

УДК 523.4

ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИЙ ПРОТЯЖЕННОЙ ВОДОРОДНОЙ КОРОНЫ МАРСА НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПЕРЕЗАРЯДКИ С ПРОТОНАМИ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

© 2021 г. В. И. Шематович¹, Д. В. Бисикало¹, А. Г. Жилкин¹

¹ Институт астрономии РАН, Москва, Россия

E-mail: shematov@inasan.ru

Поступила в редакцию 25.09.2020 г.

После доработки 24.10.2020 г.

Принята к публикации 30.10.2020 г.

Представлены результаты расчетов эффективности перезарядки протонов солнечного ветра в зависимости от вариаций лучевой концентрации атомов водорода в протяженной короне Марса. Наличие регулярных вариаций плотности было известно давно и связывалось со сменой сезонов на Марсе. Однако недавно были обнаружены и спорадические изменения плотности в верхней атмосфере Марса, обусловленные различными процессами в подстилающей атмосфере, такими как открытые в наблюдениях КА Mars Express и КА MAVEN выбросы паров воды и ледяных частиц на высоты вплоть до 100 км вследствие глобальных пылевых бурь. Очевидно, что учет изменений лучевой концентрации с наблюдаемой амплитудой вплоть до одного порядка величины абсолютно необходим для корректного рассмотрения взаимодействия протонов солнечного ветра с атмосферой Марса. В расчетах при помощи кинетической Монте-Карло модели установлено, что при увеличении в 2 и 5 раз лучевой концентрации атомов H в короне Марса эффективность перезарядки также возрастает и достигает значений в 6 и 8%, соответственно, по сравнению с базовым значением 4%. Энергетический спектр проникающих в атмосферу Марса атомов водорода не меняется и остается идентичным по своей структуре спектру невозмущенных протонов солнечного ветра. Данные оценки совместно с разработанной ранее кинетической моделью высыпания протонов и атомов водорода в планетную атмосферу позволяют проследить все этапы проникновения протонов невозмущенного солнечного ветра в плотные слои атмосферы и провести интерпретацию наблюдаемых характеристик протонных сияний в зависимости от вариаций атомарного водорода в короне Марса.

DOI: 10.31857/S0004629921030038

1. ВВЕДЕНИЕ

Баллистическое движение атомов водорода над экзобазой приводит к образованию протяженной экзосферы или короны Марса, наблюдаемой в рассеянном солнечном ультрафиолетовом (УФ) излучении в линии Лайман- α [1–4]. Водород в верхних слоях атмосферы образуется в результате фотодиссоциации H_2O в нижней и средней атмосфере, где некоторая часть H_2O переходит в H_2 посредством реакций нечетного водорода [5, 6]. Легкие молекулы H_2 переносятся вверх и диссоциируют в верхних слоях атмосферы, производя атомы H. Для типичных термосферных температур тепловые скорости этих атомов водорода в области высоких энергий в распределении Максвелла превышают скорость убегания из атмосферы Марса. Соответственно, атомы, которые находятся вблизи или выше номинальной экзобазы, будут испытывать мало столкновений и могут убежать в открытое космическое пространство. Тепловое (или джинсовское) убегание, вероятно, является основным

механизмом, с помощью которого атомы H теряются в космос [7]. Комбинация убегающих атомов и атомов, обладающих достаточной энергией для баллистического перемещения на больших высотах, но недостаточной для убегания, и создает протяженную водородную корону, окружающую Марс. Эта корона неоднократно наблюдалась как при помощи КА Марс-Экспресс [2, 8–10], так и Космического телескопа им. Хаббла [11, 12]. Наблюдения показали, что существуют значительные изменения в лучевой концентрации атомарного водорода в короне Марса в зависимости от сезона. Недавние измерения при помощи прибора SWIA на борту КА MAVEN, проведенные в течение полного марсианского года, позволяют уверенно говорить, что вариации лучевой концентрации водорода в короне Марса могут достигать порядка величины [13].

Анализ распределений плотности водорода, полученных из наблюдений, указывает, что убегание водорода не может происходить только за

счет молекулярного водорода. Действительно, наибольшие потоки убегания, полученные из наблюдений КА Марс-Экспресс ($>10^9 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$), более чем в пять раз превышают максимальный поток, при котором диффузия H_2 из нижней атмосферы может поставлять атомы H в верхние слои атмосферы ($2 \times 10^8 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$) [14]. Следовательно, требуется другая исходная молекула для переноса H в верхние слои атмосферы для увеличения скорости его потери.

