

УДК 582.288:551.510.42

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ГРИБНОГО АЭРОЗОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ: I. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И УРАВНЕНИЯ

Глаголев М.В.^{1,2,3,4}, Сабреков А.Ф.^{2,3,4}, Фаустова Е.В.¹, Марфенина О.Е.¹

¹) Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²) Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск

³) Томский государственный университет

⁴) Институт лесоведения РАН, Москва

m_glagolev@mail.ru

Грибы – важные аллергены, патогены растений, животных и человека, а также они образуют токсины и являются агентами биодеградации естественных и искусственных материалов. Данная публикация обобщает сравнительно немногочисленные теоретические и экспериментальные работы, посвященные моделированию динамики биоаэрозолей в приземном слое атмосферы. Акцент сделан на тех процессах и количественных закономерностях, которые важны для расчёта динамики грибного аэрозоля, состоящего из спор и вегетативных клеток различного диаметра. Описаны ключевые процессы, определяющие динамику биоаэрозоля в приземном слое атмосферы: эмиссия, гравитационная седиментация, турбулентная диффузия, вымывание осадками, соударение частиц и ряд других процессов. Осуществляется постановка задачи, вводится ряд уравнений, описывающих динамику биоаэрозоля в приземном слое атмосферы, обсуждаются граничные условия, необходимые для проведения расчётов.

Ключевые слова: биоаэрозоль, споры грибов, гравитационная седиментация, вымывание спор осадками, турбулентная коагуляция.

Цитирование: Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Фаустова Е.В., Марфенина О.Е. 2016. Моделирование динамики концентрации грибного аэрозоля в приземном слое атмосферы: I. Основные процессы и уравнения // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 7. № 2. С. 85-102.

Citation: Glagolev M.V., Sabrekov A.F., Faustova E.V., Marfenina O.E. 2016. Modelling of concentration dynamics of fungal aerosols in the atmospheric boundary layer: I. Basic processes and equations // Environmental dynamics and global climate change. V. 7. No. 2. P. 85-102.

ВВЕДЕНИЕ

Взвесь твердых (и жидких) частиц в газообразной среде называется аэрозолем. Согласно Х. Юнге, типичными компонентами атмосферных аэрозолей (наряду с солями, кислотами, окислами металлов, органическими продуктами сгорания, веществами вулканического и внеземного происхождения из металла и камня) являются вещества биологической природы [Пруппахер, 1976, с. 12]. Для обозначения последних используется термин «биоаэрозоль» [Goyer et al., 2001]. В отдельных регионах споры грибов вносят наибольший вклад в состав биоаэрозоля. Например, согласно R. Jaenicke (2007), J.A. Huffman (2012) и их соавторам, это имеет место в бассейне р. Амазонка. Моделирование, которое осуществили С.L. Heald и D.V. Spracklen (2009) привело к выводу о том, что 23% всей первичной эмиссии органического аэрозоля имеет «грибной» источник [Sesartic et al., 2013].

Атмосферные аэрозольные частицы обладают широким диапазоном размеров: радиусами от $\sim 6 \cdot 10^{-8}$ см до более чем $1.5 \cdot 10^{-2}$ см (частицы обычно¹ делят на три диапазона по размерам²: частицы Айткена – $r < 10^{-5}$ см, большие частицы – $10^{-5} < r < 10^{-4}$ см, гигантские частицы – $r > 10^{-4}$ см). Верхний предел размеров аэрозольных частиц определяется седиментацией. Частицы радиусом более 20 мкм остаются во взвешенном состоянии в течение лишь очень коротких периодов времени, и их существование поэтому ограничивается районом их источника. Нижняя граница спектра размеров

¹ Впрочем, по вопросу о том, что считать аэрозолем, полного единства между исследователями нет. Так, Хайди [1976, с. 194] под аэрозолями понимает взвесь с частицами радиусом < 20 мкм. Однако многие споры подходят и под это определение.

² С формально-математической точки зрения более правильно было бы наряду со строгими неравенствами использовать и нестрогие (например, так: $r < 10^{-5}$ см, $10^{-5} \leq r < 10^{-4}$ см и $r \geq 10^{-4}$ см), иначе получится, что частицы с размерами, соответствующими границам классов (10^{-5} и 10^{-4} см), нельзя будет отнести ни к одному классу.

определяется коагуляцией, вызывающей быстрое присоединение частиц [Пруппахер, 1976, с. 12]. Размеры спор – от 3-5 до 25-50 мкм [Гиляров, 1986, с. 602] (т.е. от $3\cdot 5\cdot 10^{-4}$ см до $2.5\cdot 5\cdot 10^{-3}$ см, что соответствует размерам гигантских аэрозольных частиц). Таким образом, споры в атмосфере входят в состав аэрозоля, следовательно, для описания динамики их концентрации можно использовать развитую теорию динамики аэрозоля.

Содержание аэрозоля ($PM_{2.5}$, PM_{10}) является одним из важнейших показателей, рекомендованных Всемирной организацией здравоохранения³ для контроля качества воздуха (споры некоторых грибов, как видим, как раз попадают в группу PM_{10}). Для европейских стран предусмотрен норматив среднесуточной массовой концентрации частиц аэрозоля PM_{10} (ПДК_{СС}) в приземном воздухе, который составляет 50 мкг/м³.

Следует отметить, что данный норматив введен для биологически неактивного аэрозоля, воздействие которого на органы дыхания ограничивается механическим созданием. Но споры грибов способны оказывать гораздо более серьезное влияние чем «обычная» пыль:

1) Большинство грибных спор являются сильными аллергенами. Они могут служить причиной возникновения аллергических заболеваний, клиническими проявлениями которых являются бронхиальная астма, аллергический ринит, атопический дерматит, конъюнктивит и т.д. [Еланский и Рыжкин, 2004]. В частности, существует предположение⁴, что споры грибов рода *Cladosporium* вызывают аллергический ответ у больных с атопией при концентрации более 3000 спор/м³, а рода *Alternaria* – более 1200 спор/м³. В этой связи актуально изучение концентрации спор этих грибов и ее динамики [Рыжкин и др., 2002].

2) По воздуху распространяются споры возбудителей болезней растений, животных и человека, а также грибов, вызывающих повреждения искусственных и природных используемых человеком материалов [Еланский и Рыжкин, 2004].

3) Споры некоторых грибов токсичны и способны вызвать отравления при их вдыхании [Еланский и Рыжкин, 2004]. Т.е. можно ожидать, что существенное воздействие на здоровье человека будет оказывать грибные споры и в концентрациях, значительно меньших чем 50 мкг/м³.

Кроме этого, споры ряда грибов⁵ показали себя (в лабораторных условиях) в качестве очень эффективных центров кристаллизации при образовании ледяных ядер. В результате, споры грибов были введены в качестве отдельного вида аэрозоля в глобальную климатическую модель ЕСНАМ5-НАМ⁶, где играли роль именно таких центров кристаллизации⁷ [Sesartic et al., 2013].

Тот факт, что воздушные потоки ресуспандируют биомассу с заплесневелых предметов и способствуют образованию биологических аэрозолей, исследователи⁸ отмечали еще в 1975 г. В дальнейшем И.В. Мамонова [1993] предложила количественные критерии миграционной активности плесневых грибов, основанные на учете броуновского движения и гравитационной седиментации. Эти критерии применимы в условиях неподвижной атмосферы с относительно постоянными свойствами, например в непроветриваемых (или с некоторой погрешностью – в плохо проветриваемых) помещениях. Однако ситуация в атмосфере вне помещений гораздо сложнее.

Подавляющая часть атмосферных движений носит турбулентный характер, за исключением движений в очень тонком слое воздуха (толщиной в несколько миллиметров), непосредственно прилегающем к земной поверхности (так называемый вязкий подслой) [Матвеев, 2000, с. 212]. Таким

³Рекомендации ВОЗ по качеству воздуха, касающиеся твердых частиц, озона, двуокси азота и двуокси серы. Глобальные обновленные данные 2005 год. Женева: Всемирная организация здравоохранения. – Цит. по [Глазкова и др., 2012].

⁴ Caretta G. // Aerobiologia. 1992. V. 8. P. 439. – Цит. по [Рыжкин и др., 2002].

⁵ По данным S. Pouleur с соавторами (1992) это относится, например, к *Fusarium avenaceum* и *Fusarium acuminatum*. С другой стороны, по данным R. Iannone с соавторами (2011), споры *Cladosporium* демонстрировали низкую способность к образованию ледяных ядер; это могло быть обусловлено тем, что поверхность этих спор покрыта гидрофобными белками [Sesartic et al., 2013].

⁶ Это – объединение Hamburg Aerosol Model (HAM) и 5-го поколения модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в European Centre for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF), в дальнейшем развивавшейся в Max-Planck Institute for Meteorology. Ее краткое описание и подробные ссылки заинтересованный читатель может найти в [Sesartic et al., 2013].

⁷ Справедливости ради надо отметить, что введение таких «грибных» центров кристаллизации не слишком сильно изменило предсказания модели в отношении образования облаков и осадков в глобальном масштабе (в модели масса грибной споры принималась равной $3.3\cdot 10^{-14}$ кг, а их средняя плотность 0.85 г/см³ – по данным, которые опубликовали P. Varon и K. Willeke в 2001 г.) [Sesartic et al., 2013].

⁸ Огарков В.И., Гапачко К.Г. Аэрогенная инфекция. М.: Медицина, 1975. 232 с. – Цит. по [Мамонова, 1993]

образом, в миграционной активности плесневых грибов вне помещений основную роль будет играть турбулентная диффузия, которая гораздо интенсивнее броуновского движения (коэффициент турбулентной диффузии на несколько порядков превышает коэффициент молекулярной диффузии).

Целью нашей работы было: дать обзор теории динамики биологического аэрозоля, позволяющей строить математические модели в общей ситуации, в том числе и в случае развитой атмосферной турбулентности.

КОНЦЕПТУАЛИЗАЦИЯ

Общие представления (концептуальная модель)

Источником грибных спор в воздухе служит поверхностная микобиота: плесени, паразиты растений и другие грибы, обитающие на растениях, на поверхности почвы и на техногенных субстратах. Большинство видов грибов снабжены специальными механизмами, с помощью которых они могут активно выбрасывать споры в свободно движущийся турбулентный слой воздуха [Еланский и Рыжкин, 2004]. Но даже и без активного выброса спор, постоянно действующая ветровая эрозия ведет к тому, что они вместе с частицами почвы вновь поступают в атмосферу, увеличивая концентрацию пыли в воздухе [Махонько, 1962, с. 253]. Вопросы ветровой эрозии почвы и запыления воздуха подробно рассмотрены в монографии В.М. Гендугова и Г.П. Глазунова [2007].

Содержание аэрозоля в приземном воздухе определяется эмиссией, седиментацией, коагуляцией и зависит от метеорологических условий [Глазкова и др., 2012]. Наиболее общим примером процесса удаления воздушной взвеси, вероятно, является выпадение под действием силы тяжести, действующей на частицу, плотность которой больше, чем плотность окружающей среды [Хайди, 1976, с. 194].

