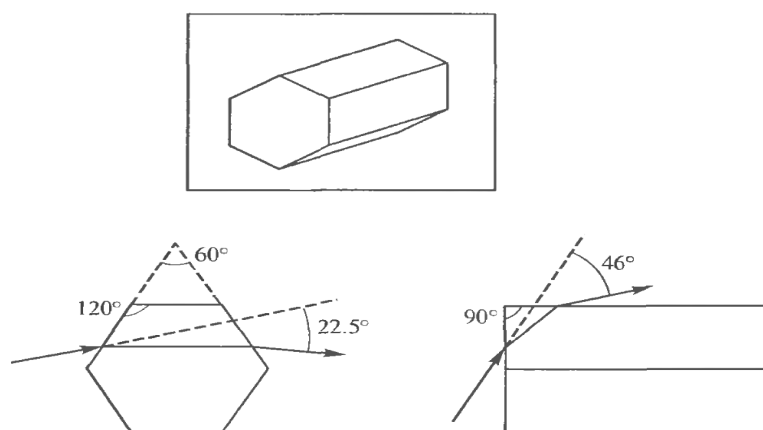


Рис. 4. Преломление лучей в кристалле льда [6].

Показатель преломления льда равен 1,3. При прохождении луча через боковые грани кристалла угол составляет 60° , а через основание – 90° . Подставляя эти значения в формулу, получаем углы гало, равные 22° и 46° . Поскольку показатели преломления льда для спектра цветов белого света немного отличаются, то гало имеет радужную окраску и ширину полосы от $0,7^\circ$ (для угла 22°) до $2,2^\circ$ (для угла 46°).

Двойное солнце, крест, солнечные столбы. Появление ложных солнц, крестов, солнечных столбов и др. (рис. 5) также связано с коллоидными свойствами атмосферы в целом, а именно – явлением ослабления и преломления солнечного луча.

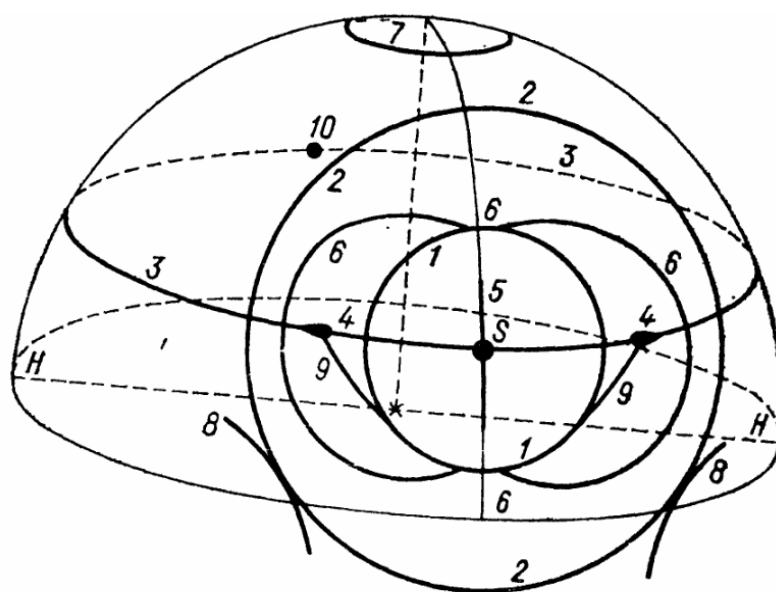


Рис. 5. Расположение на небесном своде оптических явлений, вызванных присутствием ледяных кристаллов в атмосфере: *S* – солнце; 1 – малое гало; 2 – большое гало; 3 – горизонтальное кольцо; 4 – побочные солнца; 5 – вертикальные световые столбы; 6 – касательные дуги к малому гало; 7 – околзенитное кольцо; 8 – касательные дуги к большому гало; 9 – дуги Ловица; 10 – противосолнца [3].

Возникновение этих эффектных солнечных явлений связано с формированием гало. Они могут наблюдаться как все вместе, так и в различных сочетаниях. Одно из объяснений таких явлений состоит в том, что при совпадении ориентации ледяных кристаллов в воздухе происходит усиление интенсивности света в результате одинакового преломления в одинаково ориентированных кристаллах [3, 5, 6].

Венцы, gloria. Оба эти явления представляются цветными кольцами и формируются исключительно при наличии облачности как дифракционная картина рассеяния света на водных каплях в прошедшем (венцы) и отраженном (gloria) свете [6].

Тропосферные облака

Аэрозольное вещество атмосферы непосредственно влияет на такие процессы, как рассеяние и отражение солнечной радиации, а также собственное излучение Земли. Кроме того, оно воздействует на формирование облачности, несмотря на то, что разброс объемной концентрации частиц в земной атмосфере составляет от 10^{-10} до 10^{-14} в 1 м^3 воздуха [7 – 11].

Присутствие в нижней атмосфере аэрозольных примесей способствует большей устойчивости облачности, увеличивает продолжительность их присутствия в атмосфере, а также воздействует на рост количества капель, составляющих облако [12 – 16]. Устойчивость облака также определяется его фазовым состоянием. Считается, что кристаллические облака являются наиболее устойчивыми, а облака смешанной фазы – наиболее активными в том случае, когда внутри одного и того же облака на разных высотах или разнесенных по горизонтали присутствуют как скопления водных капель, так и кристаллы льда. Смешанные же облака неустойчивы, поскольку капли испаряются или замерзают, переходя в более постоянное – кристаллическое – состояние. Эти переходы зависят от температурного режима облака [2].

Процессы облакообразования занимают масштабы от микрометров до нескольких тысяч километров. То же можно сказать и о временных масштабах процессов облакообразования; они измеряются от нескольких секунд до недель, когда происходит формирование, деградация и разрушение атмосферных образований.

В атмосфере выделяют тропосферный (приземной) и стратосферный аэрозоли. Граница раздела между этими аэрозолями проходит на высоте 15 км. В зависимости от процессов их формирования существует широко известная типология тропосферной и стратосферной облачности [3, 5, 6].

Кучевообразные, конвективные облака – кучевые, кучево-дождевые и их разновидности. Они формируются благодаря быстрым восходящим потокам воздуха в районах развитой турбулентности на фронтальных зонах, либо во время сильного прогрева земной поверхности.

Слоистообразные облака – фронтальная облачность, которая формируется на восходящих потоках воздуха. Здесь образуется несколько типов облаков в зависимости от высоты, на которой происходит конденсация, или же благодаря турбулентным неадиабатическим процессам (на-

пример, выхолаживание облаков). Слоистая облачность может простираться на сотни и тысячи километров. К такому типу относятся перисто-слоистые, высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака.

Волнистообразные облака. К ним относятся перисто-кучевые, слоисто-кучевые и высоко-кучевые облака.

Образование капли, взвешенной в воздухе, тесно связано с присутствием аэрозоля в атмосфере. Большинство ученых сходятся во мнении, что без мельчайших аэрозольных частиц облакообразование и возникновение осадков было бы затруднено или же вовсе бы отсутствовало [17 – 19]. Аэрозоли в атмосфере выступают в роли ядер конденсации [20, 21]. Присутствие этих частиц способствует образованию зародышевых капель в атмосфере даже при относительной влажности 75%, тогда как влажность пересыщения составляет 100%. Гигроскопичные ядра конденсации переходят в капли растворов, что может происходить при достаточно низких значениях влажности благодаря эффекту Рауля. На поверхности смачиваемых частиц образуется тонкая водяная пленка и также формируется зародышевая капля, которая тоже может расти в условиях, далеких от 100% насыщения атмосферы. Гигроскопичные ядра конденсации укрупняются с ростом влажности, средний радиус облачной капли составляет 10 – 15 мкм [14, 21].

Смешанные ядра представляют собой конгломерат разнородных веществ. Они формируются и растут по механизму гигроскопичного ядра. В атмосфере помимо жидких капель присутствуют и ледяные частицы, формирующиеся, по-видимому, путем замерзания переохлажденных водных капель. Важно наличие в атмосфере ядер кристаллизации, природа которых в настоящее время не совсем ясна. Известно, что переохлажденные капли воды могут находиться в жидком состоянии вплоть до -35°C . Это возможно при отсутствии или крайне малом содержании ядер кристаллизации в атмосфере. Замерзание начинается с твердого, нерастворимого ядра кристаллизации и напрямую зависит от вмешательства жидкой фазы, без которой процесс невозможен. Решающую роль в нем играет характер взаимодействия молекул воды и вещества ядра, а также подобие кристаллических решеток вещества и льда [18, 22].

Солевые гигроскопичные аэрозоли попадают в атмосферу с поверхности океана посредством эмиссии морского аэрозоля с этой поверхности. Также источником аэрозоля являются почва, растения, вулканическая деятельность и др. В качестве ядер конденсации выступают гигроскопичные сажевые частицы, продукты сгорания и биологического распада. Продолжительность жизни облаков различна. Например, отдельное кучевое облако существует от 15 до 30 мин, после чего оно испаряется [5, 23].

Стратосферные и мезосферные облака

Перламутровые облака. Наблюдаются зимой над северной Атлантикой и Скандинавией на высотах около 30 км. Это линзовидные облака, состоящие из ледяных кристаллов с высокой разреженностью ($n \cdot \text{см}^{-3}$). Наблюдать их можно ночью, когда солнце заходит за горизонт и лучи освещают наиболее высокие атмосферные слои. Свое название они получили в связи с красивой перламутровой окраской. Эти облака возникают достаточно редко в связи с крайней сухостью стратосферы. Некоторые авторы связывают их появление с наличием горных систем и восходящими токами воздуха на них [25].