Пары воды — лучший кандидат на эту роль, так как они являются основным резервуаром атомов H в атмосфере, и именно пары воды были обнаружены на высотах 40–100 км в наблюдениях солнечного затмения с помощью прибора SPICAM/MEX [9, 10]. Эти исследования показывают, что вода не так эффективно удерживается в холодной ловушке в мезосфере, как обычно предполагалось ранее. Были предприняты попытки определить механизм производства, пространственную протяженность и долговечность паров воды в термосфере и их влияние на убегание водорода [8, 15, 16]. В частности, в работе [8] было показано, что на убегание H сильно влияет обилие воды на относительно больших высотах. Большой темп убегания атомов H , вызванный этой водой, предполагает, что ее присутствие может быть доминирующим фактором, контролирующим потерю атомов H из атмосферы Марса, даже по сравнению с устойчивым резервуаром молекулярного водорода, который ранее считался контролирующим тепловое убегание атомов H из атмосферы Марса. Новые данные о вертикальном распределении водяного пара в верхней атмосфере Марса были получены в наблюдениях с помощью прибора SPICAM на борту КА Марс-Экспресс [17] и с помощью прибора ACS (Atmospheric Chemistry Suite) на борту КА “ExoMars Trace Gas Orbiter” [18, 19]. Эти наблюдения свидетельствуют о крупных и быстрых сезонных вторжениях воды и ледяных частиц в верхние слои атмосферы, что приводит к повышению содержания водорода в короне. Профили воды во время южных весенних и летних штормовых сезонов 2018–2019 гг. показывают, что вода на большие высоты поступает преимущественно близко к перигелию, а перенасыщение происходит даже при наличии облаков [17, 19].

Хотя сезонные колебания плотности водорода могут быть вызваны колебаниями температуры внутри самой экзосферы и присутствием фракции горячих атомов водорода [12, 20], более вероятное объяснение связано с сезонными колебаниями температуры в низких атмосферных слоях [21]. Во время южного летнего сезона ($L_s \sim 180\text{--}360^\circ$) повышенные концентрации атмосферной пыли вызывают рост температуры в более низких атмосферных слоях из-за поглощения солнечно-

го света в оптическом диапазоне. Более высокие температуры позволяют водяному пару переноситься в высокие слои атмосферы без насыщения [17]. Скорость образования H и H_2 усиливается за счет уменьшения поглощения солнечных УФ фотонов молекулами CO_2 . Соответственно, атомы и молекулы H и H_2 образуются в результате фотодиссоциации H_2O на более высоких высотах и могут легко переноситься на уровень экзобазы, что приводит к увеличению обилия атомов водорода в протяженной короне. В зависимости от обилия и высоты паров воды и ледяных частиц, переносимых на высоты вплоть до 100 км [18, 19], этот эффект может вызывать вариации лучевой концентрации водорода в короне Марса вплоть до порядка величины в зависимости от сезона [13, 21, 22].

Обнаруженные изменения плотности протяженной экзосферы или короны Марса должны существенно влиять на эффективность перезарядки протонов солнечного ветра и, соответственно, определять параметры и свойства процесса высыпания этих протонов в атмосферу Марса. В данной работе представлены кинетические расчеты эффективности перезарядки протонов солнечного ветра с атомами водорода в протяженной водородной короне Марса в зависимости от возможных вариаций лучевой концентрации атомарного водорода в короне Марса. Получены оценки потока энергии и энергетический спектр атомов водорода на границе индуцированной магнитосферы для разных состояний короны. Статья организована следующим образом: в разделе 2 обсуждаются основные параметры кинетической модели, в разделе 3 приводятся результаты кинетических расчетов, в разделе 4 суммированы основные выводы работы и обсуждаются перспективы использования полученных результатов для интерпретации имеющихся и ожидаемых результатов.

2. ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КИНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Недавние наблюдения показали высокую степень изменчивости водородной экзосферы [8, 11–13]. Состояние с более высокой лучевой концентраций обычно наблюдается вблизи перигелия, а с более низкими значениями плотности около афелия. Однако многие из этих наблюдений имеют неполный временной охват, поэтому остаются вопросы о точной форме сезонной изменчивости, о механизме (механизмах), ответственном за возникновение этой изменчивости, и последствиях для заселения короны и скорости убегания [21, 23]. Результаты наблюдений с помощью прибора MAVEN/SWIA, приведенные в статье [13], являются одними из наиболее полных свидетельств изменчивости водородной экзосферы за марсианский год, так как был получен почти пол-

ный сезонный охват. На рис. 5 из цитируемой статьи виден четкий пик лучевой концентрации водорода на $L_S \sim 263\text{--}288$, с центром примерно в точке южного летнего солнцестояния Марса на $L_S = 270$ и немного позже перигелия Марса на $L_S = 251$. Время появления этого пика предполагает либо задержку в реакции верхних слоев атмосферы в результате солнечного воздействия, либо наличие сезонного влияния в дополнение к прямым эффектам воздействия солнечного жесткого УФ излучения. Обнаруженное в работе [13] превышение лучевой концентрации водорода в короне Марса в перигелии по сравнению с афелием достигает порядка величины. В предположении постоянной температуры экзобазы это будет означать одинаковый уровень изменчивости как для лучевой концентрации водорода на уровне экзобазы, так и для потока убегания. Учитывая различные температуры экзобазы, уровень изменчивости потока убегания может оказаться либо ниже (при более низких температурах на пике), либо выше (при более высоких температурах на пике, которые кажутся более правдоподобными с учетом наблюдаемых вариаций термосферы [24]). В работе [23] были предсказаны примерно пятикратная годовая изменчивость скорости убегания атомов водорода из короны Марса с максимальным значением в перигелии и более высокие пиковые значения при максимуме солнечной активности.

Чтобы изучить взаимодействие потока протонов солнечного ветра с атомарным водородом в протяженной короне Марса, необходимо получить решение кинетических уравнений Больцмана для высыпавшихся протонов и образующихся при перезарядке атомов водорода с высокими энергиями. В наших предыдущих работах [25–27] детально описаны теоретические основы, методика и вычислительные процедуры, примененные при решении кинетических уравнений Больцмана для протонов и атомов водорода с высокими энергиями. Отметим, что в модели используются лабораторные данные о зависимости сечения перезарядки протонов и атомов водорода от энергии [25, 26], а также измеренные в лаборатории распределения угла рассеяния в столкновениях протонов с высокими энергиями с тепловыми атомами водорода из короны Марса.

В качестве входных параметров модели используются следующие значения. Исследуемая область атмосферы ограничена нижней границей, расположенной на высоте 80 км, где частицы р/Н эффективно термализуются. Верхняя граница установлена на высоте 3000 км, где измерения потока и спектра высыпавшихся протонов из невозмущенного солнечного ветра были выполнены прибором MAVEN/SWIA [28]. Профили температуры и плотности основных компонент CO_2 ,

CO и O атмосферы взяты из модели [29] для низкого уровня солнечной активности. Распределение атомов водорода в протяженной короне Марса задавалось при помощи модели Чемберлена для планетной экзосферы [30], параметры которой для базового расчета были выбраны следующими: высота экзобазы $h_{\text{exo}} = 200$ км, температура и плотность атомарного водорода на высоте экзобазы задавались равными $T(h_{\text{exo}}) = 179$ К и $n_{\text{H}}(h_{\text{exo}}) = 1.48 \times 10^6 \text{ см}^{-3}$ в соответствии с результатами работы [4]. Распределение атомов водорода в короне Марса в базовом случае показано на рис. 1 в работе [27]. В расчетах были рассмотрены вариации лучевой концентрации водорода в короне Марса, когда при тех же параметрах экзобазы увеличивалась концентрация атомов водорода $n_{\text{H}}(h_{\text{exo}})$ на уровне экзобазы в 2 и 5 раз.

