

УДК 523.34–36

О КИНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ ПЫЛЕВЫХ ЧАСТИЦ В АТМОСФЕРЕ МАРСА

© 2023 г. А. Ю. Дубинский^а, *, Ю. С. Резниченко^б, С. И. Попель^а, **

^аИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

^бМосковский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Долгопрудный, Россия

*e-mail: nfkpb@bk.ru

**e-mail: popel@iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 20.09.2022 г.

После доработки 16.11.2022 г.

Принята к публикации 27.11.2022 г.

Исследован режим оседания слоистых структур в ионосфере Марса с учетом особенностей состава марсианской атмосферы. Рассчитаны характерные скорости оседания пылевых частиц, их размеры и заряды, а также время седиментации слоистых структур. Полученные результаты могут быть использованы при изучении атмосферных явлений на Марсе в ходе предстоящих космических миссий.

Ключевые слова: будущие космические миссии, Земля, Марс, пылевые частицы, пылевая плазма, седиментация слоистых структур

DOI: 10.31857/S0320930X23020019, **EDN:** NVINSD

ВВЕДЕНИЕ

Резкий рост интереса к исследованиям и описанию пылевой плазмы в ионосферах планет произошел в конце 1990-х—начале 2000-х годов, когда благодаря лабораторным исследованиям было разработано достаточное количество различных методов изучения пылевой плазмы (см., например, Shukla, Mamun, 2002; Tsytovich и др., 2008; Fortov и др., 2005) и ускорилось применение наработанного аппарата к природным плазменно-пылевым системам. Результаты, полученные в ходе исследования природной пылевой плазмы, могут быть полезны для таких смежных дисциплин как физика атмосферы, экология, геофизика. На Земле, кроме того, возможно также наличие связи между плазменно-пылевыми процессами ионосферы с одной стороны, и с разного рода климатическими изменениями (например, с процессами глобального потепления) — с другой (Popel и др., 2011).

В земной атмосфере характерными примерами пылевых слоев плазменного происхождения являются два типа слоистых структур, имеющих ряд общих черт, — серебристые облака (NLC) и полярные мезосферные радиоотражения (PMSE) (Klumov и др., 2000; Клумов и др., 2005а; 2005б). NLC и PMSE составляют отличительную особен-

ность летней полярной мезосферы Земли высоких и средних широт, причем между их появлениями наблюдается сильная корреляция, что дает основание считать принципиальное происхождение NLC и PMSE одинаковым. В литературе эти явления часто объединяют под общим названием полярных мезосферных облаков (PMC).

Следует, однако, указать на присутствие и некоторых отличий в этих явлениях. Серебристые облака наблюдаются на высотах около 80–85 км, характерный размер их частиц составляет по порядку несколько сотен нанометров (максимальный размер не превышает одного микрона). Эти частицы в основном состоят из льда, хотя возможно и наличие примесей, в том числе металлических (von Zahn и др., 2004). Вертикальная оптическая толщина серебристых облаков значительно меньше единицы, однако на закате оказывается возможным наблюдение NLC невооруженным глазом, что является их характерной особенностью.

Полярные мезосферные радиоотражения, в отличие от серебристых облаков, оптическими методами не регистрируются. Они обнаруживаются в виде сильных радиоотражений при наблюдениях на радарх, работающих на частотах от 50 до 1000 МГц (Cho, Röttger, 1997). PMSE распола-

гаются выше, чем NLC, на высотах около 90 км, и, скорее всего, состоят из заряженных частиц наномасштабных размеров.

В последние два десятилетия также имеет место существенный рост интереса к исследованиям Марса. Успешно работают такие миссии, как Mars Express, ExoMars Trace Gas Orbiter и др. В рамках программ Mars Exploration Rover Opportunity и Mars Science Laboratory Curiosity проводятся исследования поверхности планеты. Особое внимание уделяется изучению спутников Марса – Фобоса и Деймоса.

