

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТОСФЕРЫ МАРСА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВ *MARCS-3* И *ФОБОС-2*: СОПОСТАВЛЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ *MGS* И *MAVEN*

© 2021 г. Т. К. Бреус^{1, *}, М. И. Веригин², Г. А. Котова¹, Дж. А. Славин²

¹Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

²Университет Мичигана, Мичиган, США

*breus36@mail.ru

Поступила в редакцию 26.02.2021 г.

После доработки 13.06.2021 г.

Принята к публикации 16.06.2021 г.

21.1.1972 на космическом аппарате *Марс-3* было зарегистрировано сильное (~27 нТл) регулярное магнитное поле в районе наибольшего приближения аппарата к дневной стороне Марса. Обсуждалось множество гипотез, посвященных природе этого поля. Только в 1998 г. в миссии *Mars Global Surveyor (MGS)* удалось измерить намагниченность поверхности Марса и прояснить особенности сложной марсианской магнитосферы. Сравнение данных *Марс-3* с данными *MGS* показало, что в 1972 г. наблюдалось сильное и регулярное магнитное поле с таким же направлением и точно над областью самой сильной намагниченности марсианской коры в южном полушарии планеты. Таким образом, *Марс-3* зарегистрировал магнитное поле марсианской коры за четверть века до его открытия. Большие области намагниченности коры в южном полушарии на удалении от планеты создают существенный дипольный компонент в магнитном поле около Марса. Тем самым, Марс является уникальной планетой Солнечной системы, магнитосфера которой образуется при взаимодействии солнечного ветра с собственным магнитным полем коры и с ионосферой планеты. Предположение о гибридной природе марсианской магнитосферы было выдвинуто ранее по данным космического аппарата *Фобос-2*, хотя и связывалось с существованием внутреннего дипольного поля. Показано также, что данные космического аппарата *MAVEN* подтверждают вывод, сделанный по данным *Фобоса-2*, о более плотной горячей короне Марса, чем предполагалось ранее, и хорошо согласуются с результатами *Фобоса-2* по ускорению ионов в хвосте марсианской магнитосферы.

DOI: 10.31857/S0023420621060017

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении многих лет, начиная с 1965 г., продолжают дискуссии о том, как происходит взаимодействие солнечного ветра с Марсом и какие морфологические особенности обнаруживаются в области этого взаимодействия. Марс оказался наиболее посещаемой космическими аппаратами планетой, причем, если поначалу это были американские и российские (советские) космические аппараты, то позднее в исследованиях Марса приняли участие Япония и Китай, и в настоящее время сразу два исследовательских аппарата вышли на орбиту красной планеты: *Надежда (Hope)* Объединенных Арабских Эмиратов, запущенная из Японии, и *Тяньвэнь-1* из Китая.

Первый из американских аппаратов *Mariner 4* с магнитометром для измерения напряженности магнитного поля и детектором заряженных частиц на борту, пролетел около Марса на расстоянии 9850 км на фланге планеты и зарегистрировал

возмущение магнитного поля [1]. Оно было позднее интерпретировано как пересечение ударной волны у Марса. Но магнитный эффект, который можно было бы связать с планетой, по мнению авторов экспериментов с магнитометром [2], не наблюдался, и дипольный момент Марса оценивался в $3 \cdot 10^{-4}$ раз меньше, чем у Земли. Позднее возникла дискуссия о размере препятствия, создающего ударную волну у Марса, но поскольку пролет был далеко и на фланге планеты, то эти оценки масштаба препятствия и его природы колебались от 200 до 1620 км, а природа препятствия определялась как ионосферной плазмой, так и магнитным полем [2–6].

Около 50 лет назад, в конце 1971 г., космический корабль *Марс-3* был выведен на орбиту Марса. 21.1.1972 этот орбитальный аппарат зарегистрировал сильное (~27 нТл) и регулярное магнитное поле [7]. На рис. 1а представлены данные феррозондового магнитометра на борту орбитального аппарата *Марс-3*, полученные 21.1.1972

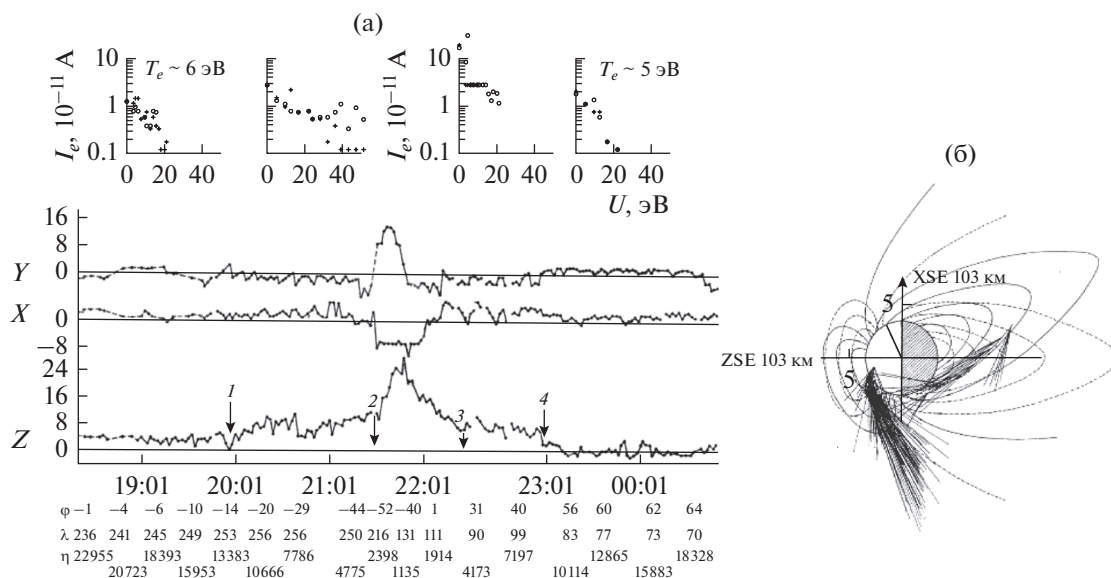


Рис. 1. (а) Измерения магнитного поля на борту *Марса-3* 21.I.1972 в солнечно-эклиптической системе координат [7]. Каждая точка соответствует среднему значению из 8 последовательных измерений. Вдоль оси абсцисс сверху вниз указано время московское, ареографические широта (ϕ) и долгота (λ), высота над поверхностью в километрах (h). Верхняя панель – спектры потоков электронов в солнечном ветре (слева – 16:49 Мск и справа – 22:59 Мск) и в магнитослое (в центре – 20:07, 22:43 Мск) при входе в магнитосферу планеты и выходе из нее [9]. (б) Интерпретация измерений с помощью наклонного планетоцентрического диполя (б) [8].

[7, 8]. Орбитальный аппарат сначала пересек головную ударную волну (1), затем дважды пересек магнитопаузу (2, 3) и вышел в солнечный ветер после окончательного пересечения околопланетной ударной волны (4). Самое сильное (~ 27 нТл) и регулярное магнитное поле было измерено в районе максимального сближения (~ 1500 км) *Марса-3* с планетой на дневной стороне [7, 8]. На верхней панели рис. 1а показаны измеренные на *Марсе-3* спектры потоков электронов последовательно до пересечения ударной волны и в магнитослое до пересечения магнитопаузы и после пересечения магнитопаузы и ударной волны, соответственно [9]. Спектры в центре панели соответствуют значительно более термализованным потокам электронов, чем крайние спектры, как и должно быть в магнитослое по сравнению с солнечным ветром, и это подтверждает приведенную интерпретацию пересечений плазменных границ около Марса.

Результаты по магнитному полю были интерпретированы первоначально как свидетельство существования наклонного планетоцентрического диполя (рис. 1б), и планетарный дипольный магнитный момент Марса был оценен как $M = 2.4 \cdot 10^{22}$ Гс см³ [7, 8, 9]. Таким образом, была выдвинута гипотеза а): *Марс имеет собственное дипольное поле и соответствующую магнитосферу*. Следует отметить, что авторы [7] допускали вероятность палеомагнитной природы марсианского поля.

Позднее в 1978 г. [10] К. Рассел пришел к выводу, что космический аппарат *Марс-3* не входил в магнитосферу планеты и “наблюдаемое магнитное поле на *Марсе-3* “задрапировано” вокруг Марсианского препятствия, как ожидается, если это поле представляет собой сжатое магнитное поле солнечного ветра”. Из анализа положения и формы ударных волн, наблюдавшихся около Земли, Меркурия, Венеры и Марса [11], К. Рассел хотя и не отрицал возможного наличия слабого собственного магнитного поля Марса, отстаивал гипотезу о несущественности этого поля во взаимодействии с солнечным ветром, т.е. б) *взаимодействие солнечного ветра с Марсом происходит подобно Венере*. Однако, по измерениям магнитного поля в невозмущенном солнечном ветре можно рассчитать направление магнитного поля в области его “сжатия” (рис. 2) [12]. На рис. 2 показаны проекции траектории спутника *Марс-3* вблизи перицентра в ареоцентрической системе координат ase , учитывающей аберрацию солнечного ветра из-за движения планеты по орбите (x_{ase} – направлена против скорости набегающего потока солнечного ветра), отрезки черных линий показывают величину и направление магнитного поля. Линия γ со стрелками на рис. 2б показывает направления магнитного поля, которые должны были бы наблюдаться при простом драпировании магнитного поля невозмущенного солнечного ветра вокруг планеты. Видно, что проекции поля на оси X и Z в зоне ближайшего сближения, отме-

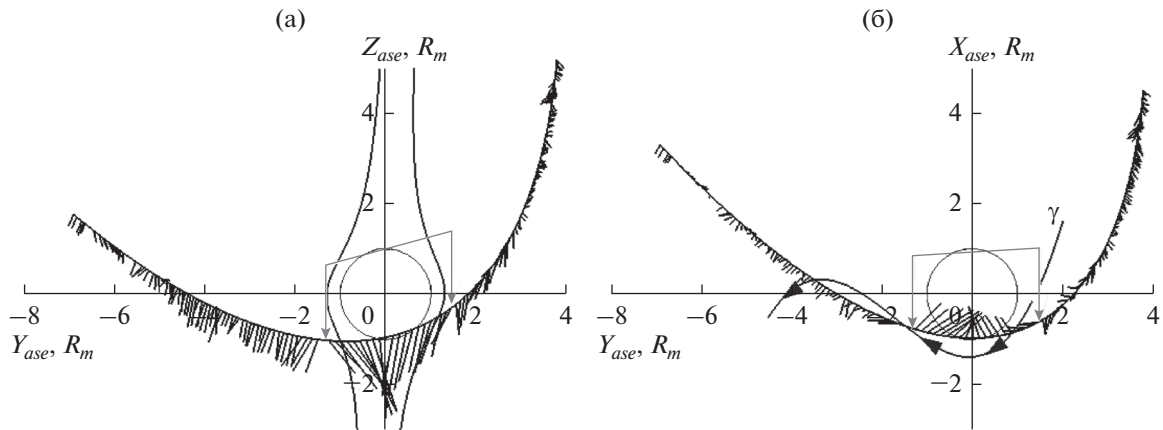


Рис. 2. Постоянство знака проекции вектора магнитного поля на оси X (2б) и Z (2а) вблизи точки максимального сближения КА *Марс-3* с Марсом (вертикальные стрелки на рис. 2а и 2б) а — вид от Солнца, б — вид с Севера.