В работе [27] показано, что одним из определяющих параметров численной модели является положение границы индуцированной магнитосферы (ГИМ). Как следует из наблюдений [31, 32], положение ГИМ варьируется в широких пределах и для условий, соответствующих базовому расчету, находится на высоте ~ 820 км [28]. Давление в водородной короне можно описать с помощью выражения

$$P(R) = P_0 \exp \left\{ -\frac{GM_{\text{Mars}}}{c_T^2} \left(\frac{1}{R_0} - \frac{1}{R} \right) \right\}, \quad (1)$$

где c_T — изотермическая скорость звука в короне, $R_0 = R_{\text{Mars}} + H_0$ — положение экзобазы, H_0 — высота экзобазы над поверхностью Марса, P_0 — давление на экзобазе, $R = R_{\text{Mars}} + H$ — некоторая точка наблюдения. Здесь G — гравитационная постоянная, M_{Mars} — масса планеты. Для определения положения тангенциального разрыва (границы индуцированной магнитосферы Марса) можно использовать приближение Ньютона [33]. В этом случае считается, что звездный ветер состоит из невзаимодействующих частиц, которые при столкновении с обтекаемым телом теряют долю K нормальной к поверхности тела компоненты импульса. Это приближение хорошо работает для существенно сверхзвуковых течений, что в случае Марса хорошо выполняется. Формула Ньютона описывает распределение давления на поверхности тангенциального разрыва

$$P = K \rho_w v_w^2 \cos(\vec{n}, \vec{v}_w), \quad (2)$$

где ρ_w — плотность набегающего потока, \vec{v}_w — скорость набегающего потока, \vec{n} — вектор нормали к элементу поверхности тангенциального разрыва. Приравнявая выражения (1) и (2), в точке лобового столкновения $\cos(\vec{n}, \vec{v}_w)$ находим:

$$K \rho_w v_w^2 = P_0 \exp \left\{ -k \left(\frac{1}{r_0} - \frac{1}{r_{\text{IMB}}} \right) \right\}. \quad (3)$$

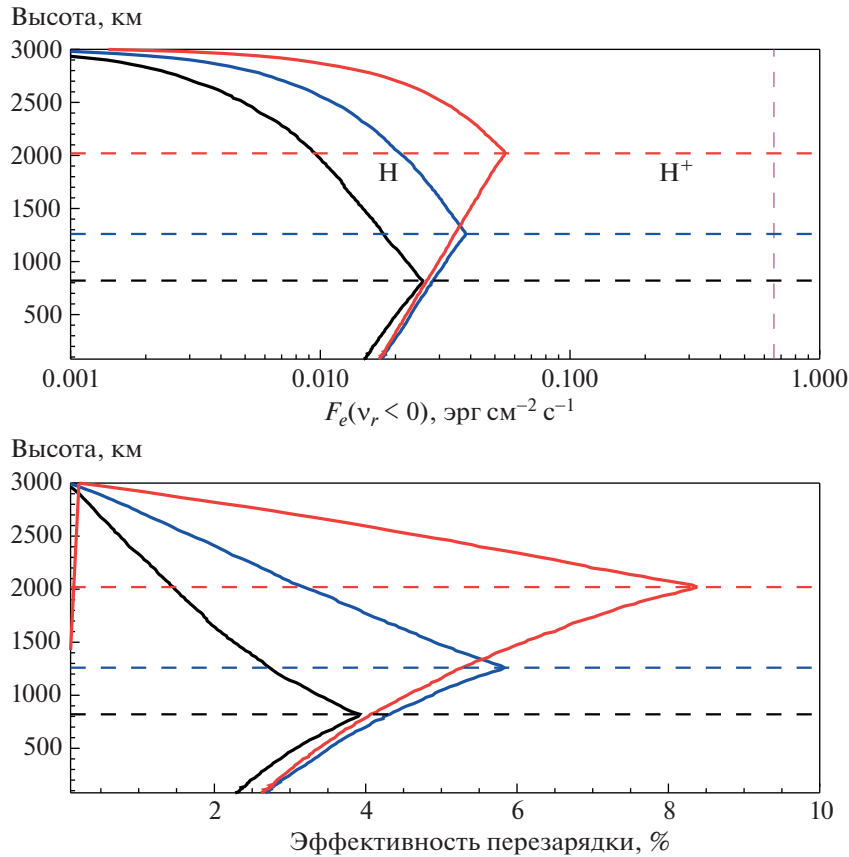


Рис. 1. Верхняя панель: высотные профили нисходящего потока энергии атомарного водорода, образующегося за счет перезарядки протонов невозмущенного солнечного ветра с тепловыми атомами водорода в протяженной короне Марса. Для базового расчета профиль показан сплошной черной линией, для расчетов с увеличенной в 2 и 5 раз концентрацией – синей и красной линиями соответственно. Вертикальная прямая показывает значение потока энергии протонов невозмущенного солнечного ветра. Горизонтальные прямые показывают положение границы индуцированной магнитосферы. Нижняя панель: вертикальные профили эффективности перезарядки для различных значений лучевой концентрации атомов H в короне.