Также аэрозоли эффективно удаляются из атмосферы в ходе выпадения осадков, когда частицы осадков падают через воздушную среду [Хайди, 1976, с. 204]. Кроме того, на распространение примесей в атмосфере оказывают существенное влияние туманы⁹ [Зимин, 1962, с. 116]. Теоретическое рассмотрение вопроса вымывания аэрозолей из атмосферы осадками выполнили S. Greenfield¹⁰ и Зимин [1962]. В частности, в этих работах было показано, что наиболее эффективно дождевые капли вымывают частицы аэрозоля диаметром < 0.2 мкм и > 4 мкм. Во втором случае действует, в основном, механизм инерционного захвата частиц аэрозоля падающей дождевой каплей, а в первом – механизм конвективной диффузии аэрозоля на каплю [Малахов и Солодихина, 1962, с. 152].

Межгодовые различия в структуре грибного аэрозоля

Результаты исследования динамики концентрации основных таксономических групп грибных спор представлены в работе [Еланский и Рыжкин, 2004], где изучались конидии дейтеромицетов (на примере конидий рода *Cladosporium* и отличающихся крайне сильной аллергенной активностью конидий рода *Альтернария*), аскоспоры и базидиоспоры в приземном воздухе (на территории Метеорологической обсерватории МГУ им. М.В. Ломоносова на высоте 15 м) в периоды с апреля по сентябрь 1999-2002 гг. Эти наблюдения показали межгодовые различия в структуре грибного аэрозоля приземного воздуха. Влажное и прохладное лето отличается низкой концентрацией конидий дейтеромицетов и высокой – базидиоспор, среди которых преобладают споры шляпочных макромицетов. Теплое и сухое лето показывает обратное распределение конидий дейтеромицетов и базидиоспор, причем среди базидиоспор преобладают споры грибов с многолетними плодовыми телами (трутовиков). Возможно указанные различия связаны с различиями в продуктивности грибов разных групп в тех или иных погодных условиях.

Сезонная динамика концентрации спор

Концентрация и состав грибного аэрозоля в приземном воздухе претерпевают сильные сезонные изменения [Рыжкин и др., 2002; Еланский и Рыжкин, 2004; Марфенина и др., 2016], обусловленные как тем, что различные грибы связаны с разными функциональными типами растений, имеющими четкую сезонную динамику [Sesartic et al., 2013], так и спецификой жизненных циклов самих видов грибов. В

⁹ И еще – облака [Зимин, 1962]. Но поскольку здесь мы моделируем динамику, во-первых, грибных спор (а в облаке захватываются преимущественно частицы диаметром < 0.2 мкм [Малахов и Солодихина, 1962, с. 152]) и, во-вторых, описываем эту динамику только в приземном слое атмосферы, то будем рассматривать лишь *подоблачное* вымывание. (Кроме того, оценка потери частиц вследствие *внутриоблачного* вымывания требует рассмотрения сложных взаимодействующих факторов, которые могут способствовать выведению аэрозолей облачными каплями или кристаллами льда [Хайди, 1976, с. 204]).

¹⁰ Greenfield S. Rain scavenging of radioactive particulate matter from the atmosphere. J. Meteor., 14, No. 2, 1957. – Цит. по [Малахов и Солодихина, 1962, с. 152, 162].

частности, в московском воздухе распределение концентраций по декадам теплого сезона позволяет выделить три периода, различающиеся по концентрациям спор в воздухе и долям групп в суммарном числе грибных спор. *Первый период* охватывает апрель-май. Он отличается низкими концентрациями всех групп спор. Преобладают группы кладоспориум и аскоспоры. *Второй период* включает июнь, июль и первую декаду августа. Он отличается высокой концентрацией спор всех групп. В этот период достигают максимальной концентрации группы кладоспориум, альтернария, веретеновидные споры. В июне появляются базидиоспоры, их концентрация сильно возрастает к концу июля. *Третий период* включает 2 и 3 декады августа и сентябрь. В этом периоде достигают максимальной концентрации базидиоспоры, остается высокой концентрация кладоспориума. Содержание в воздухе спор других групп невысокое и имеет тенденцию к снижению [Еланский и Рыжкин, 2004]. В других регионах сезонная динамика может быть иной: в странах с теплым климатом, мягкой зимой (Италия, Индия) споры *Cladosporium* и *Alternaria* обнаруживаются на протяжении всего года с пиком концентрации в вегетационный период. В странах с холодной зимой (Швеция, Великобритания, Россия) споры этих грибов выявляются, как правило, в теплый вегетационный период [Рыжкин и др., 2002].

Суточная динамика концентрации спор

По данным Ф. Грегори¹¹ для ряда грибов (в частности, *Cladosporium* и *Alternaria*) характерен «дневной тип» распределения концентрации спор в воздухе с максимумом в послеобеденное время [Рыжкин и др., 2002]. С.Н. Еланский и Д.В. Рыжкин [2004] при изучении широкого спектра спор установили, что время наступления суточного максимума различно для спор разных групп. Концентрация конидий кладоспориума, действительно, достигает максимума в послеобеденные часы (с 12 до 18), но базидиоспор – наоборот, в утренние (с 2 до 9), а концентрация аскоспор остается примерно одинаковой в течение суток. Асинхронность суточных вариаций концентраций конидий дейтеромицетов и базидиоспор определяет стабильность суммарной концентрации в течение суток.

Суточные вариации концентрации определяются таксономической принадлежностью спор и их летучестью. Концентрации базидиоспор всех изученных видов базидиомицетов имели одинаковый суточный ход, аналогичная ситуация прослеживается и при изучении суточных изменений концентрации конидий дейтеромицетов. Однако среди аскоспор подобной закономерности выявлено не было. По-видимому, это связано с большим разнообразием механизмов эмиссии спор в этой группе [Еланский и Рыжкин, 2004].

Пространственно-временные границы моделируемой системы и связи с окружающей средой

В связи с приведенными выше результатами наблюдений [Рыжкин и др., 2002; Еланский и Рыжкин, 2004] **представляется наиболее интересным моделировать динамику грибного аэрозоля в сезонном масштабе. Пространственные границы определяются толщиной приземного слоя атмосферы.**

Кратковременные внутрисезонные колебания численности спор вызываются, как правило, метеорологическими факторами [Еланский и Рыжкин, 2004]. Вообще же концентрация спор в атмосферном воздухе зависит от климатических¹² факторов, времени года и суток. Важное значение имеет и географическое положение района исследований [Рыжкин и др., 2002]. Очевидно, что географическое положение и время года не являются отдельными факторами, поскольку они должны сильно коррелировать с метеорологическими факторами (погодой). По-видимому, то же самое можно сказать и о времени суток. Таким образом, **главнейшими в модели должны быть метеорологические факторы.**

СПЕЦИФИКАЦИЯ

Переменные состояния и входные переменные

В данной работе в качестве единственной зависимой переменной будем рассматривать концентрацию грибного аэрозоля в атмосфере. Независимыми переменными, очевидно, будут пространственные координаты и время.

Возможно, в дальнейшем будет полезно выделить две независимых переменных – концентрацию спор и жизнеспособных вегетативных клеток. При этом можно ставить задачи для спор из различных

¹¹ Грегори Ф. Микробиология атмосферы. М., 1964. – Цит. по [Рыжкин и др., 2002].

¹² Хотя Д.В. Рыжкин и др. [2002] говорят именно о «климатических» факторах, на наш взгляд правильнее говорить о конкретной погоде.

групп (или спор различных видов грибов), однако пока представляется, что уравнение для одной группы никак не будет связано с уравнением для другой группы.

Коэффициент вымывания и среднее время пребывания

Следуя Малахову и Солодихиной [1962, с. 154], коэффициент вымывания (σ) можно определить как отношение количества аэрозоля, удаленного в единицу времени из столба воздуха, к общему количеству аэрозоля, имеющегося в том же столбе воздуха. При расчете следует учитывать, что падение капли в среднем происходит со скоростью 3-4 м/с, поэтому относительно медленными процессами преобразования аэрозоля (в течение времени прохождения капель приземного слоя) можно пренебречь.

Известно¹³, что в умеренных широтах среднегодовая сумма времени, в течение которого идут дожди, в шесть раз меньше времени с сухой погодой. Считая, что без дождя вымывания нет, можно оценить среднегодовое значение коэффициента вымывания [Малахов и Солодихина, 1962, с. 154] $\sigma_{\text{год}} = \sigma/6$.

Величину $T = 1/\sigma_{\text{год}}$ следует рассматривать как верхний предел среднего времени пребывания аэрозоля в нижней тропосфере, поскольку удаление аэрозолей из тропосферы вследствие их захвата облачными каплями [Малахов и Солодихина, 1962, с. 154] и посредством других механизмов при этом не учитывается. Понятно, что для каждого механизма можно измерить величину, аналогичную σ .

ИДЕНТИФИКАЦИЯ СТРУКТУРЫ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Простейшее (0-мерное) уравнение динамики концентрации аэрозоля

Описывая изменение концентрации некоторого аэрозоля во время дождя, Малахов и Солодихина [1962, с. 157] использовали следующее уравнение¹⁴:

$$dC/dt = A_1 - A_2, \quad (1)$$

где A_1 – мощность источника аэрозоля, $A_2 = (\lambda_1 + \sigma) \cdot C$ – мощность стока аэрозоля. Здесь λ_1 – константа распада, которая для биоаэрозоля много меньше, чем σ , поэтому распадом можно было бы пренебречь и принять $\lambda_1 \approx 0$. Однако, на наш взгляд, не следует пренебрегать процессом седиментации, который подробно будет рассмотрен ниже. По-видимому, соответствующая константа также существенно меньше, чем σ , однако в условиях отсутствия осадков она выйдет на первый план, поэтому ею пренебрегать нельзя. Итак, под λ_1 мы будем понимать константу седиментации (очевидно, пропорциональную скорости седиментации).

Квазистационарное полуэмпирическое уравнение

Десятков с соавт. [1997] изучали квазистационарное полуэмпирическое уравнение распространения примесей в атмосфере:

$$U \cdot \partial C / \partial x + V \cdot \partial C / \partial y + (W - W_S) \cdot \partial C / \partial z = \partial[(K_x + D) \cdot \partial C / \partial x] / \partial x + \partial[(K_y + D) \cdot \partial C / \partial y] / \partial y + \partial[(K_z + D) \cdot \partial C / \partial z] / \partial z, \quad (2)$$

где C – математическое ожидание концентрации; U, V, W – средние значения компонентов скорости ветра вдоль осей x, y, z (оси x и y расположены в горизонтальной плоскости, а ось z направлена вертикально вверх); D – коэффициент броуновской диффузии частиц; K_x, K_y, K_z – соответствующие коэффициенты турбулентной диффузии.

