

С.А. Береснев, В.И. Грязин

Вертикальный ветровой перенос аэрозолей в стратосфере*Уральский государственный университет, г. Екатеринбург*

Поступила в редакцию 26.12.2006 г.

Анализируются широтно-сезонные зависимости высотных профилей вертикального ветра, усредненно-го за различные временные периоды с 1992 по 2006 г. по данным модели общей циркуляции атмосферы УКМО. Показано, что среднемесячные амплитуды вертикального ветра составляют примерно ± 5 мм/с, среднегодовые ± 1 мм/с. Восходящий ветер в состоянии обеспечить вертикальный подъем против силы тяжести достаточно крупных (до 3–5 мкм) аэрозольных частиц с плотностью до $1,0\text{--}1,5$ г/см³ на высотах стратосферы и мезосферы. Вертикальный ветер предположительно является существенным фактором движения частиц вплоть до высот 30–40 км и может значительно изменять скорость оседания и время пребывания аэрозольных частиц в стратосфере. Структура поля усредненного вертикального ветра допускает возможность образования динамически устойчивых аэрозольных слоев в средней стратосфере.

Введение

В метеорологии под ветром понимают движение воздуха относительно земной поверхности. Как правило, имеются в виду горизонтальные составляющие такого движения, но говорят и о вертикальной составляющей ветра, которая обычно много меньше горизонтальных, труднее определяется инструментально и чаще всего вычисляется тем или иным способом [1].

В [2] отмечается, что для описания вертикальных движений в бароклинной атмосфере (т.е. для описания вертикального ветра) равноценными являются величины $\omega = dp/dt$ в изобарической системе координат (так называемая «омега»-характеристика вертикального движения, размерность Па/с) и $U_W = dz/dt$ в абсолютной-высотной системе координат (скорость вертикальной составляющей ветра, размерность м/с). Полагая, что агеострофичность ветра мала, и используя гидростатическое приближение, можно показать, что между этими характеристиками существует связь, следующая из уравнения неразрывности [2]:

$$\omega = \partial p / \partial t + V_a \nabla p - g \rho U_W,$$

где p и ρ — давление и плотность воздуха на высоте z ; t — время; g — ускорение свободного падения; V_a — скорость агеострофического ветра на высоте z ; ∇p — соответствующий градиент давления. Дальнейшие оценки величин для движений синоптического и глобального временных масштабов позволяют еще более упростить возникающую связь [2]:

$$\omega = -(Mgp/RT)U_W, \quad (1)$$

где T — температура на высоте z ; M — молярная масса воздуха; R — универсальная газовая постоянная.

Существуют два основных метода определения характеристик вертикального ветра из анализа горизонтальных составляющих метеорологических

полей — кинематический и адиабатический [2]. Первый метод осложнен большими возможными погрешностями в оценках U_W , а второй требует знания деталей метеополей, не всегда доступных при наблюдениях. На ранних этапах исследований (см., например, [3, 4]) среднемесячные значения скоростей вертикального ветра U_W завышено оценивались как единицы (и даже десятки) мм/с. Было установлено, что они варьируются в зависимости от сезона и высоты, причем в мезосфере скорости ветра выше, чем в стратосфере. Позднее развитие представлений о механизмах стратосферно-тропосферного обмена [5] позволило уточнить значения средних скоростей вертикального ветра, которые оцениваются сейчас как доли мм/с (см., например, [6]). Как отмечено в [2], скорость вертикального ветра в единицах и долях мм/с все же гораздо меньше разрешающей способности существующих прямых инструментальных методов (наземных или спутниковых). Таким образом, вертикальная скорость ветра обычно не измеряется непосредственно, а должна быть извлечена из других метеорологических полей, доступных прямым измерениям.

Необходимость достоверных данных для усредненных сезонно-широтных и высотных зависимостей скоростей вертикального ветра достаточно очевидна. Учет вертикального ветра продуктивно используется в исследованиях крупномасштабных процессов переноса газовых трассеров, однако при анализе движений частиц стратосферного аэрозоля данный подход наталкивается на ряд принципиальных трудностей. В частности, в анализе процессов оседания частиц атмосферных аэрозолей широко распространенной является модель Кастена [7]. В ней полагается, что атмосфера статична и стационарна (отсутствуют какие-либо вертикальные движения воздуха), высотные зависимости давления и температуры удовлетворяют данным стандартной атмосферы, а закон сопротивления воздушной среды движению частиц различной крупности и плотности под действием силы тяжести

описывается известной эмпирической формулой Милликена [8].