На сегодняшний день на высотах около 100 км марсианской мезосферы, где температуры достаточно низки для замерзания углекислого газа, при помощи инфракрасного спектрометра SPI-CAM, установленного на космическом аппарате Mars Express (Montmessin и др., 2006), наблюдались облака частиц с размерами около 100 нм. На более низких высотах (около 80 км над поверхностью планеты) миссией Mars Express при помощи спектрометра OMEGA были зарегистрированы облака, состоящие из микрометровых частиц (Montmessin и др., 2007). Кроме того, пылевые облака наблюдались и непосредственно над поверхностью планеты, а также на высотах около 4 км (Whiteway и др., 2009), где в рамках программы Mars Climate Sounder (аппарат Mars Reconnaissance Orbiter) по ночам фиксировались тонкие пылевые слои, состоящие, как следует из экспериментальных данных, из замерзших частиц либо водяного льда, либо углекислого газа (Hayne и др., 2012).

В марте 2021 г. аппарат Mars Science Laboratory Curiosity прислал на Землю снимки марсианских облаков, обнаруженных миссией на высотах, больших 60 км, и состоящих, судя по всему, из частиц сухого льда. Аппарат Curiosity проводил фотосъемку на закате, когда пылевые частицы облаков были подсвечены солнечными лучами на фоне темного неба. Такое поведение, очевидно, аналогично тому, что известно о земных серебристых облаках. Точные механизмы образования подобных облаков пока еще до конца не выяснены.

Если земные полярные мезосферные облака изучены относительно неплохо (см., например, Klumov и др., 2000; Клумов и др., 2005а; Дубинский, Попель, 2012), то исследование пылевых образований марсианской ионосферы в этом смысле находится в самом начале пути. Причиной тому является недостаточное количество данных, касающихся атмосферы Марса, а также, судя по всему, малое по сравнению с земным случаем время жизни слоистых структур – несколько минут против нескольких часов для серебристых

облаков и полярных мезосферных радиоотражений. Между тем, изучение плазменно-пылевых явлений атмосферы Марса (Извекова, Попель, 2017; Izvekova и др., 2022) крайне важно для планирования будущих космических миссий.

УСЛОВИЯ В ИОНОСФЕРЕ МАРСА

Одним их важных условий появления плазменно-пылевых облаков является установление такого температурного режима ионосферы, при котором наступает превышение фактического давления паров воды (на Земле) и углекислого газа (на Марсе) над давлением соответствующих насыщенных паров на несколько порядков (см., например, Клумов и др., 2005а; Дубинский, Попель, 2012; Дубинский и др., 2019; Reznichenko и др., 2020). Подобное превышение создает предпосылки для конденсации паров воды (углекислого газа) на поверхность пылевых частиц ионосферы и последующего формирования слоистых структур.

На рис. 1 представлены высотные профили насыщенного и фактического давлений паров углекислого газа марсианской ионосферы для высот от 70 до 135 км (Алтунин, 1975; Forget и др., 2009). Видно, что рассматриваемая в работе область марсианской атмосферы с точки зрения термодинамики углекислого газа может быть разделена на три характерные части: среднюю часть с сильно пересыщенными парами углекислого газа и две периферические области ненасыщенных паров CO₂. С точки зрения динамики пылевых частиц верхнюю область ненасыщенных паров следует назвать зоной седиментации с постоянной массой, среднюю – зоной конденсации, а нижнюю – зоной сублимации. В области конденсации происходит рост пылевых зародышей ионосферы за счет десублимации паров углекислого газа, вследствие чего оказывается возможным формирование слоистой структуры пылевого облака (Дубинский и др., 2019; Reznichenko и др., 2020). В зоне сублимации идет процесс испарения ранее сконденсировавшегося углекислого газа с поверхности пылевых частиц, приводящий в конечном итоге к исчезновению пылевого облака, время жизни которого, таким образом, определяется временем седиментации микрочастиц.

Оседающие в атмосфере Марса пылевые структуры имеют ряд специфических особенностей, не свойственных атмосфере Земли. Связано это с тем, что углекислый газ, конденсирующийся на поверхность марсианских микрочастиц, составляет около 95% атмосферы Марса (Forget и др., 2009; Fox и др., 2015), в то время как пары

воды, формирующие композитную льдинку в земной ионосфере, несут лишь 0.5% массовой доли газа атмосферы.

Режим оседания частиц на Марсе в этой связи получает свои особенности. Во-первых, вклад в силу вязкого кнудсеновского трения на Марсе вносят лишь 5% неконденсирующихся атмосферных газов. Во-вторых, особого внимания требует рассмотрение взаимодействия пылевой частицы с налипающим на нее углекислым газом.