Серебристые облака. Благоприятные условия для наблюдения серебристых облаков устанавливаются в средних широтах с конца мая до середины августа. Именно летом на широтах $50^\circ - 65^\circ$ (очень редко 45°) мезосфера обладает минимальными температурами, что способствует формированию кристалликов льда, из которых состоят эти облака.

Для того чтобы водяной пар в атмосфере мог конденсироваться в лед, должны выполняться некоторые специфические условия (рис. 6). Парциальное давление водяного пара в атмосфере должно превышать упругость насыщенного пара над льдом при температуре воздуха в настоящий момент. Подобные условия возможны в атмосфере на высоте 75 – 80 км в умеренных широтах. Еще одно объяснение формирования этих облаков – наличие ядер конденсации метеоритного и метеорного происхождения. Разрушение метеоритов происходит непосредственно над мезопаузой; в процессе разрушения от метеоритных тел откалываются своеобразные "щепки", остающиеся в дальнейшем в атмосфере и могущие служить ядрами конденсации.

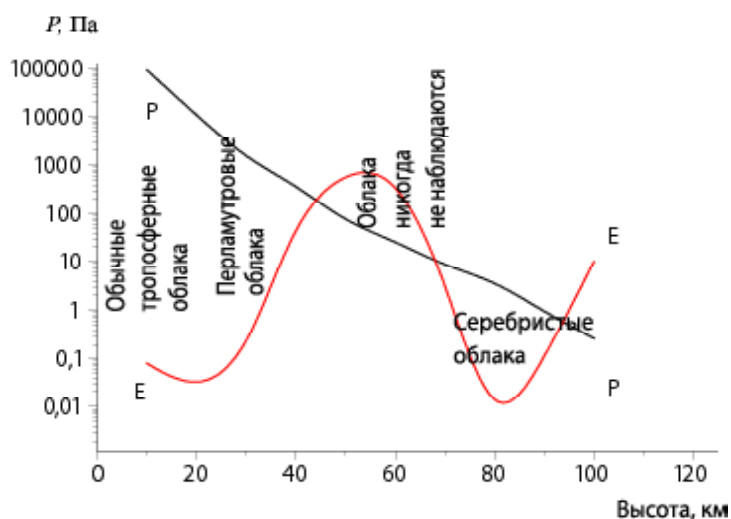


Рис. 6. Диаграмма условий формирования облачности [24] (E – упругость насыщенного пара при температуре воздуха в настоящий момент, P – давление атмосферы на данной высоте).

Серебристые облака обладают скоростями движения до 60 м/с. Важную роль в формировании стратосферных облаков играют присутствующие там аэрозольные частицы [24]. К стратосферному аэрозолю относятся твердые или жидкие частицы, формирующиеся из однокомпонентной или мультикомпонентной газовой смеси, а также частицы, изменяющие свои размеры при конденсации. Область их распространения начинается с высоты 15 км. Этот слой обогащается аэрозолями, например, за счет диффузии мелких частиц ($\sim 0,01$ мкм) из тропосферы. Большое влияние на состав аэрозолей стратосферы оказывают вулканические извержения, которые выбрасывают в стратосферу частицы пирокластического вещества [18, 25–27].

Стратосферные аэрозоли характеризуются значительной изменчивостью. Максимальная концентрация аэрозольного вещества в этом слое наблюдается на высоте 18 – 23 км и составляет 8 шт/мг воздуха. На этих высотах формируется слой с наиболее высокой концентрацией аэрозоля – так называемый стратосферный аэрозольный слой (САС) [3, 19, 28, 29]. Основными составляющими САС являются сернистые соединения (главным образом, раствор серной кислоты), твердые терригенные частицы, которые попадают в стратосферу из тропосферы посредством атмосферной циркуляции, а также частицы космического происхождения [30]. На высоте 70 км концентрация частиц не превышает $10^{-4} - 10^{-3}$ шт/см³, а их диаметр равен 1 – 1,5 мкм. В высоких слоях стратосферы частицы имеют большую продолжительность жизни и узкий спектр размеров [3, 28].

Присутствующий в стратосфере аэрозольный слой может влиять на климат, рассеивая и поглощая солнечную радиацию в ИК-спектре и собственное излучение Земли, что приводит к относительному нагреву атмосферы. При этом возникает парниковый эффект с максимальной температурой нагрева на высоте ~ 26 км. Слой максимального нагрева соответствует слою с наивысшей концентрацией аэрозоля.

Размерный спектр стратосферного аэрозоля имеет два основных максимума – 0,01 и 0,1 мкм. Формирование САС происходит в основном за счет образования в нем сернокислого аэрозоля посредством конденсационного роста на уже присутствующих частицах или за счет их формирования непосредственно в атмосфере. Эти процессы зависят от таких параметров среды, как концентрация сернокислых паров в атмосфере, температура, режим турбулентности, концентрация аэрозольных частиц – ядер конденсации внутри стратосферы. Основное состояние САС – переохлажденные капли серной кислоты [3, 18, 30, 31].

Электрические явления

Заряженные частицы могут представлять собой ионы или заряженные кластеры. Возникновение заряда часто объясняют ионизацией атмосферных газов коротковолновым излучением, радиоактивным излучением, влиянием космических лучей [31]. Аэрозольные частицы принято разделять по электрической подвижности на малые – $1 > B \geq 10^{-2} \text{см}^2/(\text{с} \cdot \text{В})$, $6,6 < r < 78 \cdot 10^{-8} \text{см}$; большие – $10^{-2} > B \geq 10^{-3} \text{см}^2/(\text{с} \cdot \text{В})$; $78 < r < 250 \cdot 10^{-8} \text{см}$, ионы Ланжевена – $10^{-3} > B \geq 2,5 \cdot 10^{-4} \text{см}^2/(\text{с} \cdot \text{В})$, $250 < r < 570 \cdot 10^{-8} \text{см}$, сверхбольшие (или ультратяжелые) – $B < 2,5 \cdot 10^{-4} \text{см}^2/(\text{с} \cdot \text{В})$, $r < 570 \cdot 10^{-8} \text{см}$ [3, 8, 20]. Продолжительность жизни ионов в атмосфере относительно невелика и составляет от 15 мин до 1 ч. Это объясняется группировкой ионов электронейтральными или противоположно заряженными частицами [18, 22]. Механизмы возникновения заряда частиц в облаках сильно отличаются. Водная капля способна избирательно поглощать заряженные ионы из свободной атмосферы [20]. Основной причиной появления заряда на частице считается захват ионов газов частицами из атмосферы. Поскольку эти процессы носят случайный характер, то частицы одинакового состава и размера могут обладать различным электрическим зарядом, а следовательно, характеристика электрических параметров аэрозоля – вероятностная. Расчетная величина заряда аэрозольной частицы равна величине всего нескольких элементарных зарядов и составляет порядка $q = 4e$ [3, 7].

Диффузионное заряджение облачных частиц и коагуляционный рост заряда этих частиц. Одной из причин возникновения заряда облачной капли является захват ионов воздуха. Предполагается, что в наибольшей степени захватываются легкие ионы, вносящие значимый вклад в проводимость нижних слоев атмосферы. Осаждению подвержены как положительно, так и отрицательно заряженные ионы. Однако отмечен факт избирательного поглощения заряда облачных частиц каплей. Капля преимущественно захватывает отрицательный заряд, поскольку обладает двойным электрическим слоем на своей поверхности, и отрицательный заряд преодолевает этот барьер с большей легкостью, чем положительный. Эволюция облачной капли может происходить в связи с ростом заряда капли путем коагуляции облачных капель в результате коагуляционного захвата заряда [3, 18, 22]

Изучая электрические силы, возникающие в больших объемах аэрозоля, можно отметить, например, возможность возникновения молний, когда при нисходящем движении заряженных водных капель, интенсифицированном конвекцией, возникает электрическое поле в вертикальном направлении. Оседающие капли формируют конвективный электрический ток. Напряженность электрического поля может составлять от $n \cdot 10 \text{кВ/м}$, во время молнии эта величина достигает $>300 \text{В/см}$ [5].

Аэрозоли тропосферы

Аэрозолями называются суспензии твердых или жидких частиц в газе [8]. Существует множество классификаций аэрозольных частиц. Ту или иную классификацию исследователи выбирают в зависимости от целей конкретного изыскания и акцентов, расставляемых в нём.

В физике аэрозолей наиболее рациональной считается классификация частиц по размерам. Так, аэрозоли размерами $< 0,1$ мкм называются мелкодисперсными. Далее, по возрастающей, следуют среднedisперсные – от 0,1 до 1 мкм и грубодисперсные – > 1 мкм [18]. Подобную градацию частиц можно использовать для изучения и описания поведенческих характеристик аэрозолей в строгой зависимости от их морфометрических характеристик, или же когда очень важно подчеркнуть конкретный размер частиц и его особые свойства, как, например, способность проникновения в дыхательные пути [23, 32, 33].