Здесь обозначено

$$k = \frac{GM_{\text{Mars}}}{c_T^2 R_{\text{Mars}}}$$

Для водородной короны Марса $k = 8.985$. Также введены безразмерные радиусы

$$r_0 = 1 + \frac{H_0}{R_{\text{Mars}}}, \quad r_{\text{IMB}} = 1 + \frac{H_{\text{IMB}}}{R_{\text{Mars}}}$$

Величина H_{IMB} определяет высоту границы индуцированной магнитосферы (ГИМ) в точке лобового столкновения. Из уравнения (3) для высоты ГИМ получаем соотношение

$$\frac{1}{r_{\text{IMB}}} = \frac{1}{r_0} + \frac{1}{k} \ln \left[\frac{K \rho_w v_w^2}{P_0} \right]. \quad (4)$$

Изменим давление на экзобазе в m раз: $P_0' = mP_0$ (поскольку корона изотермическая, то это соответствует изменению в m раз плотности). Найдем,

как при этом изменится высота ГИМ. Подставляя в (4) P_0' вместо P_0 , получим:

$$\frac{1}{r_{\text{IMB}}'} = \frac{1}{r_{\text{IMB}}} - \frac{\ln m}{k}$$

Если для базового случая высота атмосферы была 820 км, то при 2- и 5-кратном увеличении лучевой концентрации водорода в короне высоты, на которых расположена ГИМ, приблизительно равны 1267 и 2026 км соответственно. Эти значения и были использованы в расчетах.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Для исследования эффективности перезарядки протонов солнечного ветра с тепловыми атомами водорода в протяженной короне Марса, а также определения степени зависимости результатов от лучевой концентрации водорода были проведены три серии расчетов – для базового

значения концентрации водорода на уровне экзобазы $n_{\text{H}}(h_{\text{exo}}) = 1.48 \times 10^6 \text{ см}^{-3}$ [12] и увеличенного в 2 и 5 раз значения этого параметра. В качестве граничного условия на высоте 3000 км принимался энергетический спектр потока протонов от невозмущенного солнечного ветра, измеренный на орбите 27 февраля 2015 г. [28]. Как отмечалось выше, одним из определяющих параметров используемой модели является положение границы индуцированной магнитосферы. Протоны не могут пересекать ГИМ, поэтому в модели их поток принимался равным нулю во всей счетной области, расположенной ниже ГИМ. В проведенных сериях расчетов граница индуцированной магнитосферы размещалась на высотах 820, 1260 и 2020 км соответственно.

Результаты расчетов представлены на рис. 1 и 2. На верхней панели рис. 1 показаны высотные профили нисходящего потока энергии атомов водорода, проникающего в верхнюю атмосферу Марса. Для базового расчета профиль показан сплошной черной линией, для расчетов с увеличенной в 2 и 5 раз концентрацией – синей и красной линиями соответственно. На нижней панели рис. 1 приведены высотные профили эффективности перезарядки в столкновениях протонов солнечного ветра с экзосферными атомами водорода. Эффективность перезарядки определяется как соотношение локального нисходящего потока энергии атомов водорода к потоку энергии высыпавшихся протонов солнечного ветра, рассчитанного на верхней границе $h = 3000 \text{ км}$ и показанного прерывистой вертикальной прямой на верхней панели рис. 1. На всех панелях черным, синим и красным горизонтальными штрихпунктирами показаны положения ГИМ, соответствующих значениям 820, 1260 и 2020 км.

Из представленных расчетов видно, что значение эффективности перезарядки для базовой модели изменяется в интервале 2.5–4% (см. также [27]). Эти значения согласуются с результатами расчетов при помощи гибридных моделей воздействия солнечного ветра на верхнюю атмосферу Марса [34–36]. Эффективность перезарядки в случаях увеличения в 2 и 5 раз лучевой концентрации атомов H в короне Марса также возрастает и достигает значений в 6 и 8% соответственно.

