

КОСМОНАВТИКА, АСТРОНОМИЯ

ПОДПИСНАЯ НАУЧНО-ПОПУЛЯРНАЯ СЕРИЯ



1989/8

Р. О. Кузьмин

И. Н. Галкин

КАК УСТРОЕН
МАРС



ЗНАНИЕ

НОВОЕ В ЖИЗНИ, НАУКЕ, ТЕХНИКЕ

НОВОЕ В ЖИЗНИ, НАУКЕ, ТЕХНИКЕ

ПОДПИСНАЯ НАУЧНО-ПОПУЛЯРНАЯ СЕРИЯ

**КОСМОНАВТИКА,
АСТРОНОМИЯ**

8/1989

Издается ежемесячно с 1971 г.

Р. О. Кузьмин,
И. Н. Галкин

КАК
УСТРОЕН
МАРС



Издательство «Знание» Москва 1989

Кузьмин Р. О., Галкин И. Н.

К
89

Как устроен Марс. – М.: Знание, 1989. – 64 с., ил. – (Новое в жизни, науке, технике. Сер. «Космонавтика, астрономия»; № 8).

ISBN 5-07-000280-5

15 к.

Рассказывается о структуре Марса, о свойствах его криолитосферы, о первых результатах сейсмических наблюдений. Даны модели внутреннего строения «красной планеты».

Брошюра рассчитана на широкий круг читателей.

35000000000
ББК 39.6

ISBN 5-07-000280-
5
«Знание», 1989 г.

© Издательство

Кузьмин Р.О., Галкин И.П.
Как устроен Марс

Немного истории
Общие сведения о планете
Условия на поверхности и климат
Атмосфера Марса
Верхние горизонты коры Марса
Рельеф и геологическое строение Марса

Криолитосфера Марса и ее строение

Сейсмичность Марса

Внутреннее строение
История развития геологических процессов
Цитируемая литература
Рекомендуемая литература

Немного истории

Дотелескопический период изучения Марса связан с работами Тихо Браге (конец 16 в.), который изучал его как объект небесной механики. Этот период завершился появлением законов движения планет, открытых Кеплером. Первые наблюдения Марса в телескоп, проведенные Галилеем, позволили обнаружить лишь слабые фазы планеты. Только в 1656 г. Гюйгенс, пользуясь сделанным им же телескопом, впервые заметил на поверхности Марса темное пятно. Наблюдая кажущееся движение этого пятна, Гюйгенс сделал вывод о том, что период обращения Марса вокруг своей оси составляет 24 часа (с небольшим). Не подозревая о работах Гюйгенса, Доминико Кассини (папский астроном) в 1666 г. с помощью более совершенного телескопа (построенного римским оптиком Кампани) наблюдал аналогичные движения нескольких темных пятен на поверхности Марса и получил период обращения 24 ч. 40 мин. Кассини же первым обратил внимание на характерные «полярные шапки» Марса.

Через столетие последовал новый виток открытий, начатых Гершелем. Правда, в 1700 г. астроном Парижской обсерватории Маральди обнаружил, что на полюсах Марса находятся белые пятна, четко выделяющиеся на красноватом или сероватом фоне поверхности планеты. Одно из этих пятен расположено недалеко от южного полюса. Благодаря наблюдениям Гершеля (в период 1777—1783 гг.) было определено положение оси вращения Марса в пространстве. Измеренное Гершелем наклонение марсианской эклиптики к плоскости марсианского экватора составило $28^{\circ}42'$. Заметное сходство этого угла с углом наклона для Земли ($23^{\circ}27'$) означает, что наступление и смена марсианских времен года должны проходить приблизительно так же, как и на Земле. Что касается белых пятен на полюсах Марса, обнаруженных еще Маральди, Гершель открыл, что размеры этих образований меняются в зависимости от сезона года. Он предположил, что они представляют собой скопления ледяных и снежных масс, подобные тем, что покрывают полярные области Земли. Гершель же высказал мнение о том, что Марс окружен заметной атмосферой (более поздние наблюдения Шретера подтвердили это предположение).

Последующие успехи в изучении Марса связаны с работами двух немецких ученых — Вильгельма Бэра и Генриха Мэдлера. Благодаря превосходным качествам телескопов, построенных знаменитым ученым и оптиком Йозефом Фраунгофером, они смогли сделать более точные наблюдения, чем их предшественники. В частности, ими было доказано, что темные пятна на поверхности Марса представляют собой постоянные образования. Мэдлер составил первую карту планеты. Оба ученых определили период обращения планеты 24 ч 37 с и проследили за изменениями полярных пятен.

Следующие 20 лет (начиная с 1877 г.) принесли больше, чем было получено за предыдущие более чем два столетия. Этот взрыв интереса к Марсу во многом связан с именем итальянского астронома Джованни Скиапарелли. Однако чуть раньше было сделано одно примечательное открытие, имевшее огромное значение для нашего знания условий на Марсе. В 1867 г. французский ученый Жансен спектроскопическими исследованиями доказал присутствие водяных паров в атмосфере Марса. Это открытие было затем подтверждено наблюдениями англичанина Хэггинса и немецкого ученого Фогеля. В 1877 г. было сделано еще одно замечательное открытие. Профессор Вашингтонской обсерватории Асаф Холл обнаружил два спутника Марса. Необычайно важное значение этого открытия состояло в том, что оно позволило точно определить массу Марса. Оказалось, что она составляет $1/309500$ часть солнечной, или $1/9$ земной, или 9 лунных. Знание массы Марса дало возможность оценить среднюю плотность планеты (около $4,1 \text{ г/см}^3$).

Однако наиболее тщательное изучение марсианской поверхности было проведено Скиапарелли. Он уточнил наклонение марсианской эклиптики, определив его в $24^{\circ}52'$.

Скиапарелли первым из астрономов открыл существование на Марсе темных полос, пересекавших области «континентов» и соединявших друг с другом разные «морья». Полосы были названы им canali, что означало по смыслу «проливы» или «каналы». Этот термин стал пониматься в буквальном смысле, чего не имел в виду автор. Скиапарелли составил очень подробную карту деталей поверхности Марса, перенеся на них земные географические названия. При этом он наделил Марс миром мифологических героев античных времен. Несмотря на появившиеся при Скиапарелли гипотезы об искусственном происхождении марсианских «каналов», он был убежден в геологическом происхождении этих образований, а их внешние изменения он приписывал наводнениям, вызванным таянием снегов, и последующему высыханию их.

Много времени и сил посвятил изучению Марса крупный поборник теории искусственного происхождения марсианских «каналов» американский астроном Персиваль Лоуэлл. В 1894 г. в г. Флагстаффе (штат Аризона) он основал обсерваторию. Лоуэлл обладал исключительно острым зрением. Это позволило ему открыть на темных областях поверхности планеты, считавшихся до этого «морями», множество деталей и «каналов». Лоуэлл составил их детальную карту.

Итог визуальным наблюдениям за Марсом был подведен классическим трудом французского астронома Антониади, наблюдавшего Марс с 1908 по 1920 г. Именно Антониади своими работами показал, что наблюдавшиеся Лоуэллом прямолинейные каналы на самом деле состоят из цепочек пятен, либо разрешаются в широкие диффузные полосы, или оказываются границами областей с разной яркостью. Опубликованный в 1930 г. труд Антониади оставался наиболее полным и детальным описанием поверхности Марса до 50-х годов.

Уже в 20-е годы нашего столетия для исследования поверхности Марса стали применяться спектрографические, поляриметрические методы, а также фотографирование через светофильтры. В итоге был получен обширный фактический материал о марсианской атмосфере, климате планеты, полярных шапках, содержании воды на Марсе и т. д. Результаты многолетних наблюдений за Марсом были детально проанализированы и обобщены в начале 50-х годов американским астрономом Ж. Вокулером. В пределах возможностей наземных средств наблюдений ученые получили достаточно полное представление об этой планете.

Новый этап изучения Марса — шестидесятые годы. Непосредственные фотогеологические исследования поверхности планеты при помощи космических аппаратов начались с полета «Маринера-4» (июль 1965 г.). Было получено 22 изображения поверхности планеты, измерено атмосферное давление у поверхности (5 - 10 мб) и обнаружено, что напряженность магнитного поля Марса составляет менее 10^{-4} от земного. На изображениях была видна кратерированная поверхность, напоминающая лунные возвышенности. После многовековых иллюзий о землеподобном Марсе эти фотографии оказались весьма разочаровывающими. Последующие космические аппараты «Маринер-6 и -7», запущенные в 1969 г., засняли заметно большую поверхность планеты (общее число снимков 202) и впервые — область южной полярной шапки. На этот раз, помимо кратерированной поверхности, были обнаружены и другие марсианские ландшафты: ячеистые и хаотические местности и сглаженные области. Облик этих ландшафтов убедительно показал, что формировавшие поверхность Марса процессы существенно отличались от тех, которые создали облик лунной поверхности.

Еще большее разнообразие марсианских ландшафтов открыл изумленному человечеству «Маринер-9». Съемка планеты продолжалась около года. Было получено более 7300 снимков с разрешением 1 - 3 км. Советские космические станции «Марс-4» (пролетный) и «Марс-5» (орбитальный) дали 9 телевизионных панорам марсианской поверхности и 77 снимков в южной приэкваториальной зоне планеты. Благодаря этим съемкам планетологи получили возможность сравнительного изучения ранних этапов эволюции планет земной группы, что способствовало более углубленному пониманию начальных этапов

геологического развития собственно Земли. Но несмотря на большой объем визуальной информации о поверхности Марса, накопившейся к середине семидесятых годов, возникло множество новых вопросов о природе красной планеты, а появившиеся к этому времени теоретические модели требовали проверки. И все же главным оставался вопрос: есть ли жизнь на Марсе?

И вот в 1976 г. к Марсу отправляются две автоматические станции «Викинг-1» и «Викинг-2». На этот раз каждая станция состояла из орбитального и посадочного модулей. Одна из главных целей проекта — поиски жизни на Марсе. На это были нацелены многие научные эксперименты. Посадочные аппараты были оснащены двумя камерами для съемки окружающей поверхности, газовым хроматограф-масс-спектрометром для анализа органического вещества в марсианском грунте, рентгенофлуоресцентным спектрометром для анализа неорганического вещества, трехкамерной биологической установкой, сейсмометром и множеством метеорологических датчиков. Орбитальные аппараты были вооружены так же двумя телевизионными камерами для съемки Марса, серией инфракрасных измерительных датчиков и спектрометром для определения содержания воды в атмосфере. Радиосистемы, как на посадочных, так и на орбитальных аппаратах, также использовались для выполнения разнообразных научных целей (например, зондирования структуры атмосферы).

Посадочные аппараты примарсились 20 июля и 3 сентября 1976 г. соответственно в двух точках планеты, удаленных одна от другой на 6000 км (в районе равнины Хриса и равнины Утопии). После мягкой посадки эти станции в течение нескольких месяцев интенсивно выполняли различные биологические и аналитические эксперименты. И хотя в итоге никаких проявлений жизни обнаружено не было, станции передали на Землю богатейшую информацию о геологической обстановке в местах посадок, химии марсианского грунта и атмосферы, погодных условиях и сейсмичности планеты. Лишь в 1982 г. прекратилась связь с последней действовавшей станцией, которая непрерывно проработала в течение шести лет. Просуществовавшие в рабочем режиме до июля 1979 г. и августа 1980 г. орбитальные станции «Викинг-1» и «Викинг-2» провели фотографирование всей поверхности Марса с разрешением 2000 м на элемент изображения и большей части планеты — с разрешением до 8 м. В течение двух полных марсианских лет с помощью инфракрасного спектрометра были закартированы пространственные и временные вариации температуры поверхности и атмосферы, а также изменения в содержании атмосферной влаги. В ходе осуществления этого проекта с орбитальных станций на Землю было передано свыше 50000 (а с посадочных 4500 изображений марсианской поверхности. Благодаря всему комплексу проведенных исследований Марс перешел в разряд самых изученных (после Земли) планет Солнечной системы. И тем не менее мы не можем сказать, что наши сегодняшние знания о Марсе достаточно полны, поскольку многие тайны природы красной планеты еще остаются неразгаданными. Однако сегодня мы уже можем наметить те главные вопросы, ответы на которые позволят получить наиболее целостное представление о природе марсианского вещества и геологической эволюции планеты. Ответы на многие из этих вопросов ученые рассчитывают получить в ходе реализации намеченных космических экспериментов «Марс — Обсервер» (1990 г.) и «Марс-94» (1994 г.).

Таблица 1

Полеты космических аппаратов к Марсу		
Дата запуска	Название аппарата	Основные результаты
01.11.1962	«Марс-1»	Пролет на расстоянии 193 000 км
28.11.1964	«Маринер-4»	Пролет на кратчайшем расстоянии 9 850 км. Съемка поверхности (1%) с расстояния 13 200 км и трансляция на Землю 22 снимков

25.02.1969	«Маринер-6»	Пролет на расстоянии 3 390 км. Получено 76 снимков поверхности. Заснято 10% поверхности
27.03.1969	«Маринер-7»	Пролет на расстоянии 3 518 км. Получено 126 планеты снимков поверхности
19.05.1971	«Марс-2»	Работа на орбите 2 008 км и первая посадка.
28.05.1971	«Марс-3»	Работа на орбите 1 860 км и посадка
30.05.1971	«Маринер-9»	Работа на орбите 1 395 км; съемка 100% поверхности с разрешением 1 км/элемент изображения; получено 6960 снимков
21.01.1973	«Марс-4»	Пролет на расстоянии 2 200 км, получено 12 ТВ-панорам.
25.07.1973	«Марс-5»	Работа на орбите 1 760 км, получено 108 снимков.
05.08.1973	«Марс-6»	Выход на орбиту 1 600 км, посадка и атмосферные измерения при спуске.
09.08.1973	«Марс-7»	Пролет на расстоянии 1 300 км
20.08.1975	«Викинг-1»	Работа на орбите и на поверхности. Места посадок: равнина Хрис («Викинг-1»), равнина Утопия («Викинг-2»). Многократная съемка поверхности (55000 снимков) с максимальным разрешением до 8 м/элемент изображения. Измерение химического состава грунта, сейсмический и биологический эксперименты.
09.09.1975	«Викинг-2»	

Общие сведения о планете

По удаленности от Солнца Марс оказывается четвертой планетой, а относительно Земли — первой внешней планетой, замыкающей собой группу планет земного типа. Полный оборот Марса вокруг Солнца совершается за 687 земных суток, и он движется в ту же сторону, что и Земля, со скоростью 24,1 км/с. Длительность марсианских суток определена с большой точностью — 24 ч 37 мин 22,62 с, т.е. они всего на ~40 мин длиннее земных суток. Максимальное удаление Марса от Солнца 249,1, минимальное — 206,7 млн. км. Через каждые 2 года и 50 дней Земля обгоняет Марс на целый оборот. Положение, в котором Марс и Земля оказываются по одну сторону от Солнца на одной прямой, называется противостоянием. Поскольку орбита Марса более эллиптическая, чем у Земли (эксцентриситет 0,093), условия наблюдения за ним заметно меняются от противостояния к противостоянию. Максимальное удаление Марса от Земли составляет $10,12 \cdot 10^7$ км. Когда его орбита находится на ближайшем расстоянии от земной ($5,57 \cdot 10^7$ км), противостояние называется великим. Такое противостояние повторяется каждые 15 или 17 лет (последнее великое противостояние Марса было совсем недавно — в сентябре 1988 г.). Наклонение марсианского экватора к плоскости орбиты планеты почти такое же, как у Земли, и равно $25,2^\circ$, а направление оси вращения остается неизменным в пространстве. По этой причине смена времен года на Марсе в общем протекает так же, как и на Земле, но их продолжительность почти вдвое больше земных. Поскольку на Марсе не существуют водные бассейны типа океанов или морей и, таким образом, нельзя ввести земное понятие уровня моря, уровенная поверхность планеты (горизонталь 0 км высоты) определяется гравитационным полем в комбинации с поверхностью, на которой атмосферное давление равно 6,1 мб (величина давления в тройной точке на фазовой диаграмме H_2O). Такая поверхность отсчета высот рельефа аппроксимируется трехосным эллипсоидом с большими полуосями $A=3394,6$ км, $B=3393,3$ км и с малой полуосью $C=3376,3$ км. Большая полуось A пересекает поверхность Марса на 105° з. д. Масса Марса примерно в десять раз меньше земной и равна $6,4188 \cdot 10^{26}$ г. Средняя плотность Марса заметно меньше средней плотности Земли и равна $3,961$ г/см³, а ускорение силы тяжести в 2,6 раза меньше, чем на Земле, и составляет 373 см/с² на экваторе. Скорость «убегания» с Марса равна 5,2 км/с. Планета имеет два спутника (Фобос и Деймос), средний диаметр которых 22 и 12 км соответственно. Движение

Фобоса вокруг Марса происходит на расстоянии (от центра планеты) 9 400 км, а Деймоса — на расстоянии 23 500 км.