Для сокращения записи введем операторы конвективного (\hat{U}) и диффузионного переноса (\hat{G}):

$$\hat{U}(U, V, W_T) = U \cdot \partial / \partial x + V \cdot \partial / \partial y + W_T \cdot \partial / \partial z,$$

$$\hat{G}(K_x, K_y, K_z, D) = \partial[(K_x + D) \cdot \partial / \partial x] / \partial x + \partial[(K_y + D) \cdot \partial / \partial y] / \partial y + \partial[(K_z + D) \cdot \partial / \partial z] / \partial z,$$

¹³ Климатический справочник СССР, вып. 8. Л., Гидрометеиздат, 1949. – Цит. по [Малахов и Солодихина, 1976, с. 154, 162].

¹⁴ Это уравнение не следует воспринимать в качестве эмпирического. При некоторых очевидных упрощающих предположениях оно может быть выведено из общего уравнения переноса примеси, представляющего собой рассматриваемое далее уравнение (2а), к левой части которого добавлена еще производная концентрации аэрозоля по времени ($\partial C / \partial t$).

где $W_T = W - W_S$. Кроме того, для большей общности введем еще и оператор источника/стока (\hat{A}), что при необходимости позволит учитывать распад или образование аэрозоля в атмосфере. Тогда, с использованием этих операторов уравнение можно записать более компактно:

$$\hat{U}(U, V, W_T)C = \hat{G}(K_x, K_y, K_z, D)C + \hat{A}C. \quad (2a)$$

К уравнению Десяткова с соавт. [1997] считаем необходимым сделать несколько замечаний:

1) В исходном уравнении авторов возможность источника/стока аэрозоля непосредственно в атмосфере не была учтена, поэтому следует считать $\hat{A}C = 0$.

2) Под W_S авторы понимают скорость седиментации частиц. Но, согласно определению, седиментация (от лат. *sedimentum* – оседание) – оседание частиц дисперсной фазы в гравитационном поле или в поле центробежных сил, обусловленное различием плотностей этой фазы и дисперсной среды [Прохоров, 1994, с. 478]. Понятно, что движение частиц в сторону земной поверхности может быть обусловлено не только гравитационной седиментацией, но и другими процессами. Например, Хайди [1976, с. 190] отмечал, что важным фактором, обеспечивающим возвращение веществ на землю, являются осадки, хотя в некоторых условиях этот фактор не является доминирующим. Таким образом, если через W_T обозначить суммарную скорость трансляционного переноса частиц в вертикальном направлении, то W_S следует определять просто из соотношения $W_T = W - W_S \Rightarrow W_S = W - W_T$. Таким образом, W_S – это разница между вертикальными составляющими скоростей ветра и трансляционного переноса аэрозоля. При этом в разных ситуациях W_S может иметь различный физический смысл.

3) Предположение о квазистационарности не исключает зависимости коэффициентов уравнения от времени [Десятков и др., 1997]. Однако для полноценного описания динамики концентрации примеси в уравнение должна входить еще и скорость изменения концентрации.

Нестационарное уравнение для одномерного случая дали Rannik et al. [2016]:

$$\partial n / \partial t + \partial [-D_t(z) \cdot \partial n / \partial z - w_s \cdot n] / \partial z = -a(z) \cdot v_c \cdot n + S_{ad}, \quad \text{где } n = dN / d \log_{10} D_p. \quad (3)$$

Здесь N – концентрация аэрозольных частиц («the average particle number concentration»); D_p – диаметр частицы; D_t – коэффициент турбулентной диффузии; w_s – скорость оседания; v_c – константа¹⁵ адсорбции частиц аэрозоля растительностью; a – отношение площади листьев к объему, в котором они размещены («the all-sided leaf area density»). Член S_{ad} , характеризующий мощность источников и стоков, включает в себя несколько составляющих, отражающих разные процессы образования и разрушения аэрозоля в атмосфере. Это уравнение применялось его авторами для описания динамики аэрозоля под пологом леса и над ним. Мы считаем необходимым сделать к этому уравнению несколько замечаний:

1) Как видим, Rannik et al. [2016] рассматривают аэрозоль, состоящий из частиц различного диаметра. Вероятно, если описывается моноразмерный аэрозоль, то под n можно понимать просто концентрацию его частиц.

2) По-видимому, для грибного аэрозоля в S_{ad} имеет смысл включать лишь три члена. Во-первых, это скорость коагуляции (со знаком «-», поскольку это – сток аэрозоля), во-вторых – скорость вымывания осадками (так же со знаком «-»). И, в-третьих (если описывается перенос аэрозоля под пологом растительности), нужно учесть возможное поступление спор с листьев растений. Подчеркнем, что в последнем случае речь идет не о травяной растительности подстилающей поверхности (эмиссия спор с нее должна быть учтена в нижнем граничном условии), а о деревьях и кустарниках, частично заполняющих собой ту пространственную область, внутри которой, собственно говоря, и ищется решение уравнения.

Седиментация

При выводе количественных характеристик седиментации G.M. Nidy и J.R. Brock рассматривали режим, характерный для частиц с числом Маха меньшим единицы [Хайди, 1976, с. 194]. Число Маха – безразмерная характеристика течения сжимаемого газа, равная отношению скорости течения к скорости звука в той же точке потока [Прохоров, 1983, с. 772]. Таким образом, речь идет о выводе количественных характеристик частиц, седиментирующих предположительно со скоростью, меньшей скорости звука. Если говорить о спорах грибов в воздухе, то такое предположение выглядит абсолютно разумным.

¹⁵ Rannik et al. [2016] называют ее «скоростью», но очевидно, что это – досадная описка. Скоростью адсорбции является весь член $a(z) \cdot v_c \cdot n$.

При этом ограничении подразумевается, что число Рейнольдса для потока с частицей также меньше единицы при всех интересующих числах Кнудсена¹⁶ [Хайди, 1976, с. 194]. Как известно, в природе наблюдается два режима течений – ламинарный и турбулентный. Первый характеризуется устойчивой скоростью и направлением течения, а также почти полным отсутствием завихрений, второй – хаотическими пульсациями скорости и направления в каждой точке потока. Важной характеристикой режима потока является число Рейнольдса

$$Re = u \cdot L / \nu$$

где u – скорость, L – характерный размер, ν – кинематическая вязкость. Экспериментальными и теоретическими исследованиями многих авторов установлено, что ламинарный режим потока неизбежно переходит в турбулентный при росте числа Рейнольдса до $\sim 10^3 \div 10^4$. Вообще говоря, скорость воздушных течений в атмосфере даже при штилях составляет $\sim 10^0 \div 10^1$ см/с [Константинов, 1968], но если речь идет только о скорости седиментации, то для грибных аэрозолей с эквивалентным диаметром¹⁷ спор от 2 до 20 мкм она составляет $\sim 10^{-2} \div 10^0$ см/с [Мамонова, 1993]. При 10 °С кинематическая вязкость воздуха ≈ 0.14 см²/сек [Константинов, 1968]. Если в качестве характерного размера принять эквивалентный радиус спор, то $L \sim 10^{-4} \div 10^{-3}$ см, тогда $Re \sim (10^{-2} \div 10^0) \cdot (10^{-4} \div 10^{-3}) / 10^{-1} = 10^{-5} \div 10^{-2} \ll 1$.

Для $Re < 1$ скорость седиментации (q_s) определяется равенством

$$q_s = B \cdot m \cdot g, \quad (4)$$

где B – подвижность частицы, m – ее масса, g – ускорение свободного падения. Для частиц с $Kn \rightarrow 0$ это уравнение упрощается¹⁸ до известной формулы скорости седиментации сферических частиц, основанной на стоковом торможении [Хайди, 1976, с. 194]. Формула Стокса для шарообразных частиц, справедливая в области $10^{-4} < Re < 2$, дает скорость осаждения (W_{OC})¹⁹ в виде

$$W_{OC} = d^2 \cdot (\rho_{ТВ} - \rho) \cdot g / (18 \cdot \mu), \quad (5)$$

где d – диаметр осаждающейся частицы (или эквивалентный диаметр несферической частицы [Мамонова, 1993]²⁰); $\rho_{ТВ}$ и ρ – плотность частицы и среды, соответственно; g – ускорение свободного

¹⁶ Число Кнудсена (Kn) – один из критериев подобия движения разреженных газов, $Kn = \lambda / L$, где λ – средняя длина свободного пробега молекул в газе, L – характерный размер течения (например, длина обтекаемого тела, диаметр свободной струи). Названо по имени М. Кнудсена (М. Knudsen). Величина Kn характеризует степень разреженности газового потока. При $Kn \rightarrow \infty$ аэродинамические характеристики обтекаемых разреженным газом тел можно рассчитывать, не рассматривая столкновений молекул между собой, а учитывая лишь удары молекул о твердую поверхность (свободномолекулярное течение). Практически такие методы становятся применимыми и используются уже при $Kn \sim 1$. Если $Kn \rightarrow 0$, справедливо основное предположение гидроаэромеханики о континуальности среды. Соответствующие методы практически справедливы и используются уже при $Kn \sim 10^{-3}$. В области значений $10^{-3} < Kn < 1$ реализуются различные промежуточные между свободномолекулярным и континуальным режимы течения [Вишневецкий, 1990].

¹⁷ Эквивалентный диаметр ($d_Э$) определяется для частицы неправильной формы по ее объему ($V_ч$): $d_Э = (6 \cdot V_ч / \pi)^{1/3}$ [Романков и Курочкина, 1974, с. 120].

¹⁸ Для общего случая Хайди [1976, с. 194] приводит эмпирическую формулу $B = \{1 + [1.257 + 0.400 \cdot e^{1.10 \cdot \lambda / R}]\} / (6 \cdot \pi \cdot \mu \cdot R)$, где λ – средняя длина свободного пробега молекул в окружающей среде, μ – вязкость среды, R – эквивалентный радиус споры. Если бы она была верна, то при $Kn \rightarrow 0$ получалось бы уравнение $B = 2.657 \cdot m \cdot g / (6 \cdot \pi \cdot \mu \cdot R)$, отличающееся от закона Стокса множителем (т.е. качественных отличий нет, но количественное отличие – почти в 3 раза!). Поэтому формула Хайди вызывает у нас сомнения. Кроме того, для эмпирической формулы она плоха и тем, что при $R \rightarrow 0$ B неограниченно возрастает таким образом, что неограниченно будет возрастать q_s . Иначе говоря, получается, что (начиная с некоторого порогового значения радиуса) чем меньше размер частицы, тем быстрее она оседает. На самом же деле маленькие частицы оседают крайне медленно.

¹⁹ Между «скоростью осаждения» из [Романков и Курочкина, 1974, с. 124; Мамонова, 1993] и «скоростью седиментации» из [Хайди, 1976, с. 194] есть очевидная разница: в первом случае рассматривается реальная среда, характеризующаяся ненулевой плотностью ρ , а во втором – некоторая, фактически, идеальная среда: она имеет нулевую плотность, но, тем не менее, оказывает сопротивление движению тела (т.е. имеет положительную вязкость). Rannik et al. [2016] так же полагают в (5) $\rho=0$ (здесь же отметим, что эти авторы вводят в правую часть формулы еще и корректирующий множитель Cunningham'a). Впрочем, для движения твердых частиц в газах (например, спор грибов в воздухе) количественная разница между «скоростью осаждения» и «скоростью седиментации» чрезвычайно мала, что определяется малостью плотности воздуха по сравнению с плотностью частиц.