На рис. 2 показаны энергетические спектры нисходящего потока атомов водорода, проникающих в атмосферу через границу индуцированной магнитосферы Марса для разных значений лучевой концентрации атомарного водорода. Цвета энергетических спектров соответствуют расчетам с базовой (линия черного цвета), 2-кратной (линия синего цвета) и 5-кратной (линия красного цвета) лучевыми концентрациями атомов H в короне Марса. Штриховая линия малино-

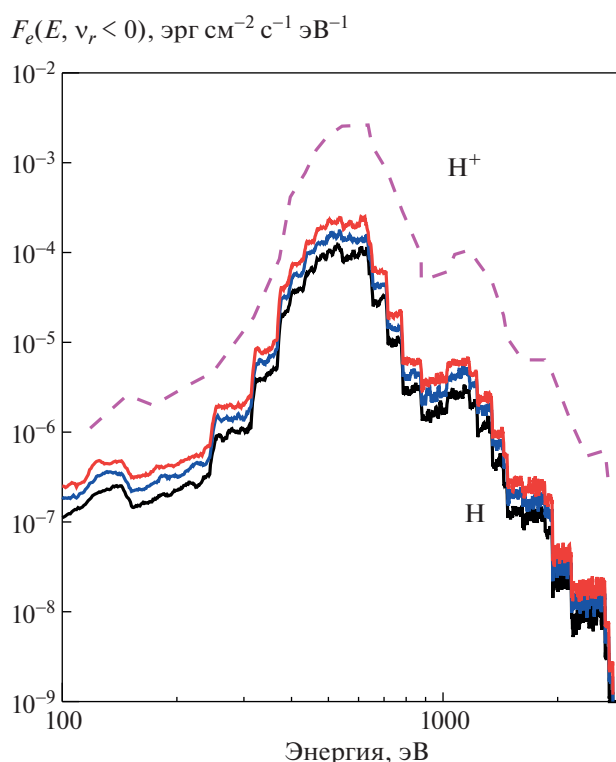


Рис. 2. Энергетические спектры нисходящего потока атомов водорода, рассчитанные на границе индуцированной магнитосферы для разных значений лучевой концентрации атомарного водорода в короне Марса. Черной сплошной линией показан базовый расчет, синей и красной – варианты с увеличенной в 2 и 5 раз лучевой концентрацией водорода соответственно. Линия малинового цвета показывает энергетический спектр потока протонов невозмущенного солнечного ветра на верхней границе модели 3000 км.

вого цвета показывает энергетический спектр протонов невозмущенного солнечного ветра [28]. В расчетах при помощи кинетической Монте-Карло модели установлено, что энергетический спектр проникающих в атмосферу Марса атомов водорода идентичен по своей структуре спектру невозмущенных протонов солнечного ветра. Известно, что используемое в модели сечение перезарядки протонов на атомах водорода [34] в рассматриваемом диапазоне энергий 100–2000 эВ уменьшается лишь в несколько раз, а резкое падение значений сечения наблюдается для энергий выше 10 кэВ. В то же время частота столкновений перезарядки $\sim E^{1/2} \sigma_{\text{pH}}(E)$ слабо изменяется в исследованном интервале энергий $E \in [100, 2000 \text{ эВ}]$, здесь $\sigma_{\text{pH}}(E)$ – зависящее от энергии сечение перезарядки $\text{H}^+ - \text{H}$. Соответственно перезарядка протонов солнечного ветра в короне Марса является резонансным процессом со слабо изменяющейся частотой столкновений в интервале энергий 100–2000 эВ, что и приводит к подобию энер-

гетического спектра нисходящего потока атомов водорода исходному спектру протонов из невозмущенного солнечного ветра.

Данный результат (см. также [27]) является одним из основных отличий от результатов расчетов других авторов (см., например, [35–37]), в которых энергетические спектры нисходящего потока атомов водорода отличаются от исходного спектра протонов невозмущенного солнечного ветра. Как было показано в наших предыдущих исследованиях [25, 26], энергетический спектр протонов, образовавшихся глубоко в атмосфере Марса за счет процессов отрыва электрона у проникающих через границу индуцированной магнитосферы атомов водорода H с энергетическим спектром, аналогичным показанным на рис. 2 спектрам, может иметь форму, близкую к спектру воздействующих на корону протонов солнечного ветра. Эти расчеты находятся в хорошем соответствии с измерениями прибора MAVEN/SWIA [28], показавших присутствие даже вблизи периапсиса (~160 км) КА MAVEN в дневной термосфере проникающих протонов со скоростью, близкой к скорости солнечного ветра.