Существует также известная классификация частиц Юнге, предложенная им в 1953 г. Аэрозольные частицы размером от 10^{-9} до 10^{-7} относятся к ядрам Айткена (Aitken mode). Основным процессом образования данных частиц Юнге считал первичную нуклеацию или фотохимические реакции. В эту же группу он относил и вирусы. Следующие по размеру частицы (от 10^{-7} до 10^{-6}) называются большими и основной способ их образования – коагуляционный. К данной группе относятся частицы морской соли, а также наименьшие из пылевых частиц. Аэрозоли размерами от 10^{-5} называются гигантскими и образуются путем диспергирования вещества. Сюда относятся биогенные и пылевые частицы [34]. Такая классификация очень популярна, поскольку наиболее часто исследуемая группа частиц попадает в Aitken mode [35 – 37].

При экосистемных исследованиях используют генетическую классификацию аэрозолей, согласно которой аэрозоли следует подразделять на природные и антропогенные, первичные и вторичные. Эта типология описана и широко используется как отечественными, так и зарубежными исследователями [4, 19, 28, 29, 38 – 41]. Кроме того, большинство из них в своих работах склонны разделять аэрозоли на антропогенные и природные [42 – 44].

Природными аэрозолями называются все частицы, образовавшиеся вследствие природных процессов диспергирования вещества, а именно:

- минеральная пыль (продукты выветривания почвенного покрова, вулканогенные частицы);
- морской аэрозоль (капли морского раствора, частицы морской соли);
- биогенные частицы (прямого выноса, химически преобразованные);

– органический аэрозоль (например, дымы от сгорающей биомассы);
– продукты натурального перехода частиц из газовой фазы в твердую (продуцируемые непосредственно из газовой фазы) [45 – 47].

К *антропогенным* аэрозолям традиционно относят те частицы, которые возникают в процессе хозяйственной деятельности человека. Например, при добыче полезных ископаемых открытым способом, сельскохозяйственной деятельности, работе ТЭС, воздействии автомобильных выхлопных газов, стихийных пожарах, взрывах [48].

Разделение на *морские и терригенные* аэрозоли используют многие авторы [35, 49 – 53], причем их базовым отличием становится не только состав, но и способы формирования и формы нахождения частиц в атмосфере.

Для изучения взаимного влияния и перехода одних химических форм аэрозолей в другие, а также возможностей предвидения метеорологических процессов в атмосфере в существующей классификации аэрозолей следует рассмотреть первичные и вторичные аэрозоли [35, 54].

К *первичным* аэрозолям относятся все вновь образовавшиеся частицы – почвенная пыль, морская соль, вулканический пепел, биогенные сульфаты, нитраты; к *вторичным* – фотохимические аэрозоли, образующиеся либо в результате химических реакций в самой атмосфере, либо путем сорбции или десорбции на уже присутствующих в атмосфере частицах. В основном этот тип частиц формируется в результате взаимодействия аммиака, некоторых органических соединений, морских солевых частиц и сероводорода с водяным паром. Показано, что водный морской аэрозоль может вторично обогащаться и изменять свой химический состав в атмосфере за счет реакций с многокомпонентными газовыми смесями. В некоторых работах описаны процессы растворения и образования твердой фазы частицы в жидкой фазе [43, 55 – 59].

Кроме того, существует классификация частиц по месту отбора аэрозольных проб. К ним относятся: *городские аэрозоли* (частицы самого различного химического состава, происхождения, размеров и свойств, собранные в пределах городской черты [33, 37, 60, 61]), *аэрозоли аграрного сектора* [61 – 64] и *внутрикомнатные аэрозоли* [65 – 70].

В экологических и экотоксикологических изысканиях, направленных на выявление влияния аэрозольного вещества на население, принято выделять следующие группы аэрозолей: РМ 2,5 (все частицы независимо от состава и происхождения, имеющие радиус < 2,5 мкм); РМ5 (радиус < 5 мкм); РМ10 (радиус < 10 мкм). Такая группировка связана с поведением частиц в организме человека [35, 68, 71 – 77].

Источники и механизмы образования аэрозолей

Аэрозольные частицы в атмосфере разнообразны, их размеры, состав и форма имеют значительную вариабельность [8, 17, 18, 20, 28, 29, 34, 78]. Они находятся в постоянном движении и подвержены как физическим процессам (подъем, захват, диспергирование, перенос и осаждение), так и химическим (перемена состава, свойств и размеров) [9, 62, 79, 80].

Количество частиц в атмосфере обратно пропорционально их размеру. Удельная площадь поверхности возрастает с уменьшением диаметра частиц, массовые характеристики находятся в зависимости от диаметра частиц и основная масса последних приходится на более крупные аэрозоли. Относительное количество грубодисперсных аэрозолей размером > 10 мкм составляет 0,1 – 1% от всей массы всего аэрозольного вещества, в то время как по массе их содержание в аэрозольном веществе составляет 49 – 99% [18].

Основными источниками образования аэрозолей являются почва, поверхность океанов и морей, растения, химические и фотохимические реакции в атмосфере, пожары, вулканы, хозяйственная деятельность человека. Мощность всех природных источников составляет $2,31 \cdot 10^9$ т/год, при этом на долю морских аэрозолей приходится $1 \cdot 10^9$ т/год, а мощность почвенного источника оценивается авторами [81, 82] в $2 \cdot 10^8$ т/год. Общий вклад антропогенных частиц составляет $3 - 4 \cdot 10^8$ т/год. При вулканической деятельности в атмосферу поступает $1,5 \cdot 10^8$ т/год аэрозольных веществ [3, 8, 18, 27, 28, 83, 84], которые в процессе своего пребывания в атмосфере вступают в большинство биологических круговоротов веществ и энергии в биосфере.

Общая концентрация частиц в атмосфере зависит от таких параметров, как характер подстилающей поверхности, режим осадков, скорость ветра, влажность. Ядра Айткена присутствуют в количествах от 10^4 до 10^1 шт/см³, более крупные частицы – от 10^3 до 10^{-3} шт/см³ [18, 45]. Эмиссия морского аэрозоля с акваторий в глобальном масштабе превышает все остальные источники аэрозольных частиц. Большинство морских частиц имеют размеры < 1 мкм [28, 85, 86]. Следует отметить, что морская поверхность – это наиболее мощный источник генерации аэрозоля [18, 87 – 92]. В работах [45, 46, 52, 53, 93 – 95] показано преобладание аэрозолей морского типа над акваториями океанов и морей и в береговой зоне. Объем городских аэрозолей и образующихся в результате вулканической деятельности составляет $3 \cdot 10^6$ т/год [8, 20, 96].

Размеры аэрозольных частиц

Размеры аэрозольных частиц в атмосфере имеют широкий диапазон значений – от наночастиц [37, 72, 97 – 101] до гигантских частиц, опреде-

ляемых визуально, таких, как вулканический пепел или сажевые аэрозоли, имеющие размеры > 100 мкм. Нижняя граница размеров аэрозольного вещества находится в диапазоне молекул, потому что наиболее прочные, устойчивые минералы могут являться, возможно, источниками аэрозолей размером в несколько молекул вещества [102 – 105]. Продолжительность жизни таких аэрозолей невелика, поскольку они сильно подвержены коагуляции или осаждению на более крупных частицах. Верхняя граница размеров частиц аэрозолей регулируется процессами седиментации. Так, частицы >100 мкм, как правило, очень быстро оседают. В целом пределы размеров частиц могут быть от 10^9 до 10^{-1} см [8, 20, 80, 106].

Мелкодисперсные частицы размером до 10^{-2} мкм составляют 90 – 95% аэрозольного вещества по количеству присутствия в атмосфере. Это связано со способностью таких частиц долго находиться во взвешенном состоянии в атмосфере за счет небольших размеров и массы. Относительная же масса данных аэрозолей составляет не более 20% [18]. К этой группе относятся органические биогенные частицы [65, 73, 84, 107 – 110], грибы [111], бактерии [75, 112], пыльца, споры [97], вирусы [113 – 115], фотохимические аэрозольные частицы [116].

Среднедисперсные аэрозольные частицы размером от 10^{-2} – 10 мкм составляют 2 – 9,9% аэрозольного вещества по количеству присутствия в атмосфере. Их относительная масса – 1 – 31%. Частицы указанного размера являются активными ядрами конденсации, поглощают, рассеивают и отражают солнечное и собственное излучение Земли [18]. Эти аэрозоли и процессы их образования очень разнообразны. К ним относятся подавляющее большинство почвенных частиц, морской и городской аэрозоли. Исследования явления красных приливов показали, что водный аэрозоль, содержащий бриветоксины, имеет размеры от 0,5 до 20 мкм с максимумом, соответствующим 6 мкм [97, 117].

Для континентальных аэрозолей характерно наличие крупнодисперсных частиц $>2,5$ мкм, но в небольших количествах [45].

Морской аэрозоль

Аэрозоли пребывают в постоянном движении, находясь под действием турбулентных потоков, влажности, процессов химического и фотохимического превращения, разрушения и коагуляции, эмиссии, вымывания и оседания, транспортировки и др. В каком бы регионе ни происходило исследование атмосферного аэрозоля, в том или ином количестве в аэрозольном материале будут присутствовать частицы самого различного генезиса и состава, природы, продолжительности жизни и размеров. Учитывая, что поверхность океанов составляет $2/3$ поверхности нашей планеты, большинство авторов указывают на значимость, мощьность морского ис-

точника генерации аэрозолей [19, 78, 96, 108, 118, 119]. В работе [28] проведена оценка мощности различных источников аэрозоля и показано, что мощность морского источника по отношению к пылевому выше в 6 раз, а по отношению к субмикронному почвенному пылевому аэрозолю – в 24 раза. Генетически морской аэрозоль наследует состав поверхности того водного объекта, продуктом которого является. Главным источником поступления морского аэрозольного вещества в нижнюю тропосферу является поверхностный микрослой моря (ПМС) [84, 89, 106].