Ограниченность данной схемы является очевидной, но ее замена на более адекватную модель сдерживается отсутствием достоверной и удобной в расчетах базы данных о зависимостях усредненного (на синоптическом и глобальном масштабах) стратосферного вертикального ветра. Часто в аэрозольных транспортных моделях предлагаются достаточно грубые аппроксимации полей вертикального ветра [9–11].

На сегодняшний день в климатологических исследованиях популярными являются методы «обратных траекторий», позволяющие идентифицировать источники и пути движения аэрозолей, переносимых воздушными массами в заданный географический пункт, на основе расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы (например, [12]). Но и данные методики, по всей видимости, не могут претендовать на достоверный учет вертикального ветрового переноса аэрозолей: основное внимание в них уделено горизонтальному переносу воздушных масс (интенсивность которого многократно превосходит вертикальный перенос); при этом считается, что даже микронные частицы аэрозоля движутся по линиям тока аналогично молекулам газовых трассеров.

Между тем существует ряд проблем, которые требуют учета вертикального ветра при анализе стратосферного переноса аэрозолей. Во-первых, это феномен миграции против силы тяжести частиц сажи от авиатранспорта на высоты выше коридоров полетов [13, 14] и возрастающее загрязнение Арктического региона сажевым аэрозолем от наземного сжигания углеводородного топлива и биомассы [15, 16]. Действие сил радиометрического фотофоноза отчасти способно объяснить данный феномен [17], но положительный (восходящий) вертикальный ветер может обладать еще большими транспортными способностями. Во-вторых, действие вертикального ветра на частицы аэрозоля (сводящееся к усилению или противодействию гравитационной седиментации) может помочь объяснению не во всем понятных деталей относительной устойчивости и продолжительного существования известных аэрозольных образований в стратосфере (например, [18]).

В данной статье представлен новый массив данных об усредненных скоростях вертикального ветра, полученных при помощи спутниковых измерений, и проведен предварительный анализ влияния вертикальной составляющей скорости ветра на движение аэрозольных частиц в стратосфере.

1. Поле вертикального ветра в ассимиляционной модели UKMO

Унифицированная модель UKMO (United Kingdom Meteorology Office) – это «большая» численная метеорологическая модель, учитывающая процессы переноса в атмосфере и океане и их сцепление между собой. Атмосферный блок данной модели является ассимиляционным. Под

этим понимается метод, в котором результаты регулярных метеонаблюдений включаются в расчетный процесс для получения оценок состояния атмосферы, максимально приближенных к реальной ситуации [19]. Первостепенный интерес для анализа представляют данные, получаемые в стратосферном блоке модели – Met Office Stratospheric Data Assimilation System [20].

Регулярные измерения требуемых метеополей осуществлялись исследовательским спутником NASA UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) в период 1991–2006 гг., который был выведен на круговую орбиту высотой 585 км. На спутнике были установлены два инструмента, позволявших производить измерения горизонтальных составляющих ветра: доплеровский интерферометр высокого разрешения HRDI измерял ветер в стратосфере, мезосфере и нижней термосфере, в то время как интерферометр WINDII – на высотах верхней мезосферы и термосферы [21]. Интерферометр HRDI измерял компоненты скорости стратосферного ветра в дневное время суток, используя доплеровский сдвиг в спектре поглощения O_2 в отраженном излучении. При измерениях ветра в стратосфере горизонтальное разрешение прибора составляло примерно 500 км, а вертикальное – около 2,5 км для высот 10–40 км. Данные сортировались по широте, долготе и стандартным уровням давления (геопотенциальной высоте), которые определялись как $p_i = 1000 \cdot 10^{-(i/6)}$ гПа, где i изменяется от 0 до 44. Шаг по широтам от 80° ю.ш. до 80° с.ш. составлял 4° [21]. Принципы работы HRDI, методика измерений и интерпретации данных подробно описаны в [22]. Разрешающая способность HRDI позволяла напрямую определять величины горизонтальных зонального и меридионального ветров вплоть до высот 60–65 км, но ее было недостаточно для прямого измерения скоростей вертикальной составляющей ветра. С привлечением стратосферного блока модели UKMO количественная оценка скоростей вертикального стратосферного ветра становится возможной, что позволяет детально проанализировать высотные профили ветра и их широтно-сезонные зависимости.