²⁰ Кстати, заметим, что приводя аналогичную формулу, Мамонова [1993, формула (2)] ошибается, написав d^3 вместо d^2 . Однако тот факт, что Мамонова [1993, таблица 1] по неправильной формуле каким-то чудом получает правильные численные значения, позволяет утверждать, что она просто описалась.

падения [Романков и Курочкина, 1974, с. 123-124]; μ – вязкость среды [Хайди, 1976, с. 194], равная для воздуха $1.72 \cdot 10^{-5}$ Па·с [Кошкин и Ширкевич, 1980, с. 49]. По-видимому, для грибных спор приближение $Kn \approx 0$ вполне допустимо.

Действительно, средняя длина свободного пробега в газе

$$\lambda = k \cdot T / (2^{1/2} \cdot \pi \cdot d_m^2 \cdot p),$$

где $k \approx 1.381 \cdot 10^{-23}$ Дж/К – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, d_m – диаметр молекул (например, для азота газокинетический диаметр молекулы составляет $3.7 \cdot 10^{-10}$ м), p – давление [Кошкин и Ширкевич, 1980, с. 60, 77, 202]. Если принять значение температуры 283 К, и учесть, что в основном земная атмосфера состоит из азота, то для $p = 100\,000$ Па получим $\lambda = 1.381 \cdot 10^{-23} \cdot 283 / (2^{1/2} \cdot 3.14 \cdot 3.7^2 \cdot 10^{-20} \cdot 10^5) \approx 6 \cdot 10^{-8}$ м. Конечно, в разных метеорологических условиях значения λ будут несколько различаться, однако, вероятно, практически всегда $\lambda \leq 10^{-7}$ м. Таким образом, для спор грибов $Kn = \lambda/R \leq 10^{-1}$.

Вымывание осадками

Логически возможны, по крайней мере, два подхода к математическому описанию указанного переноса: вымывание как трансляционный перенос и как «сток».

Вымывание осадками «как трансляционный перенос». Можно ввести специальную составляющую (W_R) скорости трансляционного переноса. Следовательно, последняя теперь будет выглядеть так:

$$W_T = W - W_S = W - W_{OC} - W_R.$$

Пусть во время выпадения осадков споры вымываются из атмосферы с некоторой скоростью $w_R > 0$ (представляется логичным, что w_R будет зависеть от интенсивности осадков, а значит – изменяться с течением времени). При отсутствии осадков $w_R = 0$. Но, поскольку в (2) W имеет смысл *среднего* значения вертикальной скорости ветра, то и под W_R следует понимать среднее значение w_R (осреднение, естественно, должно осуществляться на том же интервале²¹, что и для W).

Вымывание осадками «как сток». В [Хайди, 1976, с. 204-205] предлагается иной путь математического описания вымывания аэрозоля. Формально считается, что при наличии осадков в атмосфере действует сток аэрозоля (т.е. аэрозоль как бы поглощается). Строгий физический подход к описанию этого стока оказывается достаточно сложным. При этом, по нашему мнению, соотношение достигаемой точности и сложности во многих случаях оказывается не слишком высоким²².

Альтернативным подходом (в рамках «вымывания, как стока») могут явиться приближенные расчеты с эмпирически определенными величинами коэффициентов вымывания. Малахов и Солодихина [1962, с. 152-154] для продуктов распада радона между пиком Терскол (на высоте 3200 м над уровнем моря) и долиной Терскол (2200 м) оценили среднегодовое значение коэффициента вымывания $\sigma_{год} = 0.5$ сут⁻¹, откуда $T = 2$ сут. Среднее время пребывания радиоактивного аэрозоля в атмосфере, которое вычислили Z. Lehman и A. Sittkus²³, изменялось в пределах 0.8-3 сут., а O. Haxel и G. Schuman²⁴ дали значение ~ 4 сут. По мнению Малахова и Солодихиной [1962, с. 158] коэффициент вымывания (σ , сут⁻¹) при прочих равных условиях будет пропорционален поверхностной плотности потока капель (n ,

²¹ Согласно оценкам, Земля в среднем покрыта облаками в течение половины всего времени. Выпадение дождя (или других осадков) из облачных слоев наблюдается примерно в течение 20% всего времени [Хайди, 1976, с. 208]. По-видимому, это можно использовать при глобальном усреднении на максимально больших интервалах времени (например, для получения относительно простых, но весьма грубых оценок). Но, конечно, лучше, принимать во внимание более конкретные оценки для данной природной зоны в данный сезон, а еще лучше – использовать реальные метеорологические данные о времени и продолжительности осадков в данной географической точке.

²² Вероятно, оно может быть высоким, но в каждой конкретной ситуации для этого требуется множество экспериментальных данных: о распределении частиц по объемам и концентрации капель по размерам, а также об эффективности соударения капель с аэрозольными частицами для всевозможных соотношений размеров тех и других.

²³ Lehman Z., Sittkus A. Bestimmung von Aerosolverweilzeiten aus dem RaD and RaF-gehalt der Atmosphärischen Luft und des Niederschlags. Naturwissenschaften, 46, Н. 1, 1959. – Цит. по [Малахов и Солодихина, 1976, с. 154, 162].

²⁴ Haxel O., Schuman G. Selbstreinigung der Atmosphäre. Zs. Phys., 142, 127-132, 1955. – Цит. по [Малахов и Солодихина, 1976, с. 155, 162].

шт.·ед.площади⁻¹·ед.времени⁻¹), однако приводимые ими данные И.В. Литвинова²⁵ показывают зависимость σ скорее от I , чем от n . Зависимость эту можно аппроксимировать выражением $\sigma = 1.496 \cdot I^{0.2635}$.

К сожалению, основная часть продуктов распада радона (до 80%) по данным ряда авторов²⁶ связана с аэрозолями диаметром 0.005-0.03 мкм, следовательно, как уже было сказано выше, механизм их вымывания будет принципиально отличаться от механизма вымывания частиц диаметром свыше 4 мкм [Малахов и Солодихина, 1962, с. 152, 155], к которым, в основном, и относятся споры грибов. Таким образом, вышеупомянутые оценки $\sigma_{год}$ и T для продуктов распада радона с очень большой натяжкой (с математической точки зрения – с очень большой погрешностью) могут приписываться спорам. Зависимость $\sigma(I)$, полученная для конкретных аэрозолей, сильно отличающихся от рассматриваемого биоаэрозоля, также не представляет для нас большого интереса.

Непосредственно для спор грибов J.H. Seinfeld и S. Pandis в 2006 г. опубликовали значения коэффициентов вымывания дождем и снегом – соответственно, 1 и $5 \cdot 10^{-3}$ кг/м² [Sesartic et al., 2013]. Однако, как видим, размерность этих коэффициентов совершенно иная, чем у коэффициентов вымывания, которые мы ввели ранее, следуя Малахову и Солодихиной [1962, с. 154]. Как перейти от одних коэффициентов к другим, к сожалению, не ясно, ибо непонятно к какому сроку относятся коэффициенты Seinfeld'a-Pandis'a. В любом случае, оценки параметров обязаны соответствовать известным экспериментальным фактам²⁷, из которых, собственно говоря, эти оценки и можно получить.

Теоретическое вычисление эффективности удаления за счет гидрометеоров неправильной формы, таких, как ледяные кристаллы или снежинки, связано с большими трудностями. Однако имеются сообщения о некоторых экспериментальных наблюдениях. В частности, Суд и Джексон²⁸ для 3-мм ледяных кристаллов, падающих через среду с аэрозольными частицами, получили весьма простую зависимость эффективности удаления от диаметра аэрозольных частиц, представляющую собой V-образную кривую (эффективность убывает примерно от 3.8% при диаметре частиц около 0.05 мкм – до 0.18% при диаметре около 0.41 мкм, а потом возрастает опять до 3.8% при 10 мкм). Основное отклонение (в сторону увеличения эффективности) отмечалось для спор *B. subtilis*. Эти частицы по форме больше похожи на короткие цилиндры, другие же частицы, использованные в эксперименте, – на сферы [Хайди, 1976, с. 205-206].

Диффузия

Коэффициент броуновской диффузии для аэрозольных частиц определяется через их подвижность следующим образом: $D = B \cdot k \cdot T$ [Хайди, 1976, с. 195]. При $\rho = 0$ (в реальности – при $\rho_{ТВ} \gg \rho$) по физическому смыслу $W_{OC} \equiv q_s$. Следовательно, приравнявая (4) и (5), получаем $B = 1/(3 \cdot \pi \cdot d \cdot \mu)$.

Итак, влияние теплового движения молекул воздуха на споры описывается формулой Эйнштейна:

$$D = k \cdot T / (3 \cdot \pi \cdot d \cdot \mu).$$

При температуре от 10 до 30 °С и атмосферном давлении около 760 мм рт. ст. D для спор с эквивалентным диаметром от 2 до 20 мкм составляет $\sim 10^{-7} \div 10^{-8}$ см²/сек [Мамонова, 1993]. Эти коэффициенты диффузии в общем весьма малы. В атмосфере коэффициенты турбулентной диффузии (K_x, K_y, K_z) могут варьировать от 10^2 до 10^5 см²/сек в зависимости от близости к земле и местных условий. Таким образом, в атмосфере турбулентная диффузия будет намного опережать броуновский перенос, за исключением очень тонких слоев вблизи поверхностей, например, листьев или камней, где движение воздуха будет медленным и ламинарным по характеру [Хайди, 1976, с. 195]. Следовательно, в (2) можно принять $D = 0$. Для расчета коэффициента турбулентной диффузии существует множество схем,

²⁵ См. табл. 2 в [Малахов и Солодихина, 1962, с. 156].

²⁶ Wilkening M.H. Natural radioactivity as a tracer in the sorting of aerosols according to mobility. Rev. of Scient. Instr., 23, No. 1, 1952.

Kawasaki K. Size Distribution of radioactivity of the Natural Radioactive Dust. J. Phys. Soc. Japan, 14, 1959, 234-235. Махонько К.П. К вопросу о характере спектра размеров частиц радиоактивной пыли естественного происхождения. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1962. – Все цит. по [Малахов и Солодихина, 1976, с. 155, 161-162].

²⁷ Например, J.A. Huffman с коллегами указывают, что в результате дождя интенсивная эмиссия биоаэрозоля прекращается, а его концентрация в атмосфере может уменьшаться **на порядок или более** [Sesartic et al., 2013].

²⁸ Sood S.K., Jackson Y.M.R. Scavenging by snow and ice crystals, in "Precipitation Scavenging" AEC Symposium Series № 22, U.S. Atomic Energy Commission, Oak Ridge, Tenn., 1970, pp. 121-136. – Цит. по [Хайди, 1976, с. 222].

например, [Обухов и Монин, 1954; Сеттон, 1958; Обухов, 1988] (кроме того, еще два метода и ссылки на несколько известных параметризаций см. в [Глаголев, 2010; Глаголев и др., 2010, с. 60, 73-75, 79].