Условия на поверхности и климат

Подобно Земле, Марс при движении по орбите проходит два равноденствия и два солнцестояния. Периоды, заключенные между этими положениями, соответствуют весне, лету, осени и зиме (продолжительность сезонов, как уже было сказано, вдвое больше земных). Эллиптичность марсианской орбиты несколько усложняет картину времен года. Разная скорость движения Марса по его эллиптической орбите обуславливает неодинаковую продолжительность марсианских времен года. Так, например, весна в северном полушарии на 52 дня длиннее, чем осень. В это время Марс находится на большем удалении от Солнца (положение в афелии), а поэтому солнечная радиация, достигающая планеты в этот период, составляет лишь 69% радиации в период ближайшего положения к Солнцу (положение в перигелии). Когда Марс достигает перигелия, температура его поверхности в подсолнечной точке и средняя по дневному полушарию планеты на 25 - 30° выше, чем в афелии. По этой причине осень и зима в северном полушарии Марса менее суровые, чем в южном, а южное лето в отличие от северного более жаркое. В зависимости от высот физической поверхности Марса, диапазон которых превышает 30 км, давление у поверхности колеблется от 3 мб на возвышенностях до 10 мб в глубочайших депрессиях, составляя на среднем уровне 5,4 мб. Это более чем на два порядка величины ниже давления земной атмосферы. Смена времен года на Марсе и эффекты, возникающие из-за различия температур дневного и ночного полушарий, вызывают периодические сезонные и суточные вариации давления. Основная причина сезонных вариаций — конденсация и испарение CO₂ на полярных шапках планеты. Средняя плотность атмосферы на уровне поверхности оценивается 0,0166 кг/м³, что соответствует плотности земной атмосферы на высоте 35 км.

Температурный режим марсианской поверхности обусловлен главным образом сезонными изменениями поступающей на нее солнечной радиации. Заметное влияние на температурный режим могут оказывать частые пылевые бури. Они нередко охватывают всю планету и «загружают» атмосферу большим количеством аэрозолей, поглощающих значительную долю радиации. Поток солнечной энергии на единицу марсианской поверхности в среднем равен 0,0143 кал/см² · с, что составляет немногим более 40% потока на земную поверхность. Эффективная температура Марса (при среднем альбедо 0,25) равна - 60°С. Разность температур поверхности между экватором и полюсами (по отношению к средней температуре планеты) достигает 40%, что свидетельствует о преобладающем воздействии радиационных факторов по сравнению с динамическими (перенос тепла атмосферой), столь характерными для Земли. Максимальные дневные температуры поверхности в экваториальной зоне Марса могут достигать +25°С. Темные области планеты в экваториальной зоне обычно на 10 - 15° теплее, чем соседние светлые области. Но тем не менее положительные температуры поверхности держатся лишь 1 - 2 часа близ местного полудня. В ночное время минимальные температуры достигают - 90°С. Таким образом, амплитуда суточных колебаний поверхностных температур на экваторе может превышать 100°. Температурный режим полярных областей Марса еще более суров. Так, в северной полярной области летние температуры (в полярный день) составляют от - 63° до - 58°С, а зимние (в полярную ночь) от - 138° до - 128°С; для южной полярной области от - 43° до - 38°С летом и от -143° до -133°С зимой. Короче говоря, условия на планете исключительно суровые.

Атмосфера Марса

Структура.

Из-за меньшей по сравнению с Землей силой тяжести Марс характеризуется меньшими градиентами плотности и давления его атмосферы, а поэтому марсианская атмосфера гораздо протяженнее земной. Высота однородной атмосферы на Марсе больше, чем на Земле, и составляет около 11 км. Несмотря на сильную разреженность марсианской атмосферы, в ней по разным признакам выделяются те же концентрические слои, что и в земной. В целом атмосфера Марса подразделяется на две крупные оболочки - гомосферу и гетеросферу. В гомосфере химический состав не зависит от высоты, поскольку процессы переноса тепла и влаги в атмосфере и их обмена по вертикали целиком определяются турбулентным перемешиванием. Так как молекулярная диффузия в атмосфере обратно пропорциональна ее плотности, то с некоторого уровня этот процесс становится преобладающим и является основной особенностью верхней оболочки - гетеросферы, где происходит молекулярное диффузное разделение. Граница раздела между этими оболочками, которая находится на высотах от 120 до 140 км, называется турбопаузой. От поверхности до высоты 20 - 30 км протягивается тропосфера, где температура падает с высотой. Верхняя граница тропосферы колеблется в зависимости от времени года (температурный градиент в тропопаузе меняется от 1 до 3 град/км при среднем значении 2,5 град/км).

Над тропопаузой находится изотермическая область атмосферы - стратомезосфера, протягивающаяся до высоты 100 км. Средняя температура стратомезосферы исключительно низкая и составляет - 133°C. В отличие от Земли, где в стратосфере содержится преимущественно весь атмосферный озон, на Марсе его концентрация ничтожно мала (он распределен от высот 50 - 60 км до самой поверхности, там его концентрация максимальна).

Выше стратомезосферы простирается верхний слой атмосферы - термосфера. Для нее характерен рост температуры с высотой в среднем от - 133°C в основании слоя до +27°C на высоте 200 км.

Примерно с высоты 250 км начинается экзосфера Марса, в которой преобладает атомарный водород. Ввиду очень медленного уменьшения концентрации водорода с высотой этот элемент является основным компонентом самых внешних слоев атмосферы планеты и образует водородную корону, простирающуюся на расстояние около 20 000 км. Непрерывное снабжение верхней атмосферы Марса атомарным водородом происходит за счет фотодиссоциации водяного пара у марсианской поверхности.

Область с высокой степенью ионизации марсианского «воздуха» находится в интервале высот примерно от 100 до 400 км. Концентрация таких ионов, как O_2^+ , O^+ и CO_2^+ , в этой области порядка $10^3 - 10^5$ на кубический сантиметр. При этом концентрация ионов максимальна днем и минимальна ночью.

Поскольку, как уже было сказано, концентрация озона на Марсе ничтожно мала и нет озонового экрана, как у Земли, ультрафиолетовое излучение доходит до самой поверхности планеты. По этой причине даже на поверхности Марса активно происходят фотохимические реакции. Слой атмосферы, где происходят химические реакции, называется хемосферой. Марсианская хемосфера простирается от поверхности до высоты около 120 км.

Химический состав.

Основной компонент атмосферы Марса - углекислый газ. Конденсация в полярных шапках зимой и испарение летом приводят к тому, что количество этого газа в атмосфере испытывает сезонные колебания. Азот, являющийся основным компонентом атмосферы Земли, в атмосфере Марса составляет лишь около нескольких процентов. Менее обильные составляющие атмосферы представлены оксидом углерода, кислородом, озоном и водой.

Оксид углерода (CO) является продуктом фотодиссоциации и составляет $8 \cdot 10^{-4}$ от концентрации CO_2 . Молекулярный кислород (O_2) появляется в результате фотодиссоциации как CO_2 , так и H_2O в верхней атмосфере Марса. При этом кислород диффундирует в более низкие слои атмосферы, где его концентрация достигает $1,3 \cdot 10^{-3}$ от приповерхностной концентрации CO_2 . Количество озона сильно меняется в зависимости от температуры поверхности.

Содержание H_2O в атмосфере Марса примерно в 100 - 200 раз меньше, чем в атмосфере самых сухих регионов Земли, и составляет 10 - 30 мкм осажденного столба воды. Сезонные и суточные вариации водяного пара находятся в пределах 1 - 100 мкм. Так, зимой атмосфера практически «сухая». Водяной пар появляется в ней весной, и к середине лета его количество достигает максимума, следуя за изменениями температуры поверхности. В течение периода лето - осень водяной пар постепенно перераспределяется, причем максимум содержания его перемещается от северной полярной области к экваториальным широтам. При этом общее глобальное содержание пара в атмосфере (по данным «Викинга-1») остается приблизительно постоянным и эквивалентным $1,3 \text{ км}^3$ льда. Максимальное содержание H_2O (100 мкм осажденной воды, равное 0,2 объемных %) было зафиксировано летом над темным районом, опоясывающим северную остаточную полярную шапку. В это время года атмосфера над льдом полярной шапки обычно близка к насыщению.

Конденсационные явления.

Образования конденсационной природы, периодически существующие в атмосфере Марса, представлены белыми облаками, а также туманами (или дымками) и полярной мглой. Если первые были обнаружены еще при телескопических наблюдениях, то вторые открыты благодаря космическим аппаратам. Облака, наблюдаемые на высоких уровнях атмосферы (более 20 км), образуются в результате конденсации CO_2 . Этот же процесс ответствен за формирование низких облаков полярных областей.

Инфракрасные спектры белых облаков, полученные с помощью космических аппаратов, свидетельствуют о том, что облачные образования состоят из кристалликов льда. Как правило, водяные облака формируются над марсианской поверхностью на высотах менее 20 км. Замечено, что многие из этих облаков образуются при поднятии воздушных масс по наветренным склонам крупных форм рельефа.

Облака и туманы очень распространены близ зимних полярных шапок (так называемая полярная мгла), когда температура атмосферы опускается ниже точки замерзания CO_2 (-126°C). Собственно полярные облака расположены обычно довольно низко над поверхностью (на высоте менее 10 км) и представляют собой тонкие образования из льда H_2O в летний период и CO_2 зимой.

Одно из интересных и редких на Марсе атмосферных явлений было обнаружено («Викинг-1») при фотографировании северной полярной области в 1978 г. Это циклонические структуры, четко отождествляемые на фотографиях по вихревидным системам облаков с циркуляцией против часовой стрелки. Они были обнаружены в широтном поясе $65 - 80^\circ$ с. ш. в течение «теплого» периода года, с весны до начала осени, когда здесь устанавливается полярный фронт. Его возникновение обусловлено существующим в это время года резким контрастом температур поверхности между краем ледяной шапки и окружающими равнинами. Связанные с таким фронтом волновые движения воздушных масс и приводят к появлению столь знакомых нам по Земле циклонических вихрей. Обнаруженные на Марсе системы вихревидных облаков по размеру колеблются от 200 до 500 км, скорость их перемещения около 5 км/ч, а скорость ветров на периферии этих систем около 20 м/с. Длительность существования отдельного циклонического вихря колеблется от 3 до 6 сут. Величины температур в центральной части марсианских циклонов свидетельствуют о том, что облака состоят из кристалликов льда воды.

Пылевые бури.

Характерная особенность атмосферы Марса - постоянное присутствие пыли, придающее атмосфере желтый оттенок. Часты пылевые бури. Астрономы уже давно наблюдают их в виде отдельных желтых облаков, а иногда в виде сплошной желтой пелены, охватывающей всю планету. Согласно спектральным измерениям размер пылевых частиц оценивается в 1 мкм. Скорость перемещения пылевых облаков достигает 40 - 60 км/ч. Максимум развития желтых облаков на Марсе (до сплошной пелены) достигается в перигелии. Слабая желтая мгла в атмосфере, как правило, наблюдается после крупных пылевых бурь и без труда обнаруживается фотометрическими и поляриметрическими методами.

Пылевые бури, хорошо наблюдавшиеся на снимках, сделанных с орбитальных аппаратов, оказались слабозаметными при съемке с посадочных аппаратов. Прохождение пылевых бурь в местах посадок этих космических станций фиксировалось лишь по резкому изменению температуры, давления и очень слабому потемнению общего фона неба. Слой пыли, осевшей после бури в окрестностях мест посадок «Викингов», составил лишь несколько микрометров. Все это свидетельствует о довольно низкой несущей способности марсианской атмосферы. Масса пыли в столбе атмосферы (при оптической толщине от 0,1 до 10), оцененная в период пылевой бури 1971 г., составляла от $7,8 \cdot 10^{-5}$ до $1,66 \cdot 10^{-3}$ г/см². Таким образом, общий вес пылевых частиц в атмосфере Марса за период глобальных пылевых бурь может достигать до $10^8 - 10^9$ т, что соизмеримо с общим количеством пыли в земной атмосфере.

Верхние горизонты короны Марса

Поверхность Марса покрыта чехлом обломочного материала (реголита), в образовании которого важную роль играли экзогенные процессы: эоловые, локально-флювиальные, гравитационные, мерзлотные, эолово-гляциальные, метеоритная бомбардировка. Мощность реголита колеблется от сотен метров до нескольких километров. Время воздействия указанных процессов на поверхность планеты исчисляется от сотен миллионов до нескольких миллиардов лет. В итоге сформировался осадочный чехол значительной мощности - до нескольких километров в отдельных регионах. Доминирующим процессом, интенсивно действовавшим в начальный период эволюции поверхности Марса (более 4 млрд. лет назад) была метеоритная бомбардировка древней коры планеты. Этот процесс создал сильно кратерированный ландшафт (похожий на поверхность лунных материков) и привел к значительному раздроблению верхних горизонтов литосферы и формированию мощного чехла мегареголита. Мощность такого слоя на Марсе может достигать 2 км. Так как Марс обладал атмосферой и в прошлом, то ветровая деятельность на его поверхности, полностью лишенной растительного покрова (столь характерного для Земли), приводила к «пересортировке» поверхностного материала и дифференцированному переносу его в локальные понижения (кратеры) и обширные депрессии в сотни километров поперечником (ударные бассейны). Такой процесс продолжался всю геологическую историю планеты и сформировал осадочные толщи, мощность которых в отдельных местах может составлять несколько километров. Заметную роль в образовании осадочного чехла играют полярные шапки. Здесь ежегодно в течение сотен миллионов лет происходит конденсация основных компонентов марсианской атмосферы (CO₂ и H₂O), сопровождаемая осаждением пыли и накоплением эпизодических песчано-пылевых покровов. Это привело к формированию серии пачек слоистых отложений, общая мощность которых достигает нескольких километров.

Многолетние наблюдения за пылевыми облаками в атмосфере Марса, наземные поляриметрические наблюдения и сопоставление суточного хода температуры поверхности с режимом инсоляции свидетельствуют о том, что поверхность планеты перекрыта тонкозернистым материалом. Наиболее достоверная информация о свойствах этого материала получена с помощью космических аппаратов. Так, плотность поверхностного грунта Марса, оцененная по величине тепловой инерции (характеризующей способность грунта к нагреванию и остыванию), составляет около $1,2 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность марсианского грунта, по данным радиолокации, равна $1,7 \text{ г/см}^3$. Такая оценка справедлива во всем диапазоне радиоволн от 3,8 до 70 см, а так как глубина проникновения электрических волн в этом диапазоне колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10 м, получается, что грунт в поверхностном слое мощностью до 10 м довольно однороден.

При средней плотности грунта $1,4 \text{ г/см}^3$ и принятой плотности составляющих его частиц базальтового состава $2,8 \text{ г/см}^3$ пористость поверхностного грунта на Марсе может составлять примерно 50%.

Поскольку сила тяжести на Марсе в 2,5 раза меньше, чем на Земле, то трещины в коренных породах будут полностью «закрываться» соответственно на большей глубине (около 12 км, на Земле - около 5 км). Исходя из этого можно принять, что плотность чехла обломочного материала на Марсе на глубинах до нескольких километров будет порядка $2,2 - 2,5 \text{ г/см}^3$, средняя пористость в нем около 20%. В масштабе нескольких десятков километров поверхностный материал на Марсе довольно однороден и средний размер его частиц оценивается в интервале 0,1 - 5 мм.

О наличии на поверхности тонкого материала свидетельствуют резкие суточные колебания температур поверхности, быстро затухающие на небольшой глубине (около 25 см). Панорамные изображения с «Викинга-1, -2» подтверждают наличие на поверхности планеты как грубообломочного, так и тонкозернистого материала (рис. 1). Исследование поверхностного грунта в месте посадки «Викинга-1» показало, что частицы в интервале размеров 0,01 - 0,1 мм составляют 60% на участках «песчаного» грунта и 30% на участках «каменистого» грунта. Более крупные частицы (0,1 - 2 мм) составляют 10 и 30% соответственно.

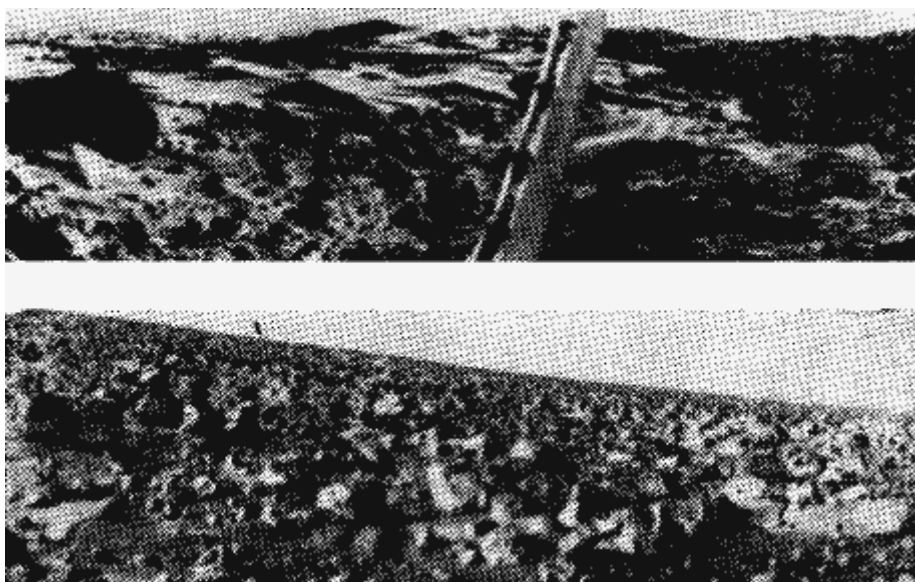


Рис. 1. Марсианские ландшафты в местах посадок:

- а) - «Викинга-1» (равнина Хриса) и
- б) - «Викинга-2» (равнина Утопия) выглядят подобно каменистым пустыням на Земле

По фотографиям мест посадок «Викинг-1, -2» на грунте обнаружены корочки, происхождение которых связывается с цементацией верхнего слоя грунта (около 1 - 2 см) глинистыми частицами и солями.