Использованная база данных (<http://badc.nerc.ac.uk>) содержит стандартный набор метеопараметров (температура, давление, зональный, меридиональный и вертикальный ветры) за определенный период (сутки и месяцы). Данные представлены по стандартным уровням давления UARS от 1000 до 0,316 гПа (21 уровень), что позволяет получать высотные профили метеопараметров примерно до 55 км с горизонтальным разрешением $2,5^\circ$ по широте и $3,75^\circ$ по долготе. Для извлечения интересующей информации из указанной базы данных были использованы возможности прикладного пакета программ FIRE-ARMS [23]. Данные для скорости вертикального ветра U_w были получены пересчетом из величины $\omega = dp/dt$ по уравнению (1), причем все необходимые для этого значения метеопараметров уже содержатся в получаемой базе данных. Отметим, что в настоящее время появи-

лась возможность использования и другой базы данных (NCEP/NCAR), позволяющей восстанавливать поля вертикального ветра на различных высотах за многолетний прошедший период [24].

2. Результаты и их обсуждение

На рис. 1 представлены усредненные за 1 месяц типичные профили вертикального ветра (экватор, 0° с.ш., 0° в.д.). Аналогичные данные могут быть представлены и для других географических районов за период с сентября 1992 г. по февраль 2006 г.

Положительные значения скорости соответствуют восходящему, отрицательные — нисходящему ветру. Видно, что среднемесячные амплитуды вертикального ветра в тропосфере составляют примерно ± 10 мм/с, а в нижней стратосфере и мезосфере достигают 50 мм/с. Несомненно, что в усредненных профилях ветра содержится богатая информация о различных вызывающих его причинах: глубокой тропической конвекции [25], крупномасштабной турбулентности [26] и др.

В тропосфере амплитуда вертикальной скорости достигает максимума на высотах 3–5 км и, убывая, обращается в нуль вблизи тропопаузы. Отметим, что такое поведение вертикального ветра объясняется в [27] циклонической и антициклонической деятельностью. Видно, что для тропосферы характерна сезонная изменчивость, причем отчетливо проявляются полугодовые осцилляции. В стратосфере средние скорости значительно меньше,

причем для экватора на высотах 20–30 км наблюдается четко выраженная область положительного вертикального ветра, обращаемого в нуль на высотах порядка 40 км. Видно также, что в мезосфере преобладает положительный вертикальный ветер с очень большими значениями скоростей (до 50 мм/с). Анализ подобных среднемесячных данных для других географических районов позволяет утверждать о существовании и широтно-долготных зависимостей вертикального ветра, причем их поведение может качественно отличаться от экваториального.

Известно, что характерные временные масштабы «остаточной» стратосферной циркуляции значительно больше, чем тропосферной (до нескольких лет) [5, 6], что предполагает анализ среднегодовых скоростей вертикального ветра. Получение усредненных за год профилей вертикального ветра по данным UARS-UKMO для экватора за период 1993–2005 гг. (рис. 2) потребовало разработки определенной методики усреднения данных, так как среднегодовые значения скоростей ветра в базе данных UARS-UKMO отсутствуют.

На стандартных уровнях давлений UARS определялись абсолютные высоты и соответствующие им поля температуры и вертикального ветра для конкретных географических районов и интервалов времени. Затем вычислялись средние арифметические высоты и скорости ветра по всем месяцам года при фиксированном давлении. В дальнейшем по аналогичной методике возможно произвести осреднение скоростей и за 13 лет наблюдений (с 1993 по 2005 г.).