Процессы соударения в воздушных взвешях

В отсутствие облаков или дождя соударения между взвешенными в воздухе частицами могут происходить за счет одного из нескольких механизмов, обуславливающих скорость их относительного движения (суммарный эффект соударений, обусловленных различными механизмами, как полагают, аддитивен, так что влияние всех механизмов линейно зависит от каждого из процессов) [Хайди, 1976, с. 199, 202]:

А) *Броуновское движение*. Соударения вследствие броуновского движения в основном затрагивают наиболее мелкодисперсные частицы, а для частиц радиусом более ≈ 0.1 мкм соударения в атмосфере с ростом размеров будут все в большей степени ограничиваться турбулентностью и выпадением под действием силы тяжести [Хайди, 1976, с. 199-200].

Б) *Турбулентность*. Общепринятой теорией соударений за счет турбулентности является модель Сэффмена и Гернера²⁹. Расчеты скорости потери на единицу объема согласно этой теории предполагают, что турбулентная коагуляция должна быть слабой для частиц любой дисперсности в атмосфере по сравнению с другими механизмами, за исключением некоторых предельных условий [Хайди, 1976, с. 199-201].

В) *Осаждение под действием силы тяжести (захват при выпадении)*.

Г) *Электростатическое притяжение*. Расчеты свидетельствуют, что электрические силы будут наиболее важны для самых мелкодисперсных частиц в атмосфере, за исключением районов вблизи грозных фронтов, где электрические эффекты могут быть существенны и для более крупных частиц [Хайди, 1976, с. 203]. Известно, что, например, основная часть естественных радиоактивных аэрозолей заряжена положительно. Дождевые капли заряжены как положительно, так и отрицательно. При взаимодействии разноименно заряженных капель коэффициент вымывания (σ) увеличивается по сравнению с нейтральными каплями и аэрозолями [Малахов и Солодихина, 1962, с. 156], поэтому коагуляция аэрозолей в атмосфере может возрасти, если в воздушной взвеси имеются противоположно заряженные частицы [Хайди, 1976, с. 202]. Однако мы не располагаем данными о заряде грибного аэрозоля, поэтому не можем сказать ничего определенного об их участии в электростатических взаимодействиях.

Д) *Притяжение за счет сил, определяющих диффузиофорез и термофорез*. Диффузиофорез и термофорез определяются, соответственно, градиентом концентрации паров вблизи испаряющейся (или конденсирующейся) капли и температурным градиентом вблизи частицы. В атмосфере эти градиенты относительно невелики, за одним возможным исключением области вблизи поверхности гидрометеора. Однако, согласно оценкам, диффузиофоретические и термофоретические силы, возникающие вокруг конденсирующихся гидрометеоров, тоже в общем невелики, за исключением крайне жестких условий переноса паров воды вблизи тела. Поэтому, основываясь на теоретических предпосылках, обычно полагают, что эти процессы обуславливают удаление лишь небольшой части аэрозолей [Хайди, 1976, с. 203-204].

Первые три механизма чаще всего рассматриваются как обуславливающие переход частиц из мелкодисперсных фракций в более крупнодисперсные. Однако соударения, возникающие вследствие электрических сил и явлений фореза, также могут являться важным фактором, приводящим к агломерации, хотя значение электрических (и других форетических) сил в удалении аэрозолей остается неопределенным из-за трудностей их оценки [Хайди, 1976, с. 199, 218-219]. Казалось бы, агломерацию спор грибов с какими-то другими частицами нет смысла обсуждать, так как при высеве на чашки Петри споры все равно прорастут и, таким образом, концентрация спор при агломерации как бы не изменяется. Но, во-первых, переводя частицы в другой класс размеров, агломерация может вызвать изменение скорости их удаления из атмосферы. А, во-вторых, агломерация с некоторыми ядовитыми частицами может если и не убить споры, то воспрепятствовать их прорастанию или убить гифы грибов сразу после прорастания.

С другой стороны, в модели ЕСНАМ5-НАМ принимается, что грибные споры сразу после эмиссии относятся к нерастворимому биоаэрозолю, но затем их поверхность покрывается H_2SO_4 и они коагулируют с сульфатом, а также частицами сажи и органики. Предполагается, что в качестве аэрозольных частиц споры грибов ведут себя похоже на клетки бактерий и, таким образом, могут

²⁹ Saffman P.G., Turner J.S., On the collision of drops in turbulent clouds // J. Fluid Mech., 1, 16-30 (1956) – Цит. по [Хайди, 1976, с. 221].

коагулировать с пылью³⁰ [Sesartic et al., 2013]. К сожалению, хотя с принципиальной стороны процессы соударения сравнительно легко поддаются пониманию, их практический учет в реальной атмосфере труден вследствие неопределенностей, связанных с такими физическими параметрами, как величина заряда частиц и градиенты концентрации и температуры вблизи них [Хайди, 1976, с. 203-204].

Граничное условие: поступление и осаждение частиц

Мощным источником аэрозольных частиц является земная поверхность [Хайди, 1976, с. 190]. Интенсивность увлечения пыли воздушными потоками с подстилающей поверхности зависит в основном от состояния поверхности почвы и величины вертикальных воздушных пульсаций, связанных, в свою очередь, со скоростью ветра и интенсивностью турбулентного обмена в приземной атмосфере [Махонько, 1962, с. 253].

Интенсивность источника почвенной пыли оценивают на основе уравнений выдувания и связанных с ними уравнений переноса в приземном слое, причем вопрос о доле потока массы, уносимой безвозвратно относительно источника, решается достаточно произвольно, на основе эмпирических соотношений [Gillette, 1977; Galperin et al., 1998].

Если предположить, что интенсивность увлечения пыли воздушными потоками с подстилающей поверхности в первом приближении пропорциональна скорости ветра, то (1) при отсутствии осадков можно записать в следующем виде:

$$dC/dt = a \cdot U(t) - \lambda_1 \cdot C,$$

и при наличии экспериментальных данных о динамике скорости ветра и концентрации пыли определить мощность источника $A_1 = a \cdot U(t)$.

К.П. Махонько [1962, с. 253-255] приводит результаты опытов, проведенных в летнее время (в дни без осадков и с сухой поверхностью почвы) на лугу с развитым травяным покровом – внутрисуточную скорость ветра (U) и относительную концентрацию пыли, измеренные на высоте 1 м над поверхностью земли. Относительная концентрация равна C/C_0 , где C_0 – минимальное значение наблюдавшееся в 1:00 ч. К сожалению, использование относительной концентрации не позволяет определить абсолютное значение мощности источника A_1 : действительно, мы имеем уравнение $d(C/C_0)/dt = a \cdot U(t)/C_0 - \lambda_1 \cdot (C/C_0)$, из которого можем определить лишь $A_1/C_0 = a \cdot U(t)/C_0$. На рис. представлена динамика скорости ветра и соответствующая ей динамика относительной концентрации пыли в опытах К.П. Махонько. Полученное нами значение константы седиментации ($\lambda_1 \sim 1 \text{ час}^{-1}$) на первый взгляд представляется довольно высоким, однако, возможно, это объясняется тем, что при скоростях ветра около 2.5 м/с в воздух поднимались довольно крупные почвенные частицы, которые интенсивно седиментировали при падении скорости ветра.

В модели ЕСНАМ5-НАМ эмиссионный поток (F) грибных спор вычисляется следующим образом:

$$F = \sum_{i=1}^5 (f_i \cdot F_i),$$

где f_i – доля ячейки географической сетки, занимаемой i -м типом поверхности ($i = 1, 2, 3, 4, 5$, соответственно: сельскохозяйственные угодья, травы, кустарники, леса и материковый лед); F_i – количество грибных спор, эммитируемых i -м типом поверхности с 1 м^2 за 1 секунду [Sesartic et al., 2013]. Т.е. если говорить в терминах уравнения (2), то на нижней границе, следуя ЕСНАМ5-НАМ, надо задать просто поток спор³¹ в атмосферу:

$$(W - W_S) \cdot C(L) - (K_z + D) \cdot \partial C / \partial z|_{z=L} = F.$$

Здесь мы провели нижнюю границу на некоторой высоте L , под которой можно понимать высоту слоя шероховатости, поскольку общепринятые схемы расчета коэффициента турбулентной диффузии работают выше этого слоя. Очевидно, что если L в точности равна шероховатости, то $K_z(L) = 0$. Однако остаются вопросы с остальными пятью граничными условиями для (2).

При построении аналитической теории турбулентного рассеяния И.Л. Кароль [1962] принимал их в следующем виде: $C|_{(x^2+y^2+z^2)^{1/2} \rightarrow \infty} \rightarrow 0$, т.е. рассматривал бесконечную пространственную область и предполагал отсутствие аэрозоля на ее бесконечно далеких границах. Очевидно, что для практических

³⁰ Для бактерий этот процесс описал в 2007 г. D.W. Griffin [Sesartic et al., 2013].

³¹ Конкретные численные значения потоков грибных спор близ поверхности земли были даны в статье, опубликованной А. Sesartic и Т.Н. Dallafior в 2011 г. в 8-ом т. журнала Biogeosciences (с. 1181-1192). Смоделированные потоки в виде глобальной карты представлены на Fig. 2 в [Sesartic et al., 2013].

расчетов это условие неприменимо и для положения границы нужно задать какое-то конечное значение, которое следует выбрать, исходя из экспериментальных данных.

В простейшем случае можно рассматривать только вертикальный перенос³², тогда в (2) пропадут члены, содержавшие x и y , а следовательно не нужны будут четыре граничные условия – при минимальных и максимальных значениях x и y . Но, в любом случае, необходимо еще задать граничное условие на верхней границе z ($z = H$). Если при его выборе ограничиться наиболее часто используемыми в математической физике условиями, то среди них наше внимание, вероятно, привлекут лишь два: условие непроницаемости и условие полного стока (нулевой концентрации).

Среднегодовые вертикальные профили количества частиц пыли, бактерий и грибных спор показывают, что хотя существует перенос бактерий в среднюю и верхнюю тропосферу, но их количество там на 2÷3 порядка меньше, чем пыли. А количество грибных спор еще на 2÷3 порядка меньше, чем бактерий [Sesartic et al., 2013]. Таким образом, представляется естественным провести на какой-то высоте условную границу, выше которой споры проникнуть (в среднюю тропосферу) не могут. И точно так же представляется довольно естественным просто положить их концентрацию на этой условной границе равной нулю – раз уж нам известен экспериментальный факт, что там (и выше) грибных спор крайне мало. Однако вопрос о верхнем граничном условии, все же, пока не может быть закрыт, поскольку предложенный способ годится только для тех задач, где рассматриваются достаточно большие высоты – вплоть до средней тропосферы.

Согласно данным, которые в 1996 г. опубликовали J.D. Fulton и R.B. Mitchell, на высоте 915 м (над уровнем моря) глобальное среднегодовое содержание грибных спор в 1 м³ составляет 125, на высоте 1825 м – 24.2, а на 3352 м – 8.7 [Sesartic et al., 2013]. Т.е. примерно на границе планетарного погранслоя содержание спор падает на порядок и тут вполне разумным представляется провести условную границу, о которой речь шла выше.

