

Міністерство освіти і науки України
Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича

С.М. КИРИЛЮК
О.В. КИРИЛЮК

ПРИРОДА МАРСА

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Чернівці
Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича
2017

ББК
УДК
К

Рекомендовано вченою радою
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича
як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів
(протокол №__ від __)

Рецензенти : *Іванов С.А.* – кандидат географічних наук, доцент, завідувач кафедри конструктивної географії і картографії Львівського національного університету імені Івана Франка
Смирнова В.Г. – кандидат географічних наук, доцент кафедри технологічного обладнання харчових виробництв і торгівлі Полтавського університету економіки і торгівлі

Кирилюк С.М.
К **Природа Марса :** навчальний посібник / С.М. Кирилюк, О.В. Кирилюк – Чернівці : Чернівецький нац. ун-т ім. Юрія Федьковича, 2017. – 96 с.
ISBN__

В навчальному посібнику розглядаються питання походження, будови та еволюції географічної оболонки планети Марс. Детально описані тектонічні та геологічні процеси їх прояв і роль у сучасній геодинаміці планети, висвітлено рельєфні особливості планети, охарактеризовано марсіанську атмосферу та його клімат, обговорені питання води та можливого життя на Марсі, а також дана характеристика його супутникам.

Для студентів географічних факультетів.

УДК
ББК

ISBN__

© Чернівецький національний
Університет ім. Юрія Федьковича, 2017
© С.М. Кирилюк, О.В. Кирилюк
© С.М. Кирилюк, обкладинка, 2017

ЗМІСТ

ПЕРДМОВА	5
РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАРСА	6
1.1. Загальна характеристика Марса	6
1.2. Історія дослідження Марса	8
1.3. Космічні дослідники Марса. Хронологія польотів	11
1.4. Характер марсіанської поверхні	14
1.5. Основні елементи поверхні Марса	17
1.6. Протистояння Марса	20
<i>Список літератури</i>	22
РОЗДІЛ 2. ТЕКТОНІЧНІ ТА ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МАРСА	24
2.1. Тектонічна будова Марса	24
2.2. Геологічна історія Марса	28
2.3. Структура верхніх горизонтів кріолітосфери Марса	30
2.4. Сейсмічність Марса	33
<i>Список літератури</i>	38
РОЗДІЛ 3. ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ НА МАРСІ.	39
3.1. Кратерне бомбардування	39
3.2. Ендогенні процеси	40
3.3. Екзогенні процеси	42
3.4. Марсіанські канали	45
<i>Список літератури</i>	47
РОЗДІЛ 4. РЕЛЬЄФ МАРСА	48
4.1. Ударні утворення	48
4.2. Вулканічні утворення	50
4.3. Еолові утворення	52
4.4. Флювіальні утворення	54
4.5. Мерзлотні утворення	56
<i>Список літератури</i>	62
РОЗДІЛ 5. АТМОСФЕРА МАРСА	64
5.1. Атмосфера Марса	64
5.2. Марсіанська доба	69

5.3. Пори року на Марсі	70
5.4. Клімат Марса. Полярні шапки	72
5.5. Небо Марса	74
<i>Список літератури</i>	<i>76</i>
РОЗДІЛ 6. ВОДА ТА ЖИТТЯ НА МАРСІ	77
6.1. Вода на Марсі	77
6.2. Життя на Марсі	79
<i>Список літератури</i>	<i>85</i>
РОЗДІЛ 7. СУПУТНИКИ МАРСА	86
7.1. Фобос та Деймос – супутники Марса	86
<i>Список літератури</i>	<i>89</i>
ДОДАТКИ	90

ПЕРЕДМОВА

До планети Марс завжди була прикута особлива увага. Цей інтерес пояснюється не тільки близькістю планети до Землі, а й специфічними природними умовами, які подібні до земних за багатьма ознаками. Вивчення природи Марса відкриває нові шляхи до кращого розуміння формування та еволюції природи нашої планети, оскільки значна частина марсіанських ландшафтів перебуває на рівні характерних для далекого геологічного минулого Землі, та тих, які можуть з'явитися в майбутньому нашої планети.

Навчальний посібник «Природа Марса» розроблений для навчальних дисциплін, які викладаються на географічному факультеті Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича: «Ксенографія з основами астрономії», «Фізична географія Сонячної системи», «Основи фізики Землі».

На основі узагальнених даних різних авторів в навчальному посібнику складається цілісна картина про природу планети Марс – починаючи від історії формування з поділом на геологічні періоди (Донойський, Нойський, Гесперійський та Амазонійський) до розкриття еволюції основних геодинамічних процесів (кратерне бомбардування, ендегенні та екзогенні процеси).

Зокрема присвячена увага розвитку основних рельєфних форм на планеті (ударні утворення, вулканічні, солові, флювіальні та мерзлотні).

Окрему увагу присвячено марсіанській атмосфері, де детально викладено не тільки її походження й еволюцію, а й кліматичні особливості планети, характеристики її доби та року.

У навчальному посібнику висвітлені питання, присвячені воді та можливому життю на планеті. Він являє своєрідну компіляцію як наукових фактів, так і авторитетних гіпотез.

Також наведені дані про походження й еволюцію супутників Марса – Фобоса та Деймоса.

РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАРСА

- 1.1. Загальна характеристика Марса.
- 1.2. Історія дослідження Марса.
- 1.3. Космічні дослідники Марса. Хронологія польотів.
- 1.4. Основні елементи поверхні Марса.
- 1.5. Характер марсіанської поверхні.
- 1.6. Протистояння Марса.

1.1. Загальна характеристика Марса

Планета Марс – четверта планета від Сонця та остання з планет земної групи (рис. 1). Більшість характеристик його географічної оболонки подібні до земної, єдине, що розюче відрізняє цю планету від Землі, – вкрай розріджена атмосфера. Марс порівняно невелика планета. Маса складає $6,44 \cdot 10^{26}$ г (0.107 маси Землі). Діаметр – 6775 км – це приблизно в два рази менше, ніж у Землі, та вдвічі більше, ніж у Місяця. Середня густина планети значно менша, ніж у нашої планети і складає в середньому $3,94 \text{ г/см}^3$. Прискорення вільного падіння тут 372 см/с^2 (38% від земної). Довжина доби на Марсі практично не відрізняється від земної і становить 24 год 39,5 хв. Майже тотожна вісь обертання планети – 25° , але, на відміну від Землі, північний полюс Марса спрямований у напрямку сузір'я Лебедя. Рік на Марсі складає 687 земних діб. Загальні орбітальні та фізичні характеристики наведені в додатку 1.

Внутрішня будова Марса. Згідно з численними розрахунками, ядро Марса має масу близько 9% від всієї маси планети. Воно складається із заліза та його сплавів і перебуває, найімовірніше, в рідкому стані. Марс має потужну кору товщиною 100 км. Між ними знаходиться силікатна мантія, незначно збагачена залізом.

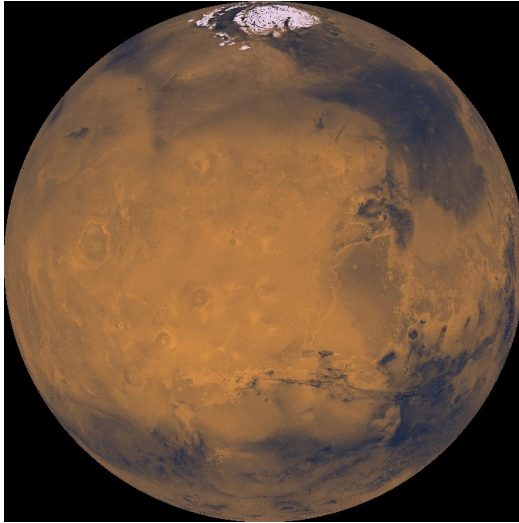


Рис. 1. Вигляд Марса з пролітної траєкторії

Атмосфера Марса. Атмосфера Марса вкрай розріджена, в порівнянні з атмосферою Землі. За хімічним складом вона більше нагадує атмосферу Венери та майже на 95% складається з CO_2 . 4% припадає на азот й аргон. Кисню та водяної пари марсіанська атмосфера вміщує не більше 1%. Тиск атмосфери на рівні поверхні рідко перевищує 6 мбар. Це в 15000 разів менше, ніж на Венері, та в 160 разів менше, ніж біля поверхні Землі. У найглибших западинах у межах північної півкулі тиск може перевищувати 10 мбар.

Середня температура на Марсі значно нижча ніж на Землі – $-40\text{ }^\circ\text{C}$. При найбільш сприятливих умовах влітку на денній половині планети повітря прогрівається до $+20\text{ }^\circ\text{C}$. Але зимової ночі мороз може досягати до $-125\text{ }^\circ\text{C}$ (на полюсах) та $-75\text{ }^\circ\text{C}$ (на екваторі). При таких температурах CO_2 замерзає, перетворюючись на сухий лід. Такі різкі перепади температури викликані тим, що розріджена атмосфера Марса не здатна довго утримувати тепло. Перші виміри температури Марса за допомогою термометра, розміщеного у фокусі телескопа-рефлектора, проводилися ще на початку 20-х років. Вимірювання В. Лампланда в

1922 р дали середню температуру поверхні Марса -28°C . Е. Петтіт і С. Нікольсон отримали в 1924 р -13°C . Більш низьке значення отримали в 1960 р. У. Синтон і Дж. Стронг: -43°C . Пізніше, в 50-ті та 60-ті рр. були накопичені й узагальнені численні вимірювання температур у різних точках поверхні Марса, у різні сезони та періоди доби. З цих вимірів випливало, що вдень на екваторі температура може сягати $+27^{\circ}\text{C}$, але вже до ранку опускається до -50°C .

Хмари в атмосфері Марса поділяються на жовті, сині та білі. Жовті хмари формуються в нижніх шарах атмосфери на висоті приблизно 5 км і нижче. Вони складаються, ймовірно, з дрібного пилу, наприклад із частинок гідрату заліза. Сині хмари (фіолетовий серпанок) спостерігаються на великих висотах, поблизу лінії термінатора, на вранішньому та вечірньому краях планетарного диска. Враховуючи хімічний склад атмосфери і найбільш вірогідний хід зміни температури та тиску з висотою, можна припустити, що ці хмари формують кристали льоду. Білі хмари, очевидно, мають ту ж природу, що й сині, але складаються з крупніших кристалів льоду. Ці хмари нерідко розташовуються над світлими районами планети, поблизу їх переходів у темні райони.

1.2. Історія дослідження Марса

Марс спостерігають у телескопи три останні сторіччя. Більшість перших астрономів помічали на його поверхні тільки крупні деталі альbedo – темні та світлі області. На найстаріших замальовках, зокрема виконаних Гюйгенсом у Нідерландах (1659-1672), Гершелем в Англії (1777-1783), Шретером у Німеччині (1783-1805), цим деталям не були дані назви. Спостерігаючи за Марсом, астрономи, перш за все, відмітили сезонні зміни у високих широтах. Наприклад, Гершель помітив, що розміри білих полярних шапок планети періодично змінюються відповідно до зміни сезонів на Марсі. Закономірно виникло припущення, що з початком літа в конкретній півкулі крижані чи снігові по-

лярні шапки починають інтенсивно танути. Пізніше було помічено, що одночасно зі зменшенням шапок по поверхні планети з полярних областей у помірні широти поволі розповсюджується так звана хвиля потемніння.

Тільки в 1830 р. на карті Марса, складеній Бером і Медлером, для позначення деталей альбедо були використані букви латинського алфавіту. На картах Марса, виданих у Нідерландах Кайзером (1862), в Англії Проктором (1869), у Франції Фламмаріоном (1876) та на більшості інших карт, з'явилися найменування для темних і світлих ділянок, пов'язаних з іменами видатних астрономів. Зазначимо, що одним і тим самим деталям різні укладачі давали різні назви. Можливо, саме тому перші назви не збереглися на подальших картах.

Італійські астрономи Секкі та Скіапареллі в кінці XIX ст. повідомили, що неодноразово спостерігали тонкі довгі лінії, які візуально нагадують мережу каналів та з'єднують полярні й помірні зони планети. Назва «канали» закріпилася за цими утвореннями. Сам Скіапареллі не надавав їм особливого значення. Але американський астроном Лоуелл, що побудував спеціальну, чудово обладнану для спостережень Марса обсерваторію, припустив, що «канали» мають штучне походження, і описував їх як водні шляхи, прокладені мешканцями планети. Згідно з його гіпотезою, вода, що надходить з покритих льодом полярних шапок, переміщувалася в посушливі райони поблизу екватора. Слід зазначити, що об'єкти розмірами близькі до марсіанських «каналів» знаходяться на межі видимості із Землі. Тому одна частина дослідників бачила канали, а інша стверджувала, що має місце «обман зору» – окремі не пов'язані між собою дрібні деталі поверхні сприймаються як тонкі прямі лінії. Останні мали рацію.

Назви темних і світлих деталей поверхні, запропоновані Скіапареллі після спостережень великого протистояння Марса в 1877-1878 рр., використовуються й на сучасних картах, поруч із новими деталями марсіанської номенклатури (рис. 2). Скіапареллі використовував географічні назви старовини й імена зі стародавньої міфології. Тому на марсіанських картах можна по-

бачити такі назви: Еллада (Греція), Авзонія (Італія), Фарсида (Іран) або наприклад Земля Ноя, Земля Сирен та інші.

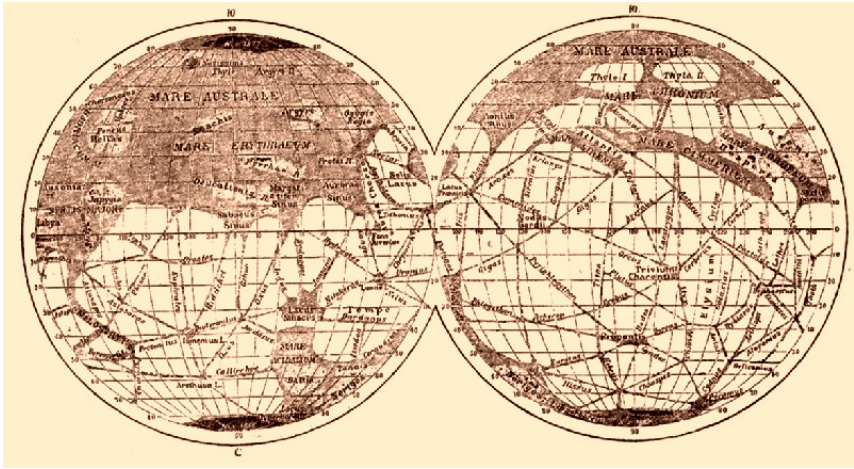


Рис. 2. Карта Марса Д. Скіанараллі

У XIX ст. укладено понад п'ятдесят карт і глобусів Марса. Темні області на них були названі морями, затоками й озерами, а найдрібніші деталі – джерелами. Для широких темних смуг запропоновано використовувати термін “протока”, а для вузьких смуг “канал”. Обширні світлі області так і не отримали спеціальної назви, а невеликі світлі ділянки поверхні називалися порізно, наприклад країна, острів, мис, гора.

Ще більше карт планети з'явилося в XX ст. Найбільш повна карта деталей альbedo поверхні Марса складена французьким астрономом Антоніаді в 1930 р. за його багаторічними спостереженнями. Ця карта вирізнялася від решти новими назвами й деталями марсіанської номенклатури.

У кінці 1950-х почалася епоха космонавтики, в недалекому майбутньому заплановані перші експедиції до Марса – постало питання єдиної, повної та надійної карти. Оскільки на наявних картах, складених різними авторами, були відмінності в зображенні деяких деталей та в їх найменуваннях, Міжнародний аст-

рономічний союз (МАС) доручив Дж. де Моттоні виконати порівняння різних карт і підготувати нову карту Марса, яка в 1958 р. була прийнята як офіційна. Список назв її деталей альbedo містив 128 найменувань (додаток 2).

1.3. Космічні дослідники Марса. Хронологія польотів

Марс 1960А (10.10.1960). Місія закінчилася невдачею.

Марс 1960В (14.10.1960). Місія закінчилася невдачею.

Марс 1962А (24.10.1962). Місія закінчилася невдачею.

Марс-1 (1.11.1962). Політ дав нові дані про фізичні властивості космічного простору між орбітами Землі та Марса, про інтенсивність космічного випромінювання, напруженість магнітних полів Землі та міжпланетного середовища, про потоки іонізованого газу та про розподіл метеорної речовини.

Марс 1962В (04.11.1962). Місія закінчилася невдачею.

Mariner 3 (05.11.1964). Місія закінчилася невдачею.

Mariner 4 (28.11.1964). Апарат пролетів на висоті 9920 км над поверхнею планети, передав 22 крупних плани поверхні Марса, а також підтвердив припущення про те, що тонка атмосфера Марса складається з вуглекислого газу, тиском 5-10 мілібар. Зафіксовано наявність у планети слабкого магнітного поля.

Зонд-2 (30.11.1964). Місія закінчилася невдачею.

Mariner 6 (24.02.1969) пролетів на висоті 3437 км над екваторіальною областю планети. Проведено вимірювання температури поверхні та атмосфери, аналіз молекулярного складу поверхні та тиску атмосфери. Було також одержано близько 200 зображень, виміряна температура південної полярної шапки – -125 °С.

Mariner 7 (27.03.1969) також провів вимірювання температури поверхні та атмосфери, проаналізував молекулярний склад поверхні та тиску атмосфери.

Марс 1969А (27.03.1969). Місія закінчилася невдачею.

Марс 1969В (02.04.1969). Місія провалилася.

Mariner 8 (08.05.1971). Місія закінчилася невдачею.

Космос-419 (10.05.1971). Місія виявилася провальною.

Марс 2 (19.05.1971). Частково провальна місія. Апарат одержав неправильні дані через збій у програмі, тому не зміг виконати свою безпосередню місію.

Марс 3 (28.05.1971). Частково провальна місія. Апарат приземлився на поверхні планети, але на Землю передав перший 20-секундний сигнал. Орбітальний апарат і далі передавав дані на Землю.

Mariner 9 (30.05.1971) у момент свого прибуття на планету потрапив у пилову бурю, тому більшість експериментів відклали, поки вона не втихла. Були зроблені перші знімки супутників Марса – Фобоса і Деймоса з високою роздільною здатністю. На поверхні планети виявлені рельєфні утворення, які нагадували річки та канали.

Марс 4 (21.07.1973) провів один 12-кадровий цикл зйомки Марса на відстанях 1900-2100 км у масштабі 1:5000000. Передані дві панорами планети – в оранжевому та червоно-інфрачервоному діапазонах.

Марс 5 (25.07.1973). Станцією були передані фото та телевізійні зображення Марса з розширенням до 100 м, проведено серію досліджень поверхні й атмосфери планети. Одержано лише 43 нормальних знімки зі 108 зроблених, а також одержано 5 телепанорам.

Марс 6 (05.08.1973). Частково провальна місія. Через невдалу посадку вдалося встановити лише 1 сеанс зв'язку.

Марс 7 (09.08.1973). Місія закінчилася невдачею.

Viking-1 (20.08.1975) виведений на орбіту Марса, посадковий модуль м'яко приземлився на поверхню планети.

Viking-2 (09.09.1975) також виведений на орбіту Марса, посадковий модуль м'яко приземлився на поверхню планети. Разом із **Viking-1** передали на Землю близько 50000 знімків.