ченной вертикальными стрелками, не меняют знак, что невозможно при драпировании поля вокруг планеты, поэтому вывод авторов [10] выглядит несовместимым с наблюдавшимся направлением магнитного поля.

После анализа данных ранних миссий *Марс-2*, *-3*, *-5* авторы [13] признали существование небольшого собственного поля планеты в марсианской магнитосфере. Они показали, что ионосфера Марса не может поддерживать ионосферу типа Венеры на высотах препятствия, полученных в результате моделирования наблюдений головной ударной волны, даже когда предполагаются максимальные индуцированные магнитные поля ионосферы и максимальные уровни потока ультрафиолетового излучения от Солнца. Авторы [13] оценили эффективный магнитный дипольный момент Марса $M = 1.4 (\pm 0.6) \cdot 10^{22}$ Гс см³, а высота границы магнитосферы, создаваемой этим магнитным моментом над дневным полушарием Марса, может быть на высотах ~ 500 км в подсолнечной точке и ~ 1000 км вблизи терминатора без вклада ионосферы в условиях среднего давления солнечного ветра. Опубликованные радиозатменные измерения не дали никаких доказательств существования ионопаузы на Марсе, что также согласуется с исследованием на *Викингах*, проведенным в [14].

В 1988 г. стартовала советская миссия изучения Марса *Фобос*. Несмотря на то, что основная задача — доставка на поверхность *Фобоса* спускаемых аппаратов для изучения этого спутника Марса — осталась невыполненной, плазменная среда около Марса была исследована достаточно подробно. 29.I.1989 г. российский космический аппарат *Фобос-2* вышел на орбиту искусственного спутника Марса. На этом космическом аппарате были установлены комплексы приборов для исследования плазмы, энергичных частиц и маг-

нитного поля в межпланетной и околопланетной среде. До перевода аппарата на круговую орбиту на 4-х эллиптических орбитах были проведены измерения до высоты 850 км. Наблюдалось возращание магнитного поля до 20–30 нТ и уменьшение потоков протонов солнечного ветра до уровня чувствительности приборов.

По данным *Фобоса-2*, с одной стороны, Е.Г. Ерошенко с соавторами [15] показали, что направление магнитного поля в долях хвоста зависит от направления межпланетного магнитного поля, аналогично ситуации около Венеры, не имеющей собственного магнитного поля, то есть Марсианское препятствие имеет существенный индуцированный компонент. С другой стороны, М.И. Веригин с соавторами обнаружили, что толщина хвоста марсианской магнитосферы обратно пропорциональна динамическому давлению солнечного ветра в степени $1/6$, что характерно для Земли, имеющей собственное дипольное магнитное поле [16]. На основании этих двух фактов была предложена гибридная модель взаимодействия солнечного ветра с Марсом, основанная на представлении о комбинированной природе препятствия, в котором существенную роль играют и планетное магнитное поле, и ионосфера. При этом гипотеза о природе магнитного поля а) осталась неподтвержденной, ибо орбиты *Фобоса-2* проходили достаточно высоко над планетой.

Космическим аппаратом, достигшим Марса 11.IX.1997, был американский аппарат *MGS (Mars Global Surveyor)*. Было открыто существование на Марсе областей локальных магнитных аномалий [17–20]. Оказалось, что они достаточно мощные в южном полушарии, чтобы оказывать существенное влияние на характер взаимодействия солнечного ветра с планетой.

Задачей данной работы является подтверждение и обоснование уникальной комбинирован-

ной природы Марсианского препятствия в потоке солнечного ветра. Аномальная неравномерная намагниченность коры Марса создает небольшое, но значимое крупномасштабное магнитное поле с наиболее выраженной дипольной составляющей. Из-за изменчивых условий в солнечном ветре в разные периоды измерений то “ионосферный”, то “магнитный” компонент преобладает во взаимодействии с планетой, и данные могут свидетельствовать как в пользу взаимодействия по типу Венеры, так и в пользу взаимодействия по типу Земли.

ОТКРЫТИЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА МАРСЕ И СОПОСТАВЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ, ИЗМЕРЕННЫХ *MGS* И *МАРСОМ-3*

Космический аппарат *MGS* достиг Марса 11.IX.1997. Данные магнитометра *MGS* были получены в высотном интервале от 80 до 450 км. Магнитное поле в обнаруженных локальных магнитных аномалиях [17–20] достигало 1600 нТл на высоте 100 км, и образования коры с разной полярностью магнитного поля были порой вытянуты вдоль долготы на тысячи километров [20]. Это свидетельствовало о существовании у Марса в прошлом магнитного динамо.

Для объяснения данных по магнитному полю, полученных Долгиновым и др. [7, 8] мы исследовали область на поверхности Марса, над которой проходила траектория *Марса-3*. На рис. 3 представлены карты горизонтального магнитного поля Марса в ареографических координатах долгота – широта, полученные путем усреднения данных *MGS* [20] по интервалам $1^\circ \times 1^\circ$, 360 интервалов по долготе и 180 интервалов по широте, во время картирующей фазы полета на высоте 370 – 438 км над поверхностью планеты в течение марта 1999 – августа 2000 гг. Светлые области на рис. 3а, 3б представляют сложное распределение горизонтальной составляющей магнитного поля марсианской коры на высоте около 400 км над поверхностью планеты, полученное из измерений *MGS*. Плавные белые линии на рис. 3а, 3б представляют собой часть траектории *Марса-3* в тех же координатах ареографическая долгота (λ) – ареографическая широта (φ) [12] вблизи наибольшего сближения аппарата с планетой.

Магнитное поле на участке траектории вблизи центра аномалии выделено белым, на остальной части траектории показано серым цветом. Длины и направления белых отрезков на рис. 3а показывают горизонтальную составляющую магнитного поля $(B_\lambda^2 + B_\varphi^2)^{1/2}$, измеренного *MGS* вдоль проекции траектории *Марса-3* на поверхность орбиты *MGS* (~400 км над поверхностью Марса), усредненную по 15° , а длины и направления белых от-

резков на рис. 3б – тот же компонент, полученный при измерениях магнитного поля на *Марсе-3*.

Тот факт, что пролет *Марса-3* проходил именно над областью наибольшей намагниченности коры, а также явное подобие полей (см. центральный участок проекции траектории и белые вектора горизонтальных проекций магнитного поля на рис. 3а и 3б) свидетельствуют о том, что орбитальный аппарат *Марс-3* наблюдал сильное и регулярное магнитное поле в области самой сильной намагниченности марсианской коры в южном полушарии планеты, обнаруженной по измерениям *MGS*. Подобие состоит в почти коллинеарности проекций векторов (белые отрезки на рис. 3а и 3б) магнитного поля и близости их модулей по порядку величины вблизи центра аномалии по данным обоих орбитальных аппаратов. Чтобы однозначно доказать соответствие между полем над аномалиями и полем, измеренным на *Марс-3*, надо построить трехмерную модель распределения поля над аномалиями. Конкретное магнитное поле внутри магнитосферы над конкретной областью поверхности выглядит достаточно сложно. Для таких моделей нужны, прежде всего, хотя бы относительно достоверные данные о распределении поверхностных полей в аномалиях, или модели такого распределения. Поверхностными полями аномалий занимались различные авторы (например, [21–23]). Однако эти и другие модели многократно критиковались. На данный момент авторам неизвестно о существовании какой-либо модели магнитного поля Марса, пригодной для количественного расчета на произвольном расстоянии от поверхности. Поэтому вопрос о точной конфигурации мини-магнитосферы над аномалиями требует дальнейшего исследования.

Авторы считают, что *Марс-3* действительно обнаружил магнитное поле марсианской коры в начале 1972 г., примерно за 25 лет до *MGS*.

Разумеется, до открытия намагниченности Марсианской коры на *MGS*, наблюдения *Марса-3* не были должным образом интерпретированы и сопровождались описанной выше длительной дискуссией о природе обнаруженного поля, различными оценками магнитного момента, создавшего это поле и т.д.

ВЛИЯНИЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА С МАРСОМ

Магнитные аномалии имеют различные масштабы и в основном находятся в южном полушарии планеты. Они образуют мини – магнитосферы, различной протяженности. В северном полушарии Марса мини-магнитосферы обычно имеют небольшие размеры и не достигают высот 400 км. В противоположность, вблизи экватора и в юж-

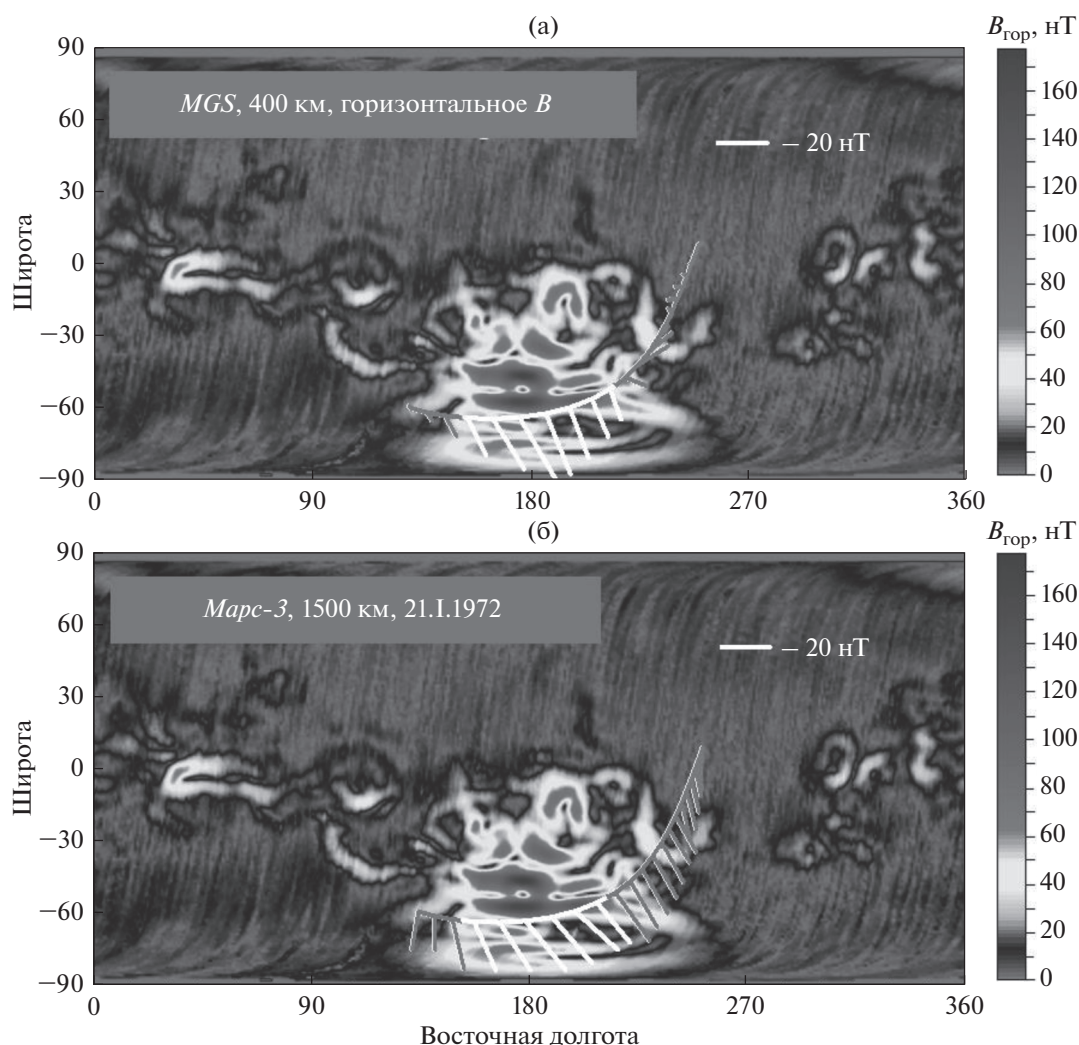


Рис. 3. Распределение горизонтальной составляющей магнитного поля марсианской коры на высоте 400 км над поверхностью планеты [20].

ном полушарии доминируют мини-магнитосферы большего размера, которые достигают высот 800 км и более (см. ниже рис. 10 и его описание).

Локальные, но многочисленные магнитные аномалии могут создавать эффективное крупномасштабное поле (рис. 4) [18, 24, 25]. При малых углах относительно местного зенита ($<30^\circ$) эффективный магнитный поток Φ_3 через сферическую оболочку представляется положительным (направленным от планеты) — это области исходящего потока магнитного поля. При больших углах ($>150^\circ$) эффективный магнитный поток Φ_3 направлен к планете. Такие регионы являются областями входящего потока. При углах от 60° до 120° — потоки магнитного поля в основном замкнуты и направлены из областей исходящего потока к областям входящего потока. Это свидетельствует о том, что в мультипольном моменте планеты Марса существует немаловажная ди-

польная составляющая. На основании расчетов магнитного поля на поверхности Марса, выполненных Arcani-Namei [26] по данным MGS, дипольную составляющую магнитного момента планеты можно оценить, как $4 \cdot 10^{21}$ Гс см³.

MGS не имел на борту приборов для измерения характеристик протонов, поэтому он не мог определить границу, подобную той, которую наблюдал Фобос-2. Однако MGS обнаружил слой, в котором увеличение магнитного поля до 20–30 нТл сопровождалось уменьшением потока электронов в основном в интервале энергий от 20 до 200 эВ [27, 28]. Также волновая активность в этом слое уменьшалась по мере уменьшения высоты. Внешняя граница этого слоя была названа MPb — граница магнитного нагребания (Magnetic Pileup boundary) [28]. Следует отметить, что использовались и много других терминов для этой границы. Дубинин с соавторами [29] по данным ионного

спектрометра ASPERA на космическом аппарате *Фобос-2* сравнили положения различных плазменных образований, ограничивающих марсианский хвост магнитосферы, — “граница ионного состава”, “прекращение потоков протонов”, “пик электронной плотности”, и продемонстрировали, что их положения и вариации в целом совпадают с особенностями магнитопаузы, полученными по данным спектрометра TAUS [30] (см. рис. 6). Далее будем использовать термин МРб [31].

По данным *MGS* было показано, что граница МРб находится дальше от Марса в южном полушарии, чем в среднем в северном полушарии. Этот эффект очевиден при изучении зависимости наблюдаемых пересечений от широты после проецирования точек пересечения МРб на плоскость терминатора [32].

Влияние намагниченности коры Марса на положение МРб было также проанализировано с помощью карт магнитного поля на высоте 400 км над поверхностью планеты [20]. В связи с тем, что на *MGS* не проводились измерения ионов солнечного ветра, динамическое давление солнечного ветра оценивалось по максимальному значению величины магнитного поля внутри МРб, а также по направлению этого поля [33]. Для возможности сопоставления с данными *Фобоса-2* рассматривались данные *MGS* только, когда динамическое давление попадало в интервал $0.5 < \rho V^2 < 1.4$ нПа. Для аппроксимации поверхности МРб использовалось выражение: $\rho = \frac{D}{\pi} \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{\pi}{D} \sqrt{2r_0(r_0 - x_{ase})} \right)$, $\rho =$

$= \sqrt{(y_{ase}^2 + z_{ase}^2)}$, где D и r_0 — параметры, описывающие диаметр хвоста Марса на бесконечном удалении от планеты и расстояние от центра планеты до подсолнечной точки границы, соответственно. На рис. 5 показаны аппроксимации границы МРб по данным *MGS* для случаев пересечения границы, когда горизонтальный компонент магнитного поля был менее 10 нТл (верхние панели) на высоте 400 км под линией тока магнитослоя, примакающей к МРб и соединяющей носовую точку с точкой наблюдения МРб, и более 40 нТл (нижние панели). Параметры аппроксимации границы для случаев ее пересечения при низкой намагниченности коры Марса под соответствующей линией тока были $D = 19430$ км и $r_0 = 4180$ км (рис. 5, верхняя панель), а при высокой намагниченности коры — $D = 23950$ км и $r_0 = 4470$ км (рис. 5, нижняя панель). Таким образом, локальная намагниченность коры Марса приводит к увеличению толщины хвоста магнитосферы в области орбиты *Фобоса-2* на 500–1000 км, увеличению подсолнечного расстояния от центра планеты до МРб на несколько сотен километров, а также к некоторому увеличению расстояния от планеты до ударной волны [33, 34].

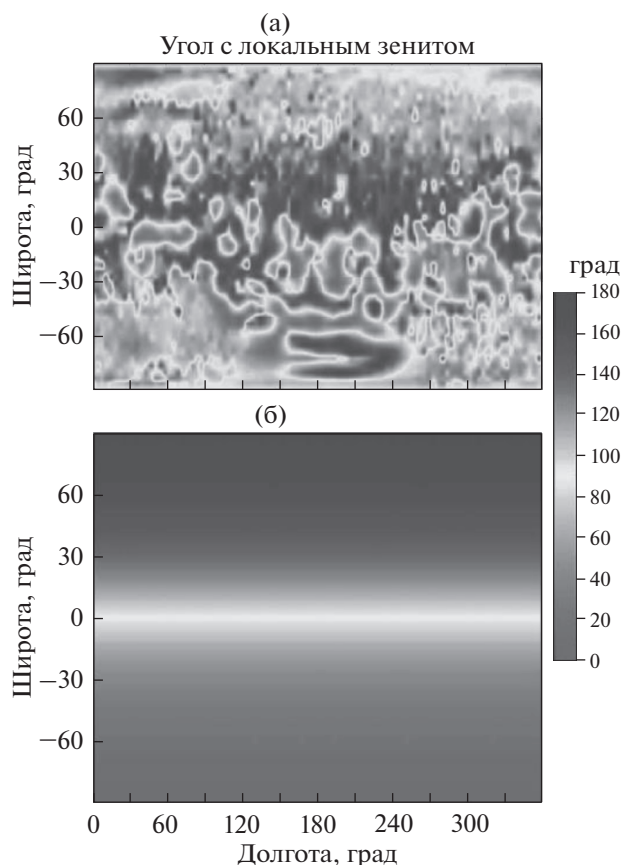


Рис. 4. (а) Карта угла магнитного поля относительно местного зенита, полученная с помощью *MGS*. (б) Аналогичная карта только для центрального осевого диполя [18, 20, 24, 25].