Впрочем, согласно данным, которые еще в 1962 г. опубликовал Р.Н. Gregory, только 10% грибных спор переносятся на расстояние более 100 м от источника их эмиссии. В вертикальном направлении это примерно соответствует границе приземного слоя. Если считать 10% достаточно малой величиной, то именно тут достаточно разумным представляется провести условную границу, о которой речь шла выше (и положить здесь поток равным нулю).

Но если требуется решать задачу на высотах существенно ниже границы приземного слоя, то вопрос о верхнем граничном условии остается для нас пока открытым. Однако и для нижней границы мы до сих пор рассматривали лишь самый примитивный способ задания граничного условия.

Но вблизи нижней границы атмосферы частицы могут постоянно удаляться из воздуха за счет осаждения на различных объектах. Имеется очень мало прямой информации относительно скорости удаления вследствие осаждения на деревьях, зданиях и других объектах. Вопрос усложняется также из-за возможного влияния электрического заряда и сдувания частиц после их осаждения [Хайди, 1976, с. 196-198]. В ряде работ (см., например, [Бекорюков и Кароль, 1962; Кароль, 1962] использовалось общее условие частичного отражения примеси от подстилающей поверхности:

$$W_{0c} \cdot C(z_1) + K_z \cdot \partial C / \partial z|_{z=z_1} = b \cdot C(z_1), \quad (6)$$

где b – коэффициент аккомодации, учитывающий характер взаимодействия примеси с подстилающей поверхностью ($b > 0$); z_1 – высота «слоя диффузионной шероховатости». К сожалению, указанные авторы не сообщают почти ничего, что позволило бы использовать b и z_1 для конкретных расчетов. Бекорюков и Кароль [1962] отмечают лишь,

- во-первых, что чем больше b , тем ближе вышеприведенное «условие частичного отражения» к «условию полного поглощения» (которое, формально, достигается в пределе при $b \rightarrow \infty$);
- во-вторых, очевидное условие: при диффузии газов над некоторыми видами подстилающей поверхности условие отражения молекул газов от земли соответствует значению $b = 0$ ³³;

³² Не следует думать, что этот простейший случай являет собой чисто учебный пример или представляет только исторический интерес. В современном математическом моделировании атмосферного переноса одномерные вертикальные модели встречаются довольно часто (в том числе и при моделировании переноса аэрозолей) – см., например, [Пискунов, 2010, с. 190-192; Глаголев и Сабреков, 2012; Rannik et al., 2016].

³³ Несмотря на очевидность (из классической математической физики) этого условия, Кароль [1962, с. 190] почему-то пишет: «При $b \neq 0$... получаем случай отражения... примеси подстилающей поверхностью». Вероятно, он имеет ввиду не полное, а частичное отражение, тогда все становится на свои места.

• и, в-третьих, значениям $0 < b < \infty$ соответствует условие частичного поглощения и частичного отражения примеси подстилающей поверхностью.

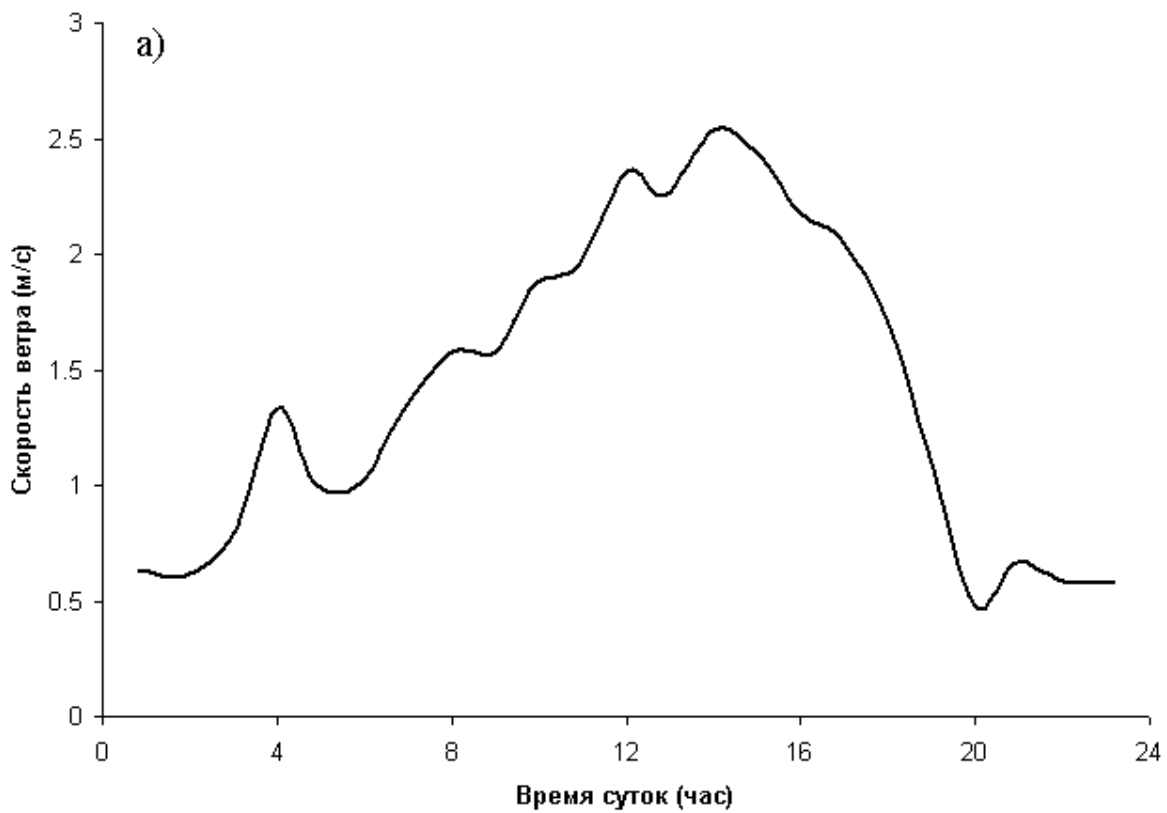
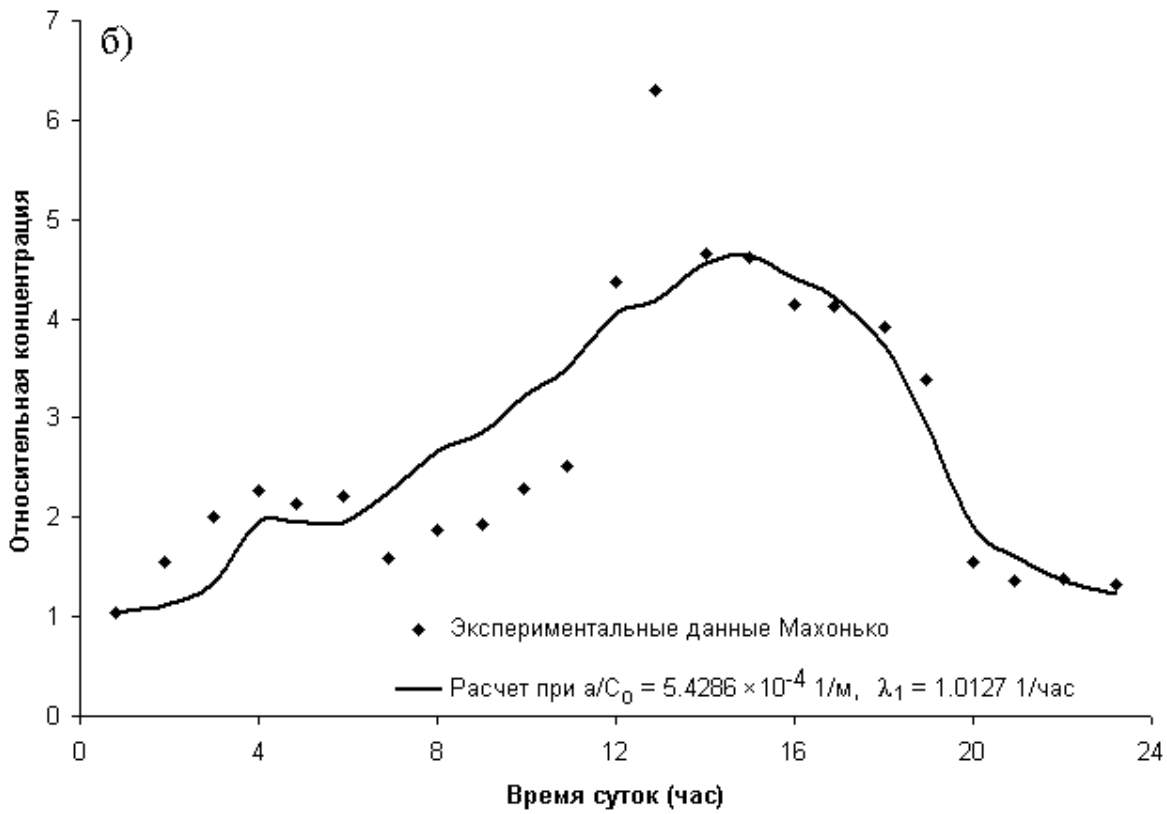


Рис. Сглаженные данные измерений скорости ветра на высоте 1 м над поверхностью земли (а) и запыленности атмосферы [Махонько, 1962, с. 254], а также наш расчет, выполненный в предположении, что мощность источника запыления пропорциональна скорости ветра (б).

Но «для упрощения выкладок» Кароль [1962, с. 191, 194] везде принимает $b = W_{oc}$, ничего не сообщая о том, какие же величины b можно встретить в природе и, главное – в каких метеорологических условиях, для каких аэрозолей и поверхностей. Представляется, что b в первую очередь будет зависеть от влажности поверхности и от скорости ветра. Некоторой конкретизации относительно последней зависимости, видимо, можно добиться путем следующего рассуждения.

Известно, что в пограничных слоях, содержащих тяжелую примесь (например, пыль), существенным параметром является отношение скорости трения (u^*)³⁴ к скорости падения частиц (скорости Стокса). Если это отношение (которое мы обозначим через ω) больше 1, то частицы в потоке будут находиться в основном во взвешенном состоянии [Голицын, 2013, с. 96], а это соответствует $b \rightarrow 0$. С другой стороны, очевидно, что при полном отсутствии ветра (т.е. при $u^* \rightarrow 0$) все споры, опускающиеся на поверхность, будут на ней оставаться, следовательно, мы имеем случай «полного поглощения», и тогда $b = \infty$.