Фобос-1 (07.07.1988) посилався для дослідження Фобоса, але загубився.

Фобос-2 (12.07.1988) одержано 38 зображень Фобоса з розширенням до 40 м, виміряна температура поверхні, яка в найгарячіших точках складає 30 °С.

Mars Observer (25.09.1992). Місія закінчилася невдачею.

Mars Global Surveyor (07.11.1996) повинен був знаходитися на орбіті 2 роки і збирати інформацію про характер поверхні, її геометрію, склад, гравітацію, динаміку атмосфери та магнітне поле.

Marc 1996A (16.11.1996). Місія невдала.

Mars Pathfinder + Sojourner (04.12.1996). Апарат здійснив посадку на поверхню, доставивши туди перший у своєму роді марсохід.

Nozomi (03.07.1998). Місія закінчилася невдачею.

Mars Climate Orbiter (11.12.1998). Місія закінчилася невдачею.

Mars Polar Lander + Deep Space 2 (03.01.1999). Місія провалилася.

2001 Mars Odissey (07.04.2001) досліджував розподіл мінералів і хімічних елементів по поверхні планети, вивчалася інтенсивність космічного випромінювання навколо планети.

Mars Express + Beagle 2 (02.06.2003). Частково провальна місія. Зроблено перший знімок з відстані 5,5 млн км від Марса, але зонд при посадці розбився.

MER-A Spirit (10.06.2003) + **MER-B Opportunity** (07.07.2003). План роботи роверів для дослідження геології поверхні планети складав 90 днів, однак його було перевиконано в кілька разів.

Rosetta (02.03.2004). Апаратом здійснено серію фотографування планети з пролітної траєкторії, а також вивчення особливостей марсіанської атмосфери в ультрафіолетовому діапазоні.

Mars Reconnaissance Orbiter (12.08.2005). Апарат здатний розгледіти об'єкти до 30 см, що дозволило створити найдетальнішу карту поверхні Марса.

Phoenix (04.08.2007) виявив сліди часточок, які дуже нагадують тонкі пластинки глини та карбонат кальцію. Вважається,

що для утворення цих мінералів необхідна довгострокова наявність рідкої води з нейтральною або слабо лужною реакцією. Арктичний ґрунт Марса й досі зберігає сліди луґу – цілком придатного для вирощування земних рослин, тоді як в інших досліджених місцях ґрунт кислий. Зонд виявив сліди перхлоратів – солей хлорної кислоти, отруйних для більшості земних організмів. За весь час своєї роботи зонд одержав і передав на Землю більше 25 тис. знімків. Надійшли масиви даних про хімічний склад та механічні властивості зразків ґрунту та льоду.

Dawn (27.09.2007). Апаратом було виконано серію досліджень планети з пролітної траєкторії.

Фобос-Ґрунт + Yinghuo-1(08.11.2011). Місія закінчилася невдачею.

Mars Science Laboratory Curiosity (26.11.2011). Марсохід має набір інструментів для дослідження теперішніх або минулих форм життя на Марсі.

Mars Orbiter Mission (5.11.2013) виконував вивчення марсіанської атмосфери.

MAVEN (18.11.2013) вивчав верхню атмосферу Марса.

ExoMars TGO + Schiaparelli (14.03.2016). Апарат досліджував природу виникнення в атмосфері Марса домішок метану та водяної пари. Schiaparelli розбився.

1.4. Характер марсіанської поверхні

Подібно до поверхні Місяця і Землі поверхня Марса характеризується чітко вираженою асиметрією. Якщо північна півкуля представлена рівнинними поверхнями (більш молодими), що знаходяться на 1-3 км нижче нульового рівня, то південна – сильно кратерована з підвищеннями (стародавніми), що знаходяться на 2-4 км вище нульового рівня. Межа між цими півкулями загалом є колом, нахиленим до екватора під кутом 35°. Різниця висот двох півкуль Марса і морфологічні відмінності їх поверхонь визначили чітко виражену дихотомію планети. Межа між цими макроутвореннями поверхні підкреслюється глобаль-

ним уступом (заввишки близько 2 км), руйнування якого ендегенними й екзогенними процесами призвело до формування обширної (від 100 до 500 км) перехідної зони. З півдня на північ в цій зоні спостерігається зміна морфологічних особливостей рельєфу від непорушених кратерованих підвищень через останцеві піднесення, розділені пересіченими лінійними ділянками рівнин, до згладжених рівнин, ускладнених дрібнішими, рідко розкиданими платоподібними останцями й горбами.

Найвищі ділянки Марса представлені двома великими підвищеннями, розташованими на стику різновисотних рівнів поверхні північної і південної півкуль. Це гігантська область плато Фарсида, яке піднімається над оточуючою поверхнею на 6 км і простягається на 4000 км з півночі на південь і на 3000 км зі сходу на захід (рис. 3.). Головна особливість цього підвищення – наявність трьох гігантських вулканів з абсолютною висотою до 27 км і поперечником 300 – 400 км (гори Фарсида). На північно-західному краю підвищення розташована найбільша вулканічна структура планети – гора Олімп, заввишки 27 км і діаметром підніжжя 600 км. Друге підвищення, розташоване в області рівнини Елізії, має поперечник 1500 км і піднімається над навколишніми рівнинами на 4 – 5 км. Як і область Фарсида, район Елізії характеризується великими вулканічними структурами й лавовими покривами.

Із заходу і сходу до області Фарсида прилягають два понижених райони з меридіональним простяганням. На заході – це рівнина Амазонія ($5-35^{\circ}$ пн.ш., $150-170^{\circ}$ зх.д.), поверхня якої збігається з нульовим рівнем планети, а на сході – різко виражена депресія, так званий трог Хриса, що протягнулася більш ніж на 5000 км від північного краю рівнини Аргир (40° пд.ш., 35° зх.д.) до Ацидалійської рівнини (40° пн.ш., 35° зх.д.). Найнижчі ділянки цієї депресії розташовані на 2-3 км нижче за нульовий рівень. У приекваторіальній зоні Марса знаходиться гігантська система рифтоподібних депресій, названих долинами Маринер. Ця система має субширотне простягання та перетинає східне крило плато Фарсида. Загальна довжина долин Маринер перевищує 4000 км при максимальній ширині близько 700 км і гли-

бині до 7 км. У межах сильно кратерованих підвищень південної півкулі розташовані найбільші на планеті кругові депресії (поперечником близько 1000 і 2000 км): рівнина Аргир і рівнина Еллада. Окремі ділянки рівнини Еллада лежать на 4 км нижче нульового рівня планети і на 6-7 км нижче довокішніх поверхонь. Максимальний перепад висот на планеті досягає 30 км.

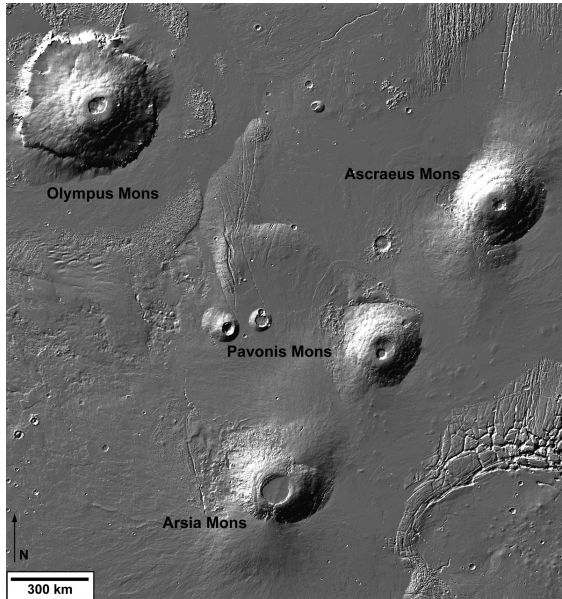


Рис. 3. Частина плато Фарсида та чотири щитових вулкани (Олімп, Арсія, Павоніс та Аскрійська)

Згідно з результатами фотогеологічного вивчення Марса, проведеного американськими планетологами за знімками з “Маринера-9” і “Вікінгів-1 і -2”, різноманіття марсіанських ландшафтів може бути охарактеризовано 14 типами, відповідними специфічним типам геологічних формацій. Найбільш поширені кратеровані по-різному території та рівнинні місцевості, а також материкові піднесення. Крім них, на Марсі існують вулканічні споруди й рівнини, хаотичні й горбисті, гірські, “роз’їдені” та

борознисті місцевості, ділянки каньйонів і долин, полярні шаруваті місцевості і т.п.

1.5. Основні елементи поверхні Марса

Серед основних деталей поверхні Марса вирізняються такі орографічні елементи: гора Олімп, плато Сонця, рівнина Амазонія, Земля Аравія, рівнина Аргир, рівнина Аркадія, рівнина Утопія, рівнина Хрися, рівнина Елізій, долина Маринер і цілий ряд інших планетарних морфоструктур (додаток 3).

Гора Олімп (Olympus Mons) – найвища точка на Марсі та найбільший вулкан Сонячної системи, який підноситься на 27 км. Цей гігантський щитовий вулкан сягає в поперечнику майже 700 км і подібний до земних вулканів, проте його об'єм принаймні в п'ятдесят разів перевищує найближчий земний еквівалент. Його кальдера в діаметрі понад 90 км, причому гора оточена укосом висотою принаймні 4 км. Більш старі вулканічні породи, які зазнали інтенсивної дефляції, локалізовані навколо головного піка, формуючи в такий спосіб так звану область обрамлення. Гора Олімп розташована в північно-західній частині вулканічного плато Фарсида.

Плато Сонця (Solis Planum) – древня вулканічна рівнина на Марсі, що знаходиться на південь від долини Маринер. При телескопічних спостереженнях у межах цієї області добре простежується темна пляма («озеро»), завдяки чому вся ця геоморфологічна структура отримала популярну назву «Марсіанські очі».

Рівнина Амазонія (Amazonis Planitia) – обширна рівнина, яка здебільшого має тьмяні відтінки поверхні та розташовується в північній екваторіальній області Марса (рис. 4). Уся структура має ознаки відносної молодості, вважається, що більшість порід віком від 10 до 100 млн років очевидно, що значна частина цих порід є вулканічного походження. Майже всі вулканічні породи, які ідентифікуються на поверхні, формувалися шляхом тріщинного вулканізму, оскільки вулканів у вигляді гір з кратерами в центрі тут не виявлено. Зазначимо, що були знайдені сліди ве-

ликих розливів лави, які, ймовірно, відбувалися неодноразово, і лава текла по тій же системі проток, що й вода (або лід). На підставі досліджень цих багатошарових структур, що утворилися в результаті повторюваних вивержень, можна зробити висновок про те, що, можливо, вулканічні процеси, хоч і значно менш інтенсивні, відбуваються на Марсі й тепер. Саме тому не слід виключати можливість активізації вулканічних процесів на поверхні Марса в найближчому геологічному майбутньому.

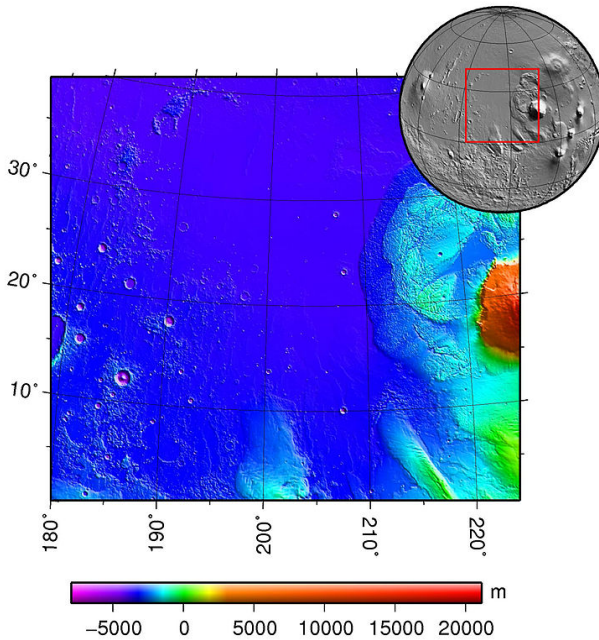


Рис. 4. Рівнина Амазонія (*Amazonis Planitia*)

Земля Аравія (*Terra Arabia*) – після спостережень, проведених АМС «Mars Global Surveyor», ученим стало відомо, що ця область опущена майже на 1 км по відношенню до навколишніх численних плоскогір'їв. Вважається, що це зумовлено тривалою та інтенсивною ерозією, викликаною різними чинниками: вулканічною діяльністю, екзарацією та дефляцією. Однак, на думку

деяких науковців, ерозія на Землі Аравія могла бути спричинена діяльністю тимчасових і постійних водотоків.

Рівнина Аргур (Argyre Planitia) – округлої форми ударна западина, яка сягає 900 км у діаметрі та розташована в південній півкулі Марса.

Рівнина Аркадія (Arcadia Planitia) – обширна рівнина в північній півкулі Марса.

Рівнина Утонія (Utopia Planitia) – рівнина значних розмірів із незначною кількістю кратерів у межах північної півкулі Марса. На цю рівнину здійснила посадку АМС «Вікінг-2». Панорамні зображення, передані на Землю цим апаратом, показали схожість марсіанської поверхні до більшості земних пустель.

Рівнина Хруса (Chryse Planitia) – плато округлої форми, генетично являє собою, ймовірно, древній ударний басейн. Плато знаходиться в північній екваторіальній області Марса. В його межах здійснено посадку АМС «Вікінг-1».

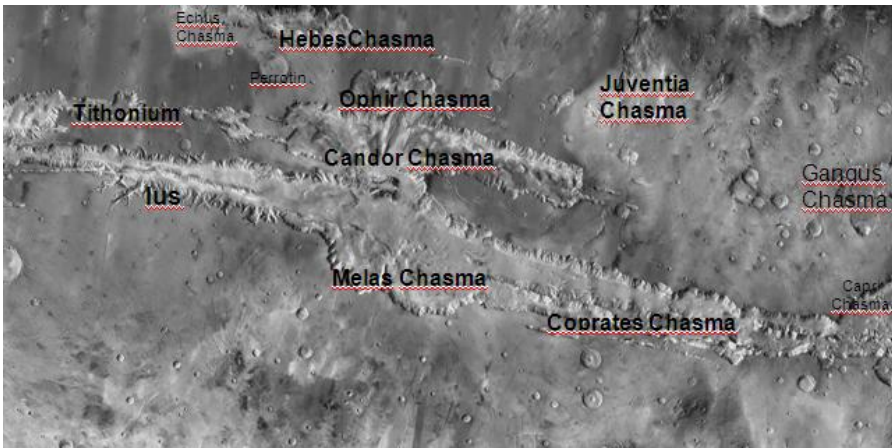


Рис. 5. Долини Маринера (Valles Marineris)

Рівнина Елізій (Elysium Planitia). На північний захід від вулкана Олімп знаходиться підняття Елізій – це гігантська височина, увінчана трьома вулканами. Найвищий з них – гора Елізій, яка підноситься на 9 км над оточуючими рівнинами. На півден-

ний схід від гори Олімп, на відстані 1600 км починається набагато масштабніша височина, відома як підняття Фарсида. Вона здіймається на 10 км над умовним нульовим рівнем Марса та простягається майже на 4 тис. км із півночі на південь і на 3 тис. км зі сходу на захід, тобто за своїми розмірами подібна до земної Африки на південь від річки Конго. Плато увінчане трьома гігантськими щитовими вулканами – Арсія, Павоніс та Аскарія, які також відомі під загальною назвою «Гори Фарсида». Вони розташовані на піднятті Фарсида й сягають висоти 20 км, залишаючись видимими для АМС та ШС навіть під час найпотужніших пилових бур.

Долини Маринера (Valles Marineris) розташовані по східній периферії підняття Фарсида (рис. 5). У цьому регіоні Марс здається розколотим якимись катастрофічними силами. Серед химерного переплетення тісно пов'язаних між собою каньйонів і западин, які відомі під загальною назвою Лабіринти Ночі, поверхню планети просікає гігантських розмірів звивиста борозна, яка тягнеться на відстань понад 4500 км на схід майже паралельно до екватора, між 5° та 20° пд. ш. Це утворення названо долинами Маринера, на честь першої АМС, котрій вдалося сфотографувати її, «Маринер-9». Цей каньйон сягає в глибину понад 7 км при максимальній ширині близько 200 км. Для порівняння, вона в 4 рази глибша, в 6 разів ширша та більш ніж у 10 разів довша за Великий Каньйон у США. Східний край долини Маринер повертає на північ до екватора і вливається в так звану хаотичну місцевість, яка має всі ознаки інтенсивних тривалих флювіальних і флювіо-гляціальних процесів.

1.6. Протистояння Марса

Рухаючись по орбіті, Земля, маючи більшу швидкість, ніж Марс, пробігає свій коротший шлях швидше і тому час від часу ніби наздоганяє Марс, щоб потім його перегнати. Коли це трапляється, то Сонце, Земля і Марс виходять на одну пряму лінію.

Таке їх розташування називається протистоянням. Тому, хто дивиться із Землі, Марс видно в точці, якраз протилежній Сонцю.

Протистояння Марса по відношенню до Землі відбуваються в середньому з інтервалом 780 діб (середній синодичний період обох планет) (додаток 4). Якби орбіти планет були концентричними колами, які лежать в одній площині, і мали б спільний центр у Сонці, всі протистояння Марса були б завжди однаковими. Але еліпсна форма планетних орбіт і той факт, що вони лежать у різних площинах, порушують цю уявну картину. Тому одне протистояння відрізняється від іншого. Буває, що під час протистояння Марс віддалений від Землі майже на 100 млн км, а при найсприятливіших із них дистанція Земля-Марс скорочується до 56 млн км. Такі протистояння називаються великими. Оскільки дійсний синодичний період відрізняється від середнього синодичного періоду на величину до 20 діб, великі протистояння повторюються через 15-17 років, хоча обидві планети зустрічаються регулярно через 780 діб у різних частинах своїх орбіт. Оскільки під час великих протистоянь Марс найближче підходить до Землі та знаходиться на відстані приблизно 56 млн км, то в цей час виявляються якнайкращі умови для астрофізичних спостережень Марса. Хоча саме протистояння, простіше кажучи, відбувається тільки в якийсь один конкретний момент часу, Марс зручно спостерігати як до, так і після протистояння (приблизно протягом двох-трьох місяців).

Переваги великих протистоянь полягають не тільки в тому, що Марс близько підходить до Землі, але і в тому, що вони відбуваються в серпні та вересні, коли умови спостереження за Марсом найбільш сприятливі. Не менш важливо, що в цей період Марс залишається порівняно недалеко від Землі протягом кількох місяців. Тому не дивно, що саме роки великих протистоянь завжди були найбільш вдалим у відношенні нових відкриттів, що стосуються Марса. Саме в ці періоди або в найближчі до нього роки відкриті на Марсі «моря» і «материки» (у 1836 році італійським астрономом Фонтану), полярні шапки (у 1716 році астрономом Моральді), знамениті канали і оазиси (у 1877 році італійськими астрономами Секкі та Скіапареллі). Того ж року

американський вчений Хол відкрив два супутники Марса. У періоди великих протистоянь зафіксовані сезонні зміни кольору поверхні планети (1892 рік), пилові бурі (1909 рік). У результаті спостережень Марса в період великого протистояння 1956 року вдалося зафіксувати значні зміни в його атмосфері, а на поверхні – сильні пилові бурі та тумани. Атмосфера Марса була дуже непрозорою. Попри це, вчені відзначили зміни інтенсивності темних і світлих деталей на поверхні планети. Під час великого протистояння Марс розташовується так, що до Сонця і до Землі звернена його південна півкуля. В цей час у північній півкулі Марса завжди буває осінь, а в південній – весна. Тому значна частина здобутих відомостей про Марс під час наземних спостережень отримана саме про південну півкулю планети.