Поверхностный микрослой моря разграничивает океан и атмосферу и обнаруживает свойства, крайне отличающиеся от ниженаходящегося объема воды и атмосферы над ним [120 – 125]. Посредством ПМС происходит перенос вещества и энергии, сложное и многофакторное взаимодействие между океаном и атмосферой, влекущее за собой изменение состава и свойств водных масс, а также влияющее на атмосферные процессы [19, 90, 91, 122, 126, 127].

Вертикальная мощность поверхностной плёнки океанов и морей составляет от $5 \cdot 10^{-3}$ до 10^{-1} см [88, 90, 128].

Известно, что вода структурирована [89, 106]. Организованные совокупности воды – гигантские гетерофазные кластеры воды (ГГК) нестационарны и их продолжительность жизни составляет 10^{-9} с [95, 120, 128]. ПМС имеет отличие в размерах и плотности упаковки ГГК. Здесь наблюдается уменьшение размеров ГГК и преобладающей группой считаются структуры размером 10 – 30 мкм. На изменение в структуре воды, т.е. разрушение структур, по мере приближения к ПМС указано в [106].

На поверхности раздела фаз вода – воздух происходит концентрирование химических веществ самого разнообразного химического состава [108, 129 – 132]. Концентрированию подвержены липофильные и амфифильные соединения, гидрофобные и гидрофильные вещества, растворенные органические вещества, металлоорганические соединения и ПАВ [18, 31, 122, 133 – 136]. Значительная часть веществ адсорбирована на поверхности взвешенного вещества [89 – 91, 137] и по механизму гетерогенной конвекции частиц может достигать ПМС [120, 121, 138, 139].

Механизмы генерации морского аэрозоля. Существует множество путей формирования морского аэрозоля. При скоростях ветра $\sim 7 - 10$ м/с количество аэрозольных частиц в приводном слое воздуха резко возрастает [46, 53, 94]. Это связано с возникновением прямого ветрового срыва капель воды с гребней морских волн. При скорости ветра 5 – 10 м/с происходит ветровой срыв частиц по границам кластера. Однако, как и единичные штормы, он не вносит значительного вклада в процесс формирования морского аэрозоля [52, 95].

Более значимыми для генерации морского аэрозоля в глобальном масштабе являются постоянные процессы, характерные для всего простран-

ства акватории океанов. К таким механизмам относится процесс разрыва пузырьков воздуха. Он обеспечивает поступление в приводную атмосферу 10^9 т солей в один год [19, 32, 140]. В процессе разрушения пузырька образуются капли, по крайней мере, двух типов – пленочные и реактивные. От средней пленочной капли диаметром 1 мкм образуется примерно 20 пленочных капель, которые при усыхании дают аэрозольные частицы размером $\sim 0,9$ мкм. Они поднимаются на высоту ~ 1 км над поверхностью воды и составляют значительную часть аэрозольного вещества морского происхождения. Струйные (реактивные) капли диаметром > 100 мкм в атмосфере трансформируются в частицы диаметром $\sim 2 - 2,5$ мкм. Лишь 1/10 часть этих капель присутствует на высоте первых 10 м от поверхности воды [19, 34, 106, 131, 133].

Существуют также менее очевидные пути образования морских аэрозолей. Среди них – образование аэрозольных частиц при разрыве гетерогенных поверхностей [95, 141]. При подходе плотностной неоднородности к границе раздела фаз вода – воздух происходит разрыв мембранной границы кластера по модели лопания газового пузырька, и в приповерхностную атмосферу выбрасываются внутреннее содержание ГТК и пленочные капли. Подход кластера к поверхности обусловлен как релеевской конвекцией, так и конвекцией Марангони в тонких пленках. К тому же имеет место заряд кластера, подтягивающий поверхность к границе раздела фаз [142].

Перенос вещества с водной поверхности в атмосферу способствует самоочищению водной среды от повышенных концентраций многих химических веществ в составе поверхностной пленки океана [40, 93, 95, 141].

Самоочищение атмосферы от аэрозольных частиц

Самоочищение атмосферы от аэрозольных частиц имеет несколько основных механизмов. Один из них – гравитационное осаждение частиц, которое зависит от размеров, массы, плотности частицы, а также от высоты, на которой она находится. Для частиц с диаметром < 1 мкм гравитационная седиментация зачастую не рассматривается, так как их продолжительность жизни в атмосфере относительно велика. Наиболее существенными факторами оседания частиц считаются их размер и плотность воздуха. Важную роль в самоочищении атмосферы играют процессы турбулентного перемешивания [12, 18, 22, 143]. Атмосферная конвекция разного масштаба выступает в качестве транспортного агента и переносит частицы в районы осаждения, например, ливней и гроз.

Другой механизм – коалесценция частиц, которая благодаря турбулентной или броуновской диффузии формирует частицы более крупного диаметра. Для них становится значимо инерционное осаждение. Влияние на процессы осаждения частиц может оказывать и эклектическое поле Земли [17].

Очистке атмосферы способствует также механизм вымывания аэрозолей. Атмосферные осадки очищают атмосферу от аэрозольных примесей в воздухе. Исследователи разделяют облачное и капельное вымывание аэрозолей [18, 143]. Для обоих типов важнейшим фактором является размер частиц, поскольку капельный захват происходит с тыловой части капли, и чем мельче аэрозольная частица, тем эффективнее и быстрее происходит захват. Внутриоблачное вымывание актуально для мелкодисперсного аэрозоля и пропорционально суммарному радиусу всех капель. Снежные и ледяные осадки также очищают атмосферу [20, 143].

Благодаря диффузионным процессам аэрозольные частицы переходят от площадных источников (например, океан) в более высокие слои атмосферы. Аэрозольное загрязнение от точечных источников (например, заводы или города) трансформируется и переносится с преобладающими ветровыми потоками (согласно розе ветров), образуя своеобразные шлейфы – геохимические поля, и затем постепенно рассеивается [95].

Химический состав аэрозольного вещества тропосферы

Химический состав аэрозоля является достаточно разнообразным. Аэрозольные частицы могут быть моно- и поликомпонентными. В процессе перемещения частиц в атмосфере их химический состав претерпевает значительные изменения.

Основными солевыми компонентами *морского аэрозоля* считаются SO_4^{2-} , NH_4^+ , K^+ , присутствующие в частицах размером 0,17 – 0,53 мкм; Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} – в частицах размером $> 1,6$ мкм, а также F^- , NO_3^- [35, 59, 76, 144]. Кроме того, в них присутствуют органические соединения, кислоты и так называемые следовые элементы (например, тяжелые металлы). Морской аэрозоль преобладает над экваториями в прибрежных зонах океанов и морей [46, 48, 52, 53, 95, 126, 145].

Терригенный аэрозоль по составу кремнистый, глинистый, монтмориллонитовый, ферраллитный. В пустынных районах с солончаковыми почвами в атмосферу попадают карбонатные аэрозольные частицы. Основными компонентами минеральной пыли считаются SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 . В зависимости от природной зоны преобладают либо водорастворимые минералы (например, в аридных зонах) [50], либо нерастворимые алюмосиликаты [45, 146]. К тому же на поверхностях частиц могут образовываться органические пленки [3, 110]. Благодаря дальнему атмосферному переносу терригенные частицы могут влиять на процессы седиментации океанов и морей [4, 38 – 40, 147, 148]. При извержении вулканов в атмосферу разово вырываются огромные массы частиц из пепла, аэрозолей вулканического стекла, измельченной лавы,

капель серной кислоты, сероводорода. Они могут достигать высоты 20 км и попадать в стратосферу [27, 83].

Фотохимические аэрозоли – это вторичные аэрозоли, сформировавшиеся в атмосфере [116]. По химическому составу они представляют собой оксиды азота, серы, аммиак, сероводород, гидрокарбонаты или аммонийные соли, органические кислоты [54, 60, 64, 83, 149, 150]. Причем сернокислый аэрозоль составляет от 40 до 50% всего аэрозольного вещества тропосферы на высоте 6 – 7 км [3, 14, 151 – 153].

В составе *биологических аэрозолей* присутствуют углерод, а также терпеноподобные или слабоокисленные углеводороды [73, 111, 154, 155]. Сюда же относятся грибы, вирусы, споры, пыльца, сажа от сгоревшей биомассы. Существует мнение о том, что треть частиц Айткена в атмосфере представлены именно биологическими аэрозолями [65, 75, 110].

Состав *антропогенного аэрозоля* очень разнообразен и представляет собой прямые индивидуальные выбросы нефтеперерабатывающих заводов, электростанций, химической и металлургической промышленности, автомобильные выхлопные газы, дорожную пыль [23, 150], первичные и вторичные органические соединения. Эти выбросы очень токсичны, поскольку могут содержать азот, медь, цинк, мышьяк, свинец, литий, калий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, серу, барий, аммиак, амины, нитраты, нитриты, бор, сульфаты, фосфаты, фтор, хлор, бром, йод и углерод и др. [37, 61, 69]. Часто аэрозоли являются переносчиками инфекций и провоцируют воспалительные процессы, возникновение аллергических реакций [23, 66, 101].