Относительно высоты слоя диффузионной шероховатости Бекорюков и Кароль [1962, с. 223] говорят лишь, что « $z_1...$ отлична от известной высоты слоя динамической шероховатости». При этом в своей работе они под z_1 понимают просто такую высоту, на которой имеет место условие (6). Но если нет четких указаний относительно величины b , то представляется, что такое определение z_1 может привести к неединственности: при разных значениях b выполнения условия (6) можно будет добиться на разных высотах z_1 . Впрочем, авторы дают один конкретный пример процесса, описываемого условием (6). Таким процессом, например, будет инерционное осаждение частиц на мелкие препятствия (растительность), обдуваемые ветром. При этом они отмечают, что величина z_1 растет с увеличением средней высоты тихих препятствий, но никакой количественной информации об этом росте не сообщают. По-видимому, в конкретных случаях такую информацию стоит получать не из теории, а из наблюдений, которые, к счастью, существуют.

В частности, Ланге, а также Росинский и Нагамото³⁵ провели серию интересных экспериментов с деревьями и одиночными иглами хвойных в аэродинамической трубе. Это те из немногих исследований, описанных в литературе, которые дают информацию о сравнительной важности инерционных эффектов, электрических зарядов и сдувания частиц. Для отдельных игл и листьев до восьми единиц электрического заряда на частицах с диаметром около 2 мкм не оказывали заметного влияния при скоростях ветра в диапазоне 1.2-1.6 м/с. Средняя эффективность задержания пыли иглами кедров и ели оказалась равной приблизительно 6%. Сдувание частиц могло иметь место при скорости ветра выше 2 м/с. Эксперименты с ветками кедров и ели дали результаты, сходные с результатами, полученными для отдельных игл. Средняя эффективность задержания пыли выражалась отношением числа частиц, осевших на дереве, к их общему числу, «воздействующему» на дерево. Эта эффективность колебалась от 1 до 10% в диапазоне скоростей движения воздуха 0.2-0.5 м/с. Сдувание частиц наблюдалось на начальных стадиях эксперимента, особенно с наветренной от дерева стороны, но оно практически прекращалось после нескольких часов эксперимента [Хайди, 1976, с. 198].

Одно из немногих исследований удаления частиц из атмосферы деревьями было проведено Ньюбергером и др.³⁶ Они провели измерения концентрации пылицы *Ambrosia* и ядер Айткена внутри и за пределами лесного района. Данные указали на то, что в хвойном густом лесу удалялось более 80% пылицы [Хайди, 1976, с. 198] (мы здесь упоминаем данное исследование, посвященное пыльце амброзии, поскольку ее размеры – 18÷22 мкм – в точности соответствуют размерам спор некоторых грибов).

В расчетах процессов осаждения аэрозолей в условиях городской застройки и внутри помещений необходимы формулы для скоростей сухого осаждения, удовлетворяющие достаточно разнообразным требованиям. Во-первых, должна быть предусмотрена возможность расчета для осаждения на вертикальные стены и горизонтальные поверхности. Во-вторых – возможность расчета для разных степеней шероховатости поверхности (z_0 от 0 до 1 м) и размера частиц. В третьих, желательна простота формул, позволяющая проводить расчеты в режиме реального времени [Пискунов, 2010, с. 205]. Обзор литературы в этой области, подробное описание двух разных подходов (классические работы Земела с

³⁴ Об этой скорости (называемой также «динамической скоростью») и методе ее расчета см, например, в [Константинов, 1968, с. 88, 92-93, 101-102; Матвеев, 2000, с. 238-246, 254-255; Голицын, 2013, с. 88-95].

³⁵ Langer G., Particle deposition and reentrainment from coniferous trees, Part II, *Kolloid Z.*, **204**, 119-124 (1965).
Rosinki J., Nagamoto C.T., Particle deposition on and reentrainment from coniferous trees, Part II, *Kolloid Z.*, **204**, 111-119 (1965). – Цит. по [Хайди, 1976, с. 221].

³⁶ Neuberger H., Hosler C.L., Kocmond W.C., Vegetation as an aerosols filter, in “Biometeorology”, Proc. 3rd Int. Biometeor. Congr., Pau, France, eds. S.W. Trapp, and W.H. Weike, part 2, 1967, pp. 693-702. – Цит. по [Хайди, 1976, с. 221].

сотрудниками и модель Zhao-Wu), а также синтетическую расчетную схему, объединяющую эти подходы, читатель сможет найти, например, в [Пискунов, 2010, с. 205-227].

Наконец, необходимо отметить, что задание нижнего граничного условия несколько усложняется в случае осадков. Прежде всего заметим, что часть спор, вымываемых из атмосферы, может (после высыхания поверхности) поступать обратно в атмосферу. Но другая часть безвозвратно уносится латеральными и вертикальными потоками воды. Каково соотношение этих частей в разных условиях? Насколько должна высохнуть поверхность, чтобы споры могли поступать с нее в приземный слой воздуха? Все эти вопросы требуют экспериментального рассмотрения. Однако граничное условие еще более усложняется, в том случае, когда мы описываем вымывание осадками «как сток». В этом случае споры как бы «пропадают» в атмосфере, но в реальности они появляются на нижней границе (именно в том количестве, которое исчезло в атмосфере). Следовательно, для выполнения закона сохранения массы, необходимо проинтегрировать мощность стока по вертикальной координате и прибавить этот интеграл к потоку на нижней границе.

Траекторные модели атмосферного транспорта

Отметим, что все рассмотренные выше модели переноса грибного аэрозоля представляли собой дифференциальные уравнения. Теперь же, в заключение раздела о структуре математических моделей, очень кратко затронем вопрос об иных моделях.

Помимо рассмотрения дифференциальных уравнений в частных производных (т.е. так называемого эйлерова подхода) существует и другой способ моделирования транспорта атмосферных примесей (в том числе – аэрозолей) – это использование лагранжевых моделей дисперсии. Иногда их также называют лагранжевыми траекторными моделями атмосферного транспорта или лагранжевыми статистическими моделями дисперсии атмосферных примесей. Суть этих моделей в том, что в них в качестве модельного объекта рассматривается большое (например, десятки тысяч) кол-во частиц, каждая из которых представляет определённую долю изучаемой примеси. Любая из этих частиц имеет координаты и скорость перемещения, определение которой зависит от масштаба рассмотрения. В случае региональных мезомасштабных моделей эта скорость складывается из скорости в данной ячейке координатной сетки, компоненты турбулентных флуктуаций и компоненты мезомасштабных флуктуаций [Stohl et al., 1998]. В случае моделей, работающих в рамках приземного слоя, остаётся только турбулентная составляющая, определяемая с помощью коэффициентов уравнения Ланжевена, которые зависят от стратификации атмосферы и координат частицы. В каждый следующий момент времени координаты каждой частицы пересчитываются с помощью вычисленных скоростей [Flesch et al., 1995]. Основным преимуществом лагранжевых моделей (по сравнению с эйлеровыми) является то, что процессы, происходящие с примесью и силы, воздействующие на реальные частицы вещества, проще рассматривать напрямую в рамках решения задачи о перемещении частиц. Также преимуществом считается то, что лагранжевые модели способны более точно рассчитывать транспорт небольших облаков примесей [Arya, 1999, p. 264].

Для параметризации лагранжевых моделей необходима информация об основных метеорологических переменных. Для их использования на горизонтальном масштабе до нескольких километров (и вертикальном – в рамках приземного слоя атмосферы) вполне достаточно данных трёхмерного ультразвукового анемометра [Flesch et al., 1995], в то время как для запуска на региональном масштабе требуется куда больше информации, для получения которой, например, используют другие атмосферные модели [Stohl et al., 1998]. Существуют программные пакеты лагранжевых моделей (такие как FLEXPART, HYSPLIT и другие), которые позволяют решать целый спектр задач на разных масштабах, в том числе и задачу распространения аэрозольных примесей в атмосфере. Несмотря на то, что некоторые из этих моделей имеют открытый код и бесплатны, работа с ними довольно сложна и требует детального знакомства с процедурами функционирования.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕХАНИЗМОВ УДАЛЕНИЯ

Кинетическая модель для частиц, учитывающая все многообразие механизмов их удаления, очень сложна³⁷. В принципе, некоторые полезные уравнения были приведены выше. Однако значительные неопределенности при моделировании отдельных механизмов делают анализ такой полной модели

³⁷ Различные механизмы удаления аэрозоля детально рассмотрены в статье, опубликованной P. Stier et al. в 2005 г. на сс. 1125-1156 в 5-ом т. Atmos. Chem. Phys. [Sesartic et al., 2013].

неплодотворным (а для некоторых процессов, например, для сухого и мокрого осаждения³⁸ грибных спор, пока еще просто не существует экспериментальных данных [Sesartic et al., 2013]). Но можно оценить сравнительную роль различных известных механизмов путем оценки величин скоростей потерь [Хайди, 1976, с. 207].

Г.М. Хайди [1976, с. 207-212] рассмотрел изменения скоростей потерь как функции высоты над территорией города для частиц трех типичных размеров. При этом подоблачное вымывание оценивалось для капель с радиусом 1 мм и концентрацией $N_p = 10^{-3} \text{ см}^{-3}$ (концентрация капель принималась типичной для кучевых и слоистых облаков согласно Флетчеру³⁹). Из полученных этим автором результатов наиболее интересны (в свете нашего объекта – аэрозоля грибных спор в приземном слое воздуха) случаи частиц со средними радиусами 0.5 и 5 мкм вблизи земли – см. табл.

Таблица. Расчетное удаление аэрозольных частиц из атмосферы [Хайди, 1976, с. 211-212].

Процесс	Потеря частиц ($\text{см}^{-3}\cdot\text{с}^{-1}$)	
	крупнодисперсных ($R = 0.5 \text{ мкм}$, исходная концентрация: 10^2 см^{-3})	гигантских ($R = 5.0 \text{ мкм}$, исходная концентрация: 10^1 см^{-3})
Седиментация	10^{-6}	10^{-7}
Инерционное и диффузионное осаждение на препятствиях на поверхности земли	10^{-5}	10^{-6}
Конвективная диффузия ($K = 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$)	10^{-3}	10^{-6}
Конденсация паров на частицах	10^{-1}	10^{-6}
Тепловая коагуляция	10^{-4}	10^{-6}
Удаление за счет дифференциального осаждения ($R_2 = 10 \text{ мкм}$)	10^{-7}	10^{-8}
Турбулентная коагуляция	10^{-3}	10^{-4}
Подоблачное вымывание за счет сферических гидрометеоров размером 1 мм ($N_p = 10^{-3} \text{ см}^{-3}$)	10^{-8}	10^{-7}

Как отмечено в табл., Хайди приводит результаты расчетов скоростей удаления в предположении, что концентрация крупнодисперсных частиц составляет 10^2 см^{-3} , а гигантских – 10^1 см^{-3} . Для грубого расчета времени полувывывания (T) примем, что кинетика вымывания соответствует 1-му порядку: $dN/dt = -k \cdot N$, где k – кинетическая константа, N – концентрация, t - время. Тогда $T = N \cdot \ln(2) \cdot (dN/dt)^{-1}$ и для максимальных скоростей вымывания (при конденсации паров на крупнодисперсных частицах и при турбулентной коагуляции гигантских частиц) будем иметь $T \sim 10$ минут. Поскольку возможность турбулентной коагуляции спор может вызывать сомнения, то оценим для гигантских частиц время полувывывания при инерционном и диффузионном осаждении на препятствиях на поверхности земли, при конвективной диффузии, при конденсации паров. Оно составляет ~ 20 часов. Наконец, время подоблачного полувывывания для гигантских частиц, если следовать оценкам Хайди, составит около 8 суток.