Список літератури

1. Бурба, Г.А., 1981, Номенклатура деталей рельефа Марса, Москва, Изд-во «Наука», 86 с.
2. Веселовский, И.Н., 1959, Христиан Гюйгенс, Москва, Учпедгиз, 112 с.
3. Лазарев, Е.Н., 2008, Марс: от первых зарисовок до современных карт, Земля и Вселенная, № 1, с. 67-75.
4. Паннекук, А., 1966, История астрономии, Москва, Наука, 590 с.
5. Стражева, И., 1995, Удивительная жизнь Фламариона, Москва, Молодая гвардия, 445 с.
6. Banfield, D., Conrath, B.J., Smith, M.D., Christensen, P.R., Wilson, R.J., 2003, Forced waves in the martian atmosphere from MGS TES nadir data, Icarus, Vol. 161, p. 319–345.
7. Barlow, N., 2008, Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere, Cambridge University Press, 286 p.
8. Brain, D.A., Jakosky, B.M., 1998, Atmospheric loss since the onset of the martian geologic record: combined role of impact erosion and sputtering, Journal of Geophysical Research , Vol.103, p. 22689–22694.
9. Carr, M.H., 2007, The Surface of Mars, Cambridge University Press, 322 p.

10. Clifford, S.M., Parker, T.J., 2001, The evolution of the martian hydrosphere: implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains, *Icarus*, Vol. 154, p. 40–79.
11. Haberle, R.M., Clancy, R.T., Forget, F., Smith, M.D., Zurek, R.W., 2017, *The Atmosphere and Climate of Mars*, Cambridge University Press, 588 p.
12. Heffernan, C.W., 1981, Lowell, Percival and the Debate over Extraterrestrial Life, *Journal of the History of Ideas*, Vol. 42 (3), p. 527–530. doi:10.2307/2709191
13. Mallama, A., 1996, Schroeter's Effect and the twilight model for Venus, *Journal of the British Astronomical Association*, Vol. 106 (1), p.16–18.
14. McKim, R.J., 1993, The life and times of E.M. Antoniadi, 1870–1944. Part I: an astronomer in the making, *Journal of the British Astronomical Association*, Vol.103, no.4, p.164–170.
15. Mottoni Palacios, G., Dollfus, A., 1982, Surface marking variations of selected areas on Mars, *Astronomy and Astrophysics*, Vol. 116, p. 323–331.
16. Proctor, R.A., 1867, The Rotation-period of Mars, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, Vol. 33, p. 552–558. doi:10.1093/mnras/33.9.552
17. Read, P.L., Lewis, S.R., 2004, *The Martian Climate Revisited: Atmosphere and Environment of a Desert Planet*, Springer Science & Business Media, 326 p.
18. Sheehan, W., 1996, *The Planet Mars: A History of Observation and Discovery*, The University of Arizona Press, Tucson, 270 p.
19. Zuidervart, H., van Lunteren, F., Hooijmaijers, H., Baneke, D., van Delft, D., 2011, Frederik Kaiser (1808-1872), Schepper van de 'Nieuwe' Leidse Sterrewacht. Uitgave ter gelegenheid van de restauratie van de in 1860 opgeleverde Leidse Sterrewacht, Den Haag, 80 p.

РОЗДІЛ 2

ТЕКТОНІЧНІ ТА ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МАРСА

- 2.1. Тектонічна будова Марса.
- 2.2. Геологічна історія Марса.
- 2.3. Структура верхніх горизонтів криолітосфери Марса.
- 2.4. Сейсмічність Марса.

2.1. Тектонічна будова Марса

Як на Місяці й Меркурії, на Марсі поширені елементи ударної тектоніки, “закладені” в період інтенсивного метеоритного бомбардування поверхні планети (більше 4 млрд років тому). У даний час вони найбільш яскраво представлені в межах сильно кратерованих материкових підвищень південної півкулі Марса. Найбільші структури ударної тектоніки – вже згадані басейни Еллада, Ісида і Аргір, ускладнені системою радіально-концентричних розломів. Особливо чітко ця система простежується навколо басейну Аргір, де вона утворює великоблочний структурний рельєф гірського обрамлення в периферійній зоні басейну (рис. 6). Менші елементи ударної тектоніки утворюють систему тріщин, яка “насичує” верхню частину кори й виявляється на поверхні у вигляді полігональних контурів валів великих кратерів (діаметром 20 км) і виливається системами пересічних гряд, утворених у результаті подальшого інтрузивного вулканізму по розломах ударної природи.

На відміну від Місяця і Меркурія на Марсі спостерігаються великомасштабні прояви ендегенної тектоніки, що значно зближує цю планету із Землею. Найбільш активний розвиток ендегенної тектоніки на Марсі виразився в асиметрії між північною і південною півкулями, у формуванні обширних склепінних підняття Фарсида і Елізії. У цих областях найактивніше виявилися головні особливості тектоніки Марса, що включають системи гігантських грабенів і розломів (загальна протяжність до 1000 км), гряд і лінеаментів підняття Фарсида, каньйонів долин Ма-

ринера, провальних депресій (хаотичні місцевості) і пов'язаних з ними найбільших долин.

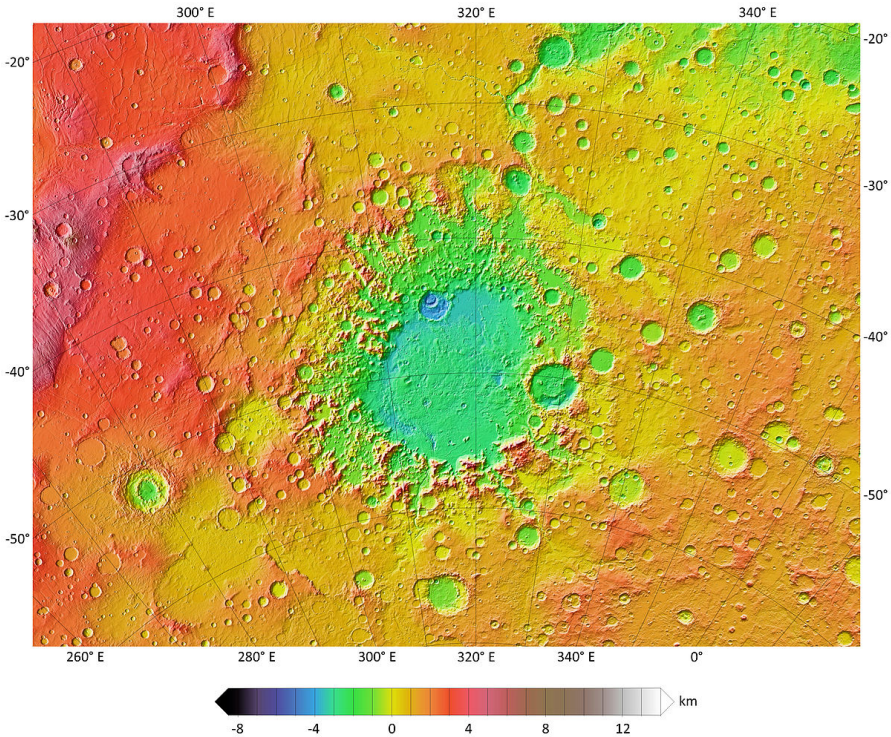


Рис. 6. Рівнина Аргир

Асиметрія півкуль планети відповідає, ймовірно, двом типам її кори. Межа між цими різновисотними рівнями простежується у вигляді планетарного уступу, що простягнувся на $2/3$ окружності планети. Ця межа підкреслюється системою розломів. У даний час ще немає достатньої ясності в розумінні причини такої будови марсіанської кори. Одне з можливих пояснень асиметрії Марса – прояв конвективних рухів у мантії на ранніх етапах геологічної історії. Величними тектонічними провінція-

ми, які підсилюють асиметричність поверхні Марса, є області Фарсида й Елізій.

Область Фарсида займає близько 1/4 поверхні Марса. Це гігантське склепінне підняття, яке підноситься над стародавніми материковими височинами більш, ніж на 5 км і увінчане найбільшими вулканами, що піднімаються над центральною частиною на 15-17 км. На користь того, що область Фарсида утворилася в результаті вертикальних тектонічних рухів, свідчать такі особливості: яскраво виражене висотне положення області й обширна радіально-концентрична система грабенів і розломів, які чітко простежуються по периферії області та серед вулканічних утворень. Стратиграфічні особливості області дозволяють зробити висновок про те, що загальне підняття й закладення основної системи розломів відбулися до того, як тут проявився вулканізм. Загальна орієнтація структурних елементів Фарсида, які сягають кількох кілометрів завширшки і сотень кілометрів у довжину, якісно узгоджується з розподілом систем напруг, що виникають, як правило, при регіональному куполоформуванні, а спостережувані відмінності в орієнтації грабенів вказують на тривалу історію розвитку цих деформацій. На відміну від Землі, де через інтенсивність екзогенних процесів тектонічні розломи здебільшого зденудовані й ототожнюються на поверхні лише по структурних особливостях і, в основному, за непрямыми ознаками. На Марсі грабени та розломи чіткі й часто простежуються в своєму первинному морфологічному вигляді на протязі сотень і тисяч кілометрів.

Найбільш вражаючі та найбільші системи грабенів (протяжністю до 1800 км) – борозни Кларітас і Тавмасія. Вони мають південно-східне простягання, але місцями утворюють гіллясті системи розломів, а іноді з'єднуються в єдиний розлом. Ці дві системи оконтурюють велику грабеноподібну структуру шириною 75 – 100 км. Така структура може бути аналогом протосруктури долин Маринера в їх початковій стадії формування.

Система розломів області Фарсида, до якої приурочені найбільші вулкани Марса, переважно орієнтована з північного

сходу на південний захід, що, можливо, пов'язане з наявністю в межах даної області глибинної ослабленої зони кори (рис. 7).

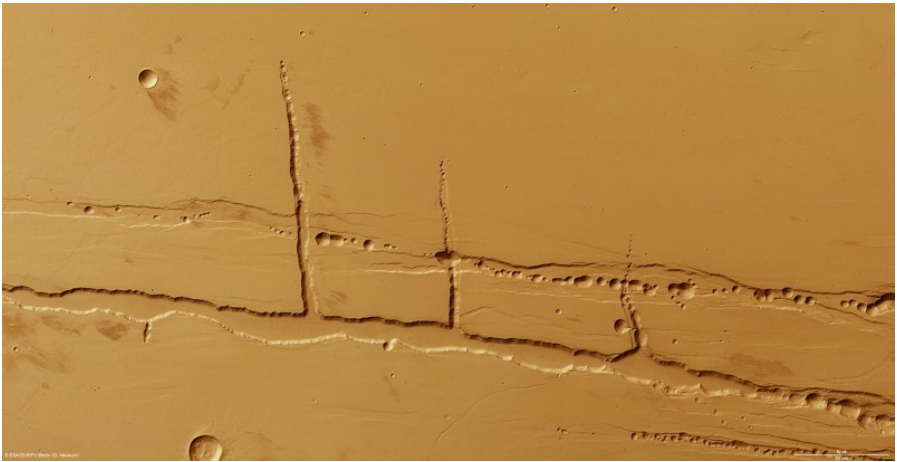


Рис. 7. Розломи на плато Фарсида

Із заходу і сходу підняття Фарсида обрамлене двома великими депресіями – депресією Амазонія і трогом Хріса, які простягаються на тисячі кілометрів у меридіональному напрямі. Максимальний перепад висот між центральною частиною Фарсида (Лабіринт Ночі) і найнижчими поверхнями цих депресій складає 10 км (Амазонія – Фарсида) і 13 км (Хріса – Фарсида). Трог Хріса, крім рівнини Хріса, включає хаотичні місцевості та «витікаючі» з них великі долини.

Найграндіознішою лінійною тектонічною структурою Марса є гігантська рифтоподібна система каньйонів долин Маринер, що простягнулася майже на 5000 км від 20° до 100° з.д., у широтному поясі між екватором і 15° пд.ш. Щодо протяжності цю систему каньйонів можна порівняти із земними рифтовими долинами Східної Африки, проте каньйони Марса значно ширші і глибші, ніж їх земні аналоги. Ширина марсіанських каньйонів досягає 100 км, а глибина – 5 км (місцями до 7 км). Висота крутих уступів у бортих каньйонів сягає до 2 км. Центральна части-

на системи каньйонів – це величезний прямолінійний рифт, сформований у результаті розколу кори. До заходу цей рифт переходить у широку зону гіллястих трогів (Лабіринт Ночі), очевидно, тут вони являють собою систему широких грабенів, які перетинаються і є системою, схожою малюнком на так звані «черепахові» структури центральних областей куполоподібних піднять на Землі. У східній частині долин Маринера центральний рифт граничить з обширною областю хаотичних місцевостей, звідки беруть початок кілька найбільших долин, що простягаються далі на північ і впадають у басейн Хріса.

2.2. Геологічна історія Марса

Доннойський та Нойський періоди являють собою порівняно короткий інтервал від безпосередньої акреції та диференціації речовини в надрах планети близько 4,5 млрд років тому й до фактичного формування басейну Еллади, між 4,1 і 3,8 млрд років (рис. 8). Значна частина елементів поверхні цього відтинку стерта достатньо потужним вивітрюванням й під значним впливом бомбардування поверхні Марса астероїдами й метеоритами. Дихотомія марсіанської кори, як вважає більшість учених, сформувалася в межах цього часу одночасно із формуванням басейнів Аргир й Ісіда. Вулканічне плато Фарсіда також, імовірно, сформоване саме в цей період, коли на планеті відбувалася інтенсивна водна ерозія як в межах самого плато, так і на його периферії.

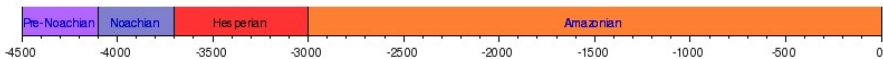


Рис. 8. Геохронологія Марса

Гесперійська ера, тривала від 3,5 млрд років тому до 2,9–3,3 млрд років тому. Упродовж усього періоду на поверхні планети утворювалися обширні лавові поля. В цей період Марс,

очевидно, досяг вершини еволюції його географічної оболонки й мав постійну гідросферу. Північні рівнинні частини планети займав солоний океан з імовірним об'ємом до 15–17 млн км³ та середньою глибиною 0,7–1 км (для порівняння, Північно-Льодовитий океан Землі має об'єм 18,07 млн км³). В окремі періоди історії цей океан розподілявся на кілька окремих водойм. Перша з них – округла, заповнювала басейн ударного походження в районі Утопії, інша – неправильної форми, заповнювала район Північного полюса Марса. В межах помірних і низьких широт обидвох півкуль існувало безліч річок та озер. За південним полярним колом формувалися обширні покривні льодовики. В гесперійський період на планеті існувала достатньо потужна атмосфера, аналогічна тій, яка існувала в той самий час і на Землі, з температурою біля поверхні до 50° С і тиском у межах 1 атмосфери. Імовірно, що в гесперійську еру на Марсі також існувала біосфера. В трьох метеоритах марсіанського походження (ALH 84001, Накла і Шерготті), групою американських вчених виявлені утворення, схожі на скам'янілі рештки мікроорганізмів віком близько 3,5 млрд років.

Амазонійський період тривав від 2,9 млрд років тому й до наших днів. Особливістю регіонів, сформованих у цей період, є надзвичайно низька щільність метеоритних кратерів, але за іншими характеристиками вони достатньо відрізняються між собою. В Амазонійський період Марс зазнав серйозних кліматичних змін. На ньому відбувалися потужні, проте поступово стихаючі глобальні тектонічні та вулканічні процеси, в результаті яких утворилися найбільші в Сонячній системі вулкани (Олімп, Павоніс, Арсія, та Аскарія). Неодноразово докорінно змінювалися характеристики тодішньої гідросфери й атмосфери. З'являвся і зникав Північний океан. Катастрофічні наводнення планетарного масштабу, пов'язані з таненням кріосфери, стали причиною утворення найбільших у Сонячній системі системи каньйонів (долини Маринера). В долину Ареса з південних нагір'їв стікав потік, набагато потужніший від земної річки Амазонки. Витрати води в долині Касей, за різними оцінками, перевищували 1 млрд м³/с. 1 млрд років тому активні процеси в літо-

сфері, гідросфері та атмосфері Марса припинилися і він, очевидно, набув сучасного вигляду. Головними причинами глобальних катастрофічних змін марсіанського клімату більшість учених вважають: великий ексцентриситет орбіти та нестійкість осі обертання планети, що викликає значні, до 45%, коливання потоку сонячної енергії, яка потрапляє на поверхню Марса. Недостатня кількість надходження тепла з надр Марса, зумовлена невеликою масою планети та розрідженістю атмосфери, що, пов'язане з високою мірою її дисипації після втрати планетою магнітного поля.

2.3. Структура верхніх горизонтів кріолітосфери

Детальні знімки поверхні Марса (з роздільною здатністю деталей рельєфу до кількох десятків метрів) показали, що для багатьох свіжих метеоритних кратерів характерна специфічна морфологія зони викидів ґрунту з них. Як правило, зона викидів є системою радіально орієнтованих потоків ґрунту з лопатеподібними краями. Марсіанські викиди з кратерів мають вражаючу схожість з грязьовими потоками на Землі, а ширина зони викидів у кілька разів протяжніша, ніж у місячних і меркуріанських кратерів, утворених у безводних середовищах. Походження таких викидів з кратерів на Марсі пов'язується з екскавацією льодомістких порід у момент метеоритного удару, коли матеріал викидів після балістичного перенесення і падіння продовжує деякий час рухатися по поверхні як текуча субстанція типу грязьових потоків. Такі кратери – своєрідні «свердловини». Положення поверхні цих порід визначається глибиною викиду матеріалу з кратера, яка пов'язана функціональною залежністю з діаметром кратера. Фізика високошвидкісного удару дає глибину екскавації простого кратера приблизно 0,08 від його діаметра, а складного – 0,1-0,13.

Кратерний метод визначення глибин поверхні льодомістких порід розроблений і з успіхом застосований для картографування структурних неоднорідностей кріолітосфери Марса. При

вивченні багатьох тисяч метеоритних кратерів (діаметром від 1 до 60 км) по всій поверхні Марса була виявлена цікава закономірність – виявилось, що залежно від географічної широти місцевості мінімальні розміри кратерів з викидами, що нагадують потоки, помітно різняться. Так, їх діаметр в екваторіальних областях складає 5-8 км, у середніх і високих широтах – 1-3 км. А це вже доказ того, що глибина положення поверхні порід, що містять лід, у напрямі від екватора до високих широт поступово зменшується.