Результаты химического анализа поверхностного материала Марса в местах посадки «Викинг-1, -2» показали сходство состава (табл. 2) грунта в районах планеты, удаленных друг от друга на 6000 км. Для образцов грунта были получены следующие отношения химических элементов: Fe/Si=0,7±0,1 (в земных базальтах ~0,7); S/Cl в разных образцах колеблется от 4 до 8; Cl/Br ~100. Этот грунт оказался хорошо перемешанной (химически однородной на большой площади) смесью продуктов химического выветривания, главным компонентом которой может быть богатый железом глинистый минерал (или минералы), например нонtronитовый монтмориллонит. Наилучшее приближение к марсианскому грунту дает смесь богатых железом глин, характерных для процессов земного выветривания основных изверженных пород.

В исследованных образцах грунта наибольшие вариации наблюдались для серы и хлора. Эти элементы, вероятно, могут присутствовать в поверхностном материале в виде водорастворимых солей. Например, образцы из поверхностных корочек грунта содержат вдвое больше хлора и на 66% больше серы, чем под корочками, хотя и там содержание серы в 10 - 100 раз выше, чем в обычных породах и грунтах Земли. Повышенное содержание этих элементов в поверхностной корочке обязано, по-видимому, механизму капиллярного подсоса солевых растворов, появление которых возможно летом (в слое суточных колебаний температур) в дневные часы. Из анализа образцов грунта также следует, что сера связана с сульфатами - вероятнее всего, это MgSO₄ или MgSO₄·H₂O (кизерит). Свойства кизерита как цементирующего агрегата хорошо согласуются со способностью марсианского грунта образовывать плотные корочки с повышенным содержанием серы.

Таблица 2

Концентрация химических элементов (масс. %) в образцах марсианского грунта по данным рентгенофлуоресцентного спектрометра на посадочных аппаратах «Викинг-1, -2»				
Элемент	«Викинг-1»		«Викинг-2»	
Mg	5,0±2,5		5,2	20,0
Al	3,0±0,9		2,9	
Si	20,9±2,5	20,8	20,5	20,0
S	3,1±0,5	3,8	3,8	2,6
Cl	0,7±0,3	0,8	0,9	0,6
K	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25
Ca	4,0±0,8	3,8	4,0	3,6
Ti	0,51±0,2	0,51	0,51	0,61
Fe	12,7±2,0	12,6	13,1	14,2
X*	8,4±7,8			
Pb	3·10 ⁻³			<3·10 ⁻³
Sr	6,0±3·10 ⁻³			1±0,4·10 ⁻³
Y	7,0±3·10 ⁻³			5±3·10 ⁻³
Zr	<3·10 ⁻³			3±2·10 ⁻³

* - сумма компонентов, непосредственно не определяемая и включающая H₂O, Na₂O, CO₂, NO_x.

В грунте могут присутствовать также карбонаты и хлориды. Для образцов грунта в месте посадки «Викинга-1» сумма оксидов плюс хлор составляет 92%. Остаток (8%) может состоять из 0,4% Na - для связывания всего наличного хлора в галит (NaCl), 4,4% CO₂ - для связывания всего наличного кальция в кальцит (CaCO₃) и 3,2% воды - в виде

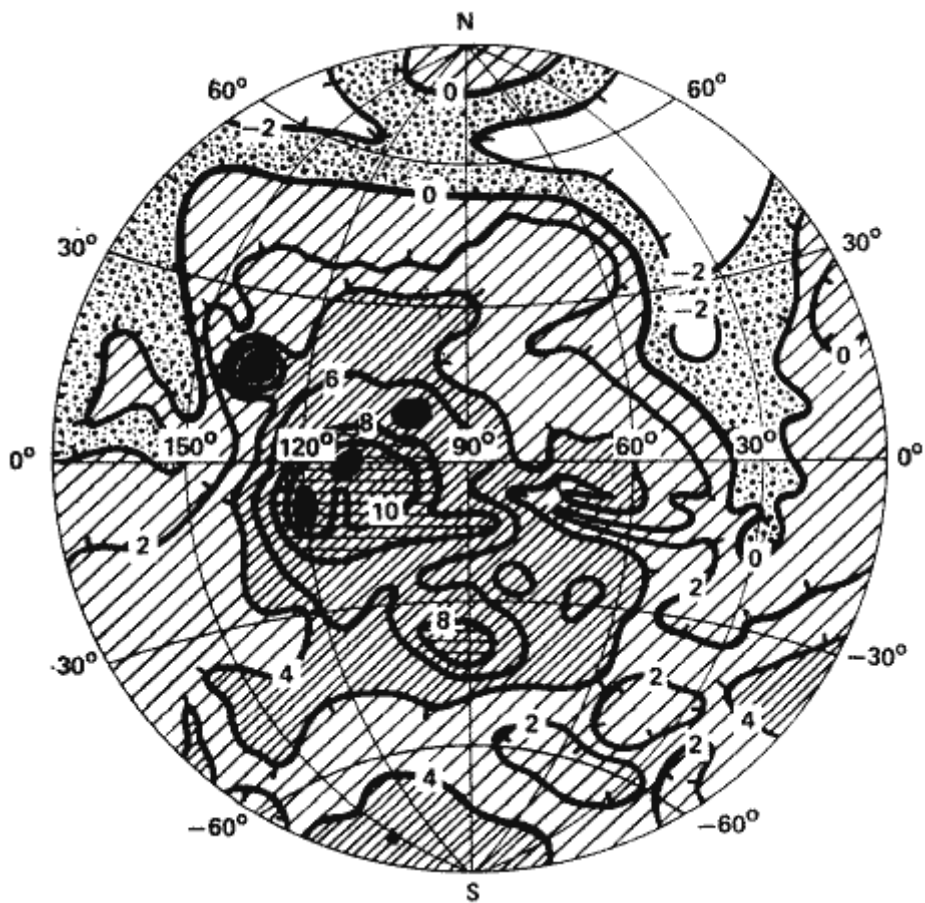
структурной воды в глинах. Таким образом, тонкозернистый материал на поверхности Марса - это не обломки первичных пород, а продукты их химического выветривания. В современных условиях выветривание поверхностного материала может происходить в результате фотоокисления минералов как под воздействием ультрафиолетового излучения, достигающего беспрепятственно поверхности планеты, так и под воздействием озона. Кроме того, в выветривании могут активно участвовать пленочные солевые растворы, появление которых вполне возможно в летний сезон в слое суточных колебаний поверхностных температур. Не менее важную роль в формировании того, что мы считаем продуктами выветривания, могло играть воздействие магматических расплавов на льдосодержащие мерзлые породы или ударно-взрывные процессы кратерообразования в слое мерзлоты. Образующиеся при этом водные растворы могли способствовать гидротермальному изменению основных пород с возможным образованием палагонитовых туфов. Происхождение последних на Земле обычно связано с процессом взаимодействия базальтовых расплавов со льдом или подводным вулканизмом. Поскольку геохимические характеристики образцов грунта из двух удаленных друг от друга на 6000 км районов планеты оказались близкими, можно думать, что рыхлый материал на поверхности Марса в планетарном масштабе довольно однороден и большая часть планеты покрыта сходным материалом.

Рельеф и геологическое строение Марса

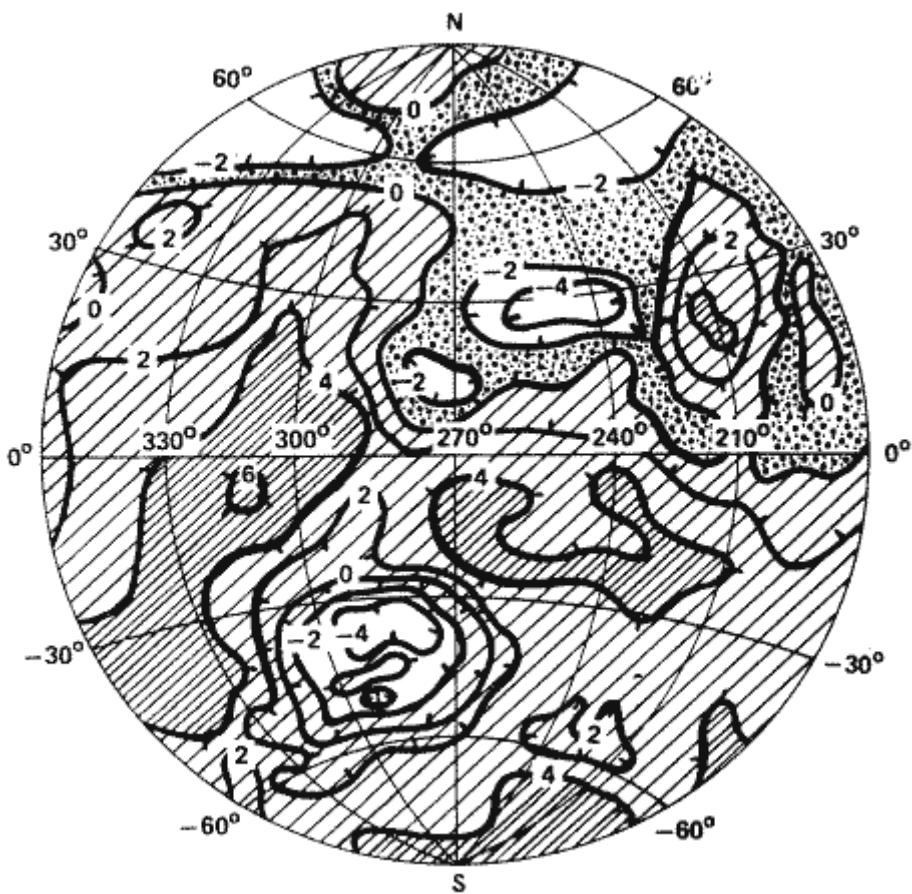
Основные особенности.

Подобно поверхности Луны и Земли, поверхность Марса характеризуется четко выраженной асимметрией. Если северное полушарие представлено пониженными равнинными поверхностями (более молодыми), находящимися на 1 - 3 км ниже нулевого уровня, то южное - сильно кратерированными возвышенностями (более древними), находящимися на 2 - 4 км выше нулевого уровня (рис. 2). Граница между этими полушариями в общем представляет собой окружность, наклоненную к экватору под углом 35°. Разновысотность уровней двух полушарий Марса и морфологические различия их поверхностей определили четко выраженную дихотомию планеты. Граница между этими макрообразованиями поверхности подчеркивается глобальным уступом (высотой около 2 км), разрушение которого эндогенными и экзогенными процессами и привело к формированию обширной (от 100 до 500 км) переходной зоны. С юга на север в этой зоне наблюдается смена морфологических особенностей рельефа от ненарушенных кратерированных возвышенностей через останцовые возвышенности, разделенные пересекающимися линейными участками равнин, к сглаженным равнинам, осложненным более мелкими, редко разбросанными платообразными останцами и холмами. Самые высокие районы Марса представлены двумя крупными возвышенностями, расположенными на стыке разновысотных уровней поверхности северного и южного полушарий. Это гигантская область плато Фарсида*, которое поднимается над окружающей поверхностью на 6 км и протягивается на 4000 км с севера на юг и на 3000 км с востока на запад. Главная особенность этой возвышенности - наличие трех гигантских вулканов с абсолютной высотой до 27 км и поперечником 300 - 400 км (горы Фарсида). На северо-западном крае возвышенности расположена крупнейшая вулканическая структура планеты - гора Олимп, высотой 27 км и диаметром основания 600 км. Вторая возвышенность, расположенная в области равнины Элизии, имеет поперечник 1500 км и поднимается над окружающими равнинами на 4 - 5 км. Так же, как и область Фарсида, район Элизии характеризуется крупными вулканическими структурами и лавовыми покровами.

* Используемая в брошюре система марсианских названий в их русском написании взята из книги Г.А.Бурбы «Номенклатура деталей рельефа Марса» (М.: Наука, 1981).



Западное полушарие



Восточное полушарие



Рис. 2. Гипсометрическая карта Марса

С запада и востока к области Фарсида примыкают два пониженных района с меридиональным простираием. На западе - это равнина Амазония ($5 - 35^\circ$ с.ш., $150 - 170^\circ$ з.д.), поверхность которой совпадает с нулевым уровнем планеты, а на востоке - резко выраженная депрессия, так называемый трог Хриса, протянувшаяся более чем на 5000 км от северного края равнины Аргир (40° ю.ш., 35° з.д.) до Ацидалийской равнины (40° с.ш., 35° з.д.). Самые низкие участки этой депрессии расположены на 2 - 3 км ниже нулевого уровня. В приэкваториальной зоне Марса находится гигантская система рифтообразных депрессий, названная долинами Маринер. Эта система имеет субширотное простираие и пересекает восточное крыло плато Фарсида. Общая длина долин Маринер превышает 4000 км при максимальной ширине около 700 км и глубине до 7 км. В пределах сильно кратеризованных возвышенностей южного полушария расположены крупнейшие на планете круговые депрессии (поперечником около 1000 и 2000 км): равнина Аргир и равнина Эллада. Отдельные участки равнины Эллада лежат на 4 км ниже нулевого уровня планеты и на 6 - 7 км ниже поверхности окружающих возвышенностей. Максимальный перепад высот на планете достигает 30 км.

Согласно результатам фотогеологического изучения Марса, проведенного американскими планетологами по снимкам с «Маринера-9» и «Викинга-1 и -2», многообразие марсианских ландшафтов может быть охарактеризовано 14 типами, соответствующими специфическим типам геологических формаций. Наиболее распространены в различной степени кратерированные равнинные местности и материковые возвышенности. Помимо них, на Марсе существуют вулканические сооружения и равнины, хаотические и холмистые, горные, «изъеденные» и бороздчатые местности, области каньонов и долин, полярные слоистые местности и т.п. Мы не будем рассказывать о каждом из этих типов, которые часто формировались под влиянием различных геологических процессов, а охарактеризуем главные марсианские образования по принципу их происхождения.

Ударные образования.

На Марсе, как на Луне и Меркурии, широко распространены кратеры, образованные ударами о его поверхность метеоритов, астероидов и комет. Облик большей части южного полушария Марса определяют относительно крупные кратеры (диаметром более 15 км) и кольцевые кратерные бассейны, сформировавшие сильно кратерированные местности - аналоги лунных материков (рис. 3). Однако в отличие от них в кратерированных местностях Марса доля относительно ровной межкратерной поверхности заметно выше. Это связано с тем, что на ранних стадиях геологической истории Марса в пределах сильно кратерированных местностей были широко развиты равнинообразующие процессы.

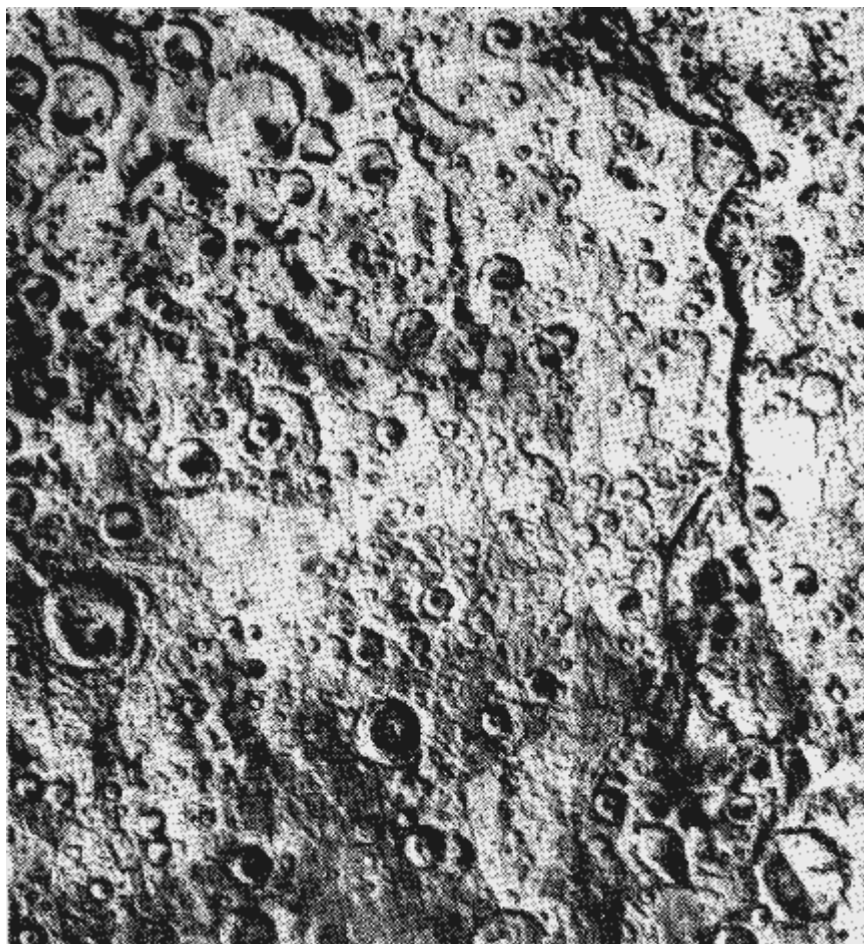


Рис. 3. Сильно кратерированная поверхность южного полушария Марса в районе долины Маадим. Фотомозаика снимков «Викинга-1»

Самые крупные ударные структуры Марса - многокольцевые бассейны Эллада, Исида и Аргир - имеют диаметр 2000, 1100 и 900 км соответственно. Кроме того, на Марсе известно еще около 37 многокольцевых бассейнов меньших размеров. В отличие от Луны для Марса характерно отсутствие мелких кратеров размером менее нескольких десятков метров. Это объясняется не только большей активностью эрозионных процессов на поверхности, но и торможением мелких метеоритных тел марсианской атмосферой. В целом марсианские кратеры разрушены значительно сильнее, чем кратеры Луны и Меркурия. Однако при достаточно сильном проявлении процессов разрушения кратеров Марса среди них довольно много форм с хорошо сохранившимися элементами первоначального строения, что позволяет изучать специфику ударного процесса на этой планете.