5. ВЫВОДЫ

В работе приведены результаты кинетических расчетов эффективности перезарядки в протяженной водородной короне Марса. Установлено, что значение эффективности перезарядки изменяется в интервале 4–8% для выявленных в наблюдениях вариаций лучевой концентрации атомарного водорода в короне Марса. Показано, что энергетический спектр атомов водорода, проникающих через границу индуцированной магнитосферы в атмосферу Марса, идентичен спектру невозмущенных протонов солнечного ветра. Это важный результат, так как увеличение значений эффективности перезарядки приводит к образованию дополнительного потока энергии за счет проникающих в верхнюю атмосферу Марса атомов водорода с высокими энергиями, вызванному сезонными и спорадическими вариациями содержания водорода в короне. Выявленный эффект необходимо учитывать как для уточнения инженерных моделей атмосферы Марса, используемых в космических миссиях со спускаемыми аппаратами на поверхность Марса, так и при изучении эволюционных свойств марсианской атмосферы, в частности, в исследованиях процессов потери атмосферы Марса на астрономических масштабах времени. Интересным приложением полученных результатов представляется исследование вклада процессов высыпания при помощи кинетической модели [25, 26] в изменения химического состава верхней атмосферы на высотах ~100 км и ниже, где в наблюдениях прибора ACS на борту КА “ExoMars Trace Gas Orbiter” [18, 19] открыты

крупные и быстрые вторжения паров воды и ледяных частиц, вызванные сезоном пылевых бурь на Марсе.

Использование представленных результатов расчетов совместно с разработанной ранее кинетической моделью [25, 26] высыпания протонов и атомов водорода в планетную атмосферу позволяет проследить все этапы проникновения протонов невозмущенного солнечного ветра в плотные слои атмосферы и оценить наблюдаемые характеристики протонных сияний в зависимости от вариаций лучевой концентрации водорода в протяженной короне Марса [38–40].

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 19-12-00370).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. D. E. Anderson, Jr., *J. Geophys. Res.* **79**, 1513 (1974).
2. J. Y. Chaufray, J.-L. Bertaux, F. Leblanc, and E. Quémerais, *Icarus* **195**, 598 (2008).
3. P. D. Feldman, A. J. Steffl, J. W. Parker, M. F. A’Hearn, J.-L. Bertaux, et al., *Icarus* **214**, 394 (2011).
4. M. S. Chaffin, J. Y. Chaufray, D. Deighan, N. M. Schneider, M. Mayyasi, J. T. Clarke, et al. *J. Geophys. Res.: Planets* **123**, 2192 (2018).
5. M.B. McElroy and T.M. Donahue, *Science* **177**, 986 (1972).
6. Y. L. Yung, J.-S. Wen, J. P. Pinto, M. Allen, K. K. Pierce, and S. Paulsen, *Icarus* **76**, 146 (1988).
7. B. M. Jakosky, D. Brain, M. Chaffin, S. Curry, J. Deighan, J. Grebowsky, et al., *Icarus* **315**, 146 (2018).
8. M. S. Chaffin, J. Y. Chaufray, I. Stewart, F. Montmessin, N. M. Schneider, and J. L. Bertaux, *Geophys. Res. Lett.* **41**, 314 (2014).
9. L. Maltagliati, F. Montmessin, A. Fedorova, O. Korablev, F. Forget, and J.-L. Bertaux, *Science* **333**, 1868 (2011).
10. L. Maltagliati, F. Montmessin, O. Korablev, A. Fedorova, F. Forget, et al., *Icarus* **223**, 942 (2013).
11. J. T. Clarke, J. L. Bertaux, J. Y. Chaufray, G. R. Gladstone, E. Quemerais, J.K. Wilson, and D. Bhattacharyya, *Geophys. Res. Lett.* **41**, 8013 (2014).
12. D. Bhattacharyya, J. T. Clarke, J.-L. Bertaux, J.-Y. Chaufray, and M. Mayyasi, *Geophys. Res. Lett.* **42**, 8678 (2015).
13. J. S. Halekas, *J. Geophys. Res. Planets* **122**, 901, (2017).
14. V. A. Krasnopolsky and P. D. Feldman, *Science* **294**, 1914 (2001).
15. A. Spiga, J. Faure, J.-B. Madeleine, A. Maattanen, and F. Forget, *J. Geophys. Res.* **118**, 746 (2013).
16. T. Navarro, J.-B. Madeleine, F. Forget, A. Spiga, E. Millour, F. Montmessin, and A. Määttänen, *J. Geophys. Res.* **119**, 1479 (2014).
17. A. Fedorova, J.-L. Bertaux, D. Betsis, F. Montmessin, O. Korablev, L. Maltagliati, and J. Clarke, *Icarus* **300**, 440 (2018).