Статистична обробка дозволила виявити досить складну картину структури верхніх горизонтів кріолітосфери. З'ясувалося, що області найбільшої сухості тяжіють до екваторіальної зони, для якої характерний найбільший дефіцит вологи. Межа між морозними і мерзлими породами в екваторіальній зоні знаходиться на глибинах 300-400 м. На широті 30° глибини поверхні зменшуються до 200 м, а на широті 50° – до 50-100 м.

Згідно з теоретичними дослідженнями, сухість марсіанських порід на глибинах, близьких до виявлених кратерним методом, могла формуватися протягом періоду, який можна порівняти з геологічною історією Марса. Це означає, що максимальні глибини кривлі мерзлих порід на Марсі могли сформуватися за 3,6-4,5 млрд років. Якщо це дійсно так, то доводиться визнати вкрай стійке положення кори Марса щодо осі обертання планети протягом усієї геологічної історії.

Визначити абсолютний вміст льоду в марсіанських породах у різних районах планети й на різних глибинах на даний момент неможливо. Проте з'ясувалося, що фотознімки марсіанських кратерів такого роду можуть дати певну інформацію, хоч і опосередковано. Кратерний метод характеризує також відносний вміст льоду порід у момент утворення кратерау. В результаті статистичної обробки отримано значення відносної льодистості марсіанських порід на різних широтах і глибинах (аж до глибини 1 км), що дозволило побудувати карти льодомісткості верхнього шару кріолітосфери. Характерно, що розподіл льоду у верхньому шарі кріолітосфери також виявився залежним від широтної зональності, що означає домінуючу роль кліматичного

чинника в розподілі льоду в поверхневих породах Марса. На тлі широтно-зонального характеру розподілу льоду помітно виражена асиметрія північної і південної півкуль за ступенем льодомісткості порід. Мабуть, цьому сприяє нижче положення поверхні північної півкулі. Тут розташовані обширні низовини, в яких протягом мільярду років могли накопичуватися могутні товщі тонкозернистого матеріалу, що зносився з материкових височин південної півкулі. Такі осадові відклади в умовах суворого клімату Марса могли стати найбільшим потенційним резервуаром для накопичення льоду.

Досить цікавий той факт, що найвищі значення льодомісткості порід у межах шару потужністю в кілька сотень метрів виявилися приуроченими до двох великих областей у північній півкулі. Ними виявилися найнижчі ділянки рівнин Ацидалійської та Утопії, розташованих між 30 і 60° пн.ш. у межах довгот 0-80° і 230-260° зх.д. Саме в ці області планети відбувався неодноразовий стік величезних мас води через найбільші вивідні русла, що беруть початок в екваторіальній зоні Марса (долини Касей, Маджа, Симуд, Арес, Тіо) і на північно-західних мегасхилах плато Елізій (наприклад, долина Храт). І не менш цікавий факт – до цих же областей приурочений унікальний тип ландшафту – місцевості мегаполігонального рельєфу, які морфологічно дуже подібні з полігональними структурами на Землі в зонах розповсюдження високольодистої мерзлоти. Проте за розміром вони на 1-2 порядки крупніші від своїх земних аналогів. Ці області розглядаються багатьма дослідниками Марса як великі басейни седиментацій на місці грязьових палеоокеанів. Вважається, що вони могли сформуватися в результаті катастрофічного вивільнення великих мас води (протягом останніх 2 млрд років геологічної історії), через найбільші ерозійні долини Марса.

За існуючими в даний час оцінками вміст води (у формі льоду) у всьому об'ємі кріолітосфери Марса може складати $7,7 \cdot 10^{22}$ г. У свою чергу процес висушування призвів до скорочення нижньої межі мерзлоти на багато сотень метрів. Ця кількість у багато разів перевищує вміст води в полярних шапках планети ($2 \cdot 10^{21}$ г) і, мабуть, є значною частиною загальних запа-

сів вільної води, що виділилася за геологічну історію Марса. Якби всю воду, що міститься в кріолітосфері, рівномірно розподілити по поверхні Марса, то утворився б океан завглибшки в кілька сотень метрів. окрім того, під кріолітосферою, мабуть, існує область підмерзлотних вод.

Формування у верхній частині марсіанської кори могутньої кріогенної оболонки – ще одне свідчення підтвердження того, що в ході еволюції зовнішніх оболонок планети вода прагнула відокремитися в самостійний планетарний резервуар. Але залежно від зовнішніх умов на поверхні планети резервуар набував різної форми, – наприклад, у вигляді гідросфери – на Землі, кріолітосфери – на Марсі і крижаної кори – на супутниках Юпітера і Сатурна.

2.4. Сейсмічність Марса

Перші сейсмічні спостереження на Марсі проведені через сто років після знаменного 1877 р. – року Великого протистояння, коли були відкриті супутники й «канали» Марса. Досвід земної і позаземної (місячної) сейсмології дозволяє розраховувати, що й на Марсі сейсмологія виявиться провідним методом при вивченні внутрішньої будови планети, зробить свій внесок у розв'язання як фундаментальних загальнопланетарних, так і локальних проблем (походження планети, закономірності її еволюції, характер тектонічної активності, природа магнетизму, проблеми води та ін.).

Ще продовжувалася робота місячної сейсмічної мережі, коли до сейсмічного «патруля» приєдналася третя планета Сонячної системи – Марс. На поверхні Марса планувалася робота двох сейсмічних станцій – вони і летіли на космічних апаратах «Вікінг». Проте перший сейсмометр, що зробив м'яку посадку на рівнині Хріса, не «розпакувався» і не включив живлення. Зате другий – на рівнині Утопія – працював протягом 19 земних місяців, з 4 вересня 1976 по 3 квітня 1978 р., до повного виснаження джерела живлення.

Сейсмологи сподівалися оцінити фон мікросейсм, зареєструвати місцеві, а якщо пощастить, то і далекі марсотрусіння (завдання виявилось складним, оскільки реєстрація велася лише в одній точці), а також вивчити особливості хвилевої картини. Це дозволило б встановити, на що більше схожий Марс – на Землю (де бувають чіткі вступи хвиль від границь) чи на Місяць (де сейсмограма має велику тривалість, а в інтерференції хвиль важко виділити фази, відповідні окремим границям). Результати отримані мінімальні, але навіть вони дозволяють зробити значні висновки.

Сейсмометр вів реєстрацію на плоскій, кам'янистій, червоноуватій рівнині, усіяній каменями різної величини і форми, вкритої тонко-дисперсним шаром ґрунту. Ландшафт нагадував деякі земні пустелі. Навколо тягнулася рівнина з кратерами ударного походження, значно менш розповсюдженими в порівнянні з місячним ландшафтом. На відміну від місячної, місцевість досить згладжена вітровою та водною ерозією. Каменів у точці посадки «Вікінга-2» було більше, ніж у «Вікінга-1». Видно «язики» викидів з 100-кілометрового кратера, розташованого в 200 км від місця посадки. У пиловій масі навколо місця посадки відобразилися сліди струменів гальмівних двигунів. Вузькі, вільні від каменів улоговини утворюють прямокутну мережу.

Опори «Вікінга-2» заглибилися в ґрунт на кілька сантиметрів, апарат стояв нерівно і погойдувався під поривами вітру. Власне, прилад розташовувався над однією з опор на висоті 1 м від поверхні.

У таких умовах опинився і потім працював більше 1,5 років перший і поки єдиний марсіанський сейсмометр, встановлений на рівнині Утопія в точці $47^{\circ}89'$ пн.ш., $225^{\circ}86'$ зх.д.

Перша сейсмограма з Марса була передана в осінній марсіанський полудень 4 вересня 1976 р. У момент включення сейсмометра на Землі було 00 год 53 хв 01 с за Гринвічем – мить народження марсіанської сейсмології.

Сейсмічна станція включала трикомпонентний сейсмометр, підсилювачі, фільтри, магнітну пам'ять, автоматику для виділення, стиснення в часі, калібрування і передачі сигналу на

Землю. Розмір станції 12x12x15 см, вага 2,2 кг, споживана потужність – 3,5 Вт. Сейсмометри – електродинамічні, налаштовані на реєстрацію швидкості зсуву, їх резонансна частота 4 Гц, загасання 0,6. Частотний діапазон реєстрації 0,1-10 Гц, максимальне збільшення тракту 218000 (на частоті 3 Гц), мінімально помітний сигнал 2 мкм на 3 Гц і 10 мкм на 1 Гц. Марсіанський сейсмометр був у 70 разів менш чутливий за місячний.

При м'якій посадці вертикальний сенсор одержав нахил 8° (допустимий – 15°), один з горизонтальних виявився направленим на північний захід, другий, ортогональний, – на південний захід.

Перші 62 марсіанських дні спостереження йшли 6-денними серіями в різних режимах. Коли Марс на 40 днів зайшов за Сонце, реєстрація велася в режимі очікування (нормальному). Передачі на Землю спочатку йшли кожену добу, надалі – двічі в тиждень. Кожна команда містила «розпорядження» про режим реєстрації, збільшення на вертикальному і горизонтальному каналах, частоті фільтра, калібрувальному сигналі, часі виконання команди тощо.

Пориви вітру фіксувалися незалежно метеоприладами і сейсмометрами, їх можна було порівнювати.

При аналізі марсіанських сейсмограм у земних лабораторіях вдалося відокремити вітрові перешкоди від приладових (робота електродвигуна, ґрунтозабірника, повороту антен): ці перешкоди виявилися більш високочастотними й легко нівелювалися фільтрами.

Основне джерело мікросейсм на Марсі – вітер. Відмічені добові і сезонні варіації напряму і швидкості вітру марсіанським літом. Перші 60 діб спостережень показали найтихішим нічний час з 18 години (2 години після заходу сонця) до 4 ранку, швидкість вітру не перевищувала 1-2 м/с (вона фіксувалася тільки метеодатчиками – поріг сейсмічної чутливості склав 3 м/с). Зі сходом Сонця вітрові ефекти посилювалися, пориви тривали 1-3 хв., створюючи перешкоди, між ними на 10-50 хв. установлювалося затишшя.

У період 60-90 доби з початку ресстрації затишшя тривало з 18 години вечора до 7 ранку, а максимальні пориви до 7 – 10 м/с починалися біля полудня. Тиха ніч, відносно тихий ранок, збільшення сили вітру пополудні – такий вітровий характер марсіанської осені. При цьому рано-вранці вітер дув з північного сходу, з 7 до 9 години він змінювався на південно-східний, опівдні, продовжуючи обертання за годинниковою стрілкою, ставав південно-західним, а пополудні – північно-західним. Період зміни сезонів був відмічений штормовими вітрами і відповідними мікросейсмічними бурями. На 119-ту добу з 11 ранку вітер перевищив 7,5 м/с, а пополудні спостерігалися пориви до 15,1 м/с. Екстремальна «негода» відбулася на 131 – 132-гу добу спостережень: вітер перевищував 18 м/с і викликав напруги в конструкції апарату. Очевидно, що мікросейсми були зумовлені тремтінням «Вікінга» під вітром, а не коливаннями ґрунту. Про це свідчить тісна кореляція: амплітуда переміщень сейсмометра пропорційна квадрату швидкості вітру – саме таке співвідношення характеризує турбулентні вихори.

Така погода на рівнині Утопія переважала понад півтора року сейсмічних спостережень. Лише близько 3 місяців у сумі були тихими. На 12-ту марсіанську добу була одержана сейсмограма імпульсного вигляду, потім на 23-тю, 42-гу, 49-ту і так аж до заповітного 80-го дня – 6 листопада 1976 р. Вісім «кандидатів» претендували на те, щоб представляти марсіанську сейсмічність, і лише один запис витримав «іспит» – інші не «пропустили» метеодані (сейсмічні імпульси припали на сильні пориви вітру).

І хоча 6 листопада метеодатчик не працював, так що незалежних вимірювань швидкості вітру не було, сейсмологи одностайно вирішили, що цей запис – марсотрус. Підстав для такого висновку кілька. По-перше, подія відбулася рано, коли було безвітряно. По-друге, вступ мав досить високу частоту (4,8 Гц), тоді як у вітрових імпульсів вона не перевищувала 3,0-3,9 Гц. А головне, вид сигналу, його зміна в часі дуже нагадував записи, одержані в південній Каліфорнії з апаратури «Вікінг» під час її тестування на Землі. Один із таких записів – запис афтершоку

землетрусу в Сан-Фернандо (1971 р.) магнітудою 3,0 на відстані 65 км. Інша – запис хімічного вибуху (102 т) у кар'єрі Корона (еквівалентна магнітуді 2,5) на віддалі 69 км.

З цього унікального марсіанського запису вдалося витягнути вступні поздовжньої і – через 13 с – поперечної хвилі. Якщо вважати, що в марсіанській корі хвилі біжать з тією ж швидкістю, що й у земній, і що сейсмічний поштовх відбувся поблизу поверхні, можна визначити відстань до епіцентра – 110 км. Виміряна амплітуда поперечної хвилі відповідає магнітуді в епіцентрі 2,8 за шкалою Ріхтера, якщо дійсно розсіяння і поглинання хвиль у марсіанській корі схожі на земні. На записі вертикального приладу услід за інтенсивною поперечною хвилею виразно видно ще два виступи, що запізнюються на 10 с. Якщо вважати, що поперечна хвиля біжить зі швидкістю 3,5 км/с, то ці особливості запису можуть бути пояснені двократним віддзеркаленням від межі на глибині близько 15 км.

Що це за межа? Чи відповідає вона земній межі Мохо – розділу між корою і мантією? Адже на карті, побудованій за гравітаційними аномаліями, в припущенні, що середня потужність кори Марса 40 км, а перепад щільності між корою і мантією 0,6 г/см³, регіону рівнини Утопія відповідають глибини межі близько 15 – 20 км. Але оскільки запис єдиний, такий висновок неоднозначний. Навіть для Місяця, для якого сейсмограм значно більше, природа межі в корі ще не пояснена.

За єдиним записом марсотрусу вдалося зробити перші оцінки сейсмічної активності Марса. На Землі відбувається щорічно 45 землетрусів з магнітудою 6,5. Якби Марс був такий самий активний, як Земля, то, враховуючи його менші розміри, щорічно можна було б чекати 13 таких поштовхів, у середньому по одному в місяць. Проте за три місяці їх відмічено не було (правда, тихі періоди в марсіанській атмосфері були не суцільними, мабуть, погода «стерла» дорогоцінні хвилі), зафіксовано всього одну подію з магнітудою близько трьох. Це достатня підстава стверджувати, що або Марс сейсмічно пасивний по відношенню до Землі, або рівнина Утопія (і взагалі «океанічна» половина планети) – асейсмічна. Із загальних міркувань і аналогій із Зем-

лею саме так і повинно бути, тобто сейсмічно активними на Марсі виявляються континентальні, тим більше – вулканічні регіони.

Якби сейсмостанція «Вікінга», менш чутлива, ніж у «Аполлона», опинилася в районі Фра-Мауро на Місяці, то за шість років реєстрації вона записала б всього три дрібнофокусних тектонічних поштовхи (з магнітудою 4,5) і не «відмітила» б жодного припливного глибокофокусного з магнітудою $\sim 1,5$ і глибиною вогнища землетрусу 800 км. Це означає, що з великою вірогідністю можна стверджувати: сейсмічність Марса вища за місячну не більше ніж на порядок.

Список літератури

1. Herkenhoff, K.E., Plaut, J.J., 2000, Surface ages and resurfacing rates of the polar layered deposits, Mars, *Icarus*, Vol. 144, p. 243–253.
2. Romanek, C.S., Grady, M.M., Wright, I.P., Mittlefehldt, D.W., Socki, R.A., Pillinger, C.T., Gibson, E.K., 1994, Record of fluid rock interactions on Mars from the meteorite ALH84001, *Nature*, Vol. 372(6507), p. 655-657.
3. Robinson, M.S., Tanaka, K.L., 1990, Magnitude of a catastrophic flood event at Kasei Valles, Mars, *Geology*, Vol. 18(9), p.902-905.

РОЗДІЛ 3 ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ НА МАРСІ

- 3.1. Кратерне бомбардування.
- 3.2. Ендогенні процеси.
- 3.3. Екзогенні процеси.
- 3.4. Марсіанські канали.

3.1. Кратерне бомбардування

Сліди інтенсивного бомбардування поверхні Марса наочно відображені в рельєфі стародавніх, сильно кратерованих материкових місцевостей планети. За морфологічними ознаками та особливостями великих кратерів ці місцевості дуже нагадують місячні материки, вік яких оцінюється в 4-4,5 млрд років. Мабуть, період інтенсивного бомбардування Марса відбувався в тому ж інтервалі часу.

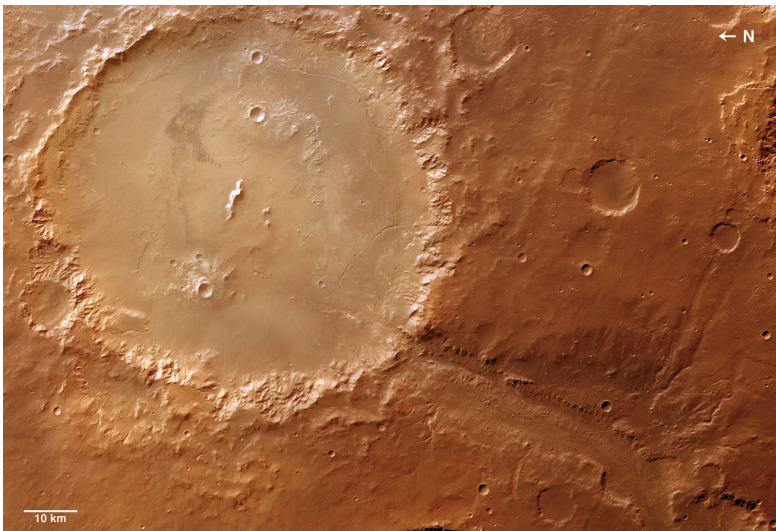


Рис. 9. Марсіанський кратер

До цього періоду відносять такі події, як формування найбільших ударних басейнів (Еллада, Аргир, Ісида) і великих кратерів (наприклад, Кассіні, Скіапареллі, Гюйгенс та ін.). Надалі інтенсивність бомбардування марсіанської поверхні затухла, і провідна роль у формуванні рельєфу цього процесу помітно слабшала (рис. 9). В даний час неможливо судити про те, чи існували в цей період такі геологічні процеси, як тектонічна й вулканічна діяльність. Мабуть, їх роль у формуванні рельєфу була сильно пригнічена масштабною й інтенсивною переробкою поверхні, яка була спричинена інтенсивним зовнішнім бомбардуванням, а сліди цих процесів у рельєфі планети, очевидно, не зберегтися.

3.2. Ендогенні процеси

Тектонічна діяльність на Марсі була найінтенсивнішою в ранній період його геологічної історії (понад 3,5 млрд років тому). У цей період, імовірно, відбулися істотні зміни в структурі кори планети, що спричинило чітку планетарну дихотомію – високі рівні південної півкулі та низькі рівні північної. До цього ж періоду, очевидно, належить початок тектонічної діяльності в протяжній області Фарсида. Структурні та стратиграфічні особливості цієї області свідчать про те, що ще до того, як тут проявився вулканізм, вона вже випробувала тривале в часі, куполоподібне здіймання, що супроводжувалося розвитком потужної системи радіальних розломів. До найбільш стародавніх розломів цього періоду відносять системи розломів Тавмасія і Кларітас. Цей період також характеризується розвитком інтенсивної вулканічної діяльності, що вилилося у формування покривних лавових виливів у межах материкових місцевостей і частковому «затопленні» північних рівнин. Імовірно, перші лавові затоплення таких ударних басейнів, як Еллада і Аргир, відбулися також у цей період.