Морфология ударных кратеров может дать некоторое понимание внешних условий на планете (как и физических свойств пород «мишени») во время кратерообразования. Так, например, для многих марсианских кратеров типично наличие центральной лунки. Это либо вершинный кратер на центральной горке, либо округлое углубление в центре кратера, окруженное кольцом невысоких горок (или без них). По мнению американского планетолога К. Вуда и его коллег, эти лунки возникли в результате экскавации подповерхностных пластов пород, обогащенных льдом. Быстрое плавление и испарение льда в момент кратерообразования и привело к формированию центральных лунок. Но, пожалуй, наиболее удивительным открытием во время орбитальной съемки марсианской поверхности оказалось обнаружение выбросов свежих кратеров диаметром от нескольких километров до 80 км. Эти выбросы представляют собой систему радиальных потоков флюидизированного материала с лопастевидными краями, морфология которых близка

морфологии грязевых потоков и селей на Земле. Ширина таких выбросов колеблется от 1,5 до нескольких диаметров кратера, что заметно больше, чем ширина зоны сплошных выбросов из кратеров на Луне (0,6 - 0,7 диаметра) и Меркурии (0,4 - 0,5 диаметра). При этом у марсианских кратеров в пределах зоны таких выбросов наблюдаются следы обтекания материалом выбросов отдельных препятствий на пути их движения. Наиболее вероятной причиной «разжижения» материала кратерных выбросов на Марсе считается плавление льда, содержащегося в марсианских породах. Именно благодаря такой особенности марсианских кратеров оказалось возможным выявить строение верхних горизонтов мерзлой оболочки коры Марса - криолитосферы, о которой мы расскажем дальше.

Совокупность всех наблюдаемых на Марсе ударных образований - своеобразная летопись кратерообразования на его поверхности от времен догеологических и до современного периода. При этом если на ранних стадиях планетной истории (более 4 млрд. лет назад) интенсивность ударных процессов была наибольшей, то в период 3,8 - 3,5 млрд. лет назад она резко сократилась и продолжала последовательно затухать, роль кратерообразования в формировании облика поверхности планеты стала второстепенной, а доминирующими процессами на поверхности стали тектоника, вулканизм и экзогенная активность.

О тектоническом строении Марса.

Так же, как на Луне и Меркурии, на Марсе широко распространены элементы ударной тектоники, «заложенные» в период интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности планеты (более 4 млрд. лет назад). В настоящее время они наиболее полно представлены в пределах сильно кратерированных материковых возвышенностей южного полушария Марса. Крупнейшие структуры ударной тектоники - уже упомянутые бассейны Эллада, Исида и Аргир, осложненные системой радиально-концентрических разломов. Особенно четко эта система прослеживается вокруг Аргир, где она образует крупноблочный структурный рельеф горного обрамления в периферийной зоне бассейна. Менее крупные элементы ударной тектоники образуют систему трещин, которая «насыщает» верхнюю часть коры и проявляется на поверхности в виде полигональных контуров валов крупных кратеров (диаметром 20 км) и наследуется системами пересекающихся гряд, образованных в результате последующего интрузивного вулканизма по разломам ударной природы.

В отличие от Луны и Меркурия на Марсе наблюдаются крупномасштабные проявления эндогенной тектоники, что значительно сближает эту планету с Землей. Наиболее активное развитие эндогенной тектоники на Марсе выразилось в асимметрии между северным и южным полушариями, в формировании обширных сводовых поднятий Фарсида и Элизии. В этих областях наиболее активно проявились главные особенности тектоники Марса, включающие системы гигантских грабенов и разломов (общая протяженность до 1000 км), гряд и линейментов поднятия Фарсида, каньонов долин Маринер, провальных депрессий (хаотические местности) и связанных с ними крупнейших долин.

Асимметрия полушарий планеты отвечает, вероятно, двум типам ее коры. Раздел между этими разновысотными уровнями прослеживается в виде планетарного уступа, протянувшегося на 2/3 окружности планеты. Эта граница подчеркивается системой разломов. В настоящее время еще нет достаточной ясности в понимании причин такого строения марсианской коры. Одно из возможных объяснений асимметрии Марса - проявление конвективных движений в мантии на ранних этапах геологической истории.

Самыми впечатляющими тектоническими провинциями, которые усиливают асимметричность поверхности Марса, являются области Фарсида и Элизии.

Область Фарсида занимает около 1/4 поверхности Марса. Это гигантское сводовое поднятие возвышается над древними материковыми возвышенностями более чем на 5 км и осложнено крупнейшими вулканами, поднимающимися над центральной частью на 15 -

17 км. В пользу того, что область Фарсида образовалась в результате вертикальных тектонических движений, свидетельствуют следующие особенности: ярко выраженное высотное положение области и обширная радиально-концентрическая система грабенов и разломов, которые четко прослеживаются как по периферии области, так и (в виде окон) среди вулканических местностей центральной зоны (рис. 4). «Окна» представляют собой древнейшие участки этого плато.

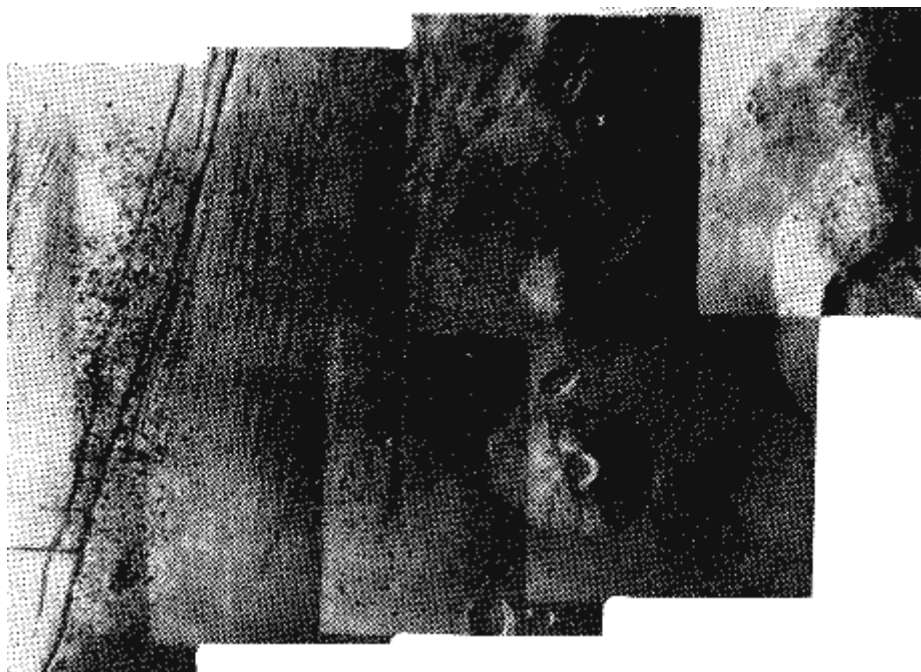


Рис. 4. Типичная система грабенов и разломов - Керавнские борозды (слева) в области вулканотектонического поднятия Фарсида, вулканические купола Урана (вверху), Керавнский (внизу) и патера Урания (справа). Мозаика фотографий «Викинга-1»

Структурные и стратиграфические особенности области свидетельствуют о том, что общее поднятие и заложение основной системы разломов произошло до того, как здесь проявился вулканизм. Общая ориентация структурных элементов Фарсида, достигающих нескольких километров в ширину и сотен километров в длину, качественно согласуется с распределением напряжений, возникающих, как правило, при региональном куполообразовании, а наблюдаемые различия в ориентации грабенов указывают на длительную историю развития деформаций. В отличие от Земли, где из-за интенсивных экзогенных процессов тектонические разломы сильно нивелированы и отождествляются на поверхности лишь по структурным особенностям и в основном по косвенным признакам, на Марсе грабены и разломы обнажены поразительно резко и часто прослеживаются в своем первозданном морфологическом виде на многие сотни и тысячи километров.

Наиболее впечатляющие и крупнейшие системы грабенов (протяженностью до 1800 км) - борозды Кларитас и Тавмасия. Они имеют юго-восточное простирание, но местами образуют ветвистые системы разломов, а иногда соединяются в единый разлом. Эти две системы оконтуривают крупную грабеноподобную структуру шириной 75 - 100 км. Такая структура может быть аналогом протоструктуры долин Маринер в ее начальной стадии формирования.

Система разломов области Фарсида, к которой приурочены крупнейшие вулканы Марса, предпочтительно ориентирована с северо-востока на юго-запад, что, возможно, связано с наличием в пределах данной области глубинной ослабленной зоны коры.

С запада и востока поднятие Фарсида окаймлено двумя крупными депрессиями - депрессией Амазония и трогом Хриса, которые протягиваются на тысячи километров в

меридиональном направлении. Максимальный перепад высот между центральной частью Фарсиды (Лабиринт Ночи) и самыми низкими поверхностями этих депрессий составляет 10 км (Амазоний - Фарсида) и 13 км (Хриса - Фарсида). Трог Хриса, кроме равнины Хриса, включает в себя хаотические местности и «вытекающие» из них крупные долины. Самой грандиозной линейной тектонической структурой Марса является гигантская рифтообразная система каньонов долин Маринер, протянувшаяся почти на 5000 км от 20° до 100° з.д., в широтном поясе между экватором и 15° ю.ш. По протяженности эту систему каньонов можно сравнить с земными рифтовыми долинами Восточной Африки, однако каньоны Марса значительно шире и глубже, чем их земные аналоги. Ширина марсианских каньонов достигает 100 км, а глубина - 5 км (местами до 7 км). Высота крутых уступов в бортах каньонов доходит до 2 км. Центральная часть системы каньонов - это огромный прямолинейный рифт, сформированный в результате раскола коры. К западу этот рифт переходит в широкую зону ветвистых трогов (Лабиринт Ночи), по всей видимости, представляющих собой систему пересекающихся широких грабенов, сходных по рисунку с «черепаховыми» структурами центральных областей куполообразных поднятий на Земле. В восточной части долин Маринер центральный рифт граничит с обширной областью хаотических местностей, откуда берут начало несколько крупнейших долин, протягивающихся далее на север и впадающих в бассейн Хриса.

Вулканические образования.

Для Марса характерны крупные вулканические сооружения типа щитовых вулканов, вулканических куполов и провальных кальдер, что заметно отличает его от Луны и Меркурия. В то же время, так же как на Земле, Луне и Меркурии, на Марсе не менее широко развит площадной вулканизм.

Вулканы Марса поражают своими масштабами. Горы Олимп, Арсия, Павлина и Аскрийская (область Фарсида) достигают в основании многих сотен километров. Самый крупный вулкан на Марсе - гора Олимп - имеет поперечник около 600 км и поднимается над своим основанием на 27 км. Почти по всему периметру основания этого вулкана прослеживается уступ высотой в несколько километров, что отличает этот вулкан от других марсианских вулканов.

На Земле самый крупный щитовой вулкан - Мауна Лоа на Гавайских островах - имеет поперечник у основания до 200 км и высоту 9 км над дном океана. Таким образом, объем крупнейшего земного вулкана составляет всего около 10% объема горы Олимп.

Вулканические горы Арсия, Павлина и Аскрийская несколько меньше Олимпа, но значительно больше Мауна Лоа.

Поверхность склонов щитовых вулканов Марса буквально изборождена радиальными системами лавовых потоков, каналов и гряд шириной в несколько километров и длиной в сотни километров. Морфология лавовых потоков вокруг вулканов области Фарсида указывает на низкие значения вязкости этих лав, что характерно для лав основного состава. Рассчитанные значения расхода лав, истекающих из марсианских вулканов (на примере горы Арсия), составляют $3,5 \cdot 10^{11}$ см³/с, а оценки вязкости лав дают значения от 3 - 5 до 60 пуаз. Эти значения вязкости ниже, чем для лав лунных морей, и гораздо ниже, чем для земных лав. Поэтому в условиях меньшей силы тяжести на Марсе такие «жидкие» лавы обычно обладают способностью «растекаться» на более дальние расстояния.

Кроме гигантских щитовых вулканов, на поверхности Марса есть и более скромные по размерам, но гораздо более многочисленные вулканические структуры - вулканические купола (см. рис. 4). Большая их часть расположена в области Фарсида. Как правило, их высота не превышает 8 км, а вершина часто осложнена многоярусными депрессиями типа кальдер. Самый крупный вулканический купол на Марсе находится в области Элизии - это купол Гекаты с поперечником около 200 км. Другие купола имеют поперечник в десятки километров. В отличие от крупных щитовых вулканов они характеризуются большей плотностью ударных кратеров на их поверхности и большей величиной

отношения диаметра кальдеры к поперечнику купола. Это позволяет предположить, что по крайней мере часть куполов в области Фарсида представляет собой остатки более древних и крупных вулканических сооружений, которые были частично погребены под более поздними лавами. Данные о плотности кратеров на склонах крупнейших вулканов Марса предположительно указывают на очень молодой возраст данных структур: Олимп - $(3 - 0,7) \cdot 10^8$, Арсия - $(4 - 0,7) \cdot 10^8$, Аскрийская - $(4 - 0,4) \cdot 10^8$ и Павлина - $(3 - 0,9) \cdot 10^8$ лет.

Эоловые образования.

Марс - это поистине царство Эола. На его поверхности обнаружены многочисленные признаки ветровой деятельности, выразившейся в формировании значительных по площади областей эоловой аккумуляции и дефляции. Эоловая аккумуляция на Марсе - это многочисленные дюны, обширные районы эоловых покровов и своеобразные эолово-гляциальные образования - слоистые отложения вокруг северной полярной шапки, характеристика которых более подробно будет дана дальше.

Формы эоловой аккумуляции, наблюдаемые на орбитальных снимках «Маринера-9» и «Викинга-1, -2», представлены большим разнообразием дюнных образований - барханоподобных, продольных, поперечных и диагональных дюн размером от сотен метров до 10 км. Поля этих дюн на снимках высокого разрешения (30 - 100 м) наблюдаются на всех широтах. Они, как правило, приурочены к днищам крупных кратеров и каньонов и к равнинам (рис.5). Например, в областях северных равнин (Аркадия и Утопия) на обширных пространствах в сотни квадратных километров наблюдаются образования, которые идентифицируются как дюнные формы. Крупные поля эоловой аккумуляции обнаружены в западной части области Фарсида (вблизи пaterы Библиды, 2° с.ш., 124° з.д.). Они занимают по площади до $100\,000\text{ км}^2$ и состоят из ориентированных с востока на запад продольных дюн с симметричными склонами. Самые крупные из них имеют среднюю длину около 8 км, ширину 0,5 км при средней длине волны 1,4 км. Наблюдается определенное сходство этих дюнных полей с земными песчаными «морями» Восточной Сахары, Аравийского полуострова и центральных пустынь Австралии. Эоловые поля площадью в сотни квадратных километров (состоящие из дюн и барханоподобных форм) встречаются на днище долин Маринер.



Рис. 5. Формы эоловой аккумуляции в виде дюнного поля на дне кратера Проктор в южном полушарии Марса. Фото «Маринера-9»

Как показали снимки северной полярной области Марса, полярная шапка здесь окружена темным поясом эоловых «морей», представленных мегадюнами (аналогом являются мегадюны Сахары и Аравийского полуострова), поперечными дюнами и барханами, у части которых один край (рог) вытянут. Кроме того, на собственно ледяных поверхностях полярной шапки обнаружены уплощенные дюны с высоким альбедо. Они могут состоять преимущественно из снега с примесью пыли. Земной аналог этих дюн - снежно-песчаные дюны, распространенные в оазисах Антарктиды (Земля Виктории). Микроформы эоловой аккумуляции обнаружены на панорамных снимках в местах посадок «Викинг-1, -2» (см. рис. 1). Эти формы представлены песчаными дюнами с субпараллельными извилистыми гребнями (от нескольких метров до десятков сантиметров в поперечнике) и формами типа знаков ряби (поперечник - десятки сантиметров). Мощность таких дюнных полей на Марсе десятки - сотни метров.

Формы ветровой эрозии (дефляции) часто встречаются на Марсе в виде сильно «препарированных» кратерных форм и поверхностей материковых возвышенностей. Дефляционные поверхности часто представляют собой «гравированные» поверхности с линейными структурами или мелкочаеистыми образованиями. На снимках высокого разрешения (до 30 м) видно, что кратерный рельеф древней материковой возвышенности иногда эродирован почти до основания.

Таким образом, эоловые ландшафты распространены повсеместно на поверхностях различных геологических провинций Марса. Их мощность колеблется от нескольких метров в экваториальном районе до сотен метров в редных и полярных широтах. Однако в отдельных районах экваториальной зоны (на днищах каньонов и крупных кратеров) эти

отложения могут быть более значительными по мощности. Увеличение площадей распространения и мощностей золовых покровов в направлении к полярным областям Марса свидетельствует о существовании сезонной меридиональной циркуляции атмосферы, в результате которой продукты ветровой эрозии выносятся из экваториального пояса планеты к полюсам.

Флювиальные образования.