Влияние морского аэрозоля на экологическую ситуацию

Особенности миграции морского аэрозоля позволяют судить о том, что его состав способен влиять на химизм процессов образования облаков [11, 14, 16, 151] и состав атмосферных осадков [18, 20, 69, 143]. Аэрозольное вещество принимает и отдает геохимическую нагрузку посредством химического взаимодействия с подстилающей поверхностью благодаря турбулентным потокам в атмосфере [131]. Элементный профиль морского аэрозоля своеобразен; он отличается от профилей терригенного, вулканического, биологического и антропогенного типов аэрозолей по уровням концентрации химических элементов в его составе [3, 18, 34, 95]. Изучая геохимию морского аэрозоля, нельзя не учитывать коэффициенты обогащения его многими микроэлементами относительно объемной воды и континентального фоновое аэрозоля. Показано [131], что коэффициенты обогащения морского аэрозоля тяжелыми металлами по отношению к водной толще составляют $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^6$.

Значительная часть загрязняющих веществ, выносимых в моря с речными сточными водами (или путем прямого сброса от предприятий промышленного производства и коммунального хозяйства), не распределяется равномерно в толще воды, а концентрируется на границах раздела фаз, в частности "вода – воздух" [93, 95].

В океан выносятся взвешенные и растворенные вещества, твердые наносы, органические вещества, микроэлементы, удобрения, тяжелые металлы. Показано, что большинство тяжелых металлов поступают в среду в результате человеческой деятельности; далее в водной среде образуются хелаты, органические лиганды. Тяжелые металлы коагулируют с гуминовыми и фульвокислотами, образуют большое число комплексных соединений, в том числе и токсичных для человека [31, 129 –136]. Так формируется аэрозольный поток, переносающий морские частицы, обогащенные загрязняющими веществами, в прибрежные зоны [95, 113, 156]. Концентрации тяжелых металлов в морских аэрозолях на порядки превышают городские показатели, то же относится и к нефтяным углеводородам [120, 157]. При наличии органических соединений с тяжелыми металлами токсический эффект на организм человека, как правило, повышается, причем путь попадания загрязняющих веществ через органы дыхания может быть приравнен к внутривенному по эффективности всасывания в кровь [95, 156, 158, 159].

Современные подходы к исследованиям тропосферных аэрозолей

Среди пассивных методов сбора для анализа атмосферных осадков выделяют сухой метод сбора последних в открытые контейнеры. Контейнеры, согласно этой методике, не используются во время дождей или снегопадов. В соответствии с другой методикой атмосферные осадки, такие, как снег и дождь, собираются в связи с тем, что, благодаря эффекту вымывания [18, 20, 96, 143], они содержат в себе значительное количество атмосферного аэрозоля. Продолжительность экспозиции и дискретность измерений зависит от целей исследования. Существует также и метод отбора аэрозольных осадков, суммирующий вышеописанные, когда необходимо оценить суммарный поток аэрозолей, поступающих на поверхность в результате всех указанных процессов.

К технологиям пассивного сбора аэрозолей относится также сбор на сети или планшеты, когда в ходе морских экспедиций на судах устанавливаются сети по принципу парусов (высотой 10 м над палубой), и сбор проводится при встречном ветре. Их площадь составляет ~ 5 – 10 м². Притягивание аэрозольных частиц к сети обеспечивается электростатическим зарядом, возникающим в результате воздействия потока воздуха [160].

К методам активного сбора аэрозолей относится концентрирование аэрозольного вещества на фильтрах, которые считаются наиболее эффективными и наименее трудоёмкими по сравнению с пассивными методами сбора аэрозолей. При сборе аэрозолей на фильтрующие материалы определяющими являются параметры фильтров – величина пор, химический состав, количество прокачиваемого объема воздуха и продолжительность экспозиции фильтров [48, 95, 115, 148].

Гравиметрический метод контроля запыленности атмосферы относится к весовым методам детекции. Он применяется для установления общей массы аэрозольного вещества на исследуемых объектах (природных или в помещениях). В соответствии с ГОСТом 12.2.4.05-83 аэрозоли собирают с помощью аспиратора на фильтры; общий объем прокачиваемого воздуха составляет 2 – 300 дм³/мин. Для установления общей массы аэрозольных частиц весовым методом определяют разницу в массе фильтра до и после отбора проб. В обоих случаях фильтры доводят до постоянной массы [161].

К оптическим методам детекции частиц можно также отнести работу с нефелометрами, трансмиссометрами, масс-спектрометрами и эталометрами [61, 62, 65].

Импакторы применяют совместно с другими методами отбора аэрозольных проб для идентификации последних по аэродинамическим размерам. При помощи импакторов получают достоверный результат при отборе проб аэрозольных частиц размером > 1 мкм [3, 8, 20]. Их используют, например, во время самолетных измерений высотных профилей аэрозолей [122]. Импактор устроен по принципу инерционного осаждения частиц за счет изменения скорости потока проходящего через счетчик воздуха и разной скорости оседания частиц на съемных пластинах. К недостаткам импакторов относится высокий риск разрушения агрегатных частиц аэрозолей, что влечет искажение результатов [17, 104].

Счетчики аэрозолей подразделяются на множество типов. Так, конденсационные счетчики частиц основаны на свойстве аэрозолей наращивать свои размеры за счет конденсации паров влаги. Принцип фотоэлектрического счетчика состоит в улавливании фотоэлементом световых импульсов, рассеиваемых частицами. Зарегистрированные импульсы усиливаются и подсчитываются [17]. Фотоэлектрические счетчики частиц имеют оптическую систему для детекции взвешенных в воздухе частиц. Они считаются наиболее удобными и универсальными для получения вертикальных профилей распределения аэрозолей в атмосфере. Электростатические счетчики частиц регистрируют электрический импульс частицы, который она сообщает приемнику (медной проволоке) при прохождении через счетчик, ударяясь об него. Это позволяет работать в средах с запыленностью не более 300 частиц в 1 дм³. Размеры

отслеживаемых частиц – ≤ 3 мкм [17]. Лазерные счетчики аэрозолей достаточно габаритны и мобильны, поэтому могут использоваться в исследованиях высотного распределения аэрозолей тропосферы (например, на метеозондах и эростатах). Принцип работы лазерных счетчиков частиц основан на эффекте рассеивания лазерного света взвешенными в воздухе аэрозолями [162].

К электронным методам исследования можно отнести сканирующую электронную микроскопию, а также метод AFM (atomic force measurement). Последний позволяет измерить объем отдельной аэрозольной частицы, используя расчетную модель размеров частиц. Так, в частности, к водным аэрозолям наиболее близки по форме конусы, цилиндры или шары [9, 163].

Лазерный радар или лидар является средством дистанционного зондирования атмосферы и применяется для изучения высотного распределения аэрозолей в атмосфере и тропосфере [103, 164]. Лидар используют для измерения коэффициента экстинкции [100], получая профиль обратного рассеяния заданной длины волны. Одним из недостатков лидарных исследований является снижение точности измерений в относительно чистой атмосфере [3, 134].

Неоспоримое преимущество спутниковых измерений состоит в том, что с их помощью получают абсолютные, а не относительные данные о свойствах атмосферы или ее объектов [3]. На спутниках (NOAA) в настоящее время устанавливают радиометры высокого разрешения (AVHRR), позволяющие получать данные о макроструктуре облаков, оптической толщины дымов, параметрах безоблачной атмосферы. Атмосферную оптическую толщину рассчитывают при наличии данных о массе аэрозольных частиц в атмосферной толще, микроструктуры аэрозолей и сведений о вертикальном распределении аэрозолей [47, 165, 166].

Эти сведения позволяют получать качественную оценку перераспределения аэрозолей в глобальном масштабе, воспроизводят годовые флуктуации концентраций частиц в атмосфере. В настоящее время создано множество искусственных спутников земли, изучающих аэрозоли атмосферы. Вот некоторые из них: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer MODIS [162, 166], Medium Resolution Imaging Spectrometer MERIS, Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances POLDER, Multi-angle Imaging Spectro Radiometer MISR [165], The Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation CALIPSO (NASA).

К недостаткам метода спутниковых измерений можно отнести ошибку, которую вносит поглощающий аэрозоль, поскольку количество последнего над континентом может достигать 24 – 50, а над океаном – 9 – 46%

[28]. Для вычисления атмосферной оптической толщины используют также спутниковые данные об уходящей длинноволновой радиации, имеющей ряд преимуществ в ночное время и над яркими поверхностями [29].

Спутниковое зондирование атмосферы является наиболее перспективным и эффективным способом получения данных о глобальных процессах перемещения аэрозольного вещества, его свойств и состава. Однако для мезомасштабных исследований перераспределения вещества они должны дополняться классическими методами контроля дисперсности аэрозолей. Как уже отмечалось выше, при спутниковых методах зондирования атмосферы существуют значительные погрешности.

Выводы. Таким образом, рассматривая атмосферу в качестве коллоидной системы, можно объяснить множество явлений и процессов, возникающих в атмосфере, связать их воедино, показывая принадлежность к одной и той же системе.