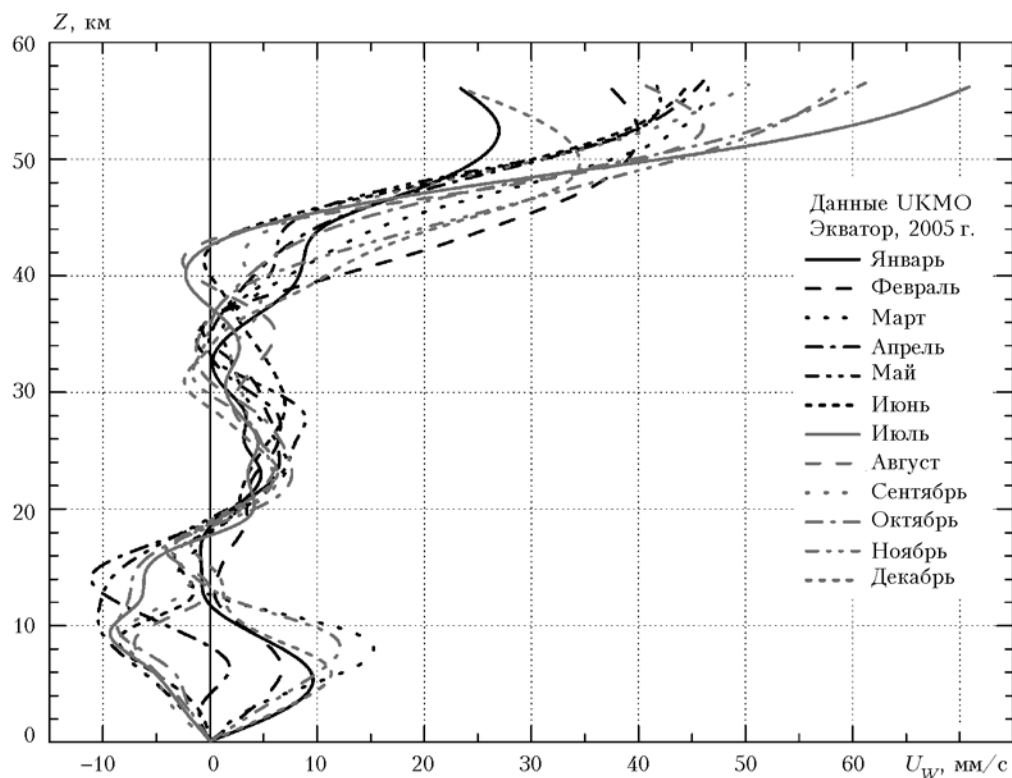


Рис. 1. Усредненные за месяц высотные профили скорости вертикальной составляющей ветра для экватора за 2005 г. по данным UARS-UKMO

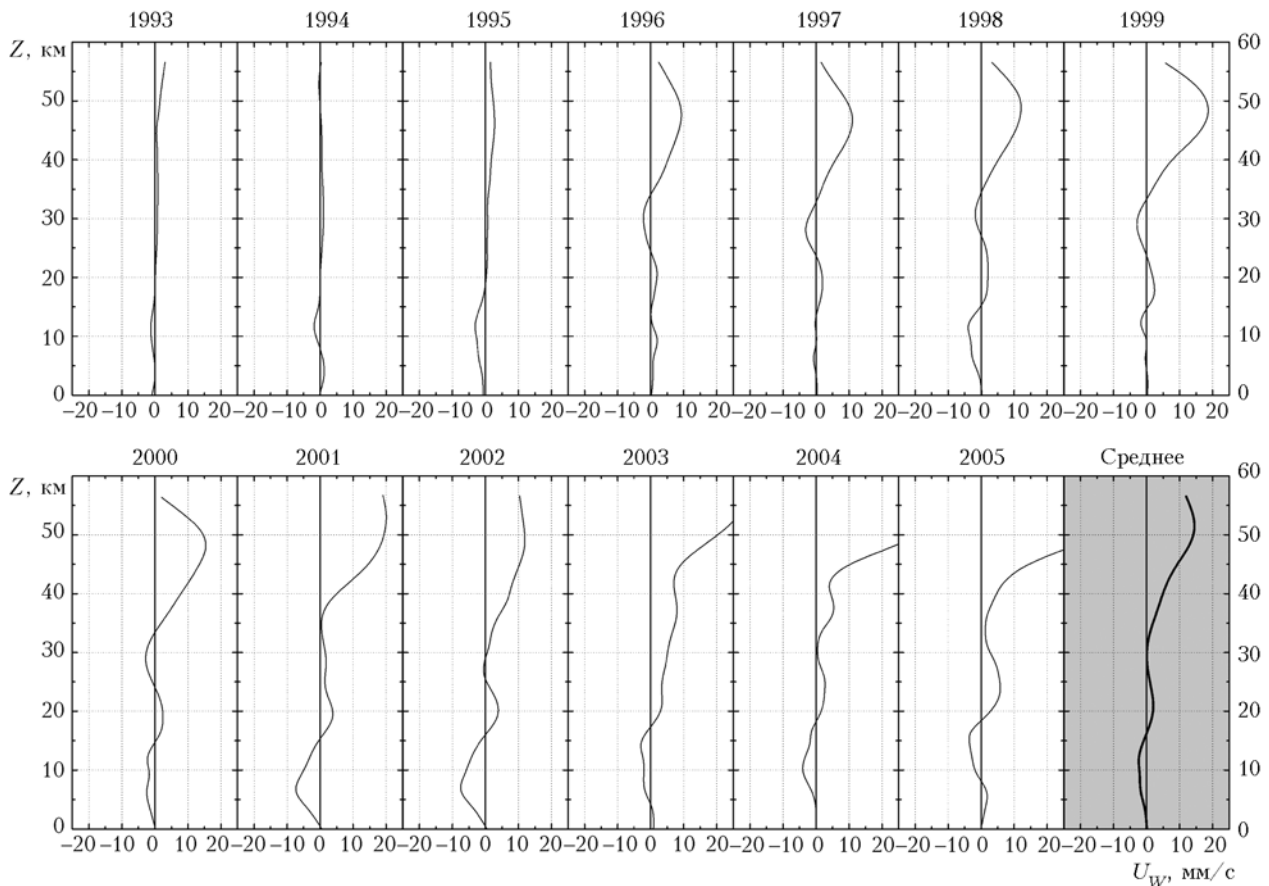


Рис. 2. Усредненные за год скорости вертикальной составляющей ветра для экватора по данным UARS-UKMO