МОДЕЛЬ ГРАНИЦЫ МАГНИТОСФЕРЫ МАРСА И “ПЕРЕХОДНОЕ” ДАВЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

На рис. 6 продемонстрировано пересечение космическим аппаратом *Фобос-2* различных плазменных границ и образований при его движении по орбите вокруг Марса. Траектории спутника *Фобос-2* и для сравнения траектория *Марса-5* показаны в ареоцентрической системе координат ase , учитывающей абберацию солнечного ветра из-за движения планеты по орбите. Справа показаны усредненные за 4 мин интервалы времени энергетические спектры протонов (6а) и тяжелых ионов (6б), измеренные в эксперименте TAUS 1–2. II.1989 при первом пролете *Фобоса-2* по эллиптической орбите [30, 35]. Энерго-масс-анализатор TAUS, успешно работавший на космическом аппарате *Фобос-2*, был разработан для измерения энергетических (150 эВ–6 кэВ) и угловых ($40^\circ \times 40^\circ$) спектров протонов, альфа-частиц и ионов с отношением масса/заряд >3 . Этот прибор представлял собой систему двух полусферических анализаторов, включенных последовательно, с

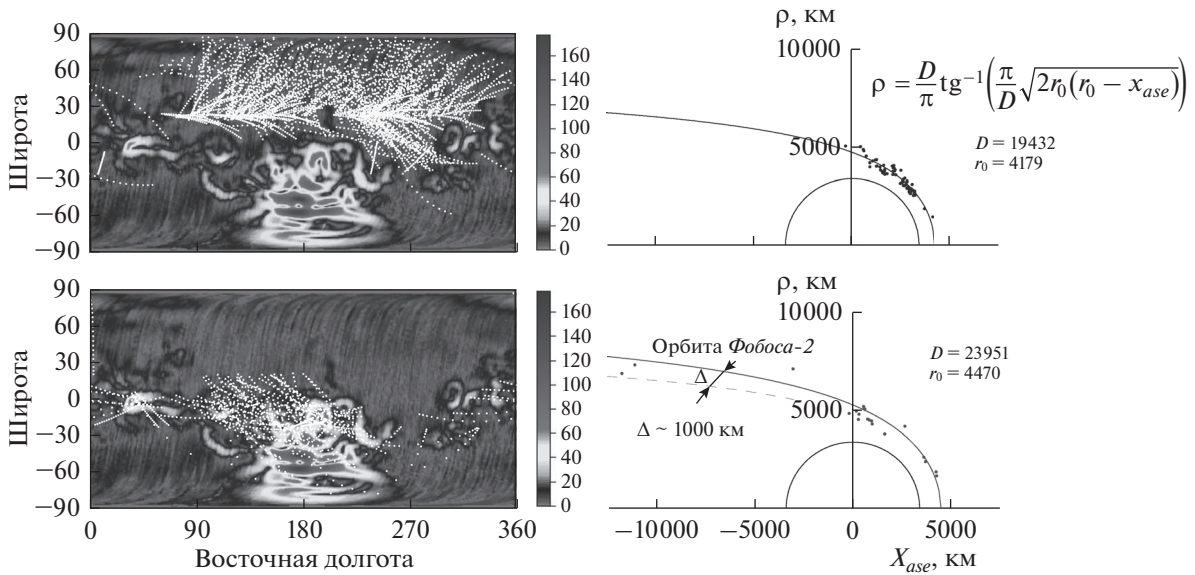


Рис. 5. Слева: проекции орбит *MGS* (линии белых точек) на карту магнитных полей Марса в случаях, когда ниже линии тока магнитослоя, проходящей через наблюдаемое положение МРб регистрировалось слабое (вверху) или сильное (внизу) магнитное поле. Справа: сравнение пересечений МРб (черные точки) космическим аппаратом *MGS* на орбитах, приведенных слева. Тонкие линии справа – аппроксимации показанных пересечений МРб. Справа штриховая линия на нижнем рисунке повторяет аппроксимацию МРб на верхнем рисунке для сравнения [20, 33, 34].

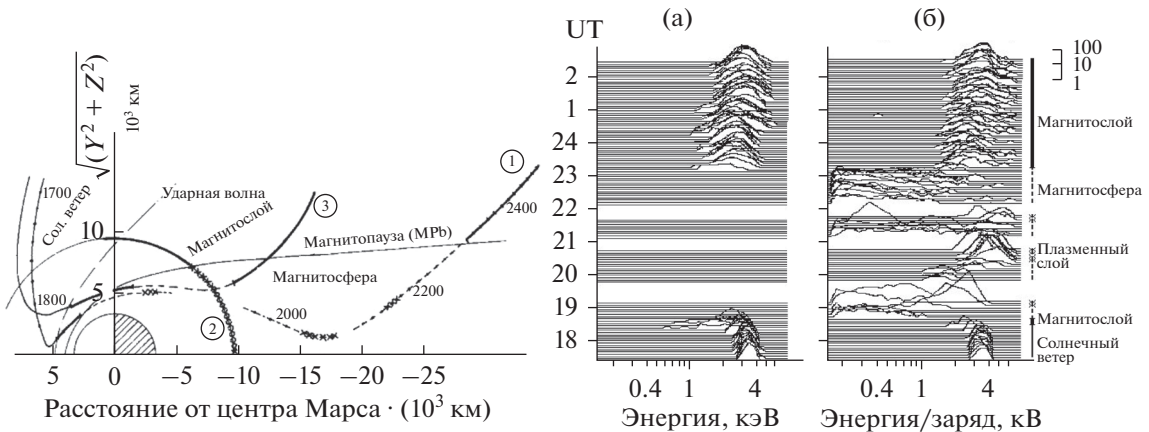


Рис. 6. (Слева) Траектории спутников *Фобос-2* – 1.П.1989 (1) и 2.П.1989 (2) и *Марс-5* – 13.П.1974 (3). Тонкими сплошными линиями отмечены участки траекторий в солнечном ветре, полужирными линиями – в магнитослое, пунктиром в магнитосфере Марса. В областях, помеченных крестиками, наблюдались потоки тяжелых ионов, текущие в хвост.

ускоряющим промежутком между ними. Разделение протонов, α -частиц и тяжелых ($m_i/q > 3$) ионов осуществлялось с помощью магнитной системы, расположенной в средней части второго анализатора. Из рис. 6 по смещению максимума в спектрах протонов в сторону более низких энергий видно, что солнечный ветер начинает тормозиться еще перед ударной волной (~ 18.25 UT). Внутри магнитосферы существует плазменный слой, образованный тяжелыми ионами (рис. 6б). (Токи на рис. 6б увеличены в 32 раза по сравнению с токами на рис. 6а). Следует отметить, что в канал тя-

желых ионов попадала также незначительная часть протонов, однако их легко выделить при сравнении с одновременно измеренными протонными спектрами (рис. 6а). Видно также, что вблизи границы магнитосферы наблюдаются низкоэнергичные потоки тяжелых ионов (рис. 6б). Такие потоки наблюдались и на большинстве круговых орбит *Фобоса-2*. В тех частях магнитосферы, где присутствуют потоки тяжелых ионов с меньшей энергией, энергетические спектры электронов также имеют пик (часто весьма широкий) при энергиях $\sim 20\text{--}30$ эВ [36]. Эти измерения, ве-

роятно, проводились в пограничном слое марсианской магнитосферы [37]. В отличие от околоземного пограничного слоя (для этого слоя использовалось много других названий: диффузная граница магнитосферы, плазменная мантия, входной слой, низкоширотный пограничный слой), состоящего в основном из протонов, марсианский пограничный слой состоит преимущественно из тяжелых ионов с отношением масса/заряд >3 .

Характерные особенности поведения плазмы и магнитного поля, обнаруженные по данным *Фобоса-2*, вновь привели авторов работ [30, 34, 38, 39] к концепции о том, что магнитопауза или МРб представляет собой достаточно резкую границу в потоке солнечного ветра.

По данным *Фобоса-2* Веригиным с соавторами [16, 39] была предложена гибридная модель магнитопаузы (МРб) Марса. Для описания формы этой границы использовалось уравнение баланса давлений, в котором давление солнечного ветра включает динамическое, тепловое и магнитное давления, а давление магнитосферы включает ионосферное и магнитное давления:

$$\begin{aligned} k\rho V^2 \sin^2 \alpha + p &= \frac{4f^2 M^2}{8\pi r^6} + p_0 e^{-\frac{r-r_0}{H}}, \quad x > x^*, \\ &= \frac{B^{*2}}{8\pi} \left(\frac{y^*}{y}\right)^4, \quad x < x^*, \\ x &= x_{ase}, \quad y = \sqrt{y_{ase}^2 + z_{ase}^2}. \end{aligned}$$

Здесь — координаты поверхности МРб в аберрированной планетоцентрической солнечно-эклиптической системе координат (x_{ase} — направлена против скорости набегающего потока солнечного ветра), α — угол между направлением x_{ase} и касательной к поверхности МРб в плоскости, проходящей через x_{ase} . ρV^2 — динамическое давление солнечного ветра, p — сумма теплового и магнитного давлений солнечного ветра, M — магнитный момент Марса, p_0 — давление ионосферы на расстоянии r_0 от центра планеты, H — шкала высот $k = 0.88$ (для показателя политропы $\gamma = 5/3$) и $f \approx 1.22$ ($f^2/k \approx 1.69$) — коэффициенты передачи динамического давления солнечного ветра границе в подсолнечной области и усиления магнитного поля из-за текущих вдоль границы токов, соответственно [13, 40]. Предполагалось, что магнитный поток сохраняется в хвосте магнитосферы Марса при $x \leq x^* \leq 0$. Для расчетов использовалось значение $x^* = 0$.

Модель была построена по данным *Фобоса-2*, полученным в период максимума солнечной активности в феврале—марте 1989 г. (рис. 7). Модель хорошо описывает наблюдавшиеся несколько пересечений границы магнитосферы с дневной стороны, соотношение между динамическим давлением солнечного ветра и положением границы в

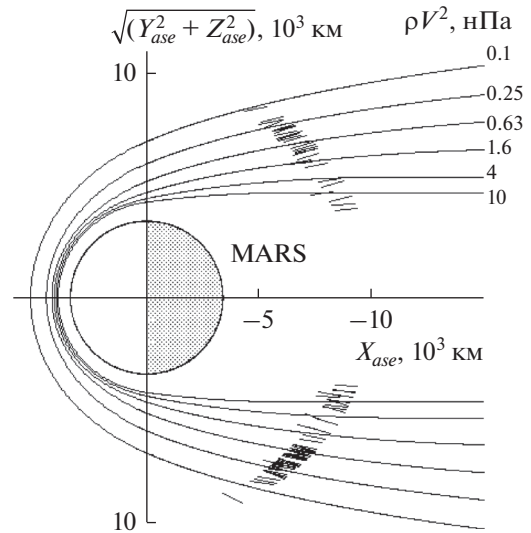


Рис. 7. Модельное положение МРб для различных динамических давлений солнечного ветра. Отрезки кривой указывают угол наклона поверхности МРб на круговых орбитах *Фобоса-2* [39].