Наконец, в-третьих, концентрации марсианского углекислого газа существенно превышают соответствующие концентрации водяных паров земной ионосферы, и поэтому пылевые частицы марсианских облаков значительно крупнее частиц NLC (характерный размер марсианских пылевых частиц равен 0.5–3 мкм). Время седиментации пылевого облака при этом составляет всего несколько минут (Дубинский и др., 2019; Reznichenko и др., 2020).

Столь крупные микрочастицы в ходе седиментации приобретают существенный электрический заряд в результате натекания микротоков ионов и электронов окружающей плазмы. Абсолютная величина заряда определяется из уравнения (см., например, Chen, 1965; Barnes и др., 1992).

$$I_e(q_d) + I_i(q_d) = 0,$$

где $I_e(q_d)$ и $I_i(q_d)$ – микроскопические токи электронов и ионов, соответственно, на пылевую частицу, значения которых находятся согласно зондовой модели (см., например, Клумов и др., 2005а). Отметим, что наличие у частицы заряда $|Z_d| \sim 10-100e$ приводит к заметному возмущению заряженной компоненты ионосферной плазмы, поскольку суммарный заряд пылевых частиц становится сопоставимым с равновесными суммарными зарядами электронов и ионов. Кроме того, в случае наличия потоков солнечного излучения (Bertaux и др., 2006; 2004; Delgado-Bonal и др., 2016; Patela и др., 2002; Vicente-Retortillo и др., 2015) следует ожидать усложнения процессов зарядки для микрочастиц с металлическими примесями (о металлах в атмосфере Марса см., например, Gonzalez-Galindo и др., 2018; Christou и др., 2019).

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Полная система уравнений, описывающая взаимодействие пылевых частиц и заряженной компоненты ионосферной плазмы, состоит из уравнений непрерывности для концентраций электронов n_e и ионов n_i , а также для заряда пылевой частицы Z_d , которые определяется на основе

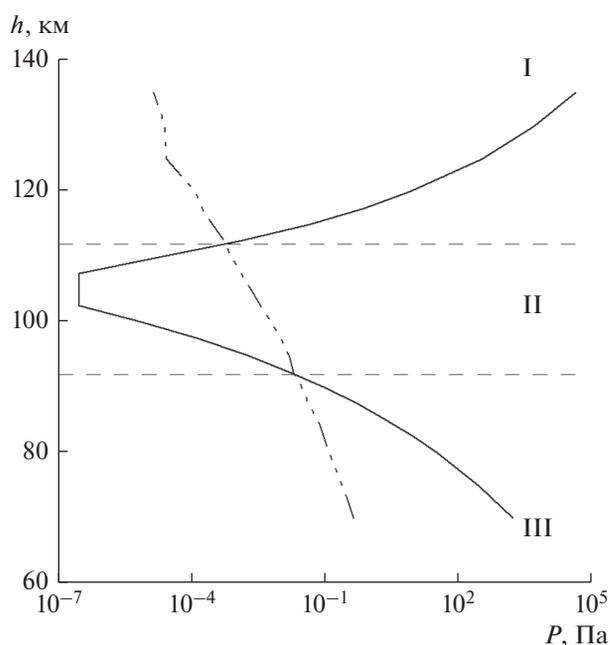


Рис. 1. Разделение атмосферы Марса на зоны седиментации с постоянной массой (I), конденсации (II) и субдиматации (III). Сплошная линия – давление насыщенных паров углекислого газа, штрих-пунктирная – фактическое давление паров углекислого газа.

зондовой модели (см., например, Chen, 1965; Barnes и др., 1992):

$$\frac{dn_e}{dt} = q_e - \alpha_{rec} n_e n_i - L_e^d + L_e^{photo},$$

$$\frac{dn_i}{dt} = q_e - \alpha_{rec} n_e n_i - L_i^d,$$

$$\frac{dZ_d}{dt} = q^{photo} + v_i - v_e.$$

Здесь q_e – скорость ионизации, α_{rec} – коэффициент рекомбинации, q^{photo} – скорость ионизации, ассоциированная с фотоэффектом, v_e и v_i – микроскопические токи электронов и ионов, соответственно, на пылевую частицу, определяемые согласно зондовой модели. Члены L_e^d и L_i^d описывают гибель электронов и ионов на поверхностях микрочастиц, слагаемое L_e^{photo} отвечает за рождение электронов в результате фотоэффекта.