Из рис. 2 видно, что усредненные за год скорости на порядок меньше среднемесячных, их характерные значения составляют примерно ± 1 мм/с. Любопытно, что за период с 1993 по 2005 г. среднегодовые скорости вертикального ветра возрастают по абсолютной величине, причем это характерно для всего диапазона высот и для всех исследованных географических районов. Также характерен подъем по высоте областей, в которых вертикальный ветер меняет свое направление. Самым удивительным является факт, что и усредненный за 13 лет вертикальный ветер обладает выраженной высотной зависимостью.

Для использования этих данных в прикладных расчетах может быть предложена схема его высотной аппроксимации. Было обнаружено, что оптимальной аппроксимирующей функцией является полином седьмой степени для интервала высот 0–60 км. Для приполярных районов отклонение аппроксимирующей функции от точных значений скорости ветра не превышало 1%, а для экватора – 5% для всего диапазона высот.

Сопоставление горизонтальных и вертикальной составляющих ветра на различных высотах представлено на рис. 3, где отражены хорошо известные закономерности для полного атмосферного ветра [1, 2, 27]. Самым интенсивным является зональный (широтный) ветер со скоростями порядка десятков

м/с, меридиональный (долготный) ветер обладает скоростями в единицы м/с, а вертикальный ветер практически не заметен на их фоне.

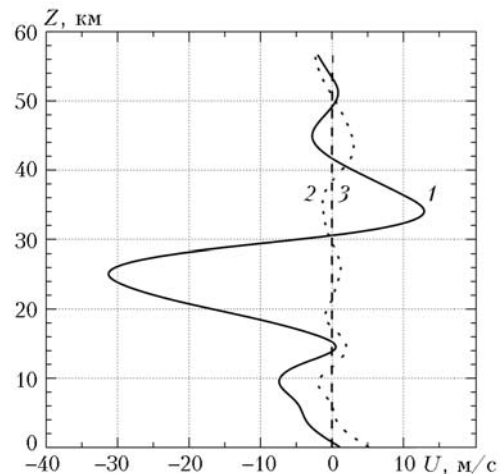


Рис. 3. Усредненные за месяц компоненты скорости ветра для экватора по данным UARS-UKMO для октября 2005 г.: 1 – зональная, 2 – меридиональная, 3 – вертикальная составляющие ветра

Однако его действие в стратосфере и мезосфере может иметь определяющее значение для высотного переноса аэрозольных частиц. Как будет пока-

зано ниже, вертикальный ветер со скоростями в доли и единицы мм/с может эффективно воздействовать на движение частиц различной крупности и плотности.

3. Динамика стратосферных частиц в поле вертикального ветра

Методика расчета скоростей одномерного движения частицы с учетом действия усредненного вертикального ветра на глобальном временном масштабе основана на решении уравнения движения в системе отсчета на поверхности Земли:

$$m_p \frac{dU_p(z, t)}{dt} = F_d(z, t) + F_{mg}(z, t) + F_W(z, t), \quad (2)$$

где m_p – масса аэрозольной частицы; U_p – полная скорость ее движения; F_d – сила сопротивления газовой среды, F_{mg} – сила тяжести, F_W – сила ветрового увлечения. Такой подход позволяет, с одной стороны, избежать чрезмерного усложнения задачи за счет учета разномасштабной турбулентной диффузии и конвекции, а с другой стороны – получить «предельные» оценки влияния вертикального ветра на перенос аэрозолей в стратосфере.