хвосте магнитосферы и зависимость угла наклона МРб к направлению скорости солнечного ветра от его динамического давления [39]. Магнитный момент Марса рассматривался как один из параметров модели и по оценкам составил $8 \cdot 10^{21}$ Гс см³, что только в 2 раза отличается от оценки, сделанной по измерениям магнитного поля на *MG5* [26].

Гибридная модель МРб, учитывающая влияние магнитного поля и ионосферы Марса, обладает характерной особенностью. Модель описывает стагнацию положения МРб в подсолнечной области при динамическом давлении солнечного ветра >0.6 нПа, в то время, как хвост магнитосферы Марса остается сжимаемым вплоть до очень больших значений значений динамического давления солнечного ветра (рис. 7).

Эта модель МРб позволила М.И. Веригину с соавторами [39, 41] объяснить также вариации положения ударной волны около Марса в плоскости терминатора, которое не зависит от динамического давления солнечного ветра. Такое поведение ударной волны связано с неинвариантностью формы поверхности МРб, удаленная от планеты часть которой сжимается, как у Земли, а подсолнечная область остается стабильной начиная с достаточно низких значений ρV^2 .

Таким образом, при моделировании поверхности МРб (рис. 7) была получена величина некоторого переходного динамического давления солнечного ветра, при низком динамическом давлении <0.6 нПа в процессах взаимодействия солнечного ветра с планетой преобладает влияние собственного магнитного поля планеты, то есть,

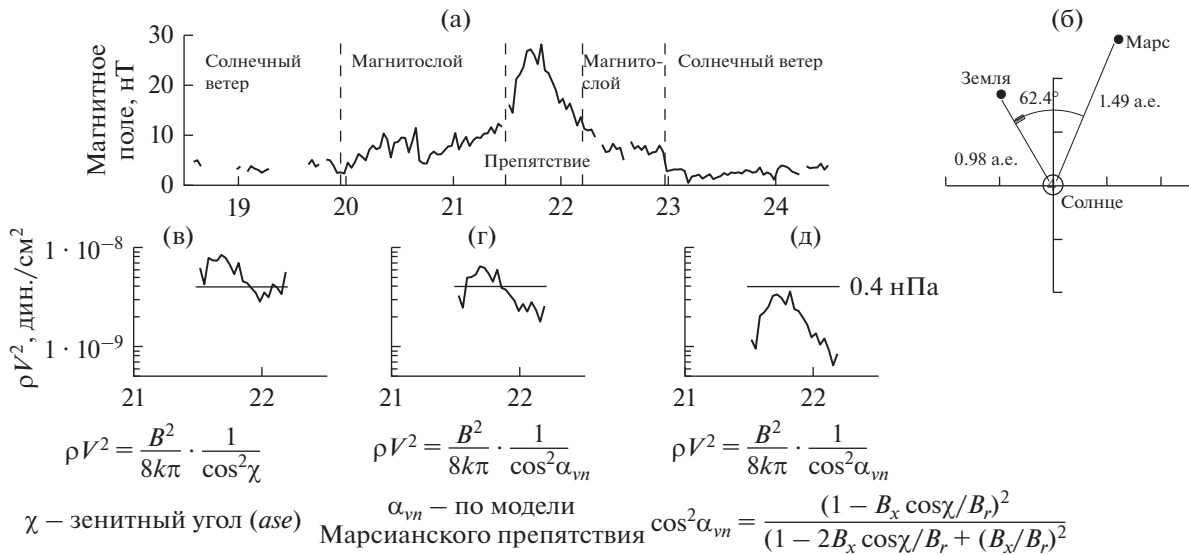


Рис. 8. Оценка давления солнечного ветра вблизи Марса 21.1.1972 и ее сопоставление с измерениями магнитного поля на *Марсе-3* [12]; (в) для оценки давления солнечного ветра, которое было необходимо для баланса давления магнитного поля планеты используется зенитный угол; (г) для оценки необходимого давления солнечного ветра используется угол α_{vn} между вектором скорости набегающего потока и нормалью к поверхности МРб, рассчитанный по методике [28, 32]; (д) для оценки используется угол α_{vn} , но рассчитанный по модели МРб, предложенной в [33].

как показали измерения на *MGS*, остаточная намагниченность коры планеты, в то время как при высоком давлении солнечного ветра >0.6 нПа преобладают эффекты отклонения солнечного ветра ионосферой планеты.

Теперь возникает вопрос: “Могло ли давление магнитного поля, наблюдавшегося на *Марсе-3*, сбалансировать динамическое давление солнечного ветра на МРб?”

БАЛАНС ДАВЛЕНИЙ ВО ВРЕМЯ ПРОЛЕТА *МАРСА-3* 21.1.1972 ОКОЛО МАРСА

Давление солнечного ветра во время измерений магнитного поля аппаратом *Марс-3* 21.1.1972 (рис. 8а) можно оценить с помощью данных, работавшего тогда орбитального аппарата Земли *IMP-6* (<https://cdaweb.gsfc.nasa.gov/index.html/>). К сожалению, данные по измерениям ионов солнечного ветра на *Марсе-3* за нужное время отсутствуют. В этот период гелиоцентрические расстояния до Земли и Марса составляли 0.98 а. е. и 1.49 а. е. соответственно, в то время как Земля опережала Марс на 62.4° (см. рис. 8б). Таким образом, со скоростью 455 км/с (*IMP-6*) солнечный ветер, излучаемый из определенного места солнечной короны, достигает Марса на 2.8 дня раньше Земли. С учетом углового смещения параметры солнечного ветра на орбите Земли были следующие: плотность протонов $n_p = 2.6$ см⁻³, температура протонов $T_p = 1.35 \cdot 10^5$ К, отношение плотности альфа-частиц к плотности протонов $n_\alpha/n_p = 0.01$.

После радиального масштабирования можно оценить параметры солнечного ветра вблизи Марса: $n_p = 2.6 \cdot (0.98/1.49)^2 = 1.1$ см⁻³, $T_p = 1.35 \cdot 10^5 \cdot (0.98/1.49)^{2/3} = 10^5$ К. Динамическое давление солнечного ветра: $\rho V^2 = n_p m_p V^2 \left(1 + \frac{n_\alpha m_\alpha}{n_p m_p}\right) \approx 0.4$ нПа.

Следовательно, 21.1.1972 измерения магнитного поля на *Марсе-3* (рис. 8б) были выполнены в условиях низкого давления солнечного ветра, ибо среднее динамическое давление солнечного ветра около Земли составляет 2 нПа, что соответствует среднему динамическому давлению около Марса $2 \cdot (0.98/1.49)^2 \sim 0.9$ нПа. В этот период времени динамическое давление солнечного ветра вблизи Марса было также меньше переходного давления, рассмотренного выше, то есть влияние намагниченности коры преобладало в обтекании планеты солнечным ветром.

По измерениям магнитного поля в интервале времен 21:29–22:12, отмеченному на рис. 8а как препятствие, можно рассчитать динамическое давление солнечного ветра, которое должно было быть, чтобы сбалансировать наблюдаемое давление магнитного поля, создающее препятствие потоку солнечного ветра. Это рассчитанное давление необходимо сравнить с тем реальным давлением солнечного ветра, которое было в тот момент около Марса, по полученной выше оценке – это 0.4 нПа. При рассматриваемой интерпретации наблюдательных данных вклада ионосферной плазмы в давление на границе быть не может,

поскольку пересечение МРб произошло далеко от планеты. Пересечение МРб наблюдалось не в лобовой точке, где давление солнечного ветра (с точностью до коэффициента передачи f^2/k [39]) просто равно магнитному давлению, поэтому для расчета давления солнечного ветра необходимо использовать какую-то модель границы препятствия. На рис. 8в–8д динамическое давление солнечного ветра, рассчитанное по различным моделям околосолнечного препятствия, сопоставляется с полученной выше оценкой этого давления по имеющимся измерениям. На рис. 8в для оценок используется зенитный угол, на рис. 8г – оценки выполнены по методике [28] и модели [32], на рис. 8д использована методика [33]. Необходимое давление солнечного ветра, полученное по этой последней методике, даже меньше того, которое получено по реальным измерениям солнечного ветра. Из рис. 8 видно, что по всем оценкам давления магнитного поля, измеренного 21.1.1972, достаточно для баланса набегающего потока солнечного ветра на МРб.

Эта была редкая удача, когда эксперимент был выполнен в нужное время в нужном месте и с очень хорошим временным разрешением. На минимальной высоте, т.е. вблизи перигея, спутник *Марс-3* находился над областью сильной намагниченности коры планеты, да еще и в период времени, когда давление солнечного ветра было низким. При высоком давлении солнечного ветра и над областью низкой намагниченности коры планеты спутник бы оказался за пределами магнитосферы и ничего особенного бы не зарегистрировал. Только комбинация этих условий позволила получить эти данные. Конечно, до измерений на *MGS* было невозможно предположить столь сложную структуру марсианского поля, и были попытки других объяснений рассматриваемых данных *Марс-3* [8, 10, 13]. Данные, полученные на спутнике *Марс-3* Долгиновым с коллегами [7, 8], могут быть использованы для построения моделей изменения магнитного поля в мини-магнитосферах над главными аномалиями коры Марса.

ВЛИЯНИЕ ПЕРЕХОДНОГО ДИНАМИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА НА ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ОКОЛО МАРСА

С помощью плазменных экспериментов TAUS [30] и HARP (Прибор HARP предназначался для исследования функций распределения по энергиям и направлениям электронов и ионов, приходящих с антисолнечного направления [36]) и магнитного эксперимента МАГМА [42] на борту космического корабля *Фобос-2* в хвосте марсианской магнитосферы был обнаружен плазменный слой, окружающий магнитный нейтральный слой. В от-

личие от земного плазменного слоя, который образован в основном протонами, марсианский плазменный слой в основном состоит из планетарных тяжелых ионов, ускоренных в хвосте [30, 38]. Анализ энергетических и угловых спектров ионов с отношением массы (m) на заряд (q) $m/q > 3$ показал, что в ускорении ионов главную роль играют 2 процесса [43].