Эволюция функции распределения микрочастиц $f_d(h, a, v, t)$ задается кинетическим уравнением

$$\frac{df_d}{dt} + \frac{df_d}{da} \frac{da}{dt} + \frac{df_d}{dh} \frac{dh}{dt} + \frac{df_d}{dv} \frac{dv}{dt} = 0,$$

$$\frac{da}{dt} = \frac{\alpha_{\text{CO}_2}(n_{\text{CO}_2} - n_{\text{CO}_2}^{\text{S}})m_{\text{CO}_2}v_{\text{S}}^{\text{th}}}{4\rho_d},$$

$$\frac{dv}{dt} = (mg - F_f + F_r)\frac{1}{m} = g - \frac{F_f}{m} + \frac{F_r}{m},$$

$$F_f = \pi\rho C_S a^2 F_d v,$$

$$F_r = u_{\text{rel}} \frac{dm}{dt},$$

где α_{CO_2} – коэффициент аккомодации молекул газа при их столкновении с поверхностью пылевой частицы (обычно в сильно пересыщенных парах $\alpha_{\text{CO}_2} \sim 1$), m и m_{CO_2} – массы микрочастицы и молекулы углекислого газа соответственно, n_{CO_2} и $n_{\text{CO}_2}^{\text{S}}$ – фактическая и насыщенная концентрации паров конденсирующегося углекислого газа, ρ_d и ρ – плотности материала пылевой частицы и газа атмосферы, v_{S}^{th} и C_S – тепловая скорость и скорость звука в атмосферном газе, u_{rel} – скорость налипающих/испаряющихся молекул относительно пылевой частицы, a – радиус микрочастицы, F_d – коэффициент, отражающий влияние формы пылевой частицы ($F_d \sim 1$). Второй член кинетического уравнения описывает рост микрочастиц в пересыщенных парах углекислого газа, четвертый – седиментацию пылевых частиц с учетом реактивного члена в уравнении Мещерского.

Приращение массы частицы dm за счет конденсации паров на ее поверхности оценивается через число соударений молекул конденсирующегося газа с поверхностью частицы

$$\frac{dm}{dt} = \alpha_{\text{CO}_2} \pi a^2 \bar{v} (\rho - \rho_{\text{sat}}),$$

где \bar{v} – средняя скорость конденсирующихся молекул, ρ_{act} и ρ_{sat} – фактическая и насыщенная плотности паров конденсирующегося газа, α_g – коэффициент аккомодации молекул газа при их столкновении с поверхностью пылевой частицы (обычно в сильно пересыщенных парах $\alpha_g \sim 1$).

В условиях атмосферы Марса для рассматриваемых высот от 80 до 120 км оказывается возможным пренебречь броуновским движением частиц. Действительно, характерная величина одномерного смещения частицы может быть оценена по формуле

$$\langle x^2 \rangle = 2kTB\tau = 2kT \frac{1}{\pi\rho C_S a^2} \tau,$$

где $B = \frac{1}{\pi\rho C_S a^2}$ – подвижность частицы в разреженной газовой среде. При значениях температу-

ры среды порядка $T = 100$ К, размера частицы $a = 20$ нм, времени седиментации $\tau = 300$ с, типичных для марсианской ионосферы, диффузионный дрейф оказывается равным около 10 м, что составляет менее 1% от высоты падения. Кроме того, малость числа Рейнольдса ($Re < 100$ для структур, имеющих размер менее или порядка 100 м) для атмосферы Марса на высотах от 80 до 120 км обеспечивает ламинарность течений, в результате чего отсутствует турбулентное перемешивание слоев пылевых частиц. Исходное кинетическое уравнение, таким образом, в рассматриваемых условиях существенно упрощается, и наиболее важным оказывается его четвертый член.

Поскольку скорость звука, средняя тепловая скорость и относительная скорость налипающих молекул – величины одного порядка, вклад каждого из двух тормозящих факторов, $\frac{F_f}{m}$ и $\frac{F_r}{m}$, зависит от параметров ионосферы (плотности конденсирующихся и/или создающих сопротивление газов). Если в условиях земной атмосферы плотность водяных паров ничтожна по сравнению с плотностью азота и кислорода, так что на протяжении всего времени седиментации к поверхности Земли главным тормозящим фактором является вязкое трение, то при оседании частиц в атмосфере Марса ситуация заметно усложняется.