Пізніше (2-0,5 млрд років) тектонічна активність неодноразово проявлялася, переважно, в областях Фарсида й Елізій а також в окремих регіонах глобального уступу (між північною та південною півкулями) (рис. 10). Ця стадія розвитку характеризується локальними проявами виливів лав як у самих областях, так і на рівнині Великий Сирт і плато Респерія, у районі на північний захід від Еллади, і точковими проявами в материковій зоні (наприклад, біля кратера Скіапареллі). Активність лавових затоплень північних рівнин поступово спадала. Пізніші виливи лав на цих рівнинах відбувалися локально. У межах останнього мільярда років відбулися затоплення лавами днищ кільцевих басейнів (Еллада, Аргир й Ісида), що визначило сучасні морфологічні особливості цих басейнових рівнин.



Рис. 10. Плато Елізій

Відновлення тектонічної активності та магматичної діяльності в період 1,5-0,2 млрд років стало причиною формування хаотичних місцевостей і призвело до формування гігантських

рифтоподібних долин Маринер в екваторіальній зоні Марса. Приблизно 506 млн років тому відбувся останній могутній прояв площинного вулканізму в центральній частині області Фарсида, на якій в цей же період завершилося формування найбільших вулканічних щитів. Судячи зі щільності кратерів на поверхні цих щитів, найбільш стародавні з них (у порядку спадання) – вулкан Арсія, Павоніс, Аскрійська та Олімп.

3.3. Екзогенні процеси

Одночасно з вулканічною діяльністю протягом всієї геологічної історії відбувалося раннє формування системи флювіальних долин. Переважно це були дендритоподібні долини, приурочені до древніх, сильно кратерованих провінцій материкової зони. Тоді ж розпочали своє формування великі долини Узбой, Ладон, Маадім і Бахрам. Період формування найбільших долин Марса – Касей, Арес, Тіу, Залбатану та Симуд – збігається з часом утворення більшості хаотичних місцевостей і системи каньйонів долин Маринер. Деякі з найбільших долин беруть свій початок безпосередньо в локальних депресіях хаотичних місцевостей.

Створюється враження, що магматична діяльність і флювіальні процеси на Марсі пов'язані в часі. Такий зв'язок двох процесів може свідчити про те, що вулканізм стимулював флювіальну діяльність упродовж усієї геологічної історії планети. Зокрема, це могло відбуватися за рахунок танення мерзлоти (внаслідок ендегенної активності). Це спричинило вивільнення води, що супроводжувалося активною ерозією марсіанської поверхні. Активізація флювіальної діяльності та взаємодія вулканізму з марсіанською мерзлотою сприяли посиленню хімічного вивітрювання на поверхні планети.

Ознаки найбільш активної та тривалої ерозії на марсіанській поверхні найяскравіше виявилися в перехідній зоні між материковими височинами та північними рівнинами (райони столових гір Дейтероніл, Протоніл і Нілосирт), обмеженої з півдня

глобальним уступом. Сучасний вигляд цього уступу визначається не тільки первинною тектонічною структурою. За результатами геологоморфологічного вивчення отримано ряд свідчень про те, що глобальний уступ, який, імовірно, сформувався на ранньому етапі геологічної історії, в подальші періоди піддавався дії інтенсивної ерозії. В результаті цього він відступив на південь, що призвело до формування широкої (у сотні кілометрів) перехідної зони. Її морфологічні ознаки нагадують молоді поверхні, як і в межах деяких інших провінцій Марса та вказують на те, що тепер ці райони знаходяться під впливом еолової діяльності, активних процесів (зокрема, кріогенних), схилових (гравітаційних) та, меншою мірою, – кратероформування.

Про інтенсивність еолових процесів протягом геологічної історії Марса можна судити лише за непрямими ознаками – по співвідношенню спостережуваних еолових комплексів рельєфу з іншими геологічними типами поверхонь відомого віку. Враховуючи ці співвідношення, можна дуже приблизно уявити інтенсивність еолових процесів лише за останні 2 млрд років. Оскільки ознаки стародавньої активності й еолової переробки марсіанської поверхні зустрічаються лише на локальних ділянках поверхні планети. Ці ділянки накладаються на стародавні місцевості (з віком 3-2 млрд років) і оточені молодшими місцевостями (з віком близько 1 млрд років). Таке співвідношення дозволяє вважати, що події стародавньої еолової активності відбувалися 2-1 млрд років тому. Мабуть, до цього ж періоду належить поява комплексів еолової акумуляції, що зустрічаються в межах великих кратерів материкових височин (наприклад, у кратері Проктор), і утворення еолових покривів на північних рівнинах.

Широка поширеність еолових відкладів та ознаки інтенсивної дефляції марсіанської поверхні наводять на думку про сильну ерозійну здатність цього процесу, що може бути наслідком існування щільнішої атмосфери в минулі геологічні періоди (рис. 11). У міру загасання флювіальної діяльності в останній мільярд років еолові процеси, очевидно, ставали домінуючими, про що свідчать могутні (від десятків до сотень метрів) еолові відклади, поширені на наймолодших лавових рівнинах області

Фарсида, на днищах каньйонів долин Маринера і північних рівнинах.

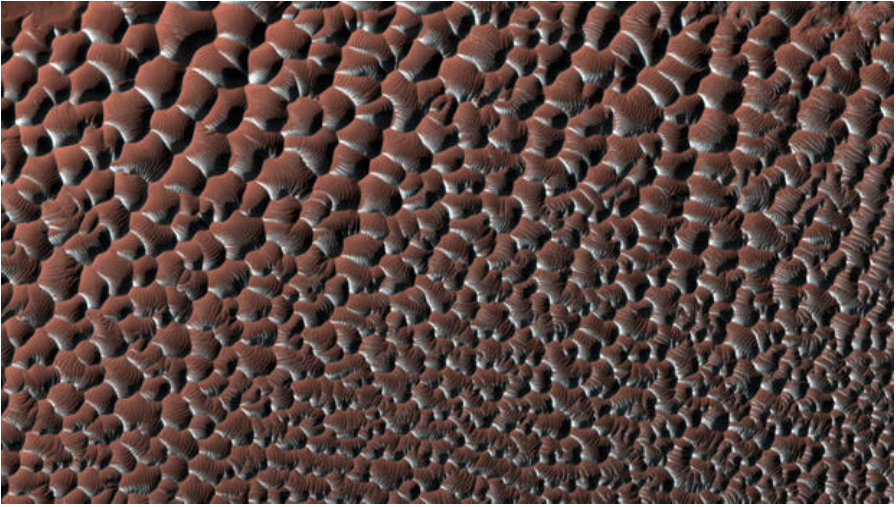


Рис. 11. Дюни в південній півкулі Марса

Найбільш яскравим прикладом недавньої еолової діяльності є пояс еолових комплексів навколо північної полярної шапки. Цей пояс складений потужною товщею (до сотень метрів) еолового матеріалу, розподіленого у формі гряд, барханів, дюн і шлейфів. Навіть на поверхні північної полярної шапки спостерігаються дюнні форми, сформовані сніжно-піщаним матеріалом. У даний час еолова діяльність на Марсі – один із домінуючих планетарних процесів, хоча його ерозійна здатність, мабуть, ослаблена через вкрай розріджену сучасну атмосферу.

Характер приполярних геологічних провінцій і ландшафтів полярних шапок, складених гляціальними та еоловими відкладами та покривними льодами, свідчить про те, що формування спостережуваних полярних комплексів відбувалося в останній мільярд років. Оскільки полярні області Марса впродовж всієї геологічної історії служили холодними «пастками» для летючих H_2O й CO_2 , можна вважати, що формування полярних шапок

почалося в ранні періоди геологічної історії планети. Процес їх формування відбувався за рахунок виморожування водяної пари з марсіанської атмосфери, кількість якої зростала в періоди активізації флювіальної діяльності. Сліди її простежуються до 3,5 млрд років (можливо, трохи більше). Тому є підстави припускати, що формування полярних шапок розпочалося з цього ж періоду.

Запропонована схема розвитку основних геологічних процесів в часі, що сформували сучасний вигляд поверхні Марса, є першим наближенням, пов'язаним із сьогоdnішнім рівнем знань про планету. Тому схема не претендує на повну достовірність (відносно точних вікових оцінок) і не може розглядатися як абсолютна. Інтенсивність геологічних процесів на схемі жодною мірою не ілюструє конкретні епохи (або цикли) розвитку того або іншого процесу, а лише дає найзагальнішу картину.

3.4. Марсіанські канали

Вперше про геометрично правильні смужки, що покривають, немов сіткою, поверхню Марса, висловився італійський учений Секкі в 1859 році (рис. 12). Наявність їх підтвердив і Скіапареллі, співвітчизник Секкі, що спостерігав Марс під час його великого протистояння в 1877 році. З тієї пам'ятної події пройшло немало часу, а жвава суперечка про походження цих загадкових утворень усе ще триває. Канали – це грандіозна штучна зрошувальна система, створена розумними істотами, що населяють Марс, і призначена для розподілу мізерних водних ресурсів планети, – заявив Ловелл!

Ні! – стверджує Каттерфельд, – канали – це не що інше, як лінії тектонічних розломів кори планети, породжені нерівномірністю її обертання, ними надходить вода, що живить рясну рослинність. Треті доводять, що канали – це смуги рослинності, а четверті вважають їх тріщинами в крижаній оболонці Марса. Загалом гіпотез, домислів, а часом і відвертих спекуляцій висловлено було так багато, що немає сенсу торкатися їх змісту.

Чіткої відповіді на це питання не дали й перші фотознімки, передані з автоматичних міжпланетних станцій. На їх підставі висловлювалися припущення, що лінії, формуючі сітку на поверхні Марса, – це скиди, тріщини, розломи, ланцюжки кратерів, хребти й інші форми рельєфу, що сприймаються як суцільні утворення підвищених контрастів.

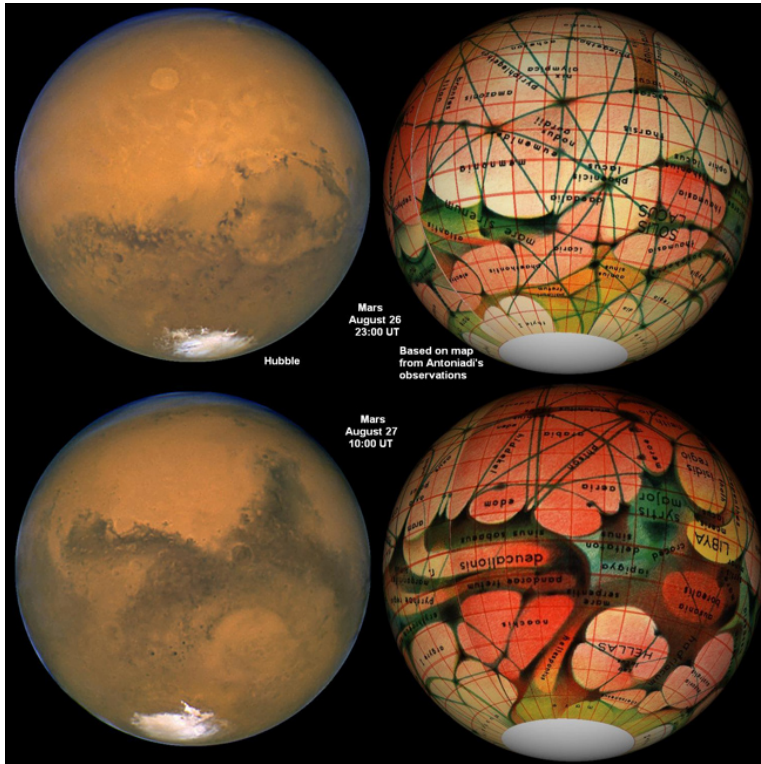


Рис. 12. Порівняння фотографій Марса, виконаних телескопом Хаббл із глобусом Марса кінця XIX ст.

Насправді «марсіанські канали» не мають нічого спільного з перерахованим вище. На «дальніх» знімках Марса, зроблених з відстані близько 1,5 млн км, деякі зі знаменитих марсіанських «каналів» видно так, як при кращих спостереженнях із Землі. На

«близьких» знімках (з відстані 4 –3,5 тис. км) на місці широкого і темного каналу Агатадемон опинився злегка вигнутий гірський кряж шириною 160 км і завдовжки близько 1100 км без виразно видимих країв. У результаті аналізу знімків виявилось, що це широкий, злегка зігнутий кряж, поцяткований кратерами й ущелинами, які нагадують краї великих кратерів. На фотознімку, зробленому АМС «Маринер-9», рівне плато прорізає великий тектонічний розлом, який у земні телескопи також міг бути прийнятий за канал. Тобто «марсіанські канали» є не чим іншим, як специфічними деталями поверхневих морфоструктур.

Список літератури

1. Кузьмин, Р.О., Галкин, И. Н., 1989, Как устроен Марс, Москва, Знание, 64 с.
2. Jaeger, W. L., et al, 2010, Emplacement of the youngest flood lava on Mars: A short, turbulent story, *Icarus*, 205(1), p. 230-243.
3. Sagan, C., Fox, P., 1975, The canals of Mars: an assessment after Mariner 9, *Icarus*, 25(4), p. 602-612.
4. Sharp, R.P., 1968, Surface processes modifying Martian craters, *Icarus*, Vol. 8(1-3), p. 472-480.
5. Thomas, M., Clarke, J.D.A., Pain, C.F., 2005, Weathering, erosion and landscape processes on Mars identified from recent rover imagery, and possible Earth analogues, *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 52(3), p. 365-378.

РОЗДІЛ 4 РЕЛЬЄФ МАРСА

- 4.1. Ударні утворення.
- 4.2. Вулканічні утворення.
- 4.3. Еолові утворення.
- 4.4. Флювіальні утворення.
- 4.5. Мерзлотні утворення.

4.1. Ударні утворення

На Марсі, як на Місяці й Меркурії, поширені кратери, утворені ударами об його поверхню метеоритів, астероїдів і комет. Зовнішність більшої частини південної півкулі Марса визначають відносно великі кратери (діаметром більше 15 км) і кільцеві басейни кратерів, що сформували сильно кратеровані місцевості – аналоги місячних материків. Проте, на відміну від них, у кратерованих місцевостях Марса частка відносно рівної поверхні між кратерами помітно вища. Це пов'язано з тим, що на ранніх стадіях геологічної історії Марса в межах сильно кратерованих місцевостей були досить розвинені рівнинотвірні процеси.

Найбільші ударні структури Марса – багатокільцеві басейни Еллада, Ісида і Аргир – мають діаметр 2000, 1100 і 900 км відповідно. Крім того, на Марсі відомо ще близько 37 багатокільцевих басейнів менших розмірів. На відміну від Місяця, для Марса характерна відсутність дрібних кратерів розміром менше кількох десятків метрів. Це пояснюється не тільки більшою активністю ерозійних процесів на поверхні, а й гальмуванням дрібних метеоритних тіл марсіанською атмосферою.

У цілому марсіанські кратери зруйновані значно сильніше, ніж кратери Місяця і Меркурія (рис. 13). Проте при достатньо сильному прояві процесів руйнування кратерів Марса серед них досить багато форм з елементами добре збереженої первинної

будови, що дозволяє вивчати специфіку ударного процесу на цій планеті.

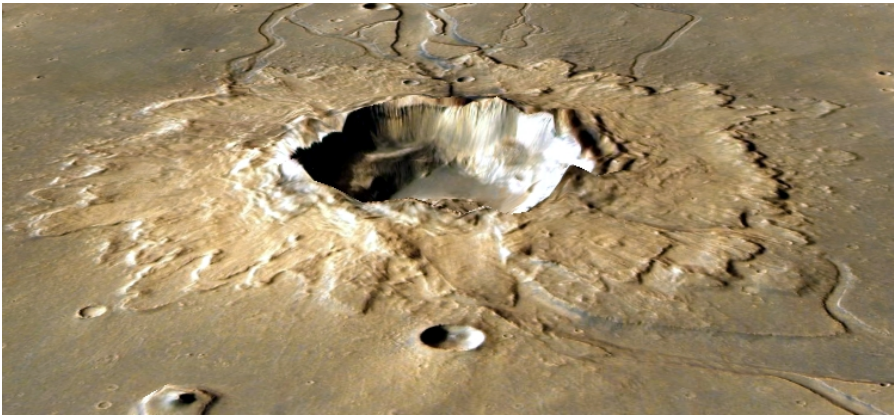


Рис. 13. Марсіанський кратер з ознаками всебічного вивітрювання

Морфологія ударних кратерів може дати деяке розуміння зовнішніх умов на планеті (як і фізичних властивостей порід, своєрідної “мішені”) під час кратероутворення. Так, для багатьох марсіанських кратерів типова наявність центральної гірки. Це або вершинний кратер на центральній горі, або округле заглиблення в центрі кратера, оточене кільцем невисоких гір (або без них). На думку американського планетолога К. Вуда та його колег, ці лунки виникли в результаті ексакації підповерхневих пластів порід, збагачених льодом. Швидке плавлення і випаровування льоду в момент кратероутворення й призвело до формування центральних гірок. Але, мабуть, найбільш дивовижним відкриттям під час орбітальної зйомки марсіанської поверхні виявилось виявлення викидів свіжих кратерів діаметром від декількох кілометрів до 80 км. Ці викиди є системою радіальних потоків льодомісткого матеріалу з лопатеподібними краями, морфологія яких близька до морфології грязьових потоків і селів на Землі. Ширина таких викидів коливається від 1,5 до кількох діаметрів кратера, що помітно більше, ніж ширина зони суцільних викидів з кратерів на Місяці (0,6-0,7 діаметра) і Меркурії

(0,4-0,5 діаметра). При цьому в марсіанських кратерів у межах зони таких викидів спостерігаються сліди обтікання матеріалом викидів окремих перешкод на шляху їх руху. Найбільш імовірною причиною “розрідження” матеріалу викидів кратерів на Марсі вважається плавлення льоду, що міститься в марсіанських породах. Саме завдяки такій особливості марсіанських кратерів стало можливим з’ясувати будову верхніх горизонтів мерзлої оболонки кори Марса – кріолітосфери.

Сукупність усіх спостережуваних на Марсі ударних утворень – своєрідний літопис кратероформування на його поверхні від часів догеологічних і до сучасного періоду. При цьому, якщо на ранніх стадіях планетної історії (більше 4 млрд років тому) інтенсивність ударних процесів була найбільшою, то в період 3,8 – 3,5 млрд років тому вона різко скоротилася і продовжувала послідовно затухати, роль кратероформування у створенні зовнішності поверхні планети стала другорядною, а домінуючими процесами на поверхні стали тектоніка, вулканізм і екзогенна активність.

4.2. Вулканічні утворення

Для Марса характерні великі вулканічні споруди типу щитових вулканів, вулканічних куполів і провальних кальдер, що помітно відрізняє його від Місяця та Меркурія. Водночас, так само як на Землі, Місяці й Меркурії, на Марсі не менш широко розвинений площинний вулканізм.