Вследствие малости времен механической релаксации движение аэрозольных частиц можно считать практически безынерционным, что позволяет воспользоваться квазистационарным приближением [8]: в любой момент времени в тонком атмосферном слое вблизи высоты z частица движется прямолинейно и равномерно со скоростью $U_p(z)$ под действием мгновенных значений сил, учтенных в правой части уравнения (2). От слоя к слою значение $U_p(z)$ изменяется, так как изменяются и силы, действующие на частицу. Полная скорость вертикального перемещения частицы

$$U_p(z) = U_{mg}(z) + U_W(z). \quad (3)$$

Вычисление силы сопротивления основывается на результатах газокINETической теории [28], которая описывает явление в широком диапазоне чисел Кнудсена ($Kn = l/R_p$, где l – средняя длина свободного пробега молекул воздуха; R_p – радиус частицы) и обобщает известную формулу Милликена [8]. Скорость гравитационной седиментации сферической частицы равна

$$U_{mg}(z) = \frac{2\pi^{1/2} R_p \rho_p g \left(\frac{2RT(z)}{M} \right)^{1/2}}{(8+\pi) \rho(z) \frac{Kn}{Kn+0,619} \left[1 + \frac{0,310Kn}{Kn^2 + 1,152Kn + 0,785} \right]}. \quad (4)$$

В расчетах температура и давление газа на высоте z задаются как параметры при использовании стандартных и справочных моделей атмосферы. Основной расчетной моделью была принята модель стандартной атмосферы США [29]. Фактически

речь идет о расширении модели стандартной атмосферы с учетом в ней поля вертикального ветра, что является конструктивным обобщением методики Кастена [7].

На рис. 4 изображены полные скорости движения частиц с $\rho = 1 \text{ г/см}^3$ и $R_p = 1 \text{ мкм}$ под действием силы тяжести и вертикального ветра.

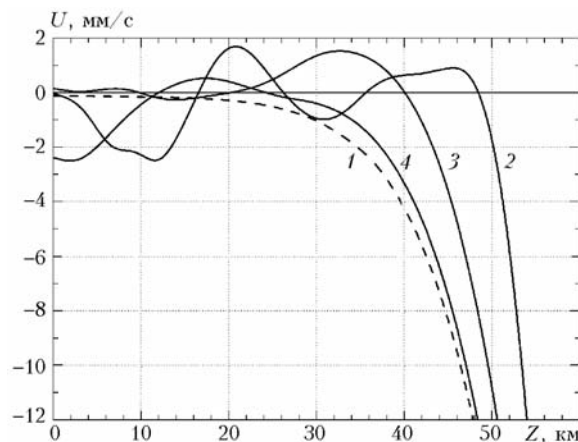


Рис. 4. Скорости движения частиц (1 – скорость гравитационной седиментации; полная скорость движения частиц с учетом вертикального ветра: 2 – экватор; 3 – северный полюс; 4 – южный полюс)

В расчетах использовались усредненные за 13 лет данные для вертикального ветра, обсуждаемые выше. Положительные значения скоростей соответствуют подъему частиц против силы тяжести, отрицательные – их оседанию. Видно, что вертикальный ветер является определяющим фактором при движении частиц до высот порядка 30–40 км. На высотах свыше 40 км определяющим становится гравитационная седиментация, а вертикальный ветер может лишь ускорять или замедлять процесс оседания.

Принципиальное значение имеют оценки времени подъема и оседания частиц с определенной высоты z_0 до возможных предельных высот. Предельными являются высоты, на которых скорость гравитационной седиментации равна противоположно направленной скорости вертикального ветра. С учетом квазистационарности движения частицы малое вертикальное расстояние между соседними слоями $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$ будет пройдено ею за время $\Delta t_i = \Delta z_i / U_p(z_i)$, где процедура оценки мгновенного значения $U_p(z_i)$ дается уравнением (3). На рис. 5 представлено время подъема и оседания частиц с $\rho = 1 \text{ г/см}^3$ и $R_p = 1 \text{ мкм}$ под действием вертикального ветра и силы тяжести для экватора, северного и южного полюсов.

Видно, что время подъема и оседания частиц при учете вертикального ветра значительно отличается от соответствующих характеристик с учетом только гравитационной седиментации и равняется одному году для экватора и 2,5–3 годам для южного и северного полюсов.