На Марсе обнаружены разнообразные типы долин, имеющие большое морфологическое сходство с долинами земных рек и свидетельствующие в пользу того, что когда-то, в геологическом прошлом, на поверхности планеты происходила флювиальная деятельность. Развитие одних долин, вероятно, связано с таянием мерзлоты, генезис других менее очевиден. К первому типу флювиальных образований относятся крупнейшие долины эрозионного типа (Мангала, Маадим, Арес, Нергал и Касэй) - изолированные образования длиной 1000 - 2000 км и шириной от 100 - 150 до 20 - 50 км, не связанные с другими долинами и друг с другом (хотя все они находятся главным образом в древнейших сильно кратерированных местностях экваториальной и приэкваториальной зон). Мелкие дендритовидные и склоновые овражно-бороздчатые формы, длиной менее 150 км и шириной от 1 до 10 км, также имеют локальный характер распространения. Такая особенность распределения долин может быть объяснена тем, что источники воды находились скорее в верхних слоях коры планеты, чем в атмосфере. Недаром крупнейшие долины Марса берут начало из обширных депрессий провального типа с хаотичным рельефом.

Крупнейшие долины (Мангала и Арес) имеют близкое сходство с долинными формами Земли, образованными в результате катастрофического стока больших масс воды. Происхождение их связывают с прорывом на поверхность воды из-за таяния подземных льдов в результате эндогенного разогрева. Многочисленные системы долин между Лунным плато и равниной Хриса (15° с.ш., 55° з.д.) и к югу от плато Солнца (43° ю.ш., 88° з.д.) также могли быть образованы за счет таяния подземного льда. Беря начало в этих районах, они спускаются в обширную депрессию равнины Хриса (рис. 6) и на более низкие уровни к югу от плато Солнца. Абсолютный возраст марсианских долин (оцененный по данным кратерной плотности) - от 3 до 0,1 млрд. лет. Этот возраст характеризует как время возникновения, так и длительность формирования долин.

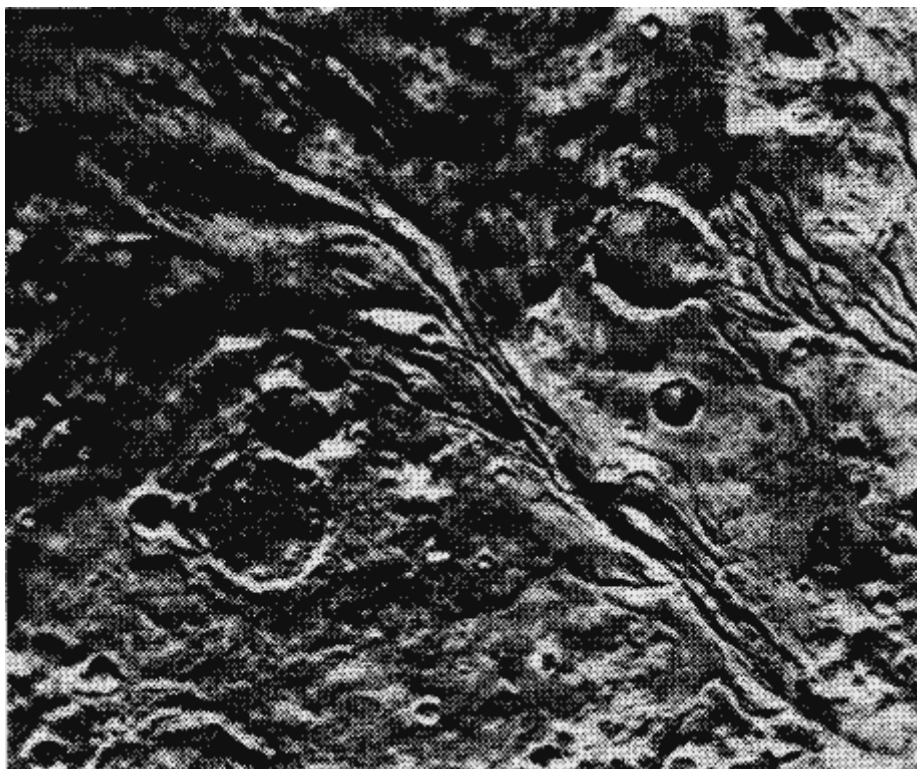


Рис. 6. Древние русла долины Маджа и Моми, «дренирующие» поверхность между возвышенностью Лунное плато и депрессией равнины Хриса. Фото «Викинга-1»

Многочисленные извилистые борозды приурочены к древним кратерированным возвышенностям в приэкваториальных районах Марса. Ширина отдельных борозд обычно колеблется от 1 до 10 км, а длина от 50 до 100 км. Для извилистых борозд очень характерно наличие многочисленных «притоков» в их верховьях. Как правило, извилистые борозды «стекают» по радиусам с внешних склонов крупных древних кратеров и отдельных возвышенностей. По размерам и морфологическим чертам эти образования имеют близкое сходство с долинами земных рек. Верховья извилистых борозд иногда образуют такую частую сеть «притоков», что напоминают дренажные системы на предгорных возвышенностях в аридных районах Земли. «Притоки» наблюдаются у более крупных долин, например в верховьях долины Нергал, где они образуют дендритовидную систему. Так как эти формы не проявляют заметной связи с вулканическими или мерзлотными образованиями, некоторые исследователи склонны считать их результатом дождевой эрозии в прошлые эпохи. Однако тот факт, что в межкратерном пространстве обнаруживаются черты площадного вулканизма, говорит скорее о том, что эти долинные формы не столько результат дождей, сколько локального таяния льда, содержащегося в мерзлых породах древней коры Марса.

Мерзлотные образования.

Большинство обнаруженных признаков проявления мерзлоты в рельефе Марса - результат нарушения криогенных толщ эндогенными и экзогенными процессами на разных этапах его геологической истории. Результаты геологического исследования Марса, проведенного по космическим снимкам, показывают, что начиная с ранних периодов (примерно 3,5 млрд. лет назад), наряду с интенсивной вулканической активностью лик планеты формировали и потоки воды. При извержении вулканов мерзлота временно разрушалась в различных районах планеты и вода эпизодически высвобождалась из криолитосферы на поверхность. А это, в свою очередь, приводило к развитию водной эрозии, следы которой прекрасно сохранились до настоящего времени в виде крупных и мелких долин и русел. Можно считать, что мерзлота на Марсе как планетарное явление

сформировалась на ранних этапах его геологической истории. Об этом свидетельствуют не только постоянные полярные шапки, но и многие формы рельефа, подобные тем, которые формируются в зонах мерзлоты на Земле.

Для экваториальной зоны Марса характерны образования, связанные с крупномасштабным процессом разрушения криогенных толщ, - провальнo-просадочные формы рельефа, из которых берут начало крупнейшие на планете долины речного типа. В этой же зоне в пределах гигантских каньонов планеты - долин Маринер - широко распространены крупные оползни и подобные оврагам долины. Их возникновение скорее всего связано с разрушением мерзлых пород в бортах каньонов и вскрытием горизонтов подмерзлотных вод.

Многочисленные ветвящиеся долины распространены главным образом от 30° с.ш. до 40° ю.ш. в пределах древнейших участков планеты - на возвышенностях, покрытых огромным количеством кратеров. Образование некоторых из таких долин, по-видимому, было связано с неоднократной «разгрузкой» подмерзлотных вод при колебаниях нижней границы мерзлых пород, вызванных изменениями температуры криолитосферы в результате многовековых колебаний климата. Кроме того, проявление водной эрозии в этой зоне было вызвано воздействием лавовых излияний и интрузий на мерзлые толщи. В области от 30° ю.ш. до 47° с.ш. в отдельных районах обнаружены округлые котловины, подобные широко распространенным в Якутии, где они носят название аласов. Однако в отличие от Земли на Марсе аласоподобные котловины должны образовываться не за счет вытаявания подземных льдов, а в результате их испарения.

Наиболее выраженный зональный характер распространения имеют криогенные склоновые образования - обширные подсклоновые шлейфы протяженностью в десятки километров. Распространение этих форм рельефа строго ограничивается двумя широтными зонами: 30 - 50° с.ш. и 30 - 60° ю.ш. Изучение космических снимков этих районов убеждает нас в том, что в пределах указанных широт мерзлые породы залегают близко к поверхности. Поэтому, когда они «вскрываются» в стенках уступов, начинается интенсивное развитие криогенных склоновых процессов. Полигональные формы мерзлотного микрорельефа, обнаруженные в месте посадки «Викинга-2» (47° с.ш.), также подтверждают близость залегания мерзлых пород в этом районе к поверхности. Такого же рода структуры, широко распространенные на северных равнинах и около северной полярной шапки, имеют поразительное сходство с мерзлотными полигонами на Земле. Большой размер полигонов (до 20 км) можно объяснить разрушением более мелких и развитием крупных, что часто происходит в районах распространения мерзлоты на Земле. В полярных областях Марса распространены мощные слоистые отложения. На «дальних» космических снимках они выглядят как вихреобразные образования, которые на крупномасштабных снимках разрешаются в систему уступов, террас и депрессий иногда причудливой формы (рис. 7). Отложения представляют собой слои льда, смешанного с тонкозернистым и лессоподобным материалом, слагающие остаточные полярные шапки планеты (мощность последних оценивается в несколько километров). Судя по температурному режиму полярных областей, в формировании остаточных («вечных») полярных шапок главную роль играет лед H₂O. Инфракрасное картирование поверхности Марса показало, что в летний период температура северной полярной шапки не опускается ниже -70 °С. Это исключает возможность устойчивого существования (в этот период года) на шапках льда CO₂. Северная остаточная шапка Марса в настоящее время гораздо крупнее (около 1000 км в поперечнике) своего южного аналога (около 300 км), поскольку южное полушарие в летний период находится в перигелии, т. е. заметно ближе к Солнцу.

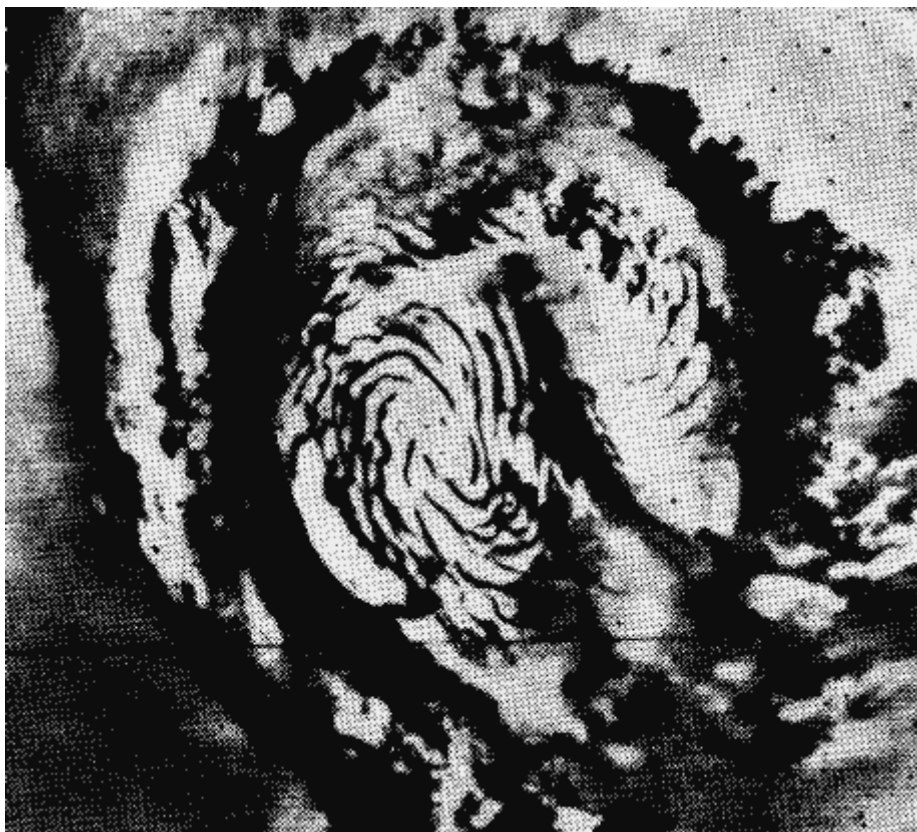


Рис. 7. Общий вид северной полярной шапки Марса, сложенной слоистыми отложениями из льда и пыли.
Фото «Маринера-9»

Таким образом, полярные образования Марса представляют собой вместительные резервуары значительных запасов водяного льда. Количество H_2O в остаточных полярных шапках Марса $\sim 10^{21}$ г, что на много порядков больше, чем в атмосфере. О широком развитии мерзлоты на Марсе свидетельствуют также описанные выше особенности морфологии выбросов из свежих марсианских кратеров. Часто эти выбросы очень похожи на земные селевые и солифлюкционные потоки, хотя их размеры значительно крупнее земных. Взаимодействие лавовых излияний с мерзлыми породами на обширных площадях северных равнин Марса (в широтной зоне от 30° до 70° с.ш.) привело к интенсивному формированию термоэрозионных и термокарстовых образований в форме многочисленных столовых гор и гряд, так называемых слепых долин, котловин и бугристых поверхностей.

В итоге можно утверждать, что на Марсе, как и на Земле, действует фактор географической зональности, определивший главные особенности проявления мерзлоты в рельефе планеты. Особенности распределения криогенных образований служат убедительным свидетельством общепланетарного распространения мерзлоты на Марсе.

Криолитосфера Марса и ее строение

Масштаб и возможный вещественный состав.

Один из интригующих вопросов геологической эволюции Марса - количество воды в верхнем слое коры планеты. Современные знания о физических условиях на планетах убеждают в том, что количество воды на них увеличивается по мере удаленности их орбит от Солнца, а наиболее распространенной формой ее стабильного существования становится лед, роль которого как породообразующего минерала все более возрастает.

Наглядным примером этой тенденции служит Марс. Если на Земле свободная вода находится одновременно в трех фазовых состояниях (при доминирующей жидкой фазе), то на Марсе формы стабильного существования воды уже более ограничены - здесь она находится преимущественно в твердой фазе. Из-за большей удаленности от Солнца (в 1,5 раза дальше, чем Земля) и разреженности атмосферы поверхность Марса подверглась сильному охлаждению (средняя температура - 60°C). Область постоянных отрицательных температур вокруг планеты (криосфера) повсеместно (от экватора до полюсов) проникает в верхнюю часть коры на глубины до нескольких километров. Появилась самостоятельная твердая оболочка промерзания - криолитосфера, толщина которой в среднем составляет 1,5 км на экваторе и 5 км на полюсах.

Марсианская криолитосфера способствовала вымораживанию атмосферной влаги и сконцентрировала в себе (в форме льда) значительную долю свободной воды, выделившейся при дегазации планеты. Поэтому наблюдаемое на Марсе количество атмосферной влаги зависит главным образом от упругости пара над льдом, заключенным в мерзлых породах и слагающим «вечные» полярные шапки планеты.

Кроме «вечных» полярных шапок, с осени и до конца зимы, когда в средних и высоких широтах одного из полушарий планеты температура поверхности снижается до -130°C , образуются сезонные полярные шапки. Часть атмосферной влаги и около 20% основной компоненты атмосферы - углекислого газа - вымораживаются и оседают на поверхность в виде снежного покрова, который распространяется в северном полушарии от полюса до параллели 45° . Толщина этого покрова изменяется от нескольких миллиметров на периферии шапок до одного метра на полюсах.

Более десяти лет назад советскими учеными была высказана гипотеза [1], согласно которой сезонные полярные шапки Марса имеют концентрически-зональное строение. В зонах, примыкающих к полюсам, они должны состоять из льда CO_2 и небольшой части льда H_2O . Южнее располагается зона льда CO_2 с примесью газогидрата ($\text{CO}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$), затем зона газогидрата и в краевом кольце - лед H_2O . Похоже, что авторы этой гипотезы правы - присутствие льда H_2O и газогидратов в краевой зоне северной шапки было зафиксировано с помощью посадочного аппарата «Викинг-2». Таким образом, на поверхности Марса сезонно образуются не только лед H_2O , но также лед CO_2 и газогидраты.

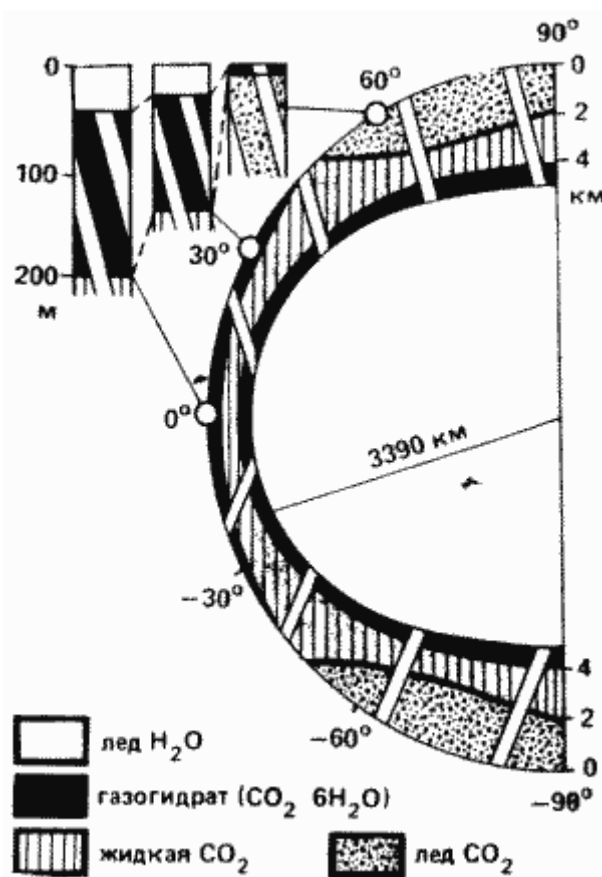


Рис. 8. Модельный разрез криолитосферы Марса по меридиану, показывающий возможные области стабильных фаз H₂O и CO₂

А могут ли существовать другие фазовые состояния воды и углекислоты в мерзлых толщах марсианской криолитосферы? Ведь из-за планетарных масштабов мерзлоты и больших глубин многолетнего промерзания в пределах криолитосферы планеты очень широко меняются термодинамические условия (температура и давление), при которых могут существовать те или иные стабильные фазы воды, углекислоты и газогидратов. Исследование этого вопроса проводилось одним из авторов [2]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что стабильные фазы воды, углекислоты и газогидратов в криолитосфере Марса распределены неравномерно, как в широтном направлении, так и по глубине. При этом областью стабильного существования льда H₂O служит целиком вся криолитосфера, тогда как области существования фаз твердой и жидкой углекислоты, а также газогидратов приурочены к определенным зонам (рис. 8), глубина которых меняется в зависимости от широты местности. В экваториальных и средних широтах ближе к поверхности располагается область существования газогидратов, ниже ее - жидкой углекислоты, а в самых глубоких частях - вновь область

газогидратов. В полярных разрезах криолитосферы картина ее строения несколько другая - здесь близко к поверхности может находиться обширная область существования твердой углекислоты (сухого льда), а ниже - область жидкой углекислоты, сменяющаяся с глубиной областью газогидратов.