В зоне конденсации существенным оказывается фактор торможения пылевой частицы за счет налипания на нее молекул конденсата, поскольку концентрации десублимирующего углекислого газа велики, а налипающие на поверхность микрочастиц молекулы CO_2 обладают ненулевой относительной скоростью $u_{\text{rel}} = -v$. В то же время член, отвечающий за вязкое трение, становится до некоторой степени неопределенным. В качестве плотности газа рассматривать плотность углекислого газа (фактически составляющего всю атмосферу планеты) было бы некорректно, так как он конденсируется и его взаимодействие учи-

тывает член $\frac{F_r}{m}$. В этом смысле сила вязкого трения оказывается минимальной и обуславливается 5% газов, примесных к углекислому газу атмосферы Марса. По этой причине расчет динамики полета частицы в зоне конденсации проводился в двух крайних положениях: когда плотность газа бралась в виде плотности углекислого газа и когда она бралась с понижающим коэффициентом 0.05.

Ниже 90 км, в зоне сублимации, весь газ марсианской атмосферы создает силу вязкого трения, поправочный коэффициент в данном случае

Параметры седиментации пылевой частицы для частиц с разными начальными радиусами

Параметр	$r_0 = 20$ нм		$r_0 = 200$ нм	
	$k = 1$	$k = 0.05$	$k = 1$	$k = 0.05$
Время седиментации, мин	8	6	5	5
Максимальный радиус микрочастицы, мкм	3.5	2.7	3.5	3.5
Максимальная скорость седиментации, м/с	150	151	242	242
Минимальная скорость седиментации, м/с	37	43	47	47
Заряд, ед. элементарного заряда	$Z \sim -89$	$Z \sim -69$	$Z \sim -88$	$Z \sim -88$

не используется. Кроме того, исчезает и член $\frac{F_r}{m}$, поскольку относительная скорость испаряющихся молекул углекислого газа в этом случае равна нулю, $u_{rel} = 0$. Физически это означает, что оторвавшиеся от частицы молекулы испарившегося CO_2 тормозятся не за счет ускорения частицы, а за счет молекул атмосферы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛЕНИЙ

Проведенные расчеты показали, что для частиц без начальной скорости с начальным радиусом в 20 нм время седиментации с высоты 120 до 90 км составляет около 8 мин без введения поправочного коэффициента для зоны конденсации и 6 мин при введении поправки. Соответствующие

максимальные радиусы микрочастиц оказываются равными 3.5 и 2.7 мкм. Заряды частиц, таким образом, принимают значения $Z \sim -89$ и $Z \sim -69$ единиц элементарного заряда. Максимальные скорости падения составляли соответственно 150 и 151 м/с, минимальные – 37 и 43 м/с.

Аналогичные вычисления для седиментации частиц с начальным радиусом в 200 нм показали время падения на указанном промежутке высот в 5 и 4 мин соответственно (без поправки и с коэффициентом $k = 0.05$). Максимальный радиус в этом случае составил 3.5 и 2.6 мкм, заряды оказались равными $Z \sim -88$ и $Z \sim -66$ единиц элементарного заряда, скорости падения варьировались от 47 до 242 м/с и от 67 до 257 м/с соответственно. Как видно, отсутствие или наличие поправочного