Существенную роль играет ускорение в центральном токовом слое благодаря действию электрического поля, направленного поперек магнитного хвоста. Максимальная величина потоков тяжелых ионов в хвосте магнитосферы обычно наблюдается при пересечении нейтрального слоя, который легко идентифицировать по изменению знака B_x – компонента магнитного поля. На большинстве круговых орбит космический аппарат *Фобос-2* стабилизировался вращением вокруг оси, ориентированной на Солнце, поэтому точно определить компонент магнитного поля в плоскости, перпендикулярной оси вращения X было невозможно. Тем не менее, оценить составляющую магнитного поля, нормальную к плоскости нейтрального слоя, можно. Момент разворота поля, изменения знака B_x – компонента, соответствует наблюдению минимального значения полной величины магнитного поля. И эта минимальная величина магнитного поля B_{\min} в хвосте магнитосферы соответствует полю, направленному перпендикулярно нейтральному слою, и наблюдается одновременно с максимальной скоростью тяжелых ионов V_i . При этом V_i пропорционально $1/B_{\min}$ и в соответствии с теоретическими ожиданиями [44–46] аппроксимируется зависимостью $V_i = 2E/B_{\min}$, где электрическое поле поперек хвоста $E \approx 0.35$ мВ/м (рис. 9а).

Другим рассмотренным механизмом ускорения ионосферных ионов является ускорение за счет натяжения магнитных силовых линий. На рис. 9б представлена зависимость давления потока тяжелых ионов ρV_i^2 от величины $B_x^2 B_{\min} / T_i^{1/2}$ (B_x – магнитное поле вдоль хвоста, T_i – температура ионов), связь этих параметров должна наблюдаться при ускорении ионов вследствие натяжения силовых линий магнитного поля [43].

Значение вышеописанных двух процессов ускорения тяжелых ионов было рассмотрено для условий высокого и низкого динамического давления солнечного ветра в [43]. На рис. 9 данные разделены по величине динамического давления солнечного ветра ρV^2 , измеренного на той же орбите спутника *Фобос-2* до или после пересечения хвоста Марсианской магнитосферы. Точки соответствуют измерениям при высоком динамическом давлении солнечного ветра $\rho V^2 > 0.6$ нПа, крестики – при низком $\rho V^2 < 0.6$ нПа. Видно, что на рис. 9а лучше корреляция для крестиков, и это

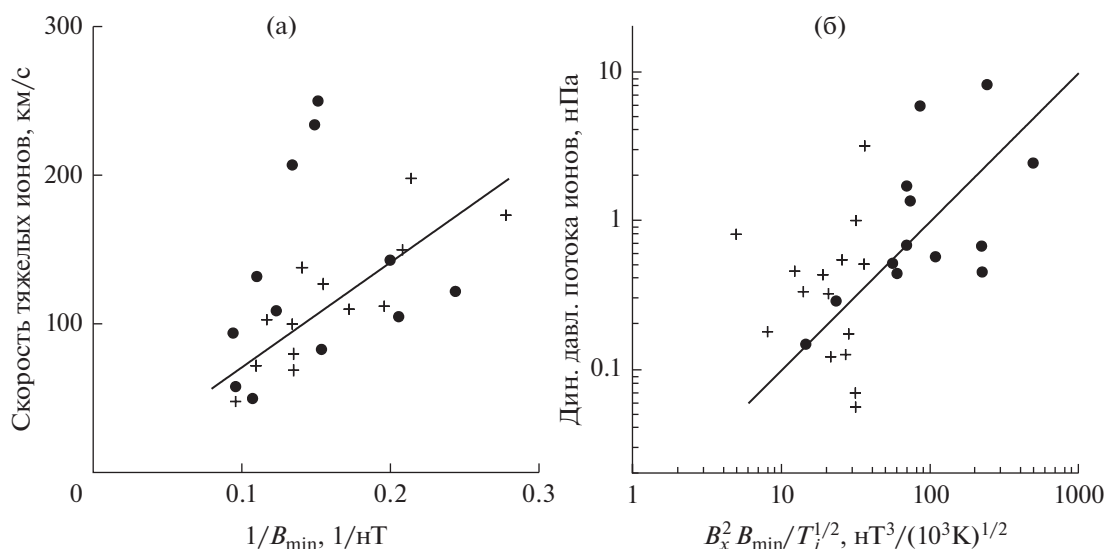


Рис. 9. Корреляционные зависимости для двух процессов ускорения ионов в хвосте магнитосферы Марса: ускорение в поперечном электрическом поле хвоста (а) и ускорение из-за натяжения силовых линий магнитного поля (б).

означает, что в этом случае тяжелые ионы плазменного слоя получают энергию за счет поперечного электрического поля, что похоже на ситуацию в Земной магнитосфере, и во взаимодействии солнечного ветра с Марсом преобладает планетарное магнитное поле. На рис. 9б лучше корреляция для точек, и в этом случае тяжелые ионы набирают энергию за счет процесса ускорения, связанного с натяжением силовых линий магнитного поля. Это похоже на ситуацию в магнитосфере Венеры, и в этом случае преобладают эффекты планетарной ионосферы в отклонении солнечного ветра вокруг Марса. Таким образом, переходное давление солнечного ветра $\rho V^2 \sim 0.6$ нПа разделяет различные преобладающие процессы ускорения ионов кислорода в плазменном слое марсианской магнитосферы.

В 2013 г. к Марсу был запущен американский космический аппарат *MAVEN* (*Mars Atmospheric and Volatile Evolution*), который в 2014 г. вышел на орбиту Марса. На этом аппарате в числе других экспериментов, проводятся оптические измерения в атмосфере, измерения магнитного поля, а также ионов и электронов солнечного ветра.

Используя энергетические и угловые спектры электронов, авторы [47] анализировали топологию силовых линий магнитного поля вблизи Марса при различных динамических давлениях солнечного ветра. Было обнаружено, что в периоды высокого динамического давления, “драпированное” магнитное поле проникает на более низкие высоты на дневной стороне планеты, сжимая замкнутые силовые линии магнитного поля. На ночной стороне планеты существенной зависимости топологии поля от давления солнечного

ветра не обнаружено. На рис. 10а показана доля замкнутых и открытых силовых линий, наблюдавшихся на *MAVEN* на высотах 500–800 км над планетой в дневное время в зависимости от намагниченности коры планеты для трех диапазонов давления набегающего потока солнечного ветра. Рис. 10а, по существу, воспроизводит рис. 3 из работы [47] за исключением того, что здесь объединены случаи наблюдения открытого и “драпированного” магнитного поля, поскольку и та и другая топология поля способствует уходу частиц от планеты (на рис. обозначено “открытые”). На высотах 500–800 км замкнутые силовые линии наблюдаются при низком давлении солнечного ветра с вероятностью более 50% практически над всей подсолнечной областью планеты, независимо от намагниченности коры, а на ночной стороне только в областях максимальной намагниченности коры, т.е. в основном силовые линии вытянуты в хвост. При высоком давлении солнечного ветра и на дневной и на ночной стороне планеты в областях невысокой намагниченности коры Марса преобладает открытая топология магнитного поля. Высокое давление солнечного ветра тем самым приводит к увеличению потока ионов покидающих ионосферу планеты.

По данным космического аппарата *MAVEN* также рассматривалось влияние динамического давления солнечного ветра на верхнюю ионосферу Марса [48]. Авторы показали, что при высоком динамическом давлении солнечного ветра (>0.8 нПа) плотность плазмы в верхней ионосфере (>350 км) резко падает при всех зенитных углах Солнца, независимо от намагниченности коры планеты (рис. 10б), в то время как при $\rho V^2 < 0.5$ нПа

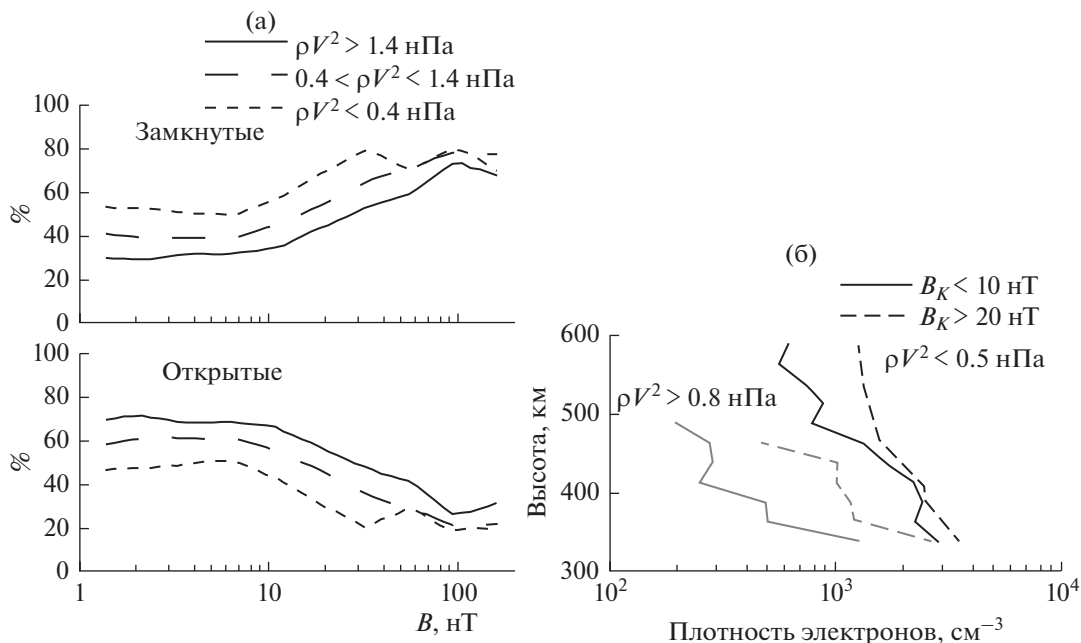


Рис. 10. (а) Доля замкнутых (вверху) и открытых (внизу) силовых линий магнитного поля, наблюдавшаяся по данным космического аппарата *MAVEN* на высотах 500–800 км на дневной стороне в зависимости от намагниченности коры (по наблюдениям *MGS* на высоте ~ 400 км) для трех диапазонов динамического давления солнечного ветра [44]. (б) Сравнение высотных профилей плотности электронов в верхней ионосфере Марса для высокого, >0.8 нПа, (слева) и низкого, <0.5 нПа, (справа) динамических давлений солнечного ветра. Сплошные линии показывают профили в областях низкой намагниченности коры планеты (B_K), пунктирные – в областях высокой намагниченности [48].