Вулкани Марса вражають своїми масштабами. Гори Олімп, Арсія, Павоніс й Аскрійська (область Фарсида) сягають біля півніжжя багатьох сотень кілометрів. Найбільший вулкан на Марсі – гора Олімп з поперечником близько 600 км – здіймається над своїм півніжжям на 27 км (рис. 14). Майже по всьому периметру основи цього вулкана простежується уступ висотою в кілька кілометрів, що відрізняє цей вулкан від інших марсіанських вулканів.

На Землі найбільший щитовий вулкан – Мауна Лоа на Гавайських островах – має поперечник біля підніжжя до 200 км і висоту 9 км над ложем океану. Отже, об'єм найбільшого земного вулкана складає всього 10% об'єму гори Олімп. Вулканічні гори Арсія, Павоніс й Аскрійська дещо менші за Олімп, але значно більші за Мауна Лоа.

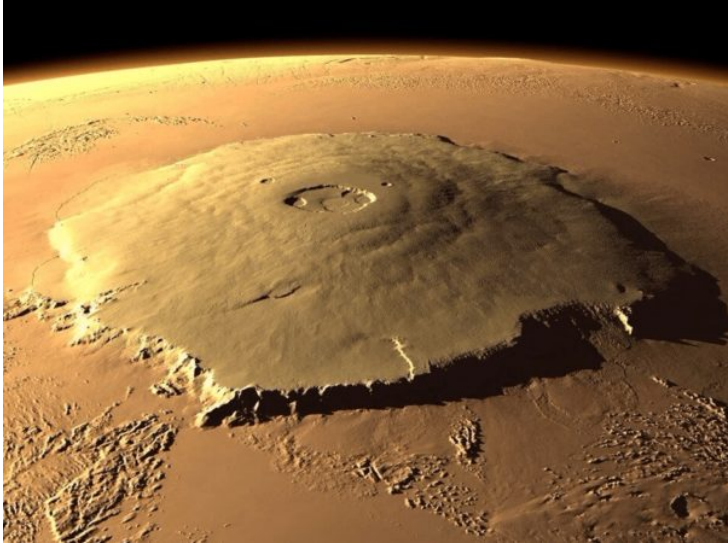


Рис. 14. Вулкан Олімп

Поверхня схилів щитових вулканів Марса буквально зрита радіальними системами лавових потоків, каналів і гряд завширшки в кілька кілометрів і завдовжки в сотні кілометрів. Морфологія лавових потоків навколо вулканів області Фарсида вказує на низькі значення в'язкості лав, що притаманне лавам основного складу. Розраховані значення витрати лав з марсіанських вулканів (на прикладі гори Арсія) складають $3,5 \cdot 10^{11} \text{ см}^3/\text{с}$, а оцінка в'язкості лав дає значення від 3-5 до 60 пуаз. Ці значення в'язкості нижчі, ніж для лав місячних морів, і набагато нижчі за земні лави. Тому в умовах меншої сили тяжіння на Марсі такі

«рідкі» лави звичайно володіють здатністю «розтікатися» на більші відстані.

Окрім гігантських щитових вулканів, на поверхні Марса є і скромніші за розмірами, але набагато численніші вулканічні структури – вулканічні куполи. Велика їх частина розташована в області Фарсида. Як правило, їх висота не перевищує 8 км, а вершина часто ускладнена багатоярусними депресіями типу кальдер. Найбільший вулканічний купол на Марсі знаходиться в області Елізій – це купол Гекати з поперечником близько 200 км. Інші куполи мають поперечник у десятки кілометрів. На відміну від великих щитових вулканів, вони характеризуються більшою щільністю ударних кратерів на їх поверхні і більшою величиною відношення діаметра кальдери до поперечника куполу. Це дозволяє припустити, що принаймні частина куполів у області Фарсида є залишками стародавніх і крупніших вулканічних споруд, які були частково поховані під пізнішими розливами лав. Відомості про щільність кратерів на схилах найбільших вулканів Марса, ймовірно, вказують на дуже молодий вік цих структур.

4.3. Еолові утворення

Марс – це справді царство Еола. На його поверхні виявлені численні ознаки вітрової діяльності, що виразилася у формуванні значних за площею областей еолової акумуляції і дефляції. Еолова акумуляція на Марсі – це численні дюни, обширні райони еолових покривів і своєрідні еолово-гляціальні утворення – шаруваті відклади навколо північної полярної шапки тощо.

Форми еолової акумуляції, спостережувані на орбітальних знімках «Маринера-9» і «Вікінга-1 -2», представлені великою різноманітністю дюнних утворень – барханоподібних, поздовжніх, поперечних і діагональних дюн розміром від сотень метрів до 10 км (рис. 15). Поля цих дюн на знімках високої роздільної здатності (30-100 м) спостерігаються на всіх широтах. Вони, як правило, приурочені до дниць великих кратерів і каньйонів, а також до рівнин. Наприклад, в областях північних рівнин (Ар-

кадія й Утопія) на обширних просторах у сотні квадратних кілометрів спостерігаються утворення, які ідентифікуються як дюнні форми. Великі поля еолової акумуляції виявлені в західній частині області Фарсида (поблизу патери Бібліди, 2° пн.ш., 124° з.д.). Вони займають площу до 100 000 км² і складаються з орієнтованих зі сходу на захід поздовжніх дюн із симетричними схилами. Найбільші з них мають середню довжину близько 8 км, ширину 0,5 км при середній довжині хвилі 1,4 км. Спостерігається певна схожість цих дюнних полів із земними піщаними «морями» Східної Сахари, Аравійського півострова і центральних пустель Австралії. Еолові поля площею в сотні квадратних кілометрів (складаються з дюн і барханоподібних форм) зустрічаються на днищах долин Маринера.



Рис. 15. Дюни в марсіанському кратері

Як показали знімки північної полярної області Марса, полярна шапка тут оточена темним поясом еолових «морів», представлених мегадюнами (аналогом є мегадюни Сахари і Аравійського півострова), поперечними дюнами і барханами, окремі частини яких мають децю витягнуту форму. Крім того, на влас-

не крижаних поверхнях полярних шапок виявлені дюни з високим альбедо. Вони можуть складатися переважно зі снігу з домішкою пилу. Земний аналог цих дюн – сніжно-піщані дюни, поширені в оазисах Антарктиди (Земля Вікторії). Мікроформи еолової акумуляції виявлені на панорамних знімках у місцях посадок «Вікінг-1 -2». Ці форми представлені піщаними дюнами і субпаралельними звивистими гребенями (від кількох метрів до десятків сантиметрів у поперечнику) і формами типу невеликих хвиль (поперечник – десятки сантиметрів). Потужність таких дюнних полів на Марсі складає десятки та сотні метрів.

Форми вітрової ерозії (дефляції) часто зустрічаються на Марсі у вигляді сильно «препарованих» форм кратерів і поверхонь материкових височин. Дефляційні поверхні часто є «гравірованими» поверхнями з лінійними структурами або дрібнопористими утвореннями. На знімках високої роздільної здатності (до 30 м) видно, що рельєф кратерів у межах стародавніх материкових підвищень іноді еродований майже до підніжжя.

Отже, еолові ландшафти поширені повсюдно на поверхнях різних геологічних провінцій Марса. Їх потужність коливається від кількох метрів у екваторіальному районі до сотень метрів в середніх і полярних широтах. Проте в окремих районах екваторіальної зони (на днищах каньйонів і великих кратерів) ці відклади можуть бути значнішими за потужністю. Збільшення площ розповсюдження та різної потужності еолових покривів у напрямі до полярних областей Марса свідчить про існування сезонної меридіональної циркуляції атмосфери, в результаті якої продукти вітрової ерозії виносяться з екваторіального поясу планети до полюсів.

4.4. Флювіальні утворення

На Марсі виявлені різноманітні типи долин, які мають велику морфологічну схожість із долинами земних річок, що свідчить на користь того, що колись, у геологічному минулому, на поверхні планети відбувалася активна флювіальна діяльність.

Розвиток одних долин, імовірно, пов'язаний із таненням мерзлоти, генезис інших менш очевидний. До першого типу флювіальних утворень відносять найбільші долини ерозійного типу (Мангала, Маадім, Арес, Нергал і Касей) – ізольовані утворення завдовжки 1000-2000 км і завширшки від 100-150 до 20-50 км, не пов'язані з іншими долинами і один з одним (хоча всі вони знаходяться, переважно, в найдавніших сильно кратерованих місцевостях екваторіальної та приекваторіальної зон) (рис. 16). Дрібні дендритоподібні та схиліві борознисті яружні форми завдовжки менше 150 км і завширшки від 1 до 10 км також мають локальний характер розповсюдження. Така особливість розподілу долин може бути пояснена тим, що джерела води знаходилися, найімовірніше, у верхніх шарах кори планети, а не в атмосфері. Недаремно найбільші долини Марса беруть початок з великих депресій провального типу з хаотичним рельєфом.

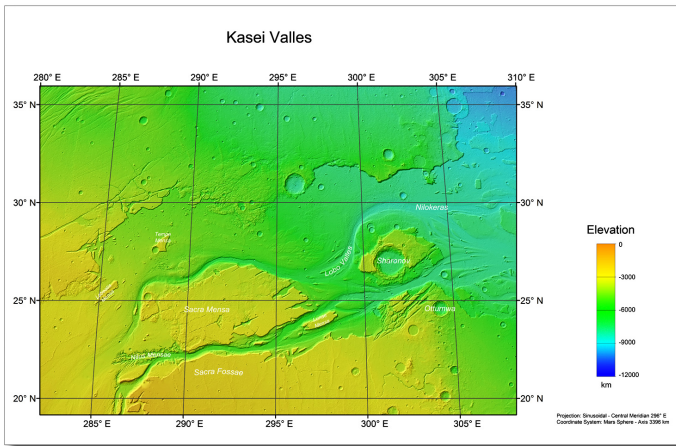


Рис. 16. Долина Касей

Найбільші долини (Мангала й Арес) дуже схожі на долинні форми Землі, утворені в результаті катастрофічного стоку великих мас води. Походження їх пов'язують із проривом на поверхню води через танення підземних льодів у результаті ендеген-

ного розігрівання. Численні системи долин між Місячним плато і рівниною Хріса (15° пн.ш., 55° з.д.) і на південь від плато Сонця (43° пд.ш., 88° з.д.) також могли бути утворені за рахунок танення підземного льоду. Беручи початок у цих районах, вони спускаються у велику депресію рівнини Хріса та на нижчі рівні на південь від плато Сонця. Абсолютний вік марсіанських долин (оцінений за даними щільності, кратерів) – від 3 до 0,1 млрд років. Цей вік характеризує як час виникнення, так і тривалість формування долин.

Численні звивисті борозни приурочені до стародавніх кратерованих височин у приекваторіальних районах Марса. Ширина окремих борозд звичайно коливається від 1 до 10 км, а довжина – від 50 до 100 км. Для звивистих борозен дуже характерна наявність численних «приток» в їх верхів'ях. Як правило, звивисті борозни «стікають» по радіусах із зовнішніх схилів великих стародавніх кратерів й окремих височин. За розмірами і морфологічними рисами ці утворення дуже подібні до долин земних річок. Верхів'я звивистих борозен іноді утворюють таку густу мережу «приток», що нагадують дренажні системи на передгірних височинах в аридних районах Землі. «Притоки» спостерігаються у великих долин, наприклад у верхів'ях долини Нергал, де вони утворюють дендритоподібну систему. Оскільки ці форми не проявляють помітного зв'язку з вулканічними або мерзлотними утвореннями, деякі дослідники схильні вважати їх результатом дощової ерозії в минулі епохи. Проте той факт, що в просторі, між кратерами, виявляються риси площинного вулканізму, свідчить швидше про те, що ці долинні форми – не стільки результат дощів, скільки локального танення льоду, що міститься в мерзлих породах стародавньої кори Марса.

4.5. Мерзлотні утворення

Більшість виявлених ознак прояву мерзлоти в рельєфі Марса – результат порушення кріогенних товщ ендегенними й екзогенними процесами на різних етапах його геологічної історії.

Результати геологічного дослідження Марса, проведеного за космічними знімками, показують, що починаючи з ранніх періодів (приблизно 3,5 млрд років тому), разом з інтенсивною вулканічною активністю обличчя планети формували також і потоки води. При виверженні вулканів мерзлота тимчасово руйнувалася в різних районах планети і вода епізодично вивільнялася з кріолітосфери на поверхню. А це, у свою чергу, призводило до розвитку водної ерозії, сліди якої чудово збереглися до теперішнього часу у вигляді великих і малих долин та русел. Можна вважати, що мерзлота на Марсі як планетарне явище сформувалася на ранніх етапах його геологічної історії. Про це свідчать не тільки постійні полярні шапки, а й багато форм рельєфу, подібно до тих, які формуються в зонах мерзлоти на Землі.

Для екваторіальної зони Марса характерні утворення, пов'язані з великомасштабним процесом руйнування кріогенних товщ, – провальо-просадочні форми рельєфу, з яких беруть початок найбільші на планеті долини річкового типу. У цій же зоні в межах гігантських каньйонів планети – долин Маринера – поширені великі обвали й подібні до земних ярів долини. Їх виникнення, найімовірніше, пов'язане з руйнуванням мерзлих порід у бортах каньйонів і розкриттям горизонтів підмерзлотних вод.

Численні долини, які мають значне розгалуження, поширені переважно від 30° пн.ш. до 40° пд.ш. у межах найдавніших ділянок планети – на височинах, покритих величезною кількістю кратерів. Формування деяких із таких долин, мабуть, пов'язане з неодноразовим «розвантаженням» підмерзлотних вод при коливаннях нижньої межі мерзлих порід, викликаних змінами температури кріолітосфери в результаті багатомісячних коливань клімату. Крім того, прояв водної ерозії в цій зоні був викликаний дією лавових виливів й інтрузій на мерзлі товщі.

В області від 30° пд.ш. до 47° пн.ш. в окремих районах виявлені округлі улоговини, подібні до розповсюджених в Якутії, де їх називають аласами. Проте, на відміну від Землі, на Марсі аласоподібні улоговини повинні утворюватися не за рахунок танення підземних льодів, а в результаті їх випаровування.

Найбільш виражений зональний характер розповсюдження мають кріогенні утворення схилів – обширні шлейфи біля підніжжя схилів протяжністю в десятки кілометрів. Розповсюдження цих форм рельєфу точно обмежується двома широтними зонами: 30-50° пн.ш. і 30-60° пд.ш. Вивчення космічних знімків цих районів переконує в тому, що в межах вказаних широт мерзлі породи залягають близько до поверхні. Тому, коли вони «розкриваються» в стінках уступів, починається інтенсивний розвиток кріогенних процесів на схилах. Полігональні форми мерзлотного мікрорельєфу, виявлені в місці посадки «Вікінга-2» (47° пн.ш.), також підтверджують близькість залягання мерзлих порід у цьому районі до поверхні. Такого ж роду структури поширені на північних рівнинах, біля північної полярної шапки та мають вражаючу схожість з мерзлотними полігонами на Землі. Значний розмір полігонів (до 20 км) можна пояснити руйнуванням дрібніших і розвитком великих, що часто відбувається в районах розповсюдження мерзлоти на Землі.

У полярних областях Марса поширені потужні товщі шаруватих відкладів (рис. 17). На космічних знімках вони виглядають як вихороподібні утворення, які на великомасштабних знімках виливаються в систему уступів, терас і депресій іноді химерної форми. Відклади є шарами льоду, змішаного з тонкозернистим і лесоподібним матеріалом, складаючи залишкові полярні шапки планети (потужність останніх оцінюється в кілька кілометрів). Судячи з температурного режиму полярних областей, у формуванні залишкових («вічних») полярних шапок головну роль відіграв лід H₂O. Інфрачервоне картування поверхні Марса показало, що в літній період температура північної полярної шапки не опускається нижче -70°C. Це виключає можливість стійкого існування (у цей період року) на шапках льоду CO₂. Північна залишкова шапка Марса в даний час набагато більша (близько 1000 км у поперечнику) за свій південний аналог (близько 300 км), оскільки південна півкуля в літній період знаходиться в перигелії, тобто помітно ближче до Сонця.

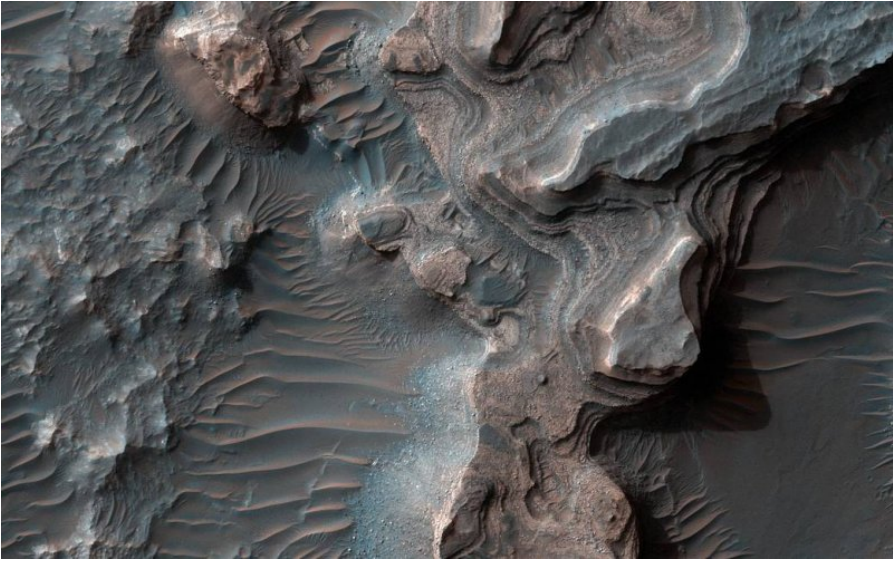


Рис. 17. Шаруваті відклади на Марсі (Долина Узбой)

Отже, полярні утворення Марса є вмістилищем значних запасів водяного льоду. Кількість H_2O в залишкових полярних шапках Марса на багато порядків більша, ніж в атмосфері. Про широкий розвиток мерзлоти на Марсі свідчать також особливості морфології викидів зі свіжих марсіанських кратерів. Часто ці викиди дуже схожі на земні селеві й соліфлюкційні потоки, хоча їх розміри значно більші за земні.

Взаємодія лавових виливів із мерзлими породами на обширних площах північних рівнин Марса (у широтній зоні від 30 до 70° пн.ш.) призвела до інтенсивного формування термоерозійних і термокарстових утворень у формі численних гір і гряд, так званих сліпих долин, улоговин і горбистих поверхонь.

Отже, можна стверджувати, що на Марсі, як і на Землі, діє чинник географічної зональності, що визначив головні особливості прояву мерзлоти в рельєфі планети. Особливості розподілу кріогенних утворень служать переконливим доказом загальнопланетарного розповсюдження мерзлоти на Марсі.

Одне з інтригуючих питань геологічної еволюції Марса – кількість води у верхньому шарі кори планети. Сучасні знання про фізичні умови на планетах переконують у тому, що кількість води на них збільшується в міру віддаленості їх орбіт від Сонця, а найбільш поширеною формою їх стабільного існування стає лід, роль якого як породоутворюючого мінералу значно зростає.