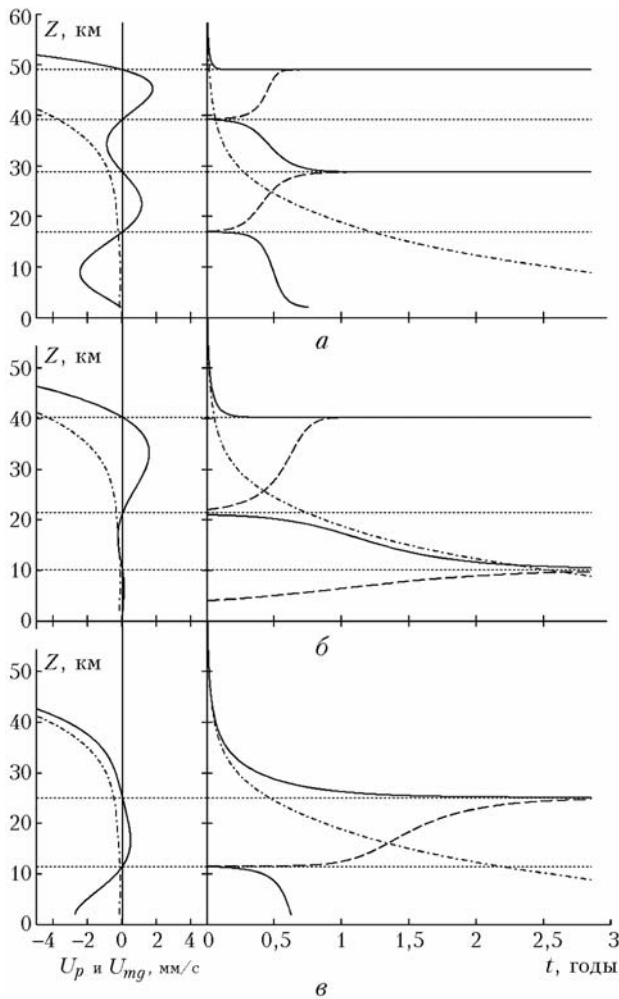


Рис. 5. Времена подъема (сплошные линии) и оседания (штриховые линии) частиц с учетом действия вертикального ветра: *a* – экватор; *b* – северный полюс; *v* – южный полюс. Штрихпунктирные линии соответствуют действию только гравитационной седиментации

Вертикальный ветер потенциально может являться причиной образования динамически устойчивых аэрозольных слоев в средней атмосфере на высотах, соответствующих смене знака скорости вертикального ветра с положительного на отрицательный. Например, из рис. 5, *a* видно, что частицы, начавшие свое движение в интервале высот 18–39 км, будут увлекаться вертикальным ветром и сосредоточиваться на высотах порядка 29 км. Действие силы тяжести не сможет вывести частицы из этой зоны, и, очевидно, можно утверждать об образовании динамически устойчивого слоя аэрозольных частиц. Такое поведение аэрозолей будет типичным для всех диапазонов высот с аналогичным характером смены знака скорости вертикального ветра.

Заключение

В работе предпринята первоначальная попытка оценки влияния вертикального ветра на транспортные характеристики стратосферного аэрозоля. Методика исследований основана на включении в ста-

тистические модели стандартной атмосферы осредненных полей скорости вертикального ветра, извлекаемых из спутниковых данных. По мнению авторов, полученные результаты представляют собой предельные оценки исследуемого эффекта и не подменяют анализа характеристик движения индивидуальных частиц в изменчивых атмосферных условиях. В дальнейшем предполагается климатологический анализ результатов с целью выявления сезонных и широтных особенностей вертикального ветра.

Несомненный интерес представляют более детальный анализ структуры поля вертикального ветра, допускающей долговременное существование стратосферных аэрозольных слоев, и сопоставление с многочисленными наблюдательными данными для полярных стратосферных облаков. Оценки также показывают, что транспортные возможности вертикального ветра будут особенно заметны для фракталоподобных частиц (например, частиц сажи и вулканического аэрозоля). Возможно, что предлагаемый подход позволит вскрыть механизмы накопления частиц сажи от авиатранспорта и наземных источников горения биомассы на высотах нижней и средней стратосферы.

Авторы выражают благодарность British Atmospheric Data Centre за предоставление доступа к базе данных UKMO.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-01-96096 и 06-01-00669).

1. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 567 с.
2. Holton J.R. An introduction to dynamic meteorology. N.Y.: Academic Press, 1992. 511 p.
3. Newell R.E., Miller A.J. Vertical velocity variability in the lower stratosphere // J. Appl. Meteorol. 1968. V. 7. N 3. P. 516–518.
4. Lateef M.A. Vertical motion at 100 mb in the tropics // Mon. Weather Rev. 1968. V. 96. N 5. P. 286–290.
5. Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre E.M., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L. Stratosphere-troposphere exchange // Rev. Geophys. 1995. V. 33. N 4. P. 403–439.
6. Plumb R.A., Eluszkiewicz J. The Brewer–Dobson circulation: dynamics of the tropical upwelling // J. Atmos. Sci. 1999. V. 56. N 6. P. 868–890.
7. Kasten F. Falling speed of aerosol particles // J. Appl. Meteorol. 1968. V. 7. N 10. P. 944–947.
8. Фукс Н.А. Механика аэрозолей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 352 с.
9. Koziol A.S., Pudykiewicz J. High-resolution modeling of size-resolved stratospheric aerosol // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. N 20. P. 3127–3147.
10. Li J., Boer G.J. The continuity equation for the stratospheric aerosol and its characteristic curves // J. Atmos. Sci. 2000. V. 57. N 3. P. 442–451.
11. Fussen D., Vanhellemont F., Bingen C. Evolution of stratospheric aerosols in the post-Pinatubo period measured by solar occultation // Atmos. Environ. 2001. V. 35. N 30. P. 5067–5078.
12. Куценогий К.П., Смирнова А.И. Метод обратных траекторий для идентификации источников атмосферных аэрозолей регионального и глобального масштабов // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14. № 6–7. С. 510–514.