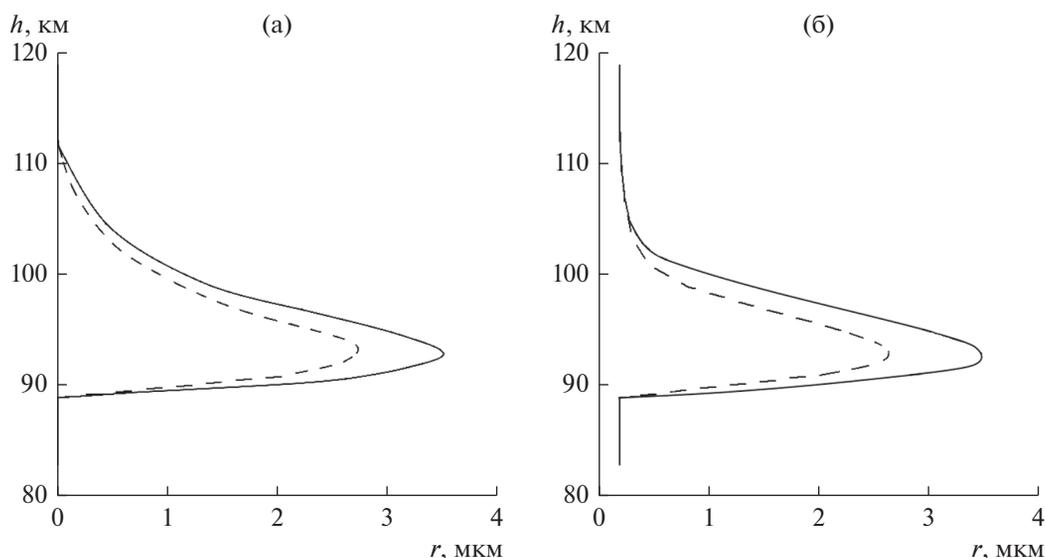


Рис. 2. Зависимость величины радиуса пылевой частицы от высоты в ходе седиментации пылевого облака. Сплошные линии соответствуют случаю завышенной силы вязкого трения (без понижающего коэффициента, $k = 1$), штриховые – случаю с $k = 0.05$. Левая панель соответствует начальному радиусу пылевой частицы $r_0 = 20$ нм, правая – начальному радиусу $r_0 = 200$ нм.

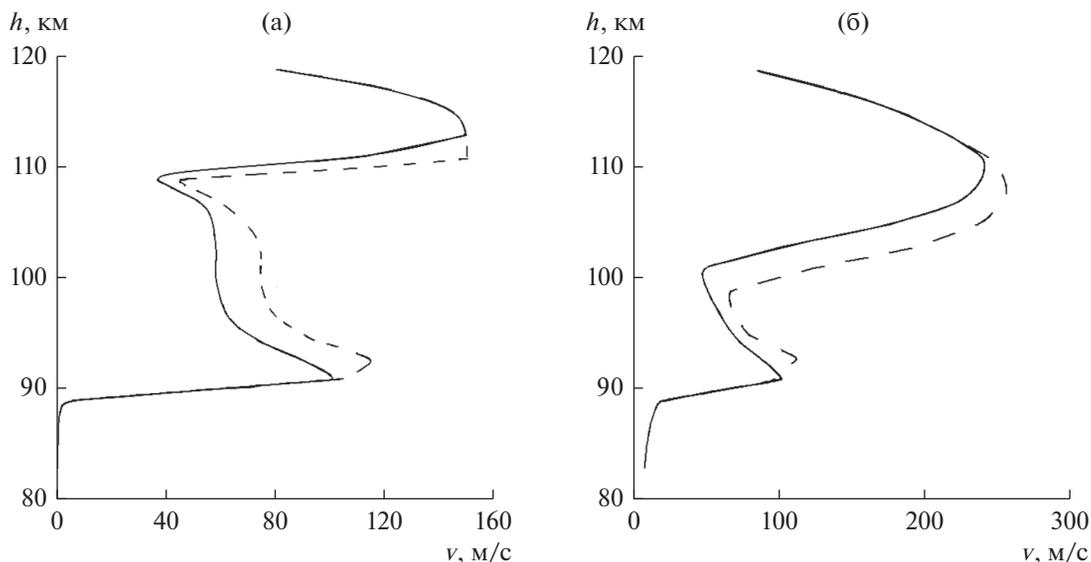


Рис. 3. Зависимость величины модуля скорости пылевой частицы от высоты в ходе седиментации пылевого облака. Сплошные линии соответствуют случаю завышенной силы вязкого трения (без понижающего коэффициента, $k = 1$), штриховые – случаю с $k = 0.05$. Левая панель соответствует начальному радиусу пылевой частицы $r_0 = 20$ нм, правая – начальному радиусу $r_0 = 200$ нм.

коэффициента приводит к изменениям динамических характеристик падающих частиц на 10–25%.