Наочним прикладом цієї тенденції служить Марс. Якщо на Землі вільна вода знаходиться одночасно в трьох фазових станах (при домінуючій рідкій фазі), то на Марсі форми стабільного існування води вже обмежені – тут вона знаходиться переважно у твердій фазі. Через більшу віддаленість від Сонця (1,5 рази далі, ніж Земля) і розрідженості атмосфери – поверхня Марса піддалася сильному охолодженню (середня температура -60°C). Область постійних негативних температур навколо планети (кріосфера) повсюдно (від екватора до полюсів) проникає у верхню частину кори на глибини до кількох кілометрів. З'явилася самостійна тверда оболонка промерзання – кріо-літосфера, товщина якої в середньому складає 1,5 км на екваторі і 5 км на полюсах.

Марсіанська кріолітосфера сприяла «виморожуванню» атмосферної вологи і сконцентрувала в собі (у формі льоду) значну частину вільної води, що виділилася при дегазації планети. Тому спостережувана на Марсі кількість атмосферної вологи залежить переважно від пружності пари над льодом, що міститься в мерзлих породах і складає «вічні» полярні шапки планети.

Окрім «вічних» полярних шапок, з осені й до кінця зими, коли в середніх і високих широтах однієї з півкуль планети температура поверхні знижується до -130°C , утворюються сезонні полярні шапки. Частина атмосферної вологи і близько 20% основного компонента атмосфери – вуглекислого газу – виморожуються й осідають на поверхню у вигляді снігового покриву, який розповсюджується в північній півкулі від полюса до 45° паралелі. Товщина цього покриву змінюється від кількох міліметрів на периферії шапок до одного метра на полюсах.

Радянськими вченими висловлена гіпотеза, згідно з якою сезонні полярні шапки Марса мають концентрично-зональну будову. У зонах, що примикають до полюсів, вони повинні складатися з льоду CO_2 і невеликої частини льоду H_2O . Південніше розташовується зона льоду CO_2 з домішкою газогідрату ($\text{CO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), потім зона газогідрату і в крайовому кільці – лід H_2O . Схоже, автори цієї гіпотези мають рацію – наявність льоду H_2O і газогідратів у крайовій зоні північної шапки зафіксована за допомогою посадочного апарату «Вікінг-2». Таким чином, на поверхні Марса сезонно утворюються не тільки лід H_2O , а також лід CO_2 і газогідрати.

А чи можуть існувати інші фазові стани води й вуглекислоти в мерзлих товщах марсіанської кріолітосфери? Адже через планетарні масштаби мерзлоти і великих глибин багаторічного промерзання в межах кріолітосфери планети дуже змінюються термодинамічні умови (температура і тиск), при яких можуть існувати ті або інші стабільні фази води, вуглекислоти та газогідратів. Отримані результати свідчать про те, що стабільні фази води, вуглекислоти і газогідратів у кріолітосфері Марса розподілені нерівномірно, як у широтному напрямі, так і по глибині. При цьому областю стабільного існування льоду H_2O служить практично вся кріолітосфера, тоді як області існування фаз твердої і рідкої вуглекислоти, а також газогідратів приурочені до певних зон, глибина яких варіює залежно від широти місцевості. У екваторіальних і середніх широтах ближче до поверхні розташовується область існування газогідратів, нижче за неї – рідкої вуглекислоти, а в найглибших частинах – знову область газогідратів. У полярних розрізах кріолітосфери картина її будови дещо інша – тут близько до поверхні, ймовірно, знаходиться велика область існування твердої вуглекислоти (сухого льоду), а нижче – область рідкої вуглекислоти, що змінюється з глибиною на область газогідратів.

Чи буде стійкий лід H_2O при контакті мерзлих порід із такою сухою атмосферою в різних широтних зонах Марса? Виявляється, ні. Річ у тому, що середньорічним температурам поверхні Марса на різних широтах відповідають різні величини пру-

жності пари над льодом. Так, у низьких широтах пружність пари над льодом більша, а у високих менша, ніж парціальний тиск водяної пари в атмосфері. З цієї причини в межах широтного поясу від 50° пн.ш. до 50° пд.ш. існує постійний дефіцит насичення атмосфери водяною парою. Це призводить до випаровування льоду з поверхневих мерзлих порід і перетворення останніх у сухі (майже позбавлені льоду) породи. Лише на широтах вище 50° лід може стійко існувати в поверхневих породах.

Оскільки дефіцит вологості на різних широтах неоднаковий (максимальний – на екваторі, а мінімальний – у середніх широтах), потужність шару висушених (морозних) порід повинна бути найбільшою в екваторіальній зоні та поступово зменшуватися в напрямку до полюсів. Отже, глибина поверхні мерзлих порід, що залягають під морозними, також повинна змінюватися залежно від широти. Проте, щоб визначити ці глибини, необхідне застосування у великих масштабах геофізичних методів і буріння безпосередньо на поверхні Марса, а це вже справа віддаленого майбутнього. Але чи не можна заглянути в надра кріолітосфери вже зараз, коли в нашому розпорядженні знаходяться тільки детальні космічні знімки марсіанської поверхні та локальні дані від марсоходів? Вихід підказала сама марсіанська мерзлота, а точніше, геоморфологічні ознаки її прояву в найпоширеніших формах рельєфу – метеоритних кратерах, які, залежно від розміру, «розкривають» верхній шар планети на глибину від десятків метрів до кількох кілометрів. Потрібно було тільки знайти код до прочитання тієї інформації, яка поміщена в морфології марсіанських метеоритних кратерів.

Список літератури

1. Carr, M.H., Schaber, G.G., 1977, Martian permafrost features, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82(28), p. 4039-4054.
2. Craddock, R.A., Maxwell, T.A., 1993, Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes, *Journal of Geophysical Research: Planets*, Vol. 98(E2), p.3453-3468.
3. Edgett, K.S., Malin, M.C., 2000, New views of Mars eolian activity, materials, and surface properties: Three vignettes from the Mars Global Surveyor

Mars Orbiter Camera, Journal of Geophysical Research: Planets, Vol. 105(E1), p. 1623-1650.

4. Ehlmann, B.L., et al, 2008, Clay minerals in delta deposits and organic preservation potential on Mars. Nature Geoscience, Vol. 1 (6), p. 355-358.
5. Greeley, R., Spudis, P. D., 1981, Volcanism on Mars, Reviews of Geophysics, Vol. 19(1), 13-41.

РОЗДІЛ 5 АТМОСФЕРА МАРСА

- 5.1. Атмосфера Марса.
- 5.2. Марсіанська доба.
- 5.3. Пори року на Марсі.
- 5.4. Клімат Марса. Полярні шапки.
- 5.5. Небо Марса.

5.1. Атмосфера Марса

Дослідження газової оболонки Марса складає вельми важке завдання. Довгий час на шляху вивчення марсіанської атмосфери був період невдач і помилок. Лише недавно намітилися деякі успіхи. Ще до польоту АМС до Марса вже було побудовано чимало моделей його атмосфери. Більшість їх ґрунтувалася на припущенні, що його атмосфера – це аналог земної. Незважаючи на те, що спектроскопічно у складі марсіанської атмосфери до 1956 року був виявлений лише вуглекислий газ, більшість астрономів схилилися до думки, що основа атмосфери Марса – азот з незначними домішками вуглекислого газу, кисню і водяної пари.

Під час протистояння Марса 1963 року в його атмосфері були вперше виявлені сліди водяної пари, а також значна кількість CO_2 і визначено тиск біля поверхні, який виявився рівним 20 мб. За допомогою спектрального методу встановлено невеликий вміст кисню й озону, а також незначну кількість водяної пари. Для астрономів це було сенсацією. Адже азот в атмосфері породжується в основному за рахунок виверження вулканів, а відсутність його в атмосфері Марса може означати й відсутність вулканічної активності.

Друга космічна швидкість для Марса порівняно невелика – 5 кілометрів за секунду. Саме за рахунок цього він не може утримати легкі гази й має вельми розріджену атмосферу, яка дуже прозора. На висотах від 1 до 30 км спостерігається синій

серпанок завтовшки близько 20 км. Ймовірно, шар серпанку виник унаслідок утворення оксидів під впливом ультрафіолетового випромінювання Сонця. Крім того, в марсіанській атмосфері відмічені жовті хмари, що рухаються зі швидкістю 10-40 метрів за секунду, які насправді породжені пиловими бурями. Вони значно погіршують видимість поверхні Марса.



Рис. 18. Прозора атмосфера Марса

Незначна, в порівнянні із земною, сила тяжіння на Марсі спричиняє одну вельми істотну особливість у будові марсіанської атмосфери. З рухом уверх її щільність знижується набагато повільніше, ніж у земної атмосфери (додаток 5). Так, у земній атмосфері тиск в одну десяту від поверхневого спостерігається на висоті 16-17 км, а на Марсі десятиразове зменшення тиску знаходитиметься лише на висоті близько 40 км. Це призводить до того, що вже на цій висоті над поверхнею планети тиск буде таким самим, як і в атмосфері Землі на тій же висоті. Обчислення показують, що значення щільності атмосфери Землі та Марса на висоті близько 40 км однакові, а на ще більших висотах тиск в атмосфері Марса перевищує земний. Ця відмінність призводить до того, що в марсіанській атмосфері метеори спалахують на висоті 200-250 км, а в земній – на висоті 120-150 км. Проте

для космічних апаратів, що входять в атмосферу Марса, небезпека сильного розігрівання корпусу менша, ніж при вході в земну атмосферу, зважаючи на менше прискорення на Марсі. З тієї ж причини і марсіанські пилові бурі, які астрономи неодноразово спостерігали, повинні бути могутнішими, ніж земні, оскільки величезні маси пилоподібної речовини під дією вітру, швидко піднявшись вгору, утримуються там протягом тривалого часу. Це наочно підтвердили дослідження планети в період його великого протистояння в 1971 році. Ось що з цього питання говорив голова комісії з фізики планет Астрономічної Ради Академії наук СРСР професор І. Коваль: «...У другій половині вересня прозорість атмосфери Марса різко зменшилася через пилову бурю, що активізувалася та протягом кількох днів приховувала темні ділянки поверхні майже на всьому видимому диску. Але чим вона викликана? Дією вулканів чи потоком метеорних частинок, що вриваються в атмосферу Марса? Такі явища не можуть затмарити диск планети. На правильному шляху, очевидно, ті учені, які вважають, що це пов'язано зі штормами. Вітри там сильніші, вони перевищують швидкість потоків повітря на Землі та здатні здувати з поверхні планети дрібні частинки, підносячи їх на великі висоти». З сильно запиленою атмосферою планети учені зустрічалися і при інших великих протистояннях (1924, 1939 і 1956 рр.). Особливо сильні помутніння спостерігалися під час великого протистояння в 1956 році: тоді коефіцієнт прозорості атмосфери зменшився в три рази і було відмічено навіть повне зникнення південної полярної шапки.

Коли станції «Марс-2» і «Марс-3» вийшли на орбіту навколо Марса, на ньому лютувала пилова буря. Два місяці вся планета була закрита щільними хмарами пилу, піднятого з поверхні. Пилова буря значно ускладнила фотографування планети і деякі наукові вимірювання. Проте зображення диска Марса, отримані за допомогою фотоапаратури, істотно доповнили інформацію про Марс. Уперше був сфотографований Марс у фазах, не спостережуваних із Землі. Передані з борту станції зображення доповнили інформацію про поверхню, структуру атмосфери та фігуру планети. Проведені вимірювання показали,

що висота цих хмар складає близько 10 км над середнім рівнем поверхні. Над вищими областями шар хмар був тонший, над низькими – товстіший. Пилові бурі на Марсі – могутнє і поки що не до кінця вивчене явище, коли зазвичай прозора атмосфера Марса протягом кількох днів раптом стає майже такою ж непрозорою для видимого випромінювання, як хмарна атмосфера Венери. Але прозорість поліпшується, як показали вимірювання, у міру збільшення довжини хвилі. Це вказує на значну частку дуже дрібних пилових частинок (розміром близько одного мікрона) в цьому типі хмар. Такі частинки повинні осідати дуже поволі, що узгоджується із загальною тривалістю пилової бурі. Проте знімки «Маринера-9» показували швидке збільшення прозорості в кінці грудня. Воно було неповним, але за десять діб видимість істотно поліпшилася. Щоб це пояснити, вчені припустили, що в хмарах є деяка частка швидко осідаючих частинок порівняно великого розміру. Загалом у марсіанських хмарах у період бурі, мабуть, містяться частинки різних розмірів, причому співвідношення їх змінюється в часі. Багато даних вказують на збільшення прозорості з довжиною хвилі. Такі хмари повинні охолоджувати поверхню і збільшувати температуру атмосфери, що насправді й спостерігалось. Створювався свого роду «антипарниковий ефект», протилежний ситуації на Венері, де атмосфера розігрівається завдяки її непрозорості для інфрачервоних променів.

У чому ж причина, що породжує такі сильні вітри? Атмосфера Марса, як уже зазначалося, дуже розріджена і прозора. Вдень Сонце сильно нагріває поверхню планети, а вночі Марс швидко остигає. Ці різкі перепади температур призводять до великого перепаду тиску, що й викликає такі сильні вітри, в порівнянні з ними земні бурі можна вважати легким бризом. Це одна відповідь на питання.

Інша причина, ймовірно, полягає в тому, що під час великих протистоянь Марса планета знаходиться в перигелії своєї орбіти, тому Сонце сильніше нагріває марсіанську поверхню, а отже, перепад температур набагато більший, ніж в інші періоди протистоянь.

У циркуляції атмосфери переважають ламінарні течії. Весною напрям руху хмар переважно західний, а влітку – східний. Весною утворення хмар пов'язане з таненням полярних шапок, влітку – з процесами в темних областях. Часто спостерігаються вранішні й вечірні тумани невеликої щільності.

Вимірювання інфрачервоними спектрометрами в діапазоні відбитого (1,9-6 мкм) і власного (4-14,7 мкм) випромінювання планети дозволили отримати деякі відомості про склад нижньої атмосфери Марса. Зокрема, зареєстровані смуги поглинання твердої вуглекислоти і льоду. Враховуючи дані температурних вимірювань, можна припустити, що в екваторіальних областях кристали льоду у вигляді туману знаходяться в атмосфері, а вуглекислота – на поверхні в полярних областях. Інфрачервоний радіометр «Маринера-7» зареєстрував біля південної полярної шапки мінімальну температуру -160°C , а середню – 118°C , що приблизно відповідає температурі замерзання вуглекислоти при тому атмосферному тиску, який існує біля поверхні Марса. Методом радіопросвічування вдалося встановити тиск атмосфери біля поверхні в різних областях. Так, при заході «Маринера-6» за диск планети радіопросвічування показало, що атмосферний тиск біля поверхні, у області меридіана Синус, складає 6,5 мб.

Нагадаємо, що тиск у земній атмосфері на рівні моря дорівнює 1013 мб. Враховуючи, що був зареєстрований мінімальний тиск біля поверхні 3,5 мб і максимальний 9 мб, і беручи до уваги характер рельєфу поверхні, можна з достатньою ймовірністю вважати, що середньому рівню поверхні відповідає тиск 6 мб.

Інфрачервоні фотометри станцій «Марс-2» і «Марс-3» показали, що на середньому рівні тиск на Марсі складає 5,5-6 мб (близько 4-4,5 міліметрів ртутного стовпчика), що приблизно в 200 разів менше, ніж на Землі.

Вміст водяної пари в марсіанській атмосфері виявився в тисячі разів меншим, ніж у земній атмосфері. Якби всю воду, що міститься в атмосфері Марса, рівномірно розподілити по його поверхні, то утворився б шар, трохи тонший за людську волосину. Поблизу поверхні атмосфера складається в основному з вуглекислого газу. На висоті близько 100 км під дією сонячного

ультрафіолетового випромінювання вуглекислий газ розпадається на молекулу чадного газу і атом кисню. Такий самий процес розпаду водяної пари призводить до появи атомів водню. Тому на висотах 300-400 км атмосфера, в основному, атомарно-воднева. Сліди кисню помітні аж до висоти 700-800 км.

Температура верхньої атмосфери у області висот від 100 до 200 км зростає, а ще вище залишається постійною. Приблизно така ж картина й у верхніх шарах атмосфери Землі та Венери. Зауважимо, що верхня частина атмосфери Марса більше схожа на верхню атмосферу Венери, ніж на земну.

5.2. Марсіанська доба

Спостерігаючи за диском Марса в телескоп протягом достатньо тривалого часу, наприклад, усю ніч, можна відмітити, як одні деталі його поверхні одна за одною з'являються з-за диску, поступово рухаються до протилежного краю, а потім ховаються. Ясно, що це відбувається внаслідок обертання Марса, яке подібне до добового обертання земної кулі й зумовлює зміну дня і ночі. Зі спостережень було визначено, що період обертання Марса складає 24 години, 37 хвилин 23 секунди, що на 37 хвилин 22,7 секунди більше періоду обертання Землі. Останнє означає, що за одну земну добу Марс «недоповертається» до повного обороту на 9 градусів і земний спостерігач побачить дану деталь планети в тому ж розташуванні на диску тільки через 40 земних діб. Оскільки період обертання Марса близький до земного, то виходить, що щоночі із Землі можна оглядати одну й ту ж півкулю Марса, яка лише поволі та поступово змінюється на протилежну. Щоб протягом доби повністю оглянути поверхню Марса, треба проводити спостереження в обсерваторіях, розташованих на різній географічній довготі. Наприклад, якщо в Ташкенті полудень, а в обсерваторії Маунт Вілсон (США) панує глибока ніч, то спостерігаючи із цих обсерваторій Марс, можна за добу оглянути всю його поверхню. Зміна дня і ночі супроводжується явищами, аналогічними земним. У середніх широтах Сон-

це сходить і заходить, рухаючись під кутом до горизонту. Тому перехід від одного часу доби до іншого супроводжується сутінками, коли поверхня освітлюється косими променями Сонця, яке знаходиться низько над горизонтом. У тропіках і на екваторі Сонце піднімається й опускається майже прямовисно. На марсі все відбувається так само, як і на однойменних широтах Землі, день і ніч змінюють один одного різким переходом від світла до темноти.

5.3. Пори року на Марсі

Загальновідомий той факт, що зміна пір року на Землі відбувається не тому, що Земля підходить ближче до Сонця або віддаляється від нього, а внаслідок того, що земний екватор нахилений до площини земної орбіти під кутом $23,5^\circ$. Це означає, що земна вісь розташовується не перпендикулярно, а похило.

При русі Землі навколо Сонця напрям земної осі не змінюється. Вона весь час направлена своїм північним кінцем на Полярну зірку. Тому, рухаючись навколо Сонця, Земля повертає до нього як північну, так і південну півкулі.

Аналогічна картина відбувається й на Марсі. У різних його півкулях одночасно бувають протилежні пори року – коли в північній півкулі літо, то в південній – зима і якщо в північній півкулі осінь, то в південній – весна. І це тому, що нахил екватора Марса до площини його орбіти приблизно такий самий, як і в Землі, він дорівнює $24,5^\circ$. Це й викликає сезонні зміни на Марсі (рис. 19).