Рассматривая природу процессов осаждения частиц, в частности процессов, связанных с осадками, можно прийти к заключению, что время жизни частиц будет сильно зависеть от места и времени их образования. Аэрозольные частицы могут существовать в атмосфере в течение времени, изменяющегося от минут до нескольких лет [Робинсон, 1981, с. 100-101].

Хотя приведенные оценки очень грубы, они, вероятно, могут оказаться полезными для биологов, занимающихся экспериментальными измерениями концентрации грибных спор вне помещений. Если какие-то (относительно часто встречающиеся в природе) процессы действительно способны обеспечить время полувывывания грибных спор порядка 10 минут или часа (в то время, как характерное время самих этих процессов имеет тот же или больший порядок), то в условиях регулярного развития таких процессов нет смысла пытаться установить закономерности, скажем, сезонной динамики концентрации спор. Если в один сезон измерения производятся, например, перед образованием тумана, а в другой – после, то результат этих измерений в большей степени может определяться именно этим обстоятельством, а не сезоном.

³⁸ В данном случае остается лишь сопоставлять грибные споры с бактериями и пользоваться данными для последних [Sesartic et al., 2013].

³⁹ Fletcher N.H., The Physics of Rainclouds, Cambridge Univ. Press, 1966. – Цит. по [Хайди, 1976, с. 222].

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 15-04-02036А «Фундаментальные основы экологической роли грибов приземных слоев воздуха в формировании почвенной микобиоты».

ЛИТЕРАТУРА

- Бекорюков В.И., Кароль И.Л. 1962. Теоретическая оценка эффективности улавливания аэрозолей липкими планшетами в приземном слое атмосферы // Вопросы ядерной метеорологии / Под ред. И.Л. Кароля и С.Г. Малахова. М.: Госатомиздат. С. 221-248.
- Вишневецкий С.Л. 1990. Кнудсена число // Физическая энциклопедия. Т. 2: Добротность – магнитооптика / Под ред. А.М. Прохорова. М.: Сов. энциклопедия. С. 388-389.
- Гендугов В.М., Глазунов Г.П. 2007. Ветровая эрозия почвы и запыление воздуха. М.: ФИЗМАТЛИТ. 240 с.
- Гиляров М.С. 1986. Биологический энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия.
- Глаголев М.В. 2010. К методу «обратной задачи» для определения поверхностной плотности потока газа из почвы // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 1. № 1. С. 17-36.
- Глаголев М.В., Сабреков А.Ф. 2012. Идентификация газообмена на границе экосистема/атмосфера: метод обратной задачи // Математическая биология и биоинформатика. Т. 7. № 1. С. 81-101.
- Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. 2010. Физикохимия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва-атмосфера. Томск: Изд-во ТГПУ. 104 с.
- Глазкова А.А., Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю., Семутникова Е.Г. 2012. Суточный ход концентрации аэрозоля (PM₁₀) летом в Московском регионе // Оптика атмосферы и океана. Т. 25. № 6. С. 495-500.
- Голицын Г.С. 2013. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. М.: КРАСАНД. 400 с.
- Десятков Б.М., Бородулин А.И., Котлярова С.С. 1997. Определение потока аэрозольных частиц, выделяемых подстилающей поверхностью, путем решения обратной задачи их распространения в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. Т. 10. № 6. С. 639-644.
- Еланский С.Н., Рыжкин Д.В. 2004. Вариации концентрации грибных спор в приземном воздухе Москвы // Материалы международной научной конференции "Биология, систематика и экология грибов в природных экосистемах и агрофитоценозах", Минск. С. 92-95. Статья также доступна по URL (дата обращения 20.02.2012): <http://www.google.ru/url?sa=t&rc=1&q=%D0%B5%D0%BB%D0%B0%D0%BD%D1%81%D0%BA%D0%B8%D0%B9%20%D0%B4.%D0%B2.%20%D1%80%D1%8B%D0%B6%D0%BA%D0%B8%D0%BD&source=web&cd=3&sqi=2&ved=0CC4QFjAC&url=http%3A%2F%2Fkartofel.org%2Fdownload%2Fminsk2.doc&ei=attBT6CLFrOP4gTVv9XFCA&usq=AFQjCNEakKvAfBaAmnUiJCW3NrxE8alOtQ&cad=rjt>
- Зимин А.Г. 1962. Механизмы захвата и осаждения атмосферных примесей облаками и осадками // Вопросы ядерной метеорологии / Под ред. И.Л. Кароля и С.Г. Малахова. М.: Госатомиздат. С. 116-150.
- Кароль И.Л. 1962. О роли турбулентного рассеяния по направлению ветра в полуэмпирической теории атмосферной турбулентной диффузии // Вопросы ядерной метеорологии / Под ред. И.Л. Кароля и С.Г. Малахова. М.: Госатомиздат. С. 190-203.
- Константинов А.Р. 1968. Испарение в природе. Л.: Гидрометеиздат.
- Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г. 1980. Справочник по элементарной физике. М.: Наука. 208 с.
- Малахов С.Г., Солодихина Л.Д. 1962. О вымывании дождем продуктов распада радона из атмосферы // Вопросы ядерной метеорологии / Под ред. И.Л. Кароля и С.Г. Малахова. М.: Госатомиздат. С. 151-162.
- Мамонова И.В. 1993. Критерии миграционной активности плесневых грибов в помещении // Микология и фитопатология. Т. 27. Вып. 1. С. 23-28.
- Матвеев Л.Т. 2000. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат.
- Марфенина О.Е., Колосова Е.Д., Глаголев М.В. 2016. Численность грибных диаспор, оседающих из приземного воздуха на участках с разным растительным покровом в г. Москве // Микология и фитопатология. Т. 50. № 6. С. 379-385.
- Махонько К.П. 1962. Суточные изменения запыленности приземного слоя атмосферы // Вопросы ядерной метеорологии / Под ред. И.Л. Кароля и С.Г. Малахова. М.: Госатомиздат. С. 253-258.
- Обухов А.М. 1988. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. С. 148-149, 154, 156.
- Обухов А.М., Монин А.С. 1954. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического ин-та АН СССР. № 24 (151). С. 163-187.
- Пискунов В.Н. 2010. Динамика аэрозолей. М.: ФИЗМАТЛИТ. 296 с.
- Прохоров А.М. (ред.). 1983. Советский энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия. 1600 с.
- Прохоров А.М. (ред.). 1994. Физическая энциклопедия. Т. 4: Пойнтинга-Робертсона – Стримеры. М.: Большая Рос. энциклопедия. 704 с.
- Пруппахер Г.Р. 1976. Химические основы изменения климата // Химия нижней атмосферы / Под ред. Расул С. М.: Мир. С. 11-89.
- Робинсон Д.Д. 1981. Аэрозоли как один из видов выбросов при производстве энергии // Энергия и климат. Л.: Гидрометеиздат. С. 98-122.
- Романков П.Г., Курочкина М.И. 1974. Гидромеханические процессы химической технологии. Л.: Химия. 288 с.
- Рыжкин Д.В., Еланский С.Н., Желтикова Т.М. 2002. Мониторинг концентрации спор грибов Cladosporium и Alternaria в атмосферном воздухе г. Москвы // Атмосфера. Пульмонология и аллергология. № 2. С. 30-31. Статья также доступна по URL: <http://kartofel.org/download/ryzhkin.pdf> (дата обращения 20.02.2012)
- Сеттон О.Г. 1958. Микрометеорология. Л.: Гидрометеиздат. С. 349-350.
- Хайди Г.М. 1976. Процессы удаления газообразных и взвешенных загрязнений из атмосферы // Химия нижней атмосферы / Под ред. Расул С. М.: Мир. С. 155-222.

Arya S.P. 1999. Air pollution meteorology and dispersion (Vol. 6). New York: Oxford University Press. 310 p.

Flesch T.K., Wilson J.D., Yee E. 1995. Backward-time Lagrangian stochastic dispersion models and their application to estimate gaseous emissions // Journal of Applied Meteorology. V. 34. No. 6. P. 1320-1332.

Galperin M.V., Scotnikova O.G., Panin M.P. 1998. A model of transport, deposition and re-suspension of hazard pollution released by point large source and carried by the polydispersional particles // 23rd NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Application (September 28 - October 2, 1998; Riviera Holiday Club, Varna, Bulgaria). Preprints. V. II. P. 377-384.

Gillette D.A. 1977. Fine particulate emissions due to wind erosion // Transactions of the American Society of agricultural engineers. V. 20. No. 5. P. 890-897.

Goyer N., Lavoie J., Lazure L., Marchand G. 2001. Bioaerosols in the Workplace: Evaluation, Control and Prevention Guide. IRSST.

Rannik Ü., Zhou L., Zhou P., Gierens R., Mammarella I., Sogachev A., Boy M. 2016. Aerosol dynamics within and above forest in relation to turbulent transport and dry deposition // Atmos. Chem. Phys. V. 16. P. 3145–3160.

Sesartic A., Lohmann U., Storelvmo T. 2013. Modelling the impact of fungal spore ice nuclei on clouds and precipitation // Environ. Res. Lett. V. 8. 014029. DOI:10.1088/1748-9326/8/1/014029

Stohl A., Hittenberger M., Wotawa G. 1998. Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data // Atmospheric Environment. V. 32. P. 4245-4264.

MODELLING OF CONCENTRATION DYNAMICS OF FUNGAL AEROSOLS IN THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER: I. BASIC PROCESSES AND EQUATIONS

Glagolev M.V., Sabrekov A.F., Faustova E.V., Marfenina O.E.

Fungi are the important allergens, pathogens of plants, animals and humans, as well as they produce toxins and are agents of biodegradation of natural and artificial materials. The publication summarizes the relatively few theoretical and experimental papers devoted modeling the the dynamics of bioaerosols in the surface layer of the atmosphere. The emphasis is done on processes and quantitative regularities that are important for the calculation of the dynamics of fungal aerosol, which consist of fungal spores and mycelial fragments of various diameters. We describe the key processes determining the dynamics of bioaerosols in the surface layer of the atmosphere, namely: emission, gravitational sedimentation, turbulent diffusion, washing by precipitations, particle collision, and a number of other processes. We carried out the formulation of the problem, introduced a number of equations, describing the dynamics of bioaerosols in the surface layer of the atmosphere, we discussed the boundary conditions, necessary to carry out the calculations.

Key words: bioaerosols, fungal spores, washing by precipitation.

Citation: Glagolev M.V., Sabrekov A.F., Faustova E.V., Marfenina O.E. 2016. Modelling of concentration dynamics of fungal aerosols in the atmospheric boundary layer: I. Basic processes and equations // Environmental dynamics and global climate change. V. 7. N. 2. P. 85-102.

Поступила в редакцию: 16.11.2016
Переработанный вариант: 16.12.2016