Кроме того, скорость падения частиц в зоне сублимации оказывается заметно меньшей по сравнению со скоростью седиментации в зоне движения с постоянной массой, поскольку плотность атмосферы в нижней части исследуемой области существенно возрастает. Так, частицы с размером 20 нм, вернувшись к своему первоначальному радиусу, оседают в нижней зоне со скоростью порядка 1 м/с, а частицы с радиусом 200 нм – со скоростью порядка 10 м/с. Полученные результаты ниже представлены в виде сравнительной таблицы. Рис. 2 и 3 иллюстрируют эволюцию радиуса и скорости микрочастицы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в работе рассмотрены некоторые особенности седиментации пылевых частиц в марсианской ионосфере. Показано, что тормозящее воздействие атмосферы, в отличие от земного случая, существенно различается для режимов конденсации и сублимации паров углекислого газа. Кроме того, в работе рассчитаны характерные значения таких параметров пылевых частиц, как максимальный радиус, максимальная и минимальная скорости падения, заряд, время седиментации. Следует заметить, что проведенные расчеты сделаны в случае, когда количество пылевых частиц в атмосфере настолько незначи-

тельно, что за время их оседания концентрации паров углекислого газа изменяются незначительно. Более сложная модель, учитывающая истощение конденсирующихся паров, будет разработана в ходе дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алтунин В.В. Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Изд. стандартов, 1975. 546 с.
- Дубинский А.Ю., Попель С.И. Формирование и эволюция плазменно-пылевых структур в ионосфере // Письма в ЖЭТФ. 2012. Т. 96. № 1. С. 22–28.
- Дубинский А.Ю., Резниченко Ю.С., Попель С.И. К вопросу о формировании и эволюции плазменно-пылевых структур в ионосферах Земли и Марса // Физика плазмы. 2019. Т. 45. № 10. С. 913–921.
- Извекова Ю.Н., Попель С.И. Плазменные эффекты в пылевых вихрях у поверхности Марса // Физика плазмы. 2017. Т. 43. № 12. С. 1010–1017.
- Клумов Б.А., Владимиров С.В., Морфилл Г.Е. Особенности пылевых структур в верхней атмосфере Земли // Письма в ЖЭТФ. 2005б. Т. 82. № 10. С. 714–719.
- Клумов Б.А., Морфилл Г.Е., Попель С.И. Формирование структур в запыленной атмосфере // ЖЭТФ. 2005а. Т. 127. № 1. С. 171–185.
- Barnes M.S., Keller J.H., Forster J.C., O'Neill J.A., Coultas D.K. Transport of dust particles in glow-discharge plasmas // Phys. Rev. Lett. 1992. V. 68. P. 313–316.
- Bertaux J.-L., Fonteyn D., Korablev O., Chassefière E., Dimarellis E., Dubois J.-P., Hauchecorne A., Lefèvre F., Cabane M., Rannou P., Lvasseur-Regourd A.-C., Cernogora G., Quèmerais E., Hermans C., Kockarts G., Lippens C., de Maziere M., Moreau D., Muller C., Neefs E.,