Будет ли устойчив лед H₂O при контакте мерзлых пород со столь сухой атмосферой в разных широтных зонах Марса? Оказывается, нет. Дело в том, что среднегодовым температурам поверхности Марса на разных широтах соответствуют разные величины упругости пара надо льдом. Так, в низких широтах упругость пара надо льдом больше, а в высоких меньше, чем парциальное давление водяного пара в атмосфере. По этой причине в пределах широтного пояса от 50° с.ш. до 50° ю.ш. существует постоянный дефицит насыщения атмосферы водяным паром. Это в свою очередь приводит к испарению льда из поверхностных мерзлых пород и превращению последних в сухие (почти лишенные льда) породы. Лишь на широтах выше 50° лед может устойчиво существовать в поверхностных породах.

Поскольку дефицит влажности на разных широтах неодинаков (максимальный - на экваторе и минимальный - на средних широтах), то мощность слоя иссушенных (морозных) пород должна быть наибольшей в экваториальной зоне и постепенно уменьшаться по направлению к полюсам. Следовательно, глубина кровли мерзлых пород, залегающих под морозными, также должна меняться в зависимости от широты. Однако, чтобы определить эти глубины, необходимо применение в больших масштабах геофизических методов и бурения непосредственно на поверхности Марса, а это уже дело отдаленного будущего. Но нельзя ли заглянуть в недра криолитосферы уже сейчас, когда в нашем распоряжении находятся только детальные космические снимки-марсианской поверхности? Выход подсказала сама марсианская мерзлота, а вернее,

геоморфологические признаки ее проявления в самых распространенных формах рельефа - метеоритных кратерах, которые, в зависимости от размера, «вскрывают» верхний слой планеты на глубину от десятков метров до нескольких километров [3]. Потребовалось только найти код к прочтению той информации, которая заключена в морфологии марсианских метеоритных кратеров.

Структура верхних горизонтов криолитосферы. Детальные снимки поверхности Марса (с разрешением деталей рельефа до нескольких десятков метров) показали, что для многих свежих метеоритных кратеров характерна специфическая морфология зоны выбросов грунта из них. Как правило, зона выбросов представляет собой систему радиально ориентированных потоков грунта с лопастевидными краями (рис. 9). Марсианские выбросы из кратеров имеют поразительное сходство с грязевыми потоками на Земле, а ширина зоны выбросов в несколько раз протяженнее, чем у лунных и меркурианских кратеров, образованных в безводных средах. Происхождение таких флюидизированных кратерных выбросов на Марсе связывается с экскавацией льдосодержащих пород в момент метеоритного удара, когда материал выбросов после баллистического переноса и падения продолжал какое-то время двигаться по поверхности как текучая субстанция типа грязевых потоков. Такие кратеры - своеобразные «буровые скважины». Положение кровли этих пород определяется глубиной выброса материала из кратера (глубиной экскавации), которая связана функциональной зависимостью с диаметром кратера. Физика высокоскоростного удара дает глубину экскавации простого кратера примерно 0,08 от его диаметра, а сложного кратера - 0,1 - 0,13.

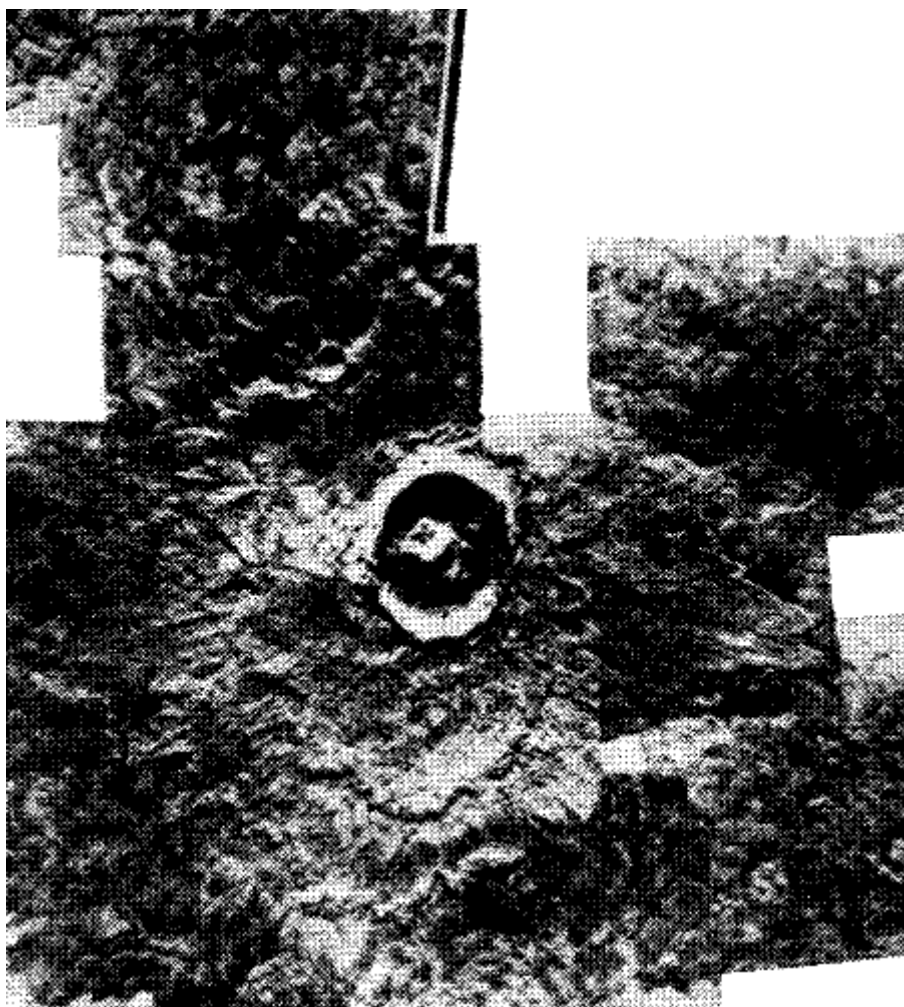


Рис. 9. Свежий метеоритный кратер Арандес (диаметр 28 км) с ярко выраженными потоковидными выбросами. Фото «Викинга-1»

Такой кратерный метод определения глубин кровли льдосодержащих пород был разработан одним из авторов (Р. К.) и с успехом был применен для картографирования структурных неоднородностей криолитосферы Марса [4]. При изучении многих тысяч метеоритных кратеров (диаметром от 1 до 60 км) по всей поверхности Марса была обнаружена интересная закономерность. Оказалось, что в зависимости от географической широты местности минимальные размеры кратеров с потоковидными выбросами заметно различаются. Так, их диаметр в экваториальных районах составляет 5 - 8 км, в средних и высоких широтах 1 - 3 км. А это уже доказательство того, что глубина положения кровли пород, содержащих лед, в направлении от экватора к высоким широтам постепенно уменьшается.

Статистическая обработка позволила обнаружить довольно сложную картину структуры верхних горизонтов криолитосферы (рис. 10). Выяснилось, что области наибольшего иссушения тяготеют к экваториальной зоне для которой характерен наибольший дефицит влажности. Граница раздела между морозными и мерзлыми породами в экваториальной зоне находится на глубинах 300 - 400 м. На широте 30° глубина кровли уменьшается до 200 м, а на широте 50° - до 50 - 100 м.

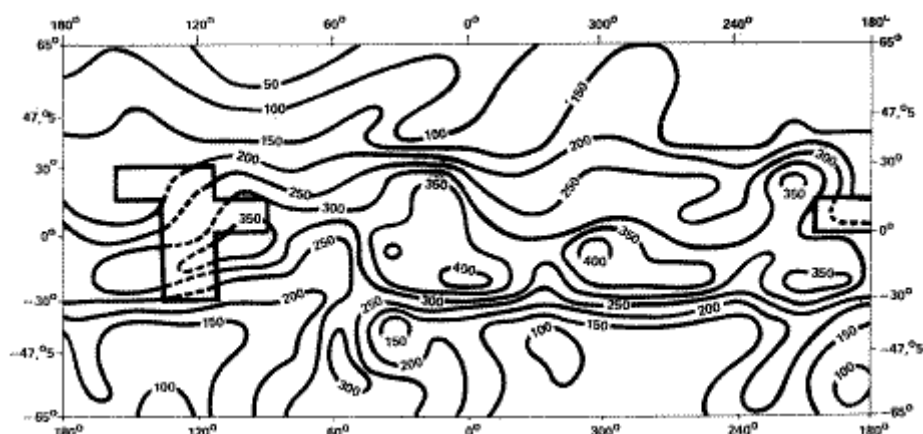


Рис.10. Карта минимальных глубин (в метрах) кровли льдосодержащих пород на Марсе. Пунктирные линии - интерполяция

Согласно теоретическим исследованиям иссушение марсианских пород на глубины, близкие к обнаруженным кратерным методам, могло происходить в течение периода времени, который соизмерим с геологической историей Марса. Это означает, что максимальные глубины кровли мерзлых пород на Марсе могли сформироваться за 3,6 - 4,5 млрд. лет. Если это действительно так, то приходится признать крайне устойчивое положение коры Марса относительно оси вращения планеты в течение всей геологической истории.

Относительная льдистость верхних слоев криолитосферы.

Определить абсолютное содержание льда в марсианских породах в разных районах планеты и на разных глубинах пока еще невозможно. Однако выяснилось, что фотоснимки марсианских кратеров такого рода информацию - хотя и косвенно - могут дать. Кратерный метод, о котором мы только что говорили, характеризует также относительную льдистость пород в момент образования кратера. В результате статистической обработки были получены значения относительной льдистости марсианских пород на разных широтах и глубинах (вплоть до глубины 1 км), что позволило построить карты льдосодержания верхнего слоя криолитосферы (рис. 11). Характерно, что распределение льда в верхнем слое криолитосферы также оказалось подчиненным широтной зональности, что означает доминирующую роль климатического фактора в распределении льда в поверхностных породах Марса. В то же время на фоне

широтно-зонального характера распределения льда заметно выражена асимметрия северного и южного полушарий по степени льдистости пород. По-видимому, этому способствовало более низкое положение поверхности северного полушария. Здесь расположены обширные низменности, в которых в течение миллиарда лет могли накапливаться мощные толщи тонкозернистого материала, сносимого с материковых возвышенностей южного полушария. Такие осадочные отложения в условиях сурового климата Марса и могли стать наиболее крупным потенциальным резервуаром для накопления льда.

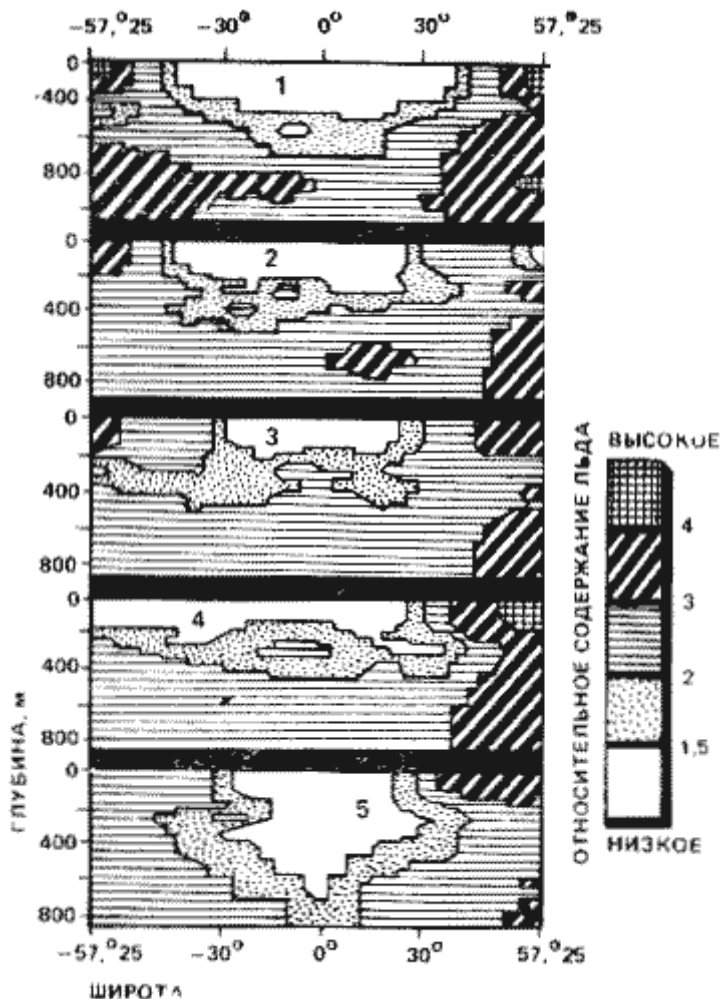


Рис.11. Меридиональные профили относительного содержания льда марсианских пород в слоях разной глубины:
1 - 200° з.д.; 2 - 280° з.д.; 3 - 345° з.д.; 4 - 55° з.д.; 5 - 125° з.д..

Весьма примечателен тот факт, что самые высокие значения льдосодержания пород в пределах слоя мощностью в несколько сотен метров оказались приуроченными к двум крупным областям в северном полушарии. Ими оказались самые низкие участки равнин Ацидалийской и Утопии, расположенных между 30 и 60° с.ш. в пределах долгот 0 - 80° и 230 - 260° з.д. Именно в эти области планеты происходил неоднократный сток огромных масс воды через крупнейшие выводные русла, берущие начало в экваториальной зоне Марса (долины Касэй, Маджа, Симуд, Арес, Тио) и на северо-западных мегасклонах плато Элизии (например, долина Храт). И не менее интересен факт, что к этим же областям приурочен уникальный тип ландшафта - местности мегапolygonального рельефа, которые морфологически очень сходны с polygonальными структурами на Земле в зонах распространения высокольдистой мерзлоты. Однако по размеру они на 1 - 2 порядка величины крупнее своих земных аналогов. Эти области рассматриваются многими

исследователями Марса как крупные седиментационные бассейны на месте грязевых палеоокеанов. Считается, что они могли сформироваться в результате катастрофического высвобождения крупных масс воды (в течение последних 2 млрд. лет геологической истории). через крупнейшие эрозионные долины Марса.

Возможные запасы воды в криолитосфере.

По существующим в настоящее время оценкам [3] содержание воды (в форме льда) во всем объеме криолитосферы Марса может составлять $7,7 \cdot 10^{22}$ г. В свою очередь процесс иссушения привел к сокращению нижней границы мерзлоты на многие сотни метров. Если из общего объема криолитосферы вычесть объем сухих и оттаявших снизу пород, то возможное содержание воды в мерзлых породах Марса составит $5,4 \cdot 10^{22}$ г. Это количество во много раз превышает содержание воды в полярных шапках планеты ($2 \cdot 10^{21}$ г) и, по-видимому, представляет собой значительную часть общих запасов свободной воды, выделившейся за геологическую историю Марса. Если бы всю воду, содержащуюся в криолитосфере, равномерно распределить по поверхности Марса, то образовался бы океан глубиной в несколько сот метров. Кроме того, под криолитосферой наверняка существует область подмерзлотных вод, о количестве которых пока трудно что-либо сказать. Формирование в верхней части марсианской коры мощной криогенной оболочки еще одно свидетельство в пользу представления о том, что в ходе эволюции внешних оболочек планет вода стремилась обособиться в самостоятельный планетарный резервуар. Но в зависимости от внешних условий на поверхности планет резервуар принимал разную форму - например, в виде гидросферы - на Земле, криолитосферы - на Марсе и ледяной коры - на спутниках Юпитера и Сатурна.

Сейсмичность Марса

Первые сейсмические наблюдения на Марсе были проведены спустя сто лет после знаменательного 1877 г. - года Великого противостояния, когда были открыты спутники и «каналы» Марса. Опыт земной и внеземной (лунной) сейсмологии позволяет рассчитывать, что и на Марсе сейсмология окажется ведущим методом при изучении внутреннего строения планеты, внесет свой вклад в решение как фундаментальных общепланетарных, так и локальных проблем: происхождение планет, закономерности их эволюции, характер тектонической активности, природа магнетизма, проблема воды и пр. Еще продолжалась работа лунной сейсмической сети, когда к сейсмическому «патролю» присоединилась третья планета Солнечной системы - Марс. На поверхности Марса планировалась работа двух сейсмических станций - они и летели на космических аппаратах «Викинг». Однако первый сейсмометр, совершивший мягкую посадку на равнине Хриса, не «распаковался» и не включил питание. Зато второй - на равнине Утопия - работал в течение 19 земных месяцев с 4 сентября 1976 по 3 апреля 1978 г., когда истощились источники питания.