значительная плотность ионосферных электронов наблюдается на высотах >500 км.

Таким образом, измерения на космическом аппарате *MAVEN* подтверждают наличие переходного динамического давления солнечного ветра ~ 0.6 нПа, обнаруженного ранее по данным *Фобоса-2*.

ГОРЯЧАЯ КИСЛОРОДНАЯ КОРОНА МАРСА

Процесс потери горячего кислорода с Марса хорошо известен уже много десятилетий (см., напр., [49, 50]). Около 64% атомов O, возникающих вблизи экзобазы из-за диссоциативной рекомбинации ионов O_2^+ , обладают достаточной энергией, чтобы преодолеть силу гравитации. Эти атомы и образуют горячую кислородную корону. Характерный размер марсианской горячей кислородной короны составляет несколько миллионов км, и именно на этих расстояниях большая часть кислорода планетарного происхождения ионизируется, и образующиеся ионы O^+ уносятся солнечным ветром [51].

Около 30 лет назад в начале 1989 г. по данным космического аппарата *Фобос-2* было обнаружено, что солнечный ветер существенно тормозится перед околопланетной ударной волной, как в подсолнечной области (рис. 6), так и в области терминатора. Это торможение было объяснено

Веригиным с соавторами [51–53] нагружением солнечного ветра ионами кислорода, образующимися при ионизации атомов кислорода горячей короны Марса. Однако такое объяснение приводило к оценке плотности горячего кислорода в 3–5 раз превосходившей существовавшие в то время модельные расчеты максимальной плотности горячей кислородной короны.

Первые прямые наблюдения атомов O марсианской короны были выполнены в 2014 г. на борту орбитального корабля *MAVEN* в эксперименте IUVS (Фотографирующий ультрафиолетовый спектрограф – Imaging UltraViolet Spectrograph) [54]. На рис. 3 в [54] представлены высотные профили яркости кислорода Марсианской короны. По этим профилям с использованием обратного преобразования Абеля можно рассчитать усредненную концентрацию атомов кислорода горячей короны Марса в зависимости от планетоцентрического расстояния [55]. Этот профиль показан жирной линией на рис. 11. Тонкой линией показан профиль, представляющий верхний предел суммарной взвешенной коронарной плотности кислорода и водорода, оцененный в работе [53] по торможению потока солнечного ветра перед околопланетной ударной волной:

$$n_O(r) + n_H(r) \frac{m_H \tau_O}{m_O \tau_H} \approx \frac{2700}{r^2} \cdot \left(1 + \frac{15.4}{r^3} \right),$$

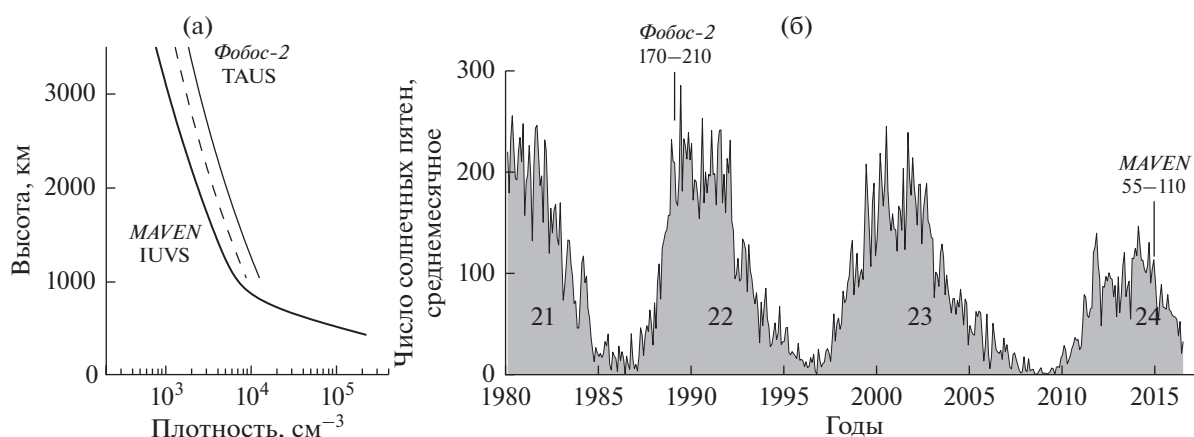


Рис. 11. Сравнение плотности горячей кислородной короны Марса (а) по данным экспериментов IUVS/MAVEN (полужирная кривая) и TAUS/Фобос-2 (пунктир — плотность кислородной короны, сплошная тонкая линия — суммарная плотность горячего кислорода и водорода), и изменение солнечной активности в период между этими экспериментами (б) [55].

где m_H , m_O и τ_H , τ_O — массы и времена ионизации для кислорода и водорода, соответственно. Пунктирной линией на рис. 11 показан предельный профиль плотности кислорода, который составляет примерно 70% суммарной плотности [53]. Видно хорошее согласие кривых плотности кислорода по измерениям на аппарате MAVEN и старым оценкам по данным Фобоса-2. Согласие будет еще лучше, если учесть, что измерения на Фобосе-2 проводились при гораздо более высокой солнечной активности.

Хорошее совпадение результатов наших оценок и прямых измерений свидетельствует о необходимости учета вклада околомарсианской короны при исследовании процессов взаимодействия солнечного ветра с этой планетой.

ВЫВОДЫ

1. Показано, что в мультипольном моменте планеты Марс существует немаловажная дипольная составляющая. Наряду с выявленными ранее эффектами индукционного магнитного поля в хвосте магнитосферы Марса этот факт свидетельствует об уникальности Марсианского препятствия в потоке солнечного ветра, имеющего свойства Земного магнитного и Венерианского ионосферного препятствий. Из-за изменчивых условий в солнечном ветре в разные периоды измерений то «ионосферный», то «магнитный» компонент преобладает во взаимодействии с планетой.

2. Пересмотрены и объяснены данные по магнитному полю, полученные Долгиновым и др. на спутнике Марс-3. Показано, что Марс-3 наблюдал сильное и регулярное магнитное поле точно над областью наиболее сильной намагниченности марсианской коры в южном полушарии планеты, обнаруженной по данным MGS. Таким об-

разом, Марс-3 зарегистрировал магнитное поле марсианской коры в начале 1972 г., примерно за 25 лет до MGS.

3. Наблюдения на Марсе-3 велись в период низкого динамического давления солнечного ветра, и давления наблюдаемого магнитного поля было достаточно для баланса потока солнечного ветра.

4. Ранее при моделировании границы магнитосферы по данным эксперимента TAUS на космическом аппарате Фобос-2 была получена величина переходного динамического давления солнечного ветра: при низком динамическом давлении <0.6 нПа в процессах взаимодействия солнечного ветра с планетой преобладает влияние остаточной намагниченности коры планеты, в то время как при высоком давлении солнечного ветра >0.6 нПа преобладают эффекты отклонения солнечного ветра ионосферой планеты.

5. Анализ топологии силовых линий магнитного поля вблизи Марса и вариаций плотности электронов в ионосфере планеты по данным космического аппарата MAVEN подтверждает наличие переходного динамического давления солнечного ветра, обнаруженного ранее по данным Фобоса-2. При высоком давлении солнечного ветра открытая топология поля преобладает глубоко в ионосфере, ионосфера Марса становится значительно более подверженной воздействию солнечного ветра и плотность плазмы на высотах >350 км резко падает.

6. В зависимости от динамического давления солнечного ветра механизм ускорения планетных ионов в плазменном слое магнитного хвоста различный. Смена режимов ускорения ионов в плазменном слое происходит при $\rho V^2 \approx 0.6$ нПа, при том же значении, когда МРв в подсолнечной области начинает удаляться от планеты с уменьшением давления.

7. Измерения плотности горячего кислорода, выполненные на аппарате *MAVEN* в 2014 г. показали, что корона Марса гораздо более плотная, чем полагали по теоретическим оценкам, эти измерения подтвердили оценки плотности горячей короны Марса, сделанные 20 лет назад по эффекту торможения солнечного ветра перед околосианской ударной волной, обнаруженному в эксперименте TAUS на космическом аппарате *Фобос-2*.