18. *A. C. Vandaele, O. Korabiev, F. Daerden, et al.*, *Nature* **568**, 521 (2019).
19. *A. A. Fedorova, F. Montmessin, O. Korabiev, M. Luginin, et al.*, *Science* **367**, 297 (2020).
20. *J. Y. Chaufray, R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann*, *J. Geophys. Res.* **112**, (2007).
21. *M. S. Chaffin, J. Deighan, N. M. Schneider, and A. I. F. Stewart*, *Nature Geoscience* **10**, 174 (2017).
22. *N. G. Heavens, A. Kleinboehl, M. S. Chaffin, J. S. Halekas, et al.*, *Nature Astronomy* **2**, 126 (2018).
23. *J.-Y. Chaufray, F. Gonzalez-Galindo, F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, F. Leblanc, R. Modolo, and S. Hess*, *Icarus* **245**, 282 (2015).
24. *S. W. Bougher, K. J. Roeten, K. Olsen, P. R. Mahaffy, M. Benna, M. Elrod, et al.*, *J. Geophys. Res.: Space Physics* **122**, 1296 (2017).
25. *D. V. Bisikalo, V. I. Shematovich, J.-C. Gérard, and B. Hubert*, *J. Geophys. Res.: Space Physics* **123**, 5850 (2018).
26. *V. I. Shematovich, D. V. Bisikalo, J.-C. Gérard, and B. Hubert*, *Astronomy Reports* **63**, 835 (2019).
27. *V. I. Shematovich and D. V. Bisikalo*, *Astronomy Reports*, **64**, 836 (2020).
28. *J. S. Halekas, R. J. Lillis, D. L. Mitchell, T. E. Cravens, et al.*, *Geophys. Res. Lett.* **42**, (2015).
29. *J. L. Fox and A. B. Hac*, *Icarus* **204**, 527 (2009).
30. *J. W. Chamberlain*, *Planetary and Space Science* **11**, 901 (1963).
31. *J. S. Halekas, S. Ruhunusiri, Y. Harada, G. Collinson, et al.*, *J. Geophys. Res.: Space Physics* **122**, 547 (2017).
32. *N. Romanelli, R. Modolo, F. Leblanc, J.-Y. Chaufray, et al.*, *J. Geophys. Res.: Space Physics* **123**, 5315 (2018).
33. *В. Б. Баранов, К. В. Краснобаев*, *Гидродинамическая теория космической плазмы* (М.: Наука, 1977).
34. *B. G. Lindsay and R. F. Stebbings*, *J. Geophys. Res.* **110**, A12213 (2005).
35. *E. Kallio, J. G. Luhmann, and S. Barabash*, *J. Geophys. Res.* **102**, 22183 (1997).
36. *E. Kallio and S. Barabash*, *J. Geophys. Res.* **106**, 165 (2001).
37. *X.-D. Wang, S. Barabash, Y. Futaana, V. Shematovich, A. Galli, A. Grigoriev, and P. Wurz*, *J. Geophys. Res.: Space Physics* **124**, 4104 (2019).
38. *J.-C. Gérard, B. Hubert, B. Ritter, L. Libert, V. I. Shematovich, and D. V. Bisikalo*, *Icarus* **321**, 266 (2019).
39. *J. Deighan, S. K. Jain, M. S. Chaffin, X. Fang, et al.*, *Nature Astronomy* **2**, 802 (2018).
40. *A. Hughes, M. Chaffin, E. Mierkiewicz, J. Deighan, et al.*, *J. Geophys. Res.: Space Physics* **124**, 10,533 (2019).