Сейсмологи надеялись оценить фон микросейсм, зарегистрировать местные, а если повезет, то и далекие марсотрясения (задача оказалась затруднительной, поскольку регистрация велась лишь в одной точке), изучить особенности волновой картины. Это позволило бы установить, на что больше похож Марс - на Землю (где бывают четкие вступления волн от границ) или на Луну (где сейсмограмма имеет большую длительность, а в интерференции волн трудно выделить фазы, соответствующие отдельным границам). Забегая вперед, скажем, что (в одной точке, за полтора года, при сильном ветре) выполнить эти задачи оказалось непросто. Результаты получены минимальные, но даже они позволяют сделать далеко идущие выводы.

Условия наблюдений.

Сейсмометр вел регистрацию на плоской, каменистой, красноватой равнине, усеянной камнями разной величины и формы и покрытой тонкодисперсным слоем реголита. Пейзаж напоминал некоторые земные пустыни. Вокруг простиралась равнина с кратерами ударного происхождения, более редкими по сравнению с лунным пейзажем. В отличие от лунного ландшафт сглажен ветровой и водной эрозией. Камней в точке посадки «Викинга-2» было больше, чем у «Викинга-1». Видны «языки» выбросов из 100-километрового кратера Ми, расположенного в 200 км от места посадки. В пыли вокруг места посадки запечатлелись следы струй тормозных двигателей. Узкие, свободные от камней ложбины образуют прямоугольную сеть.

Опоры «Викинга-2» углубились в грунт на несколько сантиметров, аппарат (по данным наклономера) стоял неровно и покачивался под порывами ветра. Собственно прибор располагался над одной из опор на высоте 1 м от поверхности.

В таких условиях очутился и затем работал более полутора лет первый и пока (надеемся - ненадолго) единственный марсианский сейсмометр, установленный на равнине Утопия в точке 47°89' с.ш., 225°86' з.д.

Характеристика аппаратуры и ветровые помехи.

Первая сейсмограмма с Марса была передана в осенний марсианский полдень 4 сентября 1976 г. В момент включения сейсмометра на Земле было 00 ч 53 мин 01 с по Гринвичу - миг рождения марсианской сейсмологии.

Сейсмическая станция включала в себя трехкомпонентный сейсмометр, усилители, фильтры, магнитную память, автоматику для выделения, сжатия во времени, калибровки и передачи сигнала на Землю. Размер станции 12 x 12 x 15 см, вес 2,2 кг, потребляемая мощность - 3,5 Вт. Сейсмометры - электродинамические, настроенные на регистрацию скорости смещения, их резонансная частота 4 Гц, затухание 0,6. Частотный диапазон регистрации 0,1-10 Гц, максимальное увеличение тракта 218 000 (на частоте 3 Гц), минимально различимый сигнал 2 мкм на 3 Гц и 10 мкм на 1 Гц. Марсианский сейсмометр в 70 раз «грубее» лунного, его чувствительность соответствует фону микросейсм при тихой погоде на Земле.

При мягкой посадке вертикальный сенсор получил наклон 8° (допустимый - 15°), один из горизонтальных оказался направленным на северо-запад (N 31° W), второй, ортогональный, - на юго-запад (S 59° E).

Первые 62 марсианских дня наблюдения шли 6-дневными сериями в разных режимах. Когда Марс на 40 дней зашел за Солнце, регистрация велась в ждущем (нормальном) режиме. Передача на Землю сначала шла каждые сутки, в дальнейшем - дважды в неделю. Каждая команда содержала «распоряжение» о режиме регистрации, увеличении на вертикальном и горизонтальном каналах, частоте фильтра, калибровочном сигнале, времени выполнения команды.

Порывы ветра фиксировались независимо метеоприборами и сейсмометрами, их можно было сравнивать.

При анализе марсианских сейсмограмм в земных лабораториях удалось отделить ветровые помехи от приборных (работа электродвигателя, грунтозаборника, поворота антенн): эти помехи оказались более высокочастотными и легко «срезались» фильтрами. Основной источник микросейсм на Марсе - ветер. Отмечены суточные и сезонные вариации направления и скорости ветра марсианским летом. Первые 60 сут наблюдений самыми тихими были ночные часы с 18 ч (2 ч после захода солнца) до 4 утра, скорость ветра не превышала 1-2 м/с (она фиксировалась только метеодатчиками - порог сейсмической чувствительности составил 3 м/с). С восходом Солнца ветровые эффекты усиливались, порывы длились 1-3 мин, создавая помехи, между ними на 10-50 мин устанавливалось затишье.

В период 60 - 90 сут с начала регистрации затишье длилось с 18 ч вечера до 7 утра, а максимальные порывы (до 7 - 10 м/с) начинались вскоре после полудня. Тихая ночь, относительно тихое утро, увеличение ветра после полудня - таков ветровой характер марсианской осени. При этом ранним утром ветер дул с северо-востока, с 7 до 9 ч он менялся на юго-восточный, в полдень, продолжая вращение по часовой стрелке, становился юго-западным, а после полудня - северо-западным. Период смены сезонов был отмечен штормовыми ветрами и соответствующими микросейсмическими бурями. На 119-е сутки с 11 утра ветер превысил 7,5 м/с, а после полудня наблюдались порывы до 15,1 м/с. Экстремальное «ненастье» пришлось на 131 - 132-е сутки наблюдений: ветер превышал 18 м/с и вызывал напряжения в конструкции спускаемого аппарата. Существенно, что микросейсмы были обусловлены дрожанием «Викинга» под ветром, а не колебаниями грунта. Об этом говорит тесная корреляция: амплитуда перемещений сейсмометра пропорциональна квадрату скорости ветра - именно такое соотношение характеризует турбулентные вихри.

Анализ сейсмограмм.

Ветреная погода на равнине Утопия преобладала все полтора с лишним года сейсмических наблюдений. Лишь около 3 месяцев в сумме были тихими. На 12-е марсианские сутки была получена сейсмограмма импульсного вида, потом на 23-и, 42-е, 49-е и так вплоть до заветного 80-го дня - 6 ноября 1976 г. Восемь «кандидатов» претендовали на то, чтобы представлять марсианскую сейсмичность, и лишь одна запись выдержала «экзамен» - остальные не «пропустили» метеоданные (сейсмические импульсы пришлись на сильные порывы ветра).

И хотя 6 ноября метеодатчик не работал, так что независимых измерений скорости ветра не было, сейсмологи единодушно решили, что эта запись - марсотрясение. Оснований для такого вывода несколько. Во-первых, событие произошло ранним утром (в 3⁰⁰), когда обычно было безветренно. Во-вторых, вступление имело довольно высокую частоту (4,8 Гц), тогда как у ветровых импульсов она не превышала 3,0 - 3,9 Гц. А главное, вид сигнала, его изменение во времени очень напоминали записи, полученные в южной Калифорнии с аппаратурой «Викинг» во время ее «тренировки» на Земле. Одна из таких записей - запись афтершока землетрясения в Сан-Фернандо (1971 г.) магнитудой 3,0 на расстоянии 65 км. Другая - запись химического взрыва (102 т) в карьере Корона (эквивалентная магнитуде 2,5) на удалении 69 км.

Из этой уникальной марсианской записи удалось «выудить» вступления продольной и - через 13 сек. - поперечной волны. Если в качестве первого приближения считать, что в марсианской коре волны бегут с той же скоростью, что и в земной, и что сейсмический толчок произошел вблизи поверхности, можно определить эпицентрально-расстояние - 110 км. Измеренная амплитуда поперечной волны соответствует магнитуде в очаге 2,8 по шкале Рихтера, если действительно рассеяние и поглощение волн в марсианской коре похожи на земные. На записи вертикального прибора вслед за интенсивной поперечной волной отчетливо видны еще два вступления, запаздывающие на 10 с. Если считать, что поперечная волна бежит со скоростью 3,5 км/с, то эти особенности записи могут быть объяснены двукратным отражением от границы на глубине порядка 15 км.

Что это за граница? Соответствует ли она земной границе Мохо - разделу между корой и мантией? Ведь на карте, построенной по гравитационным аномалиям Буге в предположении, что средняя мощность коры Марса 40 км, а перепад плотности между корой и мантией 0,6 г/см³, региону равнины Утопия соответствуют глубины границы порядка 15 - 20 км. Но поскольку запись единственная, такое заключение неоднозначно. Даже для Луны, для которой сейсмограмм имеется гораздо больше, природа границы в коре еще не объяснена.

По единственной записи марсотрясения удалось сделать первые оценки сейсмической активности Марса. На Земле происходит ежегодно 45 землетрясений с магнитудой 6,5.

Если бы Марс был так же активен, как Земля, то, учитывая его меньшие размеры, ежегодно можно было бы ожидать 13 таких толчков, в среднем по одному в месяц. Однако за три месяца их замечено не было (правда, тихие «окна» в метеобурях были не сплошными, быть может, погода «стерла» драгоценные волны), зафиксировано всего одно событие с магнитудой около трех. Это достаточное основание заключить, что либо Марс сейсмически пассивнее Земли, либо равнина Утопия (и вообще «океаническая» половина планеты) асейсмична. Из общих соображений и аналогий с Землей именно так и должно быть, т.е. сейсмически более интересными на Марсе оказываются континентальные, тем паче - вулканические регионы. Туда-то и направятся будущие сейсмические экспедиции. И когда удастся поставить сейсмометры непосредственно на грунт (а то и заглубить в него), чувствительность приборов возрастет на два-три порядка, так что даже за такое краткое сейсмическое «дежурство» удастся получить более выразительную картину местной сейсмичности.

Интересно заметить, что если бы сейсмостанция «Викинга», гораздо менее чувствительная, чем «Аполлона», оказалась в районе Фра-Мауро Луны, то за шесть лет регистрации она записала бы всего три мелкофокусных тектонических толчка (с магнитудой 4,5) и не «заметила» бы ни одного приливного глубокофокусного с магнитудой ~1,5 и глубиной очага 800 км. Это значит, что с большой вероятностью можно утверждать: сейсмичность Марса выше лунной не более чем на порядок.

Перспективы сейсмических исследований.

Сейсмология сделала на Марсе лишь первые шаги. Однако не за горами продолжение исследований, которое планируется советскими учеными в 1994 - 1996 гг. и далее. В различных регионах красной планеты, особенно в таких еще недавно «живых», как области Фарсида, Элизии, долины Маринер, нужно изучить уровень микросейсмического фона, естественную сейсмичность, исследовать структуру как верхней части разреза, так и глубоких недр.

Для этого необходимо постепенно построить глобальную сеть сейсмических наблюдений, в начальном варианте - из трех разнесенных на сотни километров сейсмометров. Вместе с тем (или даже до организации глобальной сети) целесообразно создать такие региональные сейсмические «треугольники» в наиболее интригующих районах. При этом желательно, ради уменьшения эффекта ветровых помех, устанавливать сейсмометры прямо на грунт, закоривать и прижимать их к поверхности, а еще лучше - углублять их с помощью сбрасываемых со спускаемого аппарата пенетраторов. Это позволит регистрировать сигналы на порядок - два слабее, с частности, фиксировать из любой точки планеты марсотрясения с магнитудой более 5.

Для сейсморазведки верхней части разреза нужно расставлять группы или профили сейсмометров (с помощью марсохода и / или пенетраторов) и производить сейсмические воздействия постукиванием, вибрацией, подрывами зарядов и пр.

При малых временных сериях наблюдений может оказаться перспективной регистрацией (с помощью высокочувствительной и узкополосной аппаратуры) высокочастотных микросейсм, излучаемых дефектами структуры верхней части разреза.

Внутреннее строение

Определение внутреннего строения Марса - сложная задача сравнительной планетологии. Модели носят пока теоретический, прикидочный характер. При их построении исходят из космогонических представлений об образовании планет, используют аналогии с Землей (радиальная изменчивость свойств вещества, существование глобальных оболочек - коры,

мантии, ядра - результат геохимической дифференциации), учитывают данные о гравитационном поле.

Сегодня о Марсе известно больше, чем о Венере и Меркурии. Полагают, что условия конденсации вещества протопланетного облака здесь благоприятствовали соединению железа с серой и преобладанию железистых силикатов (молекулярное отношение $Mg/(Mg+F)$ для Марса составляет $2/3$, для Земли— $0,9$). Вопрос же о составе ядра остается открытым.

Ниже представлен вариант разделения Марса на минералогические зоны по В.Н.Жаркову (1983). Для Марса более вероятной представляется низкотемпературная модель. В ней фазовый переход оливина в шпинелевую модификацию начинается на довольно больших глубинах - порядка 800 км (при давлении около 100 бар и температуре 1400 °С). Глубже, вплоть до 1150 км, простирается зона совместного существования обеих модификаций, а относительно тонкая нижняя мантия (до ядра - до глубины 1700 км) сложена оливином в структуре шпинели. Перовскитовая же модификация, из которой, возможно, состоит нижняя мантия Земли, в недрах Марса из-за низких давлений отсутствует.

При повышении температуры недр шпинелевая зона Марса должна погружаться, а при охлаждении - подниматься. Это может сыграть немалую роль в тектонике Марса.

Согласно оценкам вязкость нижней мантии Марса слишком мала, чтобы выдерживать (на космических интервалах времени) большие касательные напряжения. Эти напряжения должны концентрироваться в жесткой, мощной (до 500 км) литосфере, достигая сотен бар. Если ядро Марса не чисто железное, а представляет собой сплав железа с сернистым железом (Fe - FeS), то оно будет иметь низкую температуру плавления (порядка 1000 °С), к тому же слабо зависящую от давления. Тогда можно объяснить (за счет механизма «динамо») происхождение наблюдаемого (хотя и очень слабого) дипольного магнитного поля Марса.

Есть надежда, что решить проблему состава ядра помогут будущие сейсмические исследования.

Полное содержание железа в Марсе составляет около 25%, что меньше, чем у Земли и Венеры (32%) и гораздо меньше, чем у Меркурия (60 - 70%).

Остановимся на нескольких конкретных вариантах моделей внутреннего строения Марса. С.В.Козловской (Институт физики Земли АН СССР) были рассчитаны модели внутреннего строения Марса: глубины границ и закон изменения плотности для трехслойной структуры кора - мантия - ядро. Рассматривались вариации мощности коры от 20 (степень выплавления силикатического материала, соответствующая Земле) до 200 км (полное выплавление всего «корового» вещества из мантии). Судя по тому, что многие формы рельефа поверхности говорят о недавней активности недр, полное выплавление маловероятно, поэтому при расчетах была взята мощность коры 100 км. При построении модели мантии Марса за основу бралась «земная» зависимость плотности от давления (в центре Марса давление соответствует земному на глубине 800 км). В наиболее вероятной из рассмотренных моделей железное ядро имеет радиус 960 км и массу 5% от планетарной, а скачок плотности на его кровле составляет величину от 4,7 до 8,5 г/см³. Большого радиуса ядра не допускает момент инерции. Мантия «получилась» в среднем толщиной 2 426 км, ее масса составила 89% от планетарной, а содержание ортосиликата железа превысило содержание в земной мантии на 15 - 20%. Вещество такой мантии имеет нормальную плотность 3,55 г/см³ (а в Земле - 3,3 г/см³), сейсмические волны в ней должны распространяться медленнее, чем в верхней мантии Земли при аналогичных температурах и давлении. Именно они то и смогут в дальнейшем вынести «вердикт» о правомерности предложенной модели.

Американские исследователи также предложили несколько вариантов моделей внутреннего устройства Марса и изучили их сейсмологические следствия - особенности волновой картины. Предполагается, что содержание железа в Марсе эквивалентно содержанию его в хондритовых метеоритах. Ожидается большое железо-сульфидное ядро,

богатая оксидами железа мантия и тонкая кора. Радиус ядра может составлять от 1/3 радиуса планеты (в случае ядра земного типа или чисто железного состава) до половины (ядро из сернистого железа). Проведены математическое моделирование и исследование разных вариантов. Предпочтение отдано такой модели: кора мощностью 30 км, верхняя мантия, сложенная оливином (мощность 1 113 км), нижняя шпинелевая (561 км), ядро с радиусом 1 694 км. В этой модели ядро больше и плотнее, а мантия менее плотная, чем предполагали ранее.

Теоретический анализ нескольких альтернативных моделей сейсмической структуры Марса подтверждает принципиальную перспективность сейсмических просвечиваний. Анализ расчетных годографов, кривых фазовых и групповых скоростей волн, свободных колебаний планеты выявил общие сейсмические свойства разных вариантов внутренней структуры Марса: более низкие, чем на соответствующих глубинах в Земле, скорости пробега волн, малые изменения величин скорости по вертикали в пределах пород одного минералогического состава, отсутствие резкой сейсмической границы при переходе от мантии к ядру. Это объясняется меньшими размерами, плотностью и силой тяжести на Марсе.