Відомо, що від висоти Сонця над горизонтом залежить кількість тепла, що потрапляє на денну поверхню. І чим вище піднімається Сонце над горизонтом, тим сильніше воно «гріє». Різною висотою Сонця над різними місцями земної кулі пояснюється те, що на Землі є численні теплові кліматичні пояси: жаркий (тропічний), два помірних і два холодних. Окрім того, в кожному році бувають холодні та теплі сезони. Те ж саме явище спостерігається на Марсі. Як і на Землі, відбувається чітка зміна

пiр марсианського року i сезонiв. За холодною, суворою зимою настає прохолодна весна, потiм теплiше лiто, яке змiнюється прохолодною осiнню. Пiсля неї знову настає холодна зима з її короткими днями i довгими ночами. Результати такої змiни сезонiв добре видно в телескоп по таненню полярних шапок. Проте iстотна рiзниця тут у тому, що орбiта Марса лежить вiд Сонця далi, нiж земна, а швидкiсть руху його по орбiтi менша, нiж нашої планети. Тому рiчний шлях у Марса довший. Це спричинює те, що тривалiсть одного оберту Марса навколо Сонця майже вдвiчi довша, нiж Землi: 687 земних дiб. Таким чином, марсианський рiк майже вдвiчi (а точнiше в 1,88) тривалiший за земний.

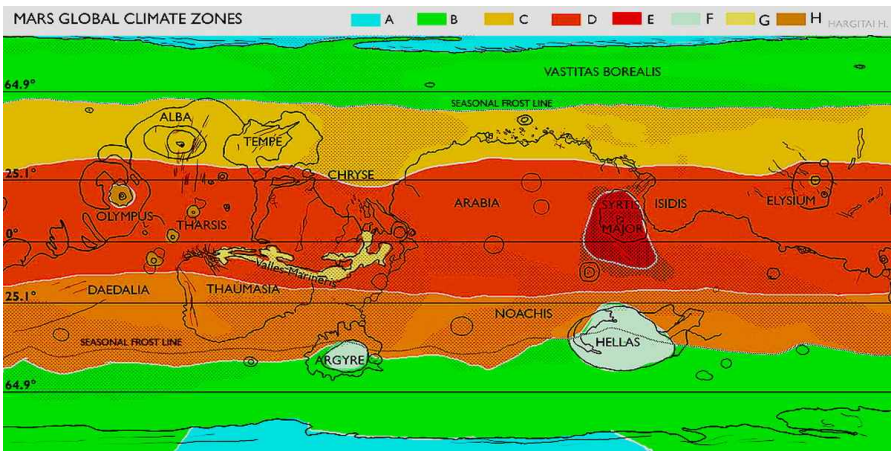


Рис. 19. Кліматична карта Марса

У лiтній для пiвнiчної пiвкuli Землi перiод (у липнi) наша планета найбiльш вiддалена вiд Сонця (152 млн км), а в зимовий (сiчень) – менше (147 млн км). Рiзниця в 5 млн км – незначна, тому лiто в пiвнiчній i пiвденній пiвкулях майже однаково тепле. Те ж саме можна сказати й про зимовi перiоди. Але оскiльки ексцентриситет орбiти Марса бiльший, то вiддалення його вiд Сонця в перигелiї складає 206,7 млн км., а в афелiї – 249, 1 млн км. Це зумовлює те, що Марс в афелiї отримує сонячної енергiї в пiвтора рази менше, нiж у перигелiї. Це спричиняє вельми знач-

ну різницю клімату північної і південної півкуль. Він різко континентальний. Навіть на екваторі після жаркого дня вночі панує сильний мороз. Половину орбіти в перигелії Марс проходить швидше за афелійний. Тому літо в південній півкулі, що припадає на період у перигелії, коротше, ніж у північній півкулі, і тепліше а зима суворіша. Через значний ексцентриситет орбіти Марса тривалість сезонів у різних півкулях значно різниться.

Залежно від сезону змінюється тривалість дня і ночі. У полярних широтах довгий день тривалістю майже в земний рік, змінюється такою ж довгою ніччю. У середніх широтах короткі зимові дні збільшуються з наближенням весни та літа і знову зменшуються після літнього сонцестояння.

Пори року на Марсі добре простежуються по його полярних шапках.

5.4. Клімат Марса. Полярні шапки

Північний і південний полюси Марса прикривають яскраві світлі утворення, які за аналогією із земними названі полярними шапками.

Білий покрив у північній півкулі до кінця зими розповсюджується до широт $50-60^\circ$, його діаметр досягає від 4000 до 6000 км, а влітку скорочується зі швидкістю 10-12 (іноді до 100) км за добу до діаметра 700-1500 км. Південна шапка тане більше і в деякі роки зникає повністю, що пояснюється ексцентричністю орбіти Марса. Навколо зникаючої шапки утворюється темне обрамлення, прилеглі до неї деталі набувають ясних контурів; ця хвиля поліпшення видимості рухається до екватора із середньою швидкістю до 35 км на добу, а до кінця літа заходить навіть за екватор до 25° широти іншої півкулі. Все це дуже схоже на те, що відбувається на Землі. Спостерігаючи, наприклад, тривалий час Землю з Місяця, можна побачити аналогічну картину. І цілком природно виникла гіпотеза, що полярні шапки Марса складаються зі снігу або льоду. Проте ці припущення не є єдині. Про природу полярних шапок свого часу висловлено кілька гіпотез.

Деякі учені вважали, що це хмарний покрив або тумани. Інші доводили, що це соляний покрив, і як приклад вказували на сіль, яка на поверхні земних солончаків утворює значні за розмірами світлі покриви. Проте більшість учених пов'язували ці шапки із шаром твердої вуглекислоти – речовини, всім відомої під назвою «сухий лід». Ця гіпотеза набула досить значного поширення, оскільки відповідала даним спектральних досліджень, за допомогою яких була встановлена наявність в атмосфері Марса вуглекислого газу. Зауважимо, що сучасні дослідження підтверджують цю гіпотезу.

Учених здивувало, що під час аналізу фотографій південної полярної шапки виявилось, що видима товщина білого покриву сягає 80 см. Вони схилилися до думки, що це замерзла вуглекислота, оскільки в атмосфері Марса немає достатньої кількості води для таких значних за обсягом покладів снігу або льоду. На користь такого припущення свідчили й температурні вимірювання. Так, інфрачервоний радіометр «Маринера-7» зареєстрував біля південної полярної шапки мінімальну температуру – 160 °С, а середню –118 °С, що приблизно відповідає температурі замерзання вуглекислоти при атмосферному тиску, існуючому біля поверхні Марса.

Проте багаторічними спостереженнями із Землі встановлено, що речовина полярних шапок повністю не зникає навіть при температурах, близьких до нуля. Тому, швидше за все, полярні шапки включають як замерзлу вуглекислоту, так і невелику кількість замерзлої води. Не виключено, що під полярними шапками (у шарі вічної мерзлоти) є також водяний лід.

За даними «Марс-3», температура поверхні північної полярної шапки складає -110 °С.

Спостереження південної полярної шапки з борту автоматичних станцій – супутників Марса показали, що під час тривалого літа вона повністю не тане. Це означає, що вона не може складатися тільки з вуглекислоти. Згідно з розрахунками, швидкість випаровування вуглекислоти в умовах марсіанського літа настільки висока, що до кінця літа вона повинна б зникати повністю. Швидкість же випаровування водяного льоду, навпаки,

достатньо низка, і він може частково зберігатися. Це дозволяє зробити висновок, що південна полярна шапка складається із залишків льоду, покритого шаром вуглекислоти. Протягом кожного марсіанського літа вуглекислота випаровується, оголюючи крижаний шар з H_2O .

5.5. Небо Марса

Ще до польоту космонавтів льотчики повідомляли, що зі збільшенням висоти небо все більше і більше темніє. Його ясно-блакитний колір поступово переходить у синій, а потім у темно-синій. Це явище відбувається тому, що чим вище, тим менша щільність повітря. Якщо так, там і менше розсіваються блакитні та сині промені сонячного світла. З доповіді першого у світі космонавта Юрія Гагаріна ми дізналися, що з корабля «Схід» небо здавалося вугільно-чорним. Це ж підтвердили й інші космонавти.

Біля поверхні Марса, як ми вже зазначали щільність газової оболонки приблизно така ж, як на висоті 30-35 км над поверхнею Землі. Тому колір марсіанського неба в денний час має темно-синій відтінок (рис. 20). Адже характер розсіювання світла газовим середовищем не залежить від його хімічного складу й визначається розмірами частинок, які розсіюють сонячні промені. У чистому не запиленому повітрі світло розсіюють молекули газу. Їх розміри, очевидно, такі самі малі в марсіанській атмосфері, як і в земній. На Землі розсіяне в атмосфері світло забарвлює небесне склепіння в блакитні тони. Це відбувається тому, що малі частинки розсіюють усередині газової оболонки саме блакитні промені.

Оскільки нахил орбіти Марса до екліптики незначний (всього $1,5^\circ$), то для спостерігача, що знаходиться на Марсі, як і для земного, шлях Сонця серед зірок проходить по тих самих зодіакальних сузір'ях. Наше денне світило виглядає менш яскравим, а діаметр його видимого диска в півтора рази менший, ніж при спостереженні із Землі. Добове обертання небесного

склепіння має майже ту ж швидкість, що й на земному небі. Але, оскільки орієнтація осі обертання Марса відмінна від положення в просторі земної осі, обертання небесного склепіння відбувається навколо іншої точки. Північний небесний полюс розташований у сузір'ї Лебедя. Точку полюса серед зірок можна знайти в середині лінії, що сполучає зірки альфа Цефея й альфа Лебедя (Денеб). Південний полюс знаходиться в сузір'ї Вітрил. Контури сузір'їв на марсіанському небі аналогічні до земних.



Рис. 20. Небо Марса

Завдяки значно меншій, ніж на Землі, щільності атмосфери, зірки на Марсі виглядають яскравішими, а їх мерехтіння менш помітне. Яскраві зірки, розташовані на небі ближче до зеніту, можна побачити навіть у денний час, звичайно, за відсутності хмарності та запиленої атмосфери. Планети на марсіанському небі, як і на земному, будуть спостерігатися в межах зодіакальних сузір'їв. Оскільки орбіта Землі проходить усередині орбіти Марса, то з Марса неможливо побачити Землю в повній фазі. Те ж саме стосується Меркурія та Венери. Максимальне віддалення Землі від Сонця не перевищує $30-35^\circ$. Смуга Чумацького шляху на марсіанському небі проходить через обидва полюси світу. Знаходячись на одному з полюсів Марса, спостерігач зможе побачити в полярну ніч, як величезна арка Чумацького шляху, що проходить через зеніт, протягом доби обертається

навколо нього. А на екваторі Марса він зможе помітити, як при добовому обертанні неба арка Чумацького шляху, ніби закріплена в точках півночі й півдня, то піднімається на східній стороні марсіанського горизонту, проходить через зеніт і ховається за горизонт на заході. Одночасно на сході з'являється інша арка – друга половина кільця Чумацького шляху.

Смуга Чумацького шляху є гарним орієнтиром для наближеного визначення сторін горизонту на Марсі. Точки, в яких середина смуги перетинає лінії горизонту, – точки півночі та півдня.

Список літератури

1. Allison, M., 1997, Accurate analytic representations of solar time and seasons on Mars with applications to the Pathfinder/Surveyor missions, *Geophysical research letters*, Vol. 24(16), p. 1967-1970.
2. Haberle, R.M., Clancy, R.T., Forget, F., Smith, M.D., Zurek, R.W., 2017, *The Atmosphere and Climate of Mars*, Cambridge University Press, 588 p.
3. Krasnopolsky, V.A., 1985, *Photochemistry of the Atmospheres of Mars and Venus*, Springer Science & Business Media, 334 p.
4. Pollack, J.B., Colburn, D.S., Flasar, F.M., Kahn, R., Carlston, C.E., Pidek, D., 1979, Properties and effects of dust particles suspended in the Martian atmosphere, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 84(B6), p. 2929-2945.
5. Read, P.L., Lewis, S.R., 2004, *The Martian Climate Revisited: Atmosphere and Environment of a Desert Planet*, Springer Science & Business Media, 326 p.

РОЗДІЛ 6 ВОДА ТА ЖИТТЯ НА МАРСІ

- 6.1. Вода на Марсі.
- 6.2. Життя на Марсі.

6.1. Вода на Марсі

На прес-конференції космічного агентства NASA 22.06.2000 були продемонстровані зображення поверхні Марса, виконані орбітальним зондом Mars Global Surveyor. На цих фотографіях фахівці знайшли явні ознаки колись існуючих на поверхні Марса водних потоків. У статті журналу Science мовиться про те, що на марсіанській поверхні виявлено близько 120 областей, де геологічні структури підтверджують недавнє існування тут поверхневих водних потоків. Майже всі ці області розташовані в середніх і високих широтах Марса, тобто вище за 30° градус північної і південної широти, причому значна їх частина знаходиться в південній півкулі. Автори статті зізнаються, що це відкриття було для них по-справжньому дивовижним, оскільки воно абсолютно не відповідало їх моделі Марса.

На представлених фотографіях були відображені канали і яри на схилах кратерів, які, на думку фахівців, утворені потоками води. У розвідці описуються три різних типу рельєфу, що доводять давню присутність на Марсі води. Це – характерні поглиблення в породі, розташовані у верхній частині стінок кратерів; канали, які прорізають породу вздовж цих стінок; конуси виносу гірських порід у низових ділянках цих поглиблень і каналів. Такі ж особливості рельєфу спостерігаються на Землі в місцях, де колись протікала вода. Наприклад, на першому знімку видно сліди, які, як припускають, залишені водою, що витікала з одного «водоносного шару». На думку авторів, усі ці особливості рельєфу пояснюються існуванням підземних вод, що протікали в скельній породі на глибині кількох сотень метрів під поверхнею Марса. Вода просочувалася через цей шар доти, поки

не доходила до стінки кратера, де на схилі утворювався шар льоду. Через деякий час під тиском води крижаний бар'єр рушився і потік води спрямовувався по стінці кратера, створюючи характерні заглиблення.

Визначений і вік окремих елементів рельєфу (рис. 21). Якщо основна порода, як передбачається, має вік кілька мільярдів років, то заглиблення, створені діяльністю «води», істотно молодші – 2-3 млн років і навіть менше. Такий висновок був зроблений, виходячи з факту відсутності слідів ударів астероїдів і метеоритів у межах цих елементів рельєфу, а також за іншими геологічними ознаками, що дозволяють визначити вік породи. Наприклад, на знімку канал і характерний слід виносу гірської породи на вершині дюни набагато молодший за самі дюни. На думку фахівців, цей виніс був сформований лише кілька тисяч років тому.

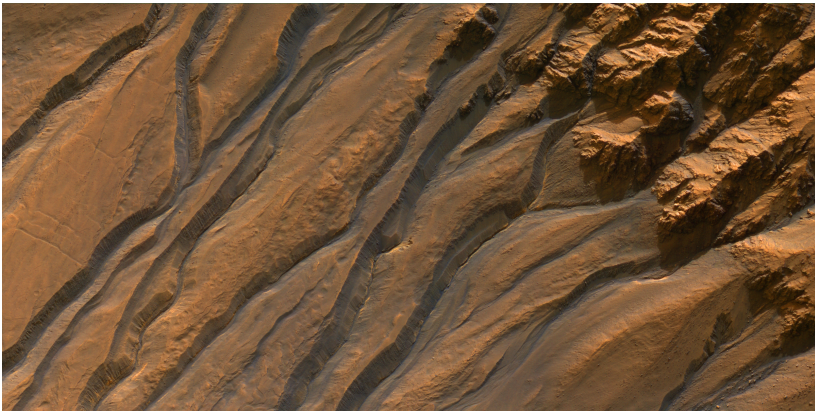


Рис. 21. Флювіальні форми рельєфу на Марсі

Проте тиск на поверхні Марса приблизно в сто разів менший за земний. Це означає, що будь-яка рідка вода на його поверхні повинна миттєво закипяти, а не текти вниз по ярах. На думку вчених, поведінка води на поверхні Марса нагадує швидкий паводок, який, наприклад, відбувається на земних річках весною. Що ж до температур, то в деяких частинах планети в

деякий час року температура все-таки може досягати додатних значень (середня температура поверхні Марса -60°C).

Хоча, якщо вірити останнім спостереженням, вода може знаходитися на глибині 100-400 метрів під поверхнею Марса, і кожен потік, який рухається вниз по марсіанських ярах, має об'єм в 2500 кубічних метрів. Такого об'єму достатньо для заповнення семи великих басейнів. Є і зовсім інші пояснення спостережуваної картини. Наприклад, висловлюється припущення, що всі ці сліди були залишені не водою, а потоками газу. Причому цим газом був, найімовірніше, вуглекислий газ, який міг виділятися під поверхнею з клатратів – молекул вуглекислого газу, змішаних із водяним льодом.

Нові дані про можливий розподіл води на Марсі принесли нейтронні детектори, встановлені на борту орбітальної космічної станції Марс Одісей. Але яке відношення мають нейтрони до води? Річ у тому, що коли космічні промені з міжпланетного простору проникають крізь тонку марсіанську атмосферу і досягають поверхні, вони взаємодіють з речовиною у верхньому шарі ґрунту, розсіюючи нейтрони назад, в космос. Але якщо ґрунт містить водень, він сильно поглинає розсіяні нейтрони з високою енергією. Відстежуючи зміни в поглинанні, детектори нейтронів можуть з орбіти визначати зміни вмісту водню в поверхневому шарі. Вміст водню в марсіанському ґрунті може служити для грубої оцінки кількості замерзлої води, саме в цьому стані, швидше за все, і знаходиться водень поблизу поверхні Марса.

6.2. Життя на Марсі

Навряд чи яка-небудь інша планета Сонячної системи порушувала стільки сподівань серед тих, хто шукав життя на інших небесних тілах. Починаючи з 70-х років XIX століття питання «Чи є життя на Марсі» кочує по сторінках як науково-фантастичних, популярних, так і наукових книг. І пояснюється це не стільки близькістю цієї планети, скільки порівняно легкою

її доступністю для спостереження з допомогою навіть не дуже сильних телескопів (завдяки прозорості його атмосфери).

Наскільки на початку ХХ століття було модним і загальним припущення про вірогідність розумного життя на Марсі, свідчить сенсація, повідомлена астрономом В. Пікерінгом 8 грудня 1900 року в Ловеллівській обсерваторії. У посланій ним телеграмі, що блискавично облетіла весь світ, повідомлялося, що на північному краї Ікарійського моря на Марсі протягом 70 хвилин було видно яскравий виступ. Цілком серйозно обговорювалося питання про «сигнальні вогні» жителів Марса.

Наявність атмосфери, не дуже суворий клімат, таємничі канали – чи не свідчить все це про те, що на Марсі колись була високорозвинута цивілізація?! Не виключено, що на цій багато в чому загадковій планеті, що здавна хвилює людську уяву, існує життя і людство може зустріти його в найнесподіванішому вигляді. І абсолютно слушно вважають деякі учені, що якщо на Марсі будуть знайдені живі організми, то без перебільшення можна сказати, що їх вивчення стане біологічним зв'язком землян з інопланетною життєвою формою. І немає сумнівів у тому, що земне людство зможе зробити вельми істотний вплив на подальший розвиток позаземного життя. Проте складність розв'язання цієї проблеми не стільки у відправленні на Марс космічних апаратів і доставці спеціальних приладів на його поверхню, скільки в тому, за якими ознаками ми повинні судити про наявність або відсутність життя на планеті. В даний час ми ще не маємо досить надійного методу, що дозволяє розрізнити форми «на межі життя», проте вже можна виділити три великі групи проблематичних питань.