14. Lindal G.F., Hotz H.B., Sweetnam D.N. et al. Viking radio occultation measurements of the atmosphere and topography of Mars: Data acquired during 1 Martian year of tracking // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B14 P. 8443–8456.
<https://doi.org/10.1029/JB084iB14p08443>
15. Yeroshenko Y., Riedler W., Schwingenschuh K. et al. The magnetotail of Mars: Phobos observations // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. № 6. P. 885–888.
<https://doi.org/10.1029/g1017i006p00885>
16. Verigin M.I., Gringauz K.I., Kotova G.A. et al. The dependence of the Martian magnetopause and bow shock on solar wind ram pressure according to *Phobos-2* TAUS ion spectrometer measurements // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 1303–1309.
17. Acuña M.H., Connerney J.E.P., Wasilewski P. et al. Magnetic field and plasma observations at Mars: initial results of the Mars Global Surveyor mission // Science. 1998. V. 279. P. 1676–1680.
18. Krymskii A.M., Breus T.K., Ness N.F. et al. Structure of the magnetic field fluxes connected with crustal magnetization and topside ionosphere at Mars // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № A9. P. 1245.
19. Acuña M.H., Connerney J.E.P., Wasilewski P. et al. Magnetic field of Mars: Summary of results from the aerobraking and mapping orbits // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 23403–23418.
<https://doi.org/10.1029/2000JE001404>
20. Connerney J.E.P., Acuña M.H., Wasilewski P. et al. The global magnetic field of Mars and implications for crustal evolution // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. № 21. P. 4015–4018.
21. Langlais B., Purucker M.E., Manda M. Crustal magnetic field of Mars // J. Geophys. Res.: Planets. 2004. V. 109. P. E02008.
<https://doi.org/10.1029/2003JE002048>
22. Langlais B., Thébaud E., Houliéz A. et al. A New Model of the Crustal Magnetic Field of Mars Using *MGS* and *MAVEN* // J. Geophys. Res. Planets. 2019. V. 124. P. 1542–1569.
<https://doi.org/10.1029/2018JE005854>
23. Gao J., Rong Z., Li X. et al. A spherical harmonic Martian crustal magnetic field model that combines *MAVEN* and *MGS* data. Preprint. Earth and Space Science Open Archive. 2021.
<https://doi.org/10.1002/essoar.10505531.1>
24. Breus T.K., Krymskii A.M., Lundin R. et al. The solar wind interaction with Mars: Consideration of *Phobos-2* mission observations of an ion composition boundary on the dayside // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 11165–11174.
<https://doi.org/10.1029/91JA01131>
25. Krymskii A.M., Breus T.R., Ness N.F. et al. Effect of crustal magnetic fields on near terminator ionosphere at Mars: Comparison of in situ magnetic field measurements with data of radio science experiments on board *Mars Global Surveyor* // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № A12. P. 1431.
<https://doi.org/10.1029/2002JA009662>
26. Arkani-Hamed J. A 50-degree spherical harmonic model of the magnetic field of Mars // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 197–208.
<https://doi.org/10.1029/2000JE001365>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Smith E.J., Davis L. Jr., Coleman P.J. Jr., Jones D.E. Magnetic Field Measurements Near Mars // Science. 1965. V. 149. № 3689. P. 1241–1242.
<https://doi.org/10.1126/science.149.3689.1241>
2. Smith E.J. Planetary magnetic field experiment. In Advance Space experiments / Eds. Tiffany O.L. and Zaitzeff E.M. American Astronautic Society, Tarzana, California, 1969.
3. Michel F. C. Solar wind interactions with planetary atmospheres // Rev. Geophys. Space Phys. 1971. V. 9. P. 427.
4. Spreiter J.R., Rizzi A.W. The Martian bow wave—Theory and observation // Planet. Space Sci. 1972. V. 20. P. 205.
5. Dryer M., Heckman G.R. Application of the hypersonic analogue to the standing shock of Mars // Solar Phys. 1967. V. 2. P. 112.
6. Vaisberg O.L., Bogdanov A.V., Smirnov V.N., Romanov S.A. On the nature of the solar-wind-Mars interaction, in: Physics of Solar Planetary Environment / Ed. by Williams D.J., AGU, Boulder, 1976. P. 854–871.
7. Долгинов Ш.Ш., Ерошенко Е.Г., Жужгов Л.Н. Магнитное поле в ближайшей окрестности Марса по данным спутников *Марс 2* и *3* // Доклады РАН СССР. 1972. Т. 207. № 6. С. 1296–1299.
8. Dolginov Sh.Sh., Yeroshenko Ye.G., Zhuzgov L.N. The magnetic field of Mars according to the data from *Mars 3* and *Mars 5* // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 19. P. 3353–3362.
<https://doi.org/10.1029/JA081i019p03353>
9. Грингауз К.И., Безруких В.В., Бреус Т.К. и др. Исследование солнечной плазмы около Марса и на траектории Земля–Марс с помощью ловушек заряженных частиц на советских аппаратах в 1971–1973 гг. 2. Характеристики электронов вдоль орбит искусственных спутников Марса *Марс-2* и *Марс-3* // Космич. исслед. 1974. Т. 12. № 4. С. 585–599.
10. Russell C.T. The magnetic field of Mars: *Mars 3* evidence reexamined // Geophys. Res. Lett. 1978. V. 5. № 1. P. 81–84.
11. Russell C.T. On the relative locations of the bow shocks of the terrestrial planets // Geophys. Res. Lett. 1977. № 4. P. 387–390.
12. Verigin M.I., Kotova G.A., Slavin J.A. Measurements of the Martian crust magnetization 25 years before its discovery // The Tenth Moscow Solar System Symposium, 7–11 October 2019, Space Research Institute, Moscow, 2019. P. 54–57.
13. Slavin J.A., Holzer R.E. The solar wind interaction with Mars revisited // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B12. P. 10285–102961.

27. Cloutier P.A., Law C.C., Crider D.H. et al. Venus-like interaction of the solar wind with Mars // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. № 17. P. 2685–2688.
28. Vignes D., Mazelle C., Rueme H. et al. The solar wind interaction with Mars: locations and shapes of the bow shock and the magnetic pile-up boundary from the observations of the MAG/ER experiment onboard *Mars Global Surveyor* // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 1. P. 49–52.
29. Dubinin E., Sauer K., Lundin R. et al. Plasma characteristics of the boundary layer in the Martian magnetosphere // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № A12. P. 27061–27065.
30. Rosenbauer H., Shutte N., Apathy I. et al. Ions of Martian origin and plasma sheet in the Martian magnetosphere: Initial results of the TAUS experiment // *Nature*. 1989. V. 341. P. 612–614.
<https://doi.org/10.1038/341612a0>
31. Nagy A.F., Winterholter D., Sauer K. et al. The plasma environment of Mars // *Space Sci. Rev.* 2003. V. 111. № 1–2. P. 33–114.
<https://doi.org/10.1023/B:SPAC.0000032718.47512.92>
32. Crider D.H., Acuña M.H., Connerney J.E.P. et al. Observations of the latitude dependence of the location of the Martian magnetic pileup boundary // *Geoph. Res. Letters*. 2001. V. 29. № 8. P. 11-1–11-4.
<https://doi.org/10.1029/2001GL013860>
33. Verigin M., Vignes D., Crider D. et al. Martian obstacle and bow shock: origins of boundaries anisotropy // *Advances in Space Research*. 2004. V. 33. P. 2222–2227.
34. Verigin M.I., Kotova G.A., Remizov A.P. et al. Evidence of the influence of equatorial Martian crustal magnetization on the position of the planetary magnetotail boundary by *Phobos-2* data // *Adv. Space. Res.* V. 28. № 6. P. 885–889. 2001.
35. Розенбауэр Х., Шютте Н., Анати И. и др. Первые результаты измерений ионов марсианского происхождения и обнаружение плазменного слоя в магнитосфере Марса по данным эксперимента ТАУС на КА *Фобос-2* // Письма в *Астроном. журн.* 1990. Т. 16. № 4. С. 368–377.
36. Shutte N.M., Kiraly P., Cravens T.E. et al. Observations of electron and ion fluxes in the vicinity of Mars with the HARP spectrometer // *Nature*. 1989. V. 341. P. 614–616.
<https://doi.org/10.1038/341614a0>
37. Gringauz K.I., Breus T.K., Verigin M.I. et al. The magnetosphere plasma boundary at various latitudes according to *Prognoz-3* and *Mars-5* data. Academy of Sciences of the USSR. Space Research Institute. 1978. Preprint Д-263.
38. Lundin R., Zakharov A., Pellinen R. et al. First measurements of the ionospheric plasma escape from Mars // *Nature*. 1989. V. 341. P. 609–612.
<https://doi.org/10.1038/341609a0>
39. Verigin M., Kotova G., Shutte N. et al. Quantitative model of the Martian magnetopause shape and its variation with the solar wind Ram pressure based on *Phobos 2* observations // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № 2. P. 2147–2155.
40. Spreiter J.R., Summers A.L., Alksne A.Y. Hydromagnetic flow around the magnetosphere // *Planet. Space Sci.* 1966. V. 14. P. 223–253.
41. Веригин М.И., Котова Г.А., Ремизов А.П. и др. Форма и положение околопланетных ударных волн // *Космич. исслед.* 1999. Т. 37. № 1. С. 38–43. (*Cosmic Research*. P. 34–39.)
42. Riedler W., Möhlmann D., Oraevsky V. et al. Magnetic fields near Mars: first results // *Nature*. 1989. V. 341. P. 604–607.
<https://doi.org/10.1038/341604a0>
43. Kotova G.A., Verigin M.I., Remizov A.P. et al. Heavy ions in the magnetosphere of Mars: *Phobos 2*/TAUS observations // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2000. V. 25. № 1–2. P. 157–160.
[https://doi.org/10.1016/S1464-1917\(99\)00060-4](https://doi.org/10.1016/S1464-1917(99)00060-4)
44. Speiser T.W. Particle trajectories in model current sheets. I. Analytical solutions // *J. Geophys. Res.* 1965. V. 70. P. 4219–4226.
<https://doi.org/10.1029/JZ070i017p04219>
45. Шабанский В.П. Явления в околоземном пространстве. М.: Наука, 1972.
46. Ip W.-H. Ion acceleration at the current sheet of the Martian magnetosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. P. 2095–2098.
<https://doi.org/10.1029/92GL02098>
47. Weber T., Brain D., Mitchell D. et al. The influence of solar wind pressure on Martian crustal magnetic field topology // *Geophys. Res. Letters*. 2019. V. 46. P. 2347–2354.
<https://doi.org/10.1029/2019GL081913>
48. Girazian Z., Halekas J.S., Morgan D.D. et al. The effects of solar wind dynamic pressure on the structure of the topside ionosphere of Mars // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 8652–8662.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083643>
49. McElroy M.B. Mars: An evolving atmosphere // *Science*. 1972. V. 175. P. 433–435.
50. Krasnopolsky V.A. in *Photochemistry of the atmospheres of Mars and Venus* / Ed. von Zahn U. N.Y. Springer-Verlag. 1986.
51. Verigin M.I., Gringauz K.I., Kotova G.A. et al. On the problem of the Martian atmosphere dissipation: *Phobos 2* TAUS spectrometer results // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № A11. P. 19315–19320.
52. Котова Г., Веригин М., Ремизов А. и др. Торможение солнечного ветра перед отошедшей ударной волной около Марса – возможное следствие плотной короны нейтрального газа // *Космич. исслед.* 1996. Т. 34. №6. С. 604–612. (*Cosmic Research*. P. 559–566.)
53. Kotova G., Verigin M., Remizov A. et al. Study of the solar wind deceleration upstream of the Martian terminator bow shock // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № A2. P. 2165–2173.
54. Deighan J., Chaffin M.S., Chaufray J.-Y. et al. MAVEN IUVS observation of the hot oxygen corona at Mars // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 9009–9014.
55. Verigin M.I., Kotova G.A. Oxygen loss from Mars: Earlier *PHOBOS 2*, recent *MAVEN* observations, and how to measure oxygen loss by in-situ ion measurements. The Seventh Moscow Solar System Symposium, 10–14 October 2016, Space Research Institute, Moscow, 2016. P. 5ab–7ab.