Сейсмические наблюдения смогут сообщить о состоянии марсианских недр. В случае жидкого ядра должны регистрироваться интенсивные (отраженные от его кровли) поперечные волны, но не будет волн, прошедших сквозь ядро, - «зона тени» существует на эпицентральных расстояниях 100 - 140°. Период собственных колебаний планеты с жидким ядром составит 30 - 40 мин. Если же ядро у Марса твердое, волны поведут себя иначе: «зона тени» исчезнет, отраженные от ядра волны ослабнут, планета будет испытывать более частые собственные колебания (25 - 30 мин).

Характер рельефа, гравитационное поле и явные признаки относительно молодого вулканизма на Марсе служат индикатором возможного существования в мантии зон частично расплавленного вещества - астеносферы. И сейсмические волны способны ее обнаружить. Если мощность астеносферы достигает 50 - 300 км, а скорость пробега сейсмических волн в ней уменьшается не менее чем на 7%, у волн появится «зона тени» на удалениях 17 - 21°, а период собственных колебаний Марса увеличится на 2,2%.

История развития геологических процессов

Анализ фотогеологической карты Марса позволяет нам примерно изложить последовательность геологических событий на планете. При выяснении относительных и абсолютных возрастов геологических провинций большое значение имеют кратеры. Поскольку поток бомбардирующих планету тел распределяется на ее поверхности довольно равномерно, то по плотности кратеров можно сделать заключение о различном возрасте более или менее кратерированных поверхностей. Такая особенность кратерообразования позволила построить шкалу относительных возрастов для Марса. Анализ динамических параметров астероидов в окрестностях орбиты Марса позволил сделать заключение, что с конца интенсивной бомбардировки в течение последних нескольких миллиардов лет марсианские кратеры любого размера (начиная с нескольких сотен метров) образовывались при темпе кратерообразования примерно вдвое большем, чем для кратеров того же размера на Луне. Считается, что темп кратерообразования на Луне и Марсе оставался относительно постоянным в последние 3 млрд. лет. В настоящее время установлена достаточно четкая связь плотности кратеров на Луне с датировкой абсолютного возраста лунных пород, что дает возможность построить шкалу абсолютных возрастов и для Марса. Однако у этого метода есть ограничения, поскольку нет полной уверенности в том, что сохраняются все кратеры и не учитывается влияние климатических факторов и географической зональности на разрушение кратеров. Кроме того, на более

молодых поверхностях резко возрастают флуктуации кратерной плотности. Требуется более осторожное отношение к существующим возрастным оценкам, что, однако, не мешает построить общую схему развития во времени основных геологических процессов (рис. 12). Для построения этой схемы использовалась существующая сейчас шкала относительных возрастов геологических провинций Марса и модельные оценки абсолютных возрастов марсианских объектов.

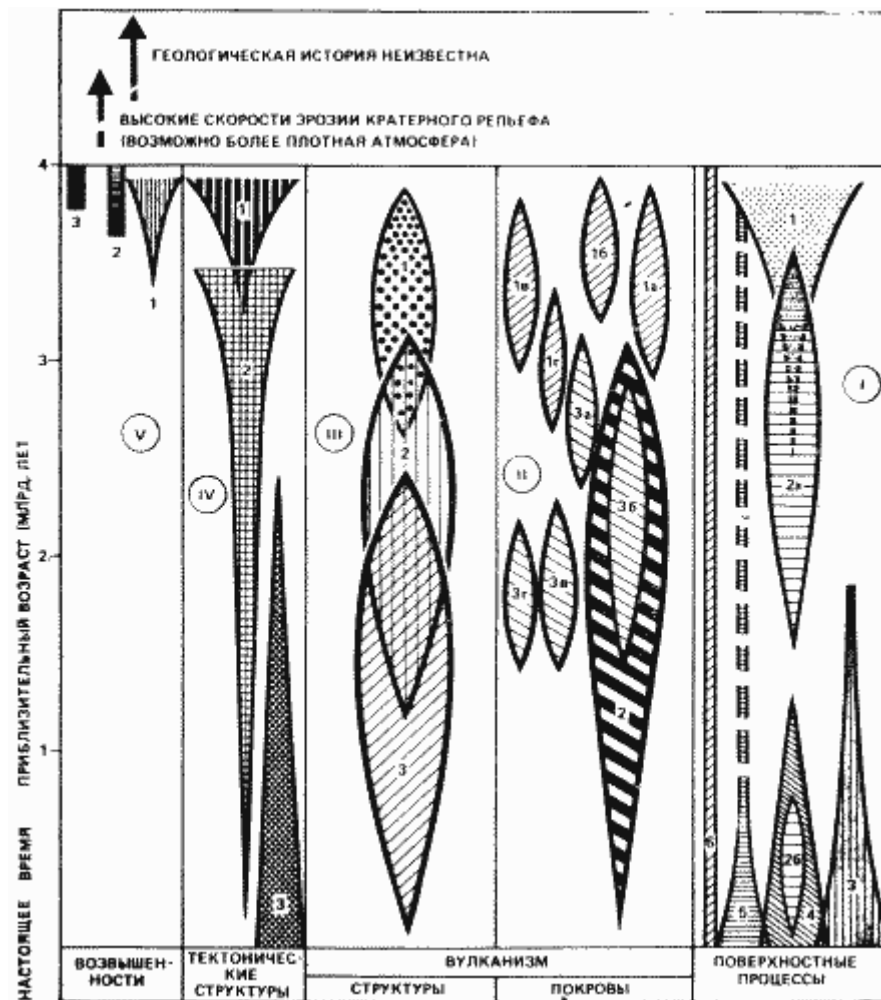


Рис. 12. Схема развития во времени главных событий и процессов геологической истории Марса.

Поверхностные процессы (I): 1 - формирование древней системы русел стока; 2 - формирование древних (а) и молодых (б) русел катастрофического истечения воды; 3 - перемещение материала на склонах; 4 - «течение» обломочного материала по типу каменных глетчеров; 5 - формирование комплекса отложений полярных шапок; 6 - проявление золотой активности.

Вулканизм (II): 1 - формирование вулканических покровов в пределах равнин Большой Сырт (а), Эллада (б), плато Гесперия (в), Лунного плато (г); 2 - вулканические покровы области Фарсида; 3 - вулканические покровы равнины Амазония (а), плато Элизии (б), Ацидалийской равнины (в), плато Синай (г).

Вулканические структуры (III): 1 - формирование Адриатической, Тирренской и Аполлоновой патер; 2 - формирование патеры Альба и горы Элизии; 3 - формирование вулканических гор Арсия, Аскрийская, Павлина и Олимп.

Тектонические структуры (IV): 1 - формирование поднятия Фарсида; 2 - заложение системы радиальных грабенов и разломов в пределах области Фарсида; 3 - формирование системы каньонов долин Маринер.

Возвышенности (V): 1 - формирование межкратерных равнин возвышенностей южного полушария Марса; 2 - разрушение сильно кратерированных местностей северного полушария; 3 - формирование наиболее хорошо сохранившихся ударных кратеров (диаметром более 50 км) и бассейнов.

Кратерная бомбардировка.

Следы интенсивной бомбардировки поверхности Марса наглядно отражены в рельефе древних, сильно кратерированных материковых местностей планеты. По

морфологическому облику и напыщенности крупными кратерами эти местности очень схожи с лунными материками, возраст которых оценивается в 4 - 4,5 млрд. лет. По-видимому, период интенсивной бомбардировки Марса заключен в том же интервале времени. К этому периоду относятся такие события, как формирование крупнейших ударных бассейнов (Эллада, Аргир, Исида) и крупных кратерных структур (например, Кассини, Скиапарелли, Гюйгенс и др.). В дальнейшем интенсивность бомбардировки марсианской поверхности затухала, и рельефообразующая роль этого процесса заметно ослабла. В настоящее время мы не можем судить о том, существовали или нет в этот период такие геологические процессы, как тектоническая и вулканическая деятельность. По-видимому, их роль в рельефообразовании была сильно подавлена масштабной и интенсивной переработкой поверхности, совершаемой метеоритной бомбардировкой, а следы этих процессов в рельефе планеты могли не сохраниться.

Эндогенные процессы.

Тектоническая деятельность на Марсе проявилась наиболее интенсивно в ранний период геологической истории (ранее 3,5 млрд. лет назад). В этот период, вероятно, произошла сильная перестройка в структуре коры планеты, приведшая к четко выраженной планетарной дихотомии Марса - высокие уровни южного полушария и низкие уровни северного. К этому же периоду, по-видимому, относится начало тектонической деятельности в обширной области Фарсида. Структурные и стратиграфические особенности этой области свидетельствуют о том, что до того, как здесь проявился вулканизм, она испытала длительное по времени куполообразное воздымание, сопровождавшееся заложением крупной системы радиальных разломов. К наиболее древним разломам этого периода относятся системы разломов Тавмасия и Кларитас. Этот период так же характеризуется развитием интенсивной вулканической деятельности, проявившейся в формировании покровных лавовых излияний древнейших материковых местностей и «затоплении» северных равнин. Вероятно, первые лавовые затопления таких ударных бассейнов, как Эллада и Аргир, произошли также в этот период.

В более поздний период (2 - 0,5 млрд. лет) тектоническая активность неоднократно проявлялась главным образом в областях Фарсида и Элизии, а также в отдельных регионах глобального уступа. Эта стадия развития характеризуется площадными излияниями лав как в самих областях, так и на равнине Большой Сырт и плато Респерия, в районе к юго-западу от Эллады и в ряде локальных мест материковой зоны (например, около кратера Скиапарелли). Активность лавовых затоплений северных равнин постепенно падала. Более поздние излияния лав на этих равнинах происходили локально. К последнему миллиарду лет относится затопление лавами днищ кольцевых бассейнов (Эллада, Аргир, Исида), определившее наблюдаемые ныне морфологические особенности внутрибассейновых равнин. В то же время происходили фрагментарные излияния лав в материковых местностях.

Возобновление тектонической активности и магматической деятельности в период 1,5 - 0,2 млрд. лет послужило причиной формирования хаотических местностей и привело к образованию гигантской рифтообразной системы долин Маринер в экваториальной зоне Марса. Не позднее 506 млн. лет назад произошло последнее мощное проявление площадного вулканизма в центральной части области Фарсида, на которой в этот же период завершилось формирование крупнейших вулканических щитов. Судя по плотности кратеров на поверхности этих щитов, наиболее древний из них - гора Арсия, затем следуют гора Павлина и гора Аскрийская и самый молодой - гора Олимп.

Экзогенные процессы.

Одновременно с вулканической деятельностью в древнейший период происходило раннее формирование системы долин флювиальной природы. Это в основном были дендритовидные мелкие долины, приуроченные к древнейшим, сильно кратерированным

провинциям материковой зоны. В это время заложены крупные долины Узбой, Ладон, Маадим и Бахрам. Период формирования крупнейших долин Марса - Касэй, Арес, Тиу, Залбатану и Симуд - совпадает со временем образования хаотических местностей и системы каньонов долин Маринер. Некоторые из крупнейших долин берут начало непосредственно в локальных депрессиях хаотических местностей.

Создается впечатление, что магматическая деятельность и флювиальные процессы на Марсе связаны во времени. Такая связь двух процессов может свидетельствовать о том, что вулканизм стимулировал флювиальную деятельность на протяжении всей геологической истории планеты. В частности, это могло происходить за счет таяния мерзлоты (по причине эндогенной активности), в результате чего шло высвобождение воды, сопровождавшееся эрозией марсианской поверхности. Активизация флювиальной деятельности и взаимодействие вулканизма с марсианской мерзлотой способствовали усилению химического выветривания на поверхности планеты.

Признаки активной и длительной эрозии на марсианской поверхности наиболее ярко проявились в переходной зоне между материковыми возвышенностями и северными равнинами (районы столовых гор Дейтеронил, Протонил и Нилосирт), ограниченной с юга глобальным уступом. Современный облик этого уступа определяется не только первичной тектонической структурой. Результаты геолого-морфологического изучения свидетельствуют о том, что глобальный уступ, который, вероятно, сформировался на раннем этапе геологической истории, в последующие периоды подвергался воздействию интенсивной эрозии. В результате этого он отступил к югу и сформировалась широкая (в сотни километров) переходная зона. Морфологические черты ее молодых поверхностей, как и других провинций Марса, указывают на то, что в настоящий период эти районы находятся под воздействием эоловой деятельности, активных склоновых процессов (в частности, криогенных) и в меньшей степени - кратерообразования.

Об интенсивности эоловых процессов в течение геологической истории Марса можно судить (в общих чертах) лишь по косвенным признакам - по соотношению наблюдаемых эоловых комплексов рельефа с другими геологическими типами поверхностей известного возраста. Из таких соотношений удастся очень приблизительно представить себе интенсивность эоловых процессов лишь за последние 2 млрд. лет. Признаки древней активности эоловой переработки марсианской поверхности встречаются на локальных участках. Эти участки накладываются на древние местности (с возрастом 3 - 2 млрд. лет) и окружены более молодыми местностями (с возрастом около 1 млрд. лет). Такое соотношение позволяет считать, что события древней эоловой активности происходили и в период 2 - 1 млрд. лет назад. По-видимому, к этому же периоду относится появление комплексов эоловой аккумуляции, встречающихся в крупных кратерах материковых возвышенностей (например, в кратере Проктор), и образование эоловых покровов на северных равнинах.

Широкая распространенность эоловых отложений и признаки интенсивной дефляции марсианской поверхности наводят на мысль о сильной эрозионной способности этого процесса, что может быть следствием существования более плотной атмосферы в рассмотренный период. По мере затухания флювиальной деятельности в последний миллиард лет эоловые процессы, по-видимому, становились доминирующими, о чем свидетельствуют мощные (от десятков до сотен метров) эоловые отложения, распространенные на самых молодых лавовых равнинах области Фарсида, на днище каньонов долин Маринер и северных равнинах.

Наиболее яркий пример относительно недавней эоловой деятельности - пояс эоловых комплексов вокруг северной полярной шапки. Этот пояс сложен мощной толщей (до сотен метров) эолового материала, распределенного в форме гряд, барханов, дюн и шлейфов. Даже на поверхности остаточной (ледяной) северной полярной шапки наблюдаются дюнные формы, сформированные снежно-песчаным материалом. В настоящее время эоловая деятельность на Марсе - один из доминирующих планетарных

процессов, хотя его эрозионная способность, по-видимому, ослаблена из-за крайне разреженной современной атмосферы.

Характер приполярных геологических провинций и ландшафтов полярных шапок, сложенных гляциозоловыми отложениями и покровными льдами, свидетельствует о том, что формирование наблюдаемых полярных комплексов происходило в последний миллиард лет. Поскольку полярные области Марса на протяжении всей геологической истории служили холодными «ловушками» для летучих H_2O и CO_2 , можно думать, что формирование полярных шапок началось в более ранние периоды. Оно происходило за счет вымораживания водяного пара из марсианской атмосферы, количество которого возрастало в периоды активизации флювиальной деятельности. Следы ее прослеживаются до 3,5 млрд. лет (или более), поэтому есть основания предполагать, что формирование полярных шапок шло с этого же периода.

Предложенная схема развития во времени основных геологических процессов, сформировавших современный облик поверхности Марса, представляет собой первое приближение, связанное с сегодняшним уровнем знаний. Поэтому схема не претендует на полную достоверность (в отношении точных возрастных оценок) и не может рассматриваться как абсолютная. Интенсивности геологических процессов на схеме ни в коей мере не иллюстрируют конкретные эпохи (или циклы) развития того или иного процесса, а дают самую общую картину.

Цитируемая литература

1. Алехин Ю.В., Закиров И.В., Базилевский А.Т., Флоренский К.П. // Геохимия. - 1977. - № 9. - С. 1283.
2. Кузьмин Р.О. К вопросу о строении криолитосферы Марса. - В сб.: Проблемы криолитологии. - М.: 1977. - Вып. 6,7 С. 7.
3. Кузьмин Р.О. Определение глубины залегания льдистых пород на Марсе по морфологии свежих кратеров // ДАН СССР. - 1980 - Т.252 - №6, - С.1445
4. Кузьмин Р.О., Бобина Н.Н., Забалуева Е.В., Шашкина В. П. // Астрономический вестник. -1988. -Т. 22.--№ 3. - С. 195.;

Рекомендуемая литература

1. Мороз В.И. Физика планеты Марс. — М.: Наука, 1978.
2. Кузьмин Р. О. Марс и его спутники. — В кн.: Очерки сравнительной планетологии. — М.: Наука, 1981.
3. Кузьмин Р.О. Криолитосфера Марса. — М.: Наука, 1983.
4. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет.—М.: Наука, 1983.

Научно-популярное издание

Кузьмин Руслан Олегович

Галкин Игорь Николаевич

КАК УСТРОЕН МАРС

Гл. отраслевой редактор *Л. А. Ерлыкин*

Редактор *И. Г. Вирко*

Мл. редактор *С. С. Патрикеева*

Обложка художника *А. З. Ярина*

Худож. редактор *К. А. Вечерин*

Технический редактор *Н. В. Клецкая*

Корректор *В. И. Гуляева*

ИБ № 9823

Сдано в набор 22.05.89. Подписано к печати 02.08.89. Т 01175. Формат бумаги 84×108¹/₃₂. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 3,36. Усл. кр.-отг. 3,57. Уч.-изд. л. 3,50. Тираж 26 953 экз. Заказ 967. Цена 15 коп. Издательство «Знание». 101835, ГСП, Москва, Центр, проезд Серова, д. 4. Индекс заказа 894208.

Типография Всесоюзного общества «Знание». Москва, Центр, Новая пл., д. 3/4.

15 коп.

Индекс 70101



СЕРИЯ **КОСМОНАВТИКА,
АСТРОНОМИЯ**