В работе приведены физико-химические особенности взвешенных в атмосфере аэрозолей, водных и льдистых частиц, выступающих в качестве дисперсной фазы коллоида. Описаны процессы облакообразования, оптические и электрические эффекты, возникающие в связи с особенностями атмосферы как коллоидной системы.

Отмечены наиболее злободневные эффекты воздействия аэрозольного вещества на человека, поскольку он неразрывно связан с биосферой посредством дыхания.

Резюме. В роботі розглянуто склад і механізми формування атмосферного аерозолю. Описано оптичні явища в атмосфері, обумовлені її колоїдними властивостями. Особливу увагу приділено морському аерозолю в приводному шарі атмосфери і його токсичності.

V.V. Goncharuk, V.B. Lapshin, M.A. Chichaeva, A.V. Syroeshkin

THE ATMOSPHERE AS COLLOIDAL SYSTEM

Summary

Atmosphere is a layer of gases around the Earth, which stretches from the Earth ground up to 100 km height, where it gradually transforms into the space environment. In the Article the atmosphere is regarded as a system containing a disperse phase, which possesses a wide range of processes and features that can be explained within the examination of atmosphere as colloidal system. The Article explains the effects that are related to the atmosphere's dispersion feature.

Список литературы.

- [1] *Фридрихсберг Д.А.* Курс коллоидной химии. – Л.:Химия, 1984. – 568 с.
- [2] *Фролов Ю.Г.* Курс коллоидной химии. Поверхностные системы и дисперсные явления. – М.: Химия, 1989. – 463 с.
- [3] *Седунов Ю.С.* Атмосфера: Справочные данные, модели. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 508 с.
- [4] *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Штайн Р., Серова В.В.* //Опыт системных океанографических исследований в Арктике. – М.: Науч. мир, 2001. – С.385 – 393.
- [5] *Хромов С.П., Петросяну М.А.* Метеорология и климатология. – М.:Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 520 с.
- [6] *Тимофеев Ю.М., Васильев А.В.* Теоретические основы атмосферной оптики. – СПб.: Наука, 2003. – 466 с.
- [7] *Петренчук О.П.* Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 264 с.
- [8] *Райст П.* Аэрозоли. – М.: Мир, 1987. – 280 с.
- [9] *Buseck P.R., Posfai M.*//Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 1999. – **96**. – P.3372 – 3379.
- [10] *Luo C.* // Atmos. Chem. Phys. Discuss. – 2004. – **4**. – P. 6823 – 6836.
- [11] *Spracklen D. V., Bonn B., Carslaw K. S.* // Phil. Trans. R. Soc. – 2008.– **366**. – P.4613 – 4626.
- [12] *Albrecht B.A.* // Science. –1989. – **245**, N 4923. – P.1227 – 1230.
- [13] *Andreae M.O., Rosenfeld D., Artaxo P., Costa A.A., Frank G.P., Longo K.M., Silva-Dias M.A.* // Ibid. – 2004. – **303**, N5662. – P.1309 – 1311.
- [14] *Spracklen D.V., Bonn B., Carslaw K.S.* // Phil. Trans. R. Soc. – 2008. – **366**. – P.4613 – 4626.
- [15] *Koren I., Martins J.V., Remer L.A., Afargan H.* // Science. – 2008. – **15**, N321. – P.946 – 949.
- [16] *Kaufman Y.J., Koren I., Remer L.A., Rosenfeld D., Rudich Y.*// PNAS. – 2005. – **102**, N32. – P. 11207 – 1212.
- [17] *Грин Х., Лейн В.* Аэрозоли – пыли, дымы и туманы.– Л.: Химия, 1972. – 428 с.
- [18] *Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1982. – 368 с.
- [19] *Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В.* Атмосферный аэрозоль.– Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 224 с.
- [20] *Расула С.* Химия нижней атмосферы.– М.: Мир,1976. – 408 с.
- [21] *Abbatt J.P., Benz S., Cziczo D.J., Kanji Z., Lohmann U., Muehler O.* // Science. – 2008. – **22**, N313. – P. 1770 – 1773.
- [22] *Ивлев Л.С., Довгальок Ю.А.* Физика атмосферных аэрозольных систем. – СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. – 194 с.
- [23] *Damato G., Cecchi L., D’Amato M., Liccardi G.* // J. Investig. Allergol. Clin. Immunol. – 2010. – **20**, N2. – P. 95 – 102.
- [24] *Бронитен В.А.* Серебристые облака и их наблюдение. – М.: Наука, 1984. – 128 с.
- [25] *Кейдл Р.* Твердые частицы в атмосфере и в космосе. – М.: Мир, 1969. –

279 с.

- [26] *Diabate S., Mulhopt S., Paur H.R., Krug H.F.* // Altern. Lab. Anim. – 2008. – **36**, N3. – P.285 – 298.
- [27] *Von Glasow R.* // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 2010. – **107**, N15. – P. 6594 – 6599.
- [28] *Кондратьев К.Я.* // Эколог. химия. – 1998. – **7**, № 2. – С. 73 – 85.
- [29] *Кондратьев К.Я.* // Там же. – 1998. – **7**, № 3. – С. 145 – 163.
- [30] *Асатуров М.Л., Будыко М.И., Винников К.Я.* Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 168 с.
- [31] *Демина Л.Л.* Формы миграции тяжелых металлов в океане (на ранних стадиях осадконакопления). – М.: Наука, 1982. – 272 с.
- [32] *Breyse P.N., Diette G.B., Matsui E.C., Butz A.M., Hansel N.N., McCormack M.C.* // Proc. Amer. Thorac. Soc. – 2010. – **7**, N 2. – P.102 – 106.
- [33] www.particleandfibretoxicology.com/content/pdf/1743-8977-6-27.pdf
- [34] *Бримблекумб П.* Состав и химия атмосферы. – М.: Мир, 1988. – 351 с.
- [35] *Casillas-Ituarte N.N., Callahan K.M., Tang C.Y., Chen X., Roeselova M., Tobias D.J., Allen H.C.* // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 2010. – **107**, N15. – P. 6616 – 6621.
- [36] *Junge C. E.* // J. Meteorology. – 1954. – **11**, N4. – P.323 – 333.
- [37] *Lingard J.J., Agus E.L., Young D.T., Andrews G.E., Tomlin A.S.* // J. Environ. Monit. – 2006. – **8**, N12. – P. 1203 – 1218.
- [38] *Шевченко В.П., Ван-Грикен Р., Ван-Малдерен Г., Лисицын А.П., Купцов В.М., Серова В.В.* // Докл. РАН. – 1999. – **366**, № 4. – С. 242 – 247.
- [39] *Шевченко В.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И., Лисицын А.П., Серова В.В.* // Там же. – 1997. – **355**, № 5. – С. 673 – 676.
- [40] *Шевченко В.П., Лисицын А.П.* Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. – М.: Наука, 2006. – 224 с.
- [41] *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И., Лукашин В.Н., Штайн Р.* // Тез. докл. Всерос. совещания выезд. науч. сессии "Антропогенное воздействие на природу Севера и его экологические последствия"; "Аэрозольный материал и загрязнение Арктики" (Аппатиты, июнь 1998 г.). – Аппатиты, 1998. – С.20 – 21.
- [42] *Charlson R.J., Schwartz S.E., Hales J.M., Cess R.D., Coakley J.A.Jr., Hansen J.E., Hofmann D.J.* // Science. – 1992. – **255**, N5043. – P.24423 – 24430.
- [43] *Desboeufs K.V., Sofikitis A., Losno R., Colin J.L., Ausset P.* // Chemosphere. – 2005. – **58**, N2. – P.195 – 203.
- [44] *Goldstein A.H., Koven C.D., Heald C.L., Fung I.Y.* // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 2009. – **106**, N 22. – P.8835 – 8840.
- [45] *Kondratyev K. Y., Ivlev L.S., Krapivin F., Varotsos C.A.* UK. – Chichester: Praxis Publishing Ltd, 2006. – 595 p.
- [46] *O'Dowd C.D., de Leeuw G.* // Philos. Transact. A, Math. Phys. Eng. Sci. – 2007. – P. 1753 – 1774.
- [47] *Tegen I., Hollrig P., Chin M., Fung I., Jacob D., Penner J.* // J. Geophys. Res. – 1997. – **102**. – P.23895 – 23915.
- [48] *Kolesnikov M.V., Matveeva I.S., Lapshin V.B., Pletenev S.S., Grigoryev A.V., Smirnov A.N., Balyshev A.V., Popov P.I., Ignatchenko A.V., Syroeshkin A.V.* // Oceanology. – 2005. – **45**, N1. – P. 102 – 111.