- Simon P.-C., Forget F., Hourdin F., Talagrand O., Moroz V.I., Rodin A., Sandel B., Stern A.* SPICAM: studying the global structure and composition of the Martian atmosphere // ESA Special Publication. 2004. V. 1240. P. 95–120.
- Bertaux J.-L., Korablev O., Perrier S., Quèmerais E., Montmessin F., Leblanc F., Lebonnois S., Rannou P., Lefèvre F., Forget F., Fedorova A., Dimarellis E., Reberac A., Fonteyn D., Chaufray J.Y., Guibert S.* SPICAM on Mars Express: Observing modes and overview of UV spectrometer data and scientific results // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. id. E10S90 (40 p.)
- Chen F.F.* Plasma Diagnostic Techniques / Eds Huddleston R.H., Leonard S.L. New York: Academic, 1965. Chapter 4. 627 p.
- Cho J.Y.N., Röttger J.* An updated review of polar mesosphere summer echoes: Observation, theory, and their relationship to noctilucent clouds and subvisible aerosols // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 2001–2020.
- Christou A., Vaubaillon J., Withers P., Hueso R., Killen R.* Extra-Terrestrial Meteors // *Earth and Planetary Astrophysics*. Cambridge Univ. Press. 2019. P. 119–135.
- Delgado-Bonal A., Zorzano M.-P., Martin-Torres F.J.* Martian top of the atmosphere 10–420 nm spectral irradiance database and forecast for solar cycle 24 // *Solar Energy*. 2016. V. 134. P. 228–235.
- Forget F., Montmessin F., Bertaux J.L., Gonzalez-Galindo F., Lebonnois S., Quèmerais E., Reberac A., Dimarellis E., Lopez-Valverde M.A.* Density and temperatures of the upper Martian atmosphere measured by stellar occultations with Mars Express SPICAM // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. id. E01004 (19 p.)
- Fortov V.E., Ivlev A.V., Khrapak S.A., Khrapak A.G., Morfill G.E.* Complex (dusty) plasmas: Current status, open issues, perspectives // *Phys. Reports*. 2005. V. 421. P. 1–103.
- Fox J.L., Benna M., Mahaffy P.R., Jakosky B.M.* Water and water ions in the Martian thermosphere/ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 8977–8985.
- Gonzalez-Galindo F.* Martian Ionospheric Observation and Modelling // *Oxford Research Encyclopedia. Planetary Science*. Oxford Univ. Press, USA. 2018. 40 p.
- Hayne P.O., Paige D.A., Schofield J.T., Kass D.M., Kleinböhl A., Heavens N.G., McCleese D.J.* Carbon dioxide snow clouds on Mars: South polar winter observations by the Mars climate sounder // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. id. E08014 (23 p.)
- Izvekova Yu.N., Popel S.I., Izvekov O.Ya.* Dust and dusty plasma effects in Schumann resonances on Mars: Comparison with Earth // *Icarus*. 2022. V. 371. id. 114717
- Klumov B.A., Popel S.I., Bingham R.* Dust particle charging and formation of dust structures in the upper atmosphere // *JETP Lett.* 2000. V. 72. No. 7. P. 364–368.
- Montmessin F., Bertaux J.L., Quèmerais E., Korablev O., Rannou P., Forget F., Perriera S., Fussen D., Lebonnois S., Réberac A., Dimarellis E.* Subvisible CO₂ ice clouds detected in the mesosphere of Mars // *Icarus*. 2006. V. 183. P. 403–410.
- Montmessin F., Gondet B., Bibring J.P., Langevin Y., Drossart P., Forget F., Fouchet T.* Hyperspectral imaging of convective CO₂ ice clouds in the equatorial mesosphere of Mars // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. id. E11S90(14 p.)
- Patela M.R., Zarneckia J.C., Catling D.C.* Ultraviolet radiation on the surface of Mars and the Beagle 2 UV sensor // *Planet. and Space Sci.* 2002. V. 50. P. 915–927.
- Popel S.I., Kopnin S.I., Yu M.Y., Ma J.X., Huang F.* The effect of microscopic charged particulates in space weather // *J. Phys. D: Applied Phys.* 2011. V. 44. id. 174036.
- Reznichenko Yu.S., Dubinskii A.Yu., Popel S.I.* On dusty plasma formation in Martian ionosphere // *J. Phys.: Conf. Ser.* 2020. V. 1556. id. 012072.
- Shukla P.K., Mamun A.A.* Introduction to Dusty Plasmas Physics. Bristol/Philadelphia: Institute of Physics Publishing. 2002. 270 p.
- Tsyтович V.N., Morfill G.E., Vladimirov S.V., Thomas H.* Elementary Physics of Complex Plasmas. Berlin/Heidelberg: Springer, 2008. 370 p.
- Vicente-Retortillo A., Valero F., Vazquez L., Martinez G.M.* A model to calculate solar radiation fluxes on the Martian surface // *J. Space Weather Space Clim.* 2015. V. 5. id. A33 (13 p.)
- von Zahn U., Baumgarten G., Berger U., Fiedler J., Hartogh P.* Noctilucent clouds and the mesospheric water vapour: the past decade // *Atmos. Chem. Phys.* 2004. V. 4. P. 2449–2464.
- Whiteway J.A., Komguem L., Dickinson C., Cook C., Illnicki M., Seabrook J., Popovici V., Duck T.J., Davy R., Taylor P.A., Pathak J., Fisher D., Carswell A.I., Daly M., Hipkin V., Zent A.P., Hecht M.H., Wood S.E., Tamppari L.K., Renno N., Moores J.E., Lemmon M.T., Daerden F., Smith P.* Mars water-ice clouds and precipitation // *Science*. 2009. V. 325. Iss. 5936. P. 68–70.