13. *Blake D.F., Kato K.* Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere // *J. Geophys. Res. D.* 1995. V. 100. N 4. P. 7195–7202.
14. *Pueshel R.F., Boering K.A., Verma S., Howard S.D., Ferry G.V., Goodman J., Allen D.A., Hamill P.* Soot aerosol in the lower stratosphere: Pole-to-pole variability and contributions by aircraft // *J. Geophys. Res. D.* 1997. V. 102. N 11. P. 13,113–13,118.
15. *Baumgardner G., Kok G., Raga G., Diskin G., Sachse G.* Black carbon measurements in the Arctic UT/LS // *J. Aerosol Sci.* 2003. V. 34. Suppl. 1. P. S979–S980.
16. *Koch D., Hansen J.* Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D04204, doi:10.1029/2004JD005296.
17. *Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е.* Фотофорез аэрозолей в атмосфере Земли // *Теплофиз. и аэромеханика.* 2003. Т. 10. № 2. С. 297–311.
18. *Gerding M., Baumgarten G., Blum U., Thayer J.P., Fricke K.-H., Neuber R., Fiedler J.* Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the Arctic: possible sources and implications for polar vortex dynamics // *Ann. Geophys.* 2003. V. 21. N 4. P. 1057–1069.
19. *Swinbank R., O'Neill A.* A stratosphere-troposphere data assimilation system // *Mon. Weather Rev.* 1994. V. 122. N 4. P. 686–702.
20. *Swinbank R., Ortland D.A.* Compilation of wind data for the UARS reference atmosphere project // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 19. P. 4615.
21. *Ortland D.A., Skinner W.R., Hays P.B., Burrage M.D., Lieberman R.S., Marshall A.R., Gell D.A.* Measurements of stratospheric winds by the High Resolution Doppler Imager // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. N 6. P. 10351–10363.
22. *Hays P.B., Abreu V.J., Dobbs M.E., Gell D.A., Grassl H.J., Skinner W.R.* The High-Resolution Doppler Imager on the Upper Atmosphere Research Satellite // *J. Geophys. Res. D.* 1993. V. 98. N 6. P. 10713–10723.
23. *Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А.* Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы // *Оптика атмосф. и океана.* 1999. Т. 12. № 4. С. 372–375.
24. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1996. V. 77. N 3. P. 437–471.
25. *Dessler A.E.* The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 3. doi:10.1029/2001JD000511.
26. *Legras B., Joseph B., Lefuvre F.* Vertical diffusivity in the lower stratosphere from Lagrangian back-trajectory reconstructions of ozone profiles // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 18. P. 4562–4570.
27. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. 2-е изд. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 752 с.
28. *Beresnev S.A., Chernyak V.G., Fomyagin G.A.* Motion of a spherical particle in a rarefied gas. Part 2. Drag and thermal polarization // *J. Fluid Mech.* 1990. V. 219. P. 405–421.
29. *Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P.* AFGL atmospheric constituent Profiles (0–120 km) / Air Force Geophysics Laboratory (USA): AFGL-TR-86-0110, Environment research paper N 954. 1986. 43 p.

S.A. Beresnev, V.I. Gryazin. Vertical wind transport of aerosols in stratosphere.

The latitudinal and seasonal dependences of vertical wind altitude profiles averaged for the various time intervals from 1992 to 2006 according to the general circulation model UKMO are analyzed. It is shown that monthly average amplitudes of a vertical wind make values approximately ± 5 mm/s, and annual average ± 1 mm/s. Ascending wind provides vertical lifting against gravity for the sufficiently large (up to 3–5 μm) aerosol particles with the density up to 1.0–1.5 g/cm³ at stratospheric and mesospheric altitudes. The vertical wind probably is the determining factor of particles motion up to the altitudes 30–40 km and can change essentially the sedimentation velocities and residence times of stratospheric aerosols. The structure of the averaged fields of vertical wind supposes the opportunity of formation of dynamically stable aerosol layers in the middle stratosphere.