49. *Coquery M., Villeneuve J. P.* Final report on the split sampling exercises and quality assurance activities. EU Project № ENV RM S9602. – Amsterdam: ICWC, 2001. – 51 p.
50. *Jianhua Q., Xianguo L., Lijuan F., Manping Z.* //Oceanic and Coastal Sea Res. – 2006. – **5**, N 1. – P.85 – 90.
51. *Kang J., Cho B.C., Lee C.B.* // Sci. Total Environ. – 2010. – **408**, N11. – P. 2369 – 2377.
52. *O'Dowd C.D., Smyth M.H., Consterdine I., Lowe J.* // Atmos. Environ. – 1997. – **31**, N 1. – P. 73 – 80.
53. *O'Dowd C.D., Jimenez J.L., Bahreini R., Flagan R.C., Seinfeld J.H., Hameri K., Pirjola L., Kulmala M., Jennings S.G., Hoffmann T.* //Nature. – 2002. – **417**, N 6889. – P.597 – 598.
54. *Vaden T.D., Song C., Zaveri R.A., Imre D., Zelenyuk A.* // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 2010. – **107**, N 15. – P.136658 – 136663.
55. *Braban C.F., Adams J.W., Rodriguez D., Cox R.A., Crowley J.N., Schuster G.* // Phys. Chem. Chem. Phys. – 2007. – **9**, N 24. – P.136 – 148.
56. *Djikaev Y., Ruckenstein E.* // J. Chem. Phys. – 2006. – **125**, N 24. – P. 244707 – 244716.
57. *Knipping E.M., Lakin M.J., Foster K.L., Jungwirth P., Tobias D.J., Gerber R.B., Dabdub D., Finlayson-Pitts B.J.* // Science. – 2000. – **288**, N5464. – P.301 – 306.
58. *Sullivan R.C., Prather K.A.* // Environ. Sci. and Technol. – 2007. – **41**, N 23. – P.8062 – 8069.
59. *Turco R.P., Yu F., Zhao J.X.* //J. Air Waste Manag. Assoc. – 2000. – **50**, N5. – P.902 – 907.
60. *Dutton S.J., Williams D.E., Garcia J.K., Vedal S., Hannigan M.P.* // Atmos. Environ. – 2009. – **43**, N12. – P.2018 – 2030.
61. *Kim K.W., Kim Y.J., Bang S.Y.* // Environ. Monit. Assess. – 2008. – **141**, N 3. – P.189 – 199.
62. *Abdalmogith S.S., Harrison R.M.* // J. Environ. Monit. – 2006. – **8**, N 7. – P.691 – 699.
63. *Beddows D.C., Donovan R.J., Harrison R.M., Heal M.R., Kinnersley R.P., King M.D., Nicholson D.H., Thompson K.C.* //Ibid. – 2004. – **6**, N2. – P.124 – 133.
64. *Di Filippo P., Riccardi C., Gariazzo C., Incoronato F., Pomata D., Spicaglia S., Cecinato A.* // Ibid. – 2007. – **9**, N3. – P.275 – 282.
65. *Carazzone C., Raml R., Pergantis S.A.* // Anal. Chem. – 2008. – **80**, N 15. – P. 5812 – 5818.
66. *Crain E.F., Walter M., O'Connor G.T., Mitchell H., Gruchalla R.S., Kattan M., Malindzak G.S., Enright P., Evans R., Morgan W., Stout J.W.* //Environ. Health. Perspect. – 2002. – **110**, N 9. – P.939 – 945.
67. *Hussein T., Kulmala M.* // Water, Air and Soil Pollut. – 2008. – **8**, N 1. – P.23 – 34.
68. *Linares C., Дназ J.* //Гас. Санит. – 2009. – **23**, N 3. – P.192 – 197.
69. *Mouli P.C., Mohan S.V., Reddy S.J.* // Environ Monit Assess. – 2006. – **117**, N3. – P.291 – 305.
70. *Weichenthal S., Dufresne A., Infante-Rivard C.* // Indoor Air. – 2007. – **17**, N2. – P.81 – 91.
71. *Всемирная организация здравоохранения. Европейское региональное*

бюро, Копенгаген. Мониторинг качества атмосферного воздуха для оценки воздействия на здоровье человека: Регионал. публ. ВОЗ, Евр. сер. №8. – Копенгаген, 2001. – 239 с.

72. *Almeida S.M., Pio C.A., Freitas M.C., Reis M.A., Trancoso M.A.* //Sci. Total Environ. – 2006. – **368**, N3. – P.663 – 674.
73. *Alves C.A.* //Anais da Academia Brasileira de Ciencias. – 2008 – **80**, N1. – P.21 – 82.
74. *AMAP Assessment 2006: Acidifying Pollutants, Arctic Haze, and Acidification in the Arctic.* Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. – 112 p.
75. *Madsen A.M., Schlunssen V., Olsen T., Sigsgaard T., Avci H.* // Ann. Occup. Hyg. – 2009. – **53**, N 7. – P.749 – 757.
76. *Mazzera D.M., Lowenthal D.H., Chow J.C., Watson J.G.* // Chemosphere. – 2001. – **45**, N 3. – P.347 – 356.
77. *Moreno T., Querol X., Alastuey A., Garcia do Santos S., Fernandez Patier R., Articano B., Gibbons W.* // J. Environ. Monit. – 2006. – **8**, N10. – P.1060 – 1068.
78. *Корж В.Д.* // Докл. АН СССР – 1986. – **286**, №6. – С.12 – 15.
79. *Фукс Н.А.* Успехи механики аэрозолей. Итоги науки. Химические науки. М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т.5. – 147 с.
80. *Фукс Н.А.* Механика аэрозолей. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 340 с.
81. *Будыко М.И.* Непреднамеренные воздействия на климат. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 260 с.
82. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С.* Краткий справочник по геохимии. – М.: Наука, 1977. – 184 с.
83. *Church J.A., White N.J., Arblaster J.M.* // Nature. – 2005. – **438**, N 7064. – P. 374 – 377.
84. *Лесников Е.В., Чичаева М.А., Лапшин В.Б., Гребенникова Т.В., Сыроешкин А.В.* // Естеств. и техн. науки. – 2010. – №5. – С 1 – 12.
85. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы.– М.: Наука, 1991. – 243 с.
86. *Корж В.Д.*// Докл. АН СССР. – 1987. – **292**, № 4. – С. 822 – 827.
87. *Гинзбург А.И., Федоров К.Н.* Приповерхностный слой океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 303 с.
88. *Краус Е.Б.* Взаимодействие атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 295 с.
89. *Лебедев В.Л., Айзатуллин Т.А., Хайлов К.М.* Океан как динамическая система. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 203 с.
90. *Михайлов В.И.* Поверхностный микрослой морского океана.– СПб.: Гидрометеоздат, 1992. – 276 с.
91. *Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 256 с.
92. *Савенко В.С.* Химия водного поверхностного микрослоя. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 184 с.
93. <http://ecomed.narod.ru/sciprogram.html>.
94. *Монин А.С., Лисицин А.П.* Биогеохимия Океана. – М.: Наука, 1983. – 367 с.
95. *Сыроешкин А.В., Попов П.И.* Морские аэрозоли: Токсичность, методы исследования. – М.: Медбизнесгруп, 2005. – 110 с.
96. *Савенко В.С.* // Вестн. Моск. ун-та, Сер.5. – 1998. – №1. – С.28 – 32.

97. *Cheng Y.S., Mcdonald J.D., Kracko D., Irvin C.M., Zhou Y., Pierce R. H., Henry M.S., Bourdelais A., Naar J., Baden D.G.* // *Environ. Sci. and Technol.* – 2005. – **39**, N10. – P. 3443 – 3449.
98. *Duncan L.K., Jinschek J.R., Vikesland P.J.* // *Ibid.* – 2008. – **42**, N1. – P. 173 – 178.
99. *Khlebtsov B.N., Khanadeev V.A., Khlebtsov N.G.* // *Langmuir.* – 2008. – **24**, N16. – P.8964 – 8970.
100. *Polymenakou P.N., Mandalakis M., Stephanou E.G., Tselepidis A.* // *Environ. Health Perspect.* – 2008. – **116**, N3. – P.292 – 296.
101. *Ramgolam K., Favez O., Cachier H., Gaudichet A., Marano F., Martinon L., Baeza-Squiban A.* // *Particle and Fibre Toxicol.* – 2009. – **6**, N10. – P. 1 – 6.
102. *Harrison R.M., Shi J.P., Xi S., Khan A., Mark D., Kinnersley R., Yin J.* // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* – 2000. – **358**. – P.2567 – 2580.
103. *Hayasaka T., Meguro Y., Sasano Y., Takamura T.* // *Appl Opt.* – 1998. – **37**, N6. – P.961 – 970.
104. *Holm J., Roberts J.T.* // *Langmuir.* – 2007. – **23**, N22. – P.11217 – 11224.
105. *Huang X.F., Yu J.Z., He L.Y., Hu M.* // *Environ. Sci. and Technol.* – 2006. – **40**, N17. – P. 5355 – 5360.
106. *Хорн Р.* Морская химия. – М.: Мир, 1972. – 400 с.
107. *Плетенева Т.В., Саломатин Е.М., Сыроешкин А.В., Бархударов Р.М., Денисова Н.А., Избаиш О.А., Коваленко А.Е., Попов П.И., Ходорович Н.А.* Токсикологическая химия – 3-е изд., испр. – М.: ГЕОТАР-Медиа, 2008. – 509 с.
108. *Castillo J. L. Velarde, M. G.* // *J. Non-Equilib. Thermodyn.* – 1980. – **5**. – P. 111 – 124.
109. *Xenkali K., Marquet P., Rerolle J., Meur Y., Gastinel L.* // *BMC Genomics.* – 2008. – **9**, N 1. – P. 541.
110. *De Momi A., Lead J.R.* // *Sci. Total Environ.* – 2008. – **405**, N1/3. – P. 317 – 323.
111. *Adhikari A., Jung J., Reponen T., Lewis J.S., DeGrasse E.C., Grimsley L.F., Chew G.L., Grinshpun S.A.* // *Environ. Res.* – 2009. – **109**, N3. – P. 215 – 224.
112. *Neverov K.V., Krasnovski A.A.* // *Biofizika.* – 2004. – **49**, N3. – P. 493 – 498.
113. *Сыроешкин А.В., Гребенникова Т.В., Азова М.М., Аканина Д.С., Колесников М.В., Лапшин В.Б.* // Тез. докл. IX Междунар. конгресса "Здоровье и образование в XXI веке", "Влияние космической погоды на биологические системы в свете учения А.Л. Чижевского" (Санкт-Петербург, 27 – 30 ноября 2008 г.). – М.; СПб, 2008. – С. 469 – 470.
114. *Baylor E.R., Baylor M.B., Blanchard D.C., Syzdek L.D., Appel C.* // *Science.* – 1977. – **198**, N 4317. – P. 575 – 580.
115. *Syroeshkin A.V., Grebennikova T.V., Pletenev S.S., Lapshin V.B.* // *New Methodologies and Interdisciplinary Approaches in Global Change Research. The 1st ESF – FMSH Entre – Sciences Conf. Ser. in Environ. Sci. 05 – 10 November 2008, IGeSA, Porquerolles, France.* – P. 87 – 88.
116. *Santabarbara S., Neverov K.V., Garlaschi F.M., Zucchelli G., Jennings R.C.* // *FEBS Lett.* – 2001. – **491**, N1. – P.109 – 113
117. *Pierce R.H., Henry M.S.* // *Ecotoxicol.* – 2008. – **17**, N17. – P.623 – 631.
118. *Johnson B.D., Cooke R.C.* // *Limnol. Oceanogr.* – 1980. – **25**. – P. 653 – 661.
119. *Perrino C., Catrambone M., Esposito G., Lahav D., Mamane Y.* // *Environ. Monit. Assess.* – 2009. – **152**, N 4. – P.231 – 244.
120. *Лапшин В.Б., Рагулин И.Г.* // *Изв. РАН.* – 1992. – **28**, № 10/11. – С.190 – 196.

121. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2001/135.pdf>
122. *Dall'Osto M., Harrison R.M., Beddows D.C., Freney E.J., Heal M.R., Donovan R.J.* // Environ. Sci. and Technol. – 2006. – **40**, N 16. – P. 5029 – 5035.
123. *Garrett W.D.* // Limnol. Oceanogr. – 1965. – **10**. – P.602 – 605.
124. *Geever M., O'Dowd C. D., Ekeren S., Flanagan R., Nilsson E. D., De Leeuw G., Rannik U.* // Geophys. Res. Lett. – 2005. – **32**, N15. – P.158101 – 158104.
125. *Gilman J.B., Vaida V.* // J. Phys. Chem, A. – 2006. – **110**, N24. – P. 7581 – 7587.
126. <http://www.uea.ac.uk/env/solas/ss04/science>
127. *The sea surface and global change* /Eds. P.S. Liss, R.A. Duce. – Cambridge: Cambridge University Press, 1997. – 519 p.
128. *Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 183 с.
129. *Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С.* // Геохимия. – 1978. – №8. – С. 1211 – 1229.
130. *Демина Л.Л., Фомина Л.С.* // Там же. – 1978. – № 11. – С.1710 – 1726.
131. *Елпатьевский П.В.* Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. – М.: Наука, 1993. – 266 с.
132. *Ковальский В.В.* Геохимическая экология. – М.: Наука, 1974. – 274 с.
133. *Емельянов Е.М.* // Геохимия. – 1977. – №4. – С. 565 – 577.
134. *Зуев В.Е., Зуев В.В.* Современные проблемы атмосферной оптики: Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – Т. **8**. – 321 с.
135. *Мур Дж.В., Рамамурти С.* Тяжелые металлы в природных водах. – М.: Мир, 1987. – 286 с.
136. *Савенко В.С.* // Докл. АН СССР. – 1989. – **309**, №5. – С. 12 – 15.
137. *Проблемы химического загрязнения вод мирового океана: Влияние загрязнения поверхностного слоя на тепло-, газо- и влагообмен океана с атмосферой* / Под ред. С.А. Пагина – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – Т. 3. – 120 с.
138. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2004/039.pdf>
139. *Baier R.E., Goupil D.W., Perlmutter S., King R.* // J. Rech. Atmos. – 1974. – **8**. – P. 571 – 600.
140. *Deane G.B., Stokes M.D.* // Nature. – 2002. – **418**, N6900. – P. 839 – 844.
141. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2006/088.pdf>
142. *Фадеев В.В., Буриков С.А., Волков П.А., Лапшин В.Б., Сыроешкин А.В.* //Океанология. – 2009. – **49**, № 2. – С. 1 – 7.
143. *Garcna Nieto P.J., del Coz Dnaz J.J., Ordycez Galun C., Taboada Castro J.* // Environ. Technol. – 2006. – N 3. – P.337 – 348.
144. *Tursic J., Podkrajsek B., Grgic I., Ctyroky P., Berner A., Dusek U., Hitzemberger R.* // Chemosphere. – 2006. – **63**, N7. – P.1193 – 1202.
145. *Delalieux F., Van Grieken R., Potgieter J.H.* // Mar. Pollut. Bull. – 2006. – **52**, N6. – P.606 – 611.
146. *EMEP Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the long – range transmission of air pollutants in Europe. Nransbboundary particulate matter in Europe. Status report №4, Chemical co-ordinating centre of EMEP, Kjeller, Norway, 2009. – 98 p.*
147. *Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Лисицын А.П., Серова В.В., Иванов Г.В.*

- //Океанология. – 1996. – **36**, № 2. – С. 288 – 298.
148. *Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R.* // *Sci. Total Environ.* – 2003. – **306**. – P.11 – 25.
 149. *Seinfeld J.H., Erdakos G.B., Asher W.E., Pankow J.F.* // *Environ. Sci. and Technol.* – 2001. – **35**, N 9. – P.1806 – 1817.
 150. *Went F.W.* // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 1956. – **46**, N 2. – P.212 – 221.
 151. *Sorooshian A., Lu M.L., Brechtel F.J., Jonsson H., Feingold G., Flagan R.C., Seinfeld J.H.* // *Environ. Sci. and Technol.* – 2007. – **41**, N 13. – P.4647 – 4654.
 152. *Wiesner M.R., Hotze E.M., Brant J.A., Espinasse B.* // *Water Sci. and Technol.* – 2008. – **57**, N 3. – P.305 – 310.
 153. *Wise M.E., Baustian K.J., Tolbert M.A.* // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 2010. – **107**, N15. – P.6693 – 6698.
 154. *Tunved P., Hansson H.C., Kerminen V.M., Strom J., Maso M.D., Lihavainen H., Viisanen Y., Aalto P.P., Komppula M., Kulmala M.* // *Science.* – 2006. – **312**, N5771. – P.14261 – 14263.
 155. *Anhalt J.P., Fenselau C.* // *Anal. Chem.* – 1975. – **47**. – 219 – 225.
 156. *Сыроешкин А.В., Балышев А.В., Гребенникова Т.В., Успенская Е.В., Чичаева М.А., Плетенев С.С., Лапшин В.Б.* // *Вест. РУДН, Сер. Медицина.* – 2008. – №6. – С. 616 – 618.
 157. *Лапшин В.Б., Матвеева И.С., Яблоков М.Ю., Игнатченко А.В., Колесников М.В., Шокина О.С., Плетенев С.С., Боровик Р.В., Сыроешкин А.В.* // *Тр. Гос. океанограф. ин-та.* – 2005. – **209**. – С. 407 – 421.
 158. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2010/034.pdf>
 159. *Патеев М.Р., Матвеева И.С., Затров В.А., Щербakov П.Г., Чичаева М.А., Лапшин В.Б., Сыроешкин А.В.* // *Естеств. и техн. науки.* – 2008. – №4. – С. 51 – 53.
 160. *Чечко В.А., Курченко В.Ю.* // *Метеорология и гидрология.* – 2008. – №11. – С. 85 – 89.
 161. *ГОСТ 12.2.4.05-83. Охрана природы. Атмосфера. Гравиметрический метод определения взвешенных частиц пыли.* – Введ 20.12.83 г.
 162. *Young J. Kim, Platt U.* *Advanced Environmental Monitoring.* – Dordrecht: Springer, 2007. – 432 p.
 163. *Barkay Z., Teller A., Ganor E., Levin Z., Shapira Y.* // *Microsc. Res. Technol.* – 2005. – **68**, N2. – P.107 – 114.
 164. *Landulfo E., Lopes F.J., Mariano G.L., Torres A.S., de Jesus W.C., Nakaema W.M., Jorge M.P., Mariani R.* // *J. Air Waste Manag. Assoc.* – 2010. – **60**, N4. – P. 386 – 392.
 165. *Kokhanovsky A. A., Deuzre J. L., Diner D. J., Dubovik O., Ducos F., Emde C., Garay M. J., Grainger R. G., Heckel A., Herman M., Katsev I. L., Keller J., Levy R., North P. R. J., Prikhach A. S., Rozanov V. V., Sayer A. M., Ota Y., Tanrre D., Thomas G. E., Zege E. P.* // *Atmos. Meas. Technol. and Discuss.* – 2009. – **2**. – P. 3369 – 3439.
 166. *Wang J., Christopher S.A.* // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – **30**, N21. – P. 2095 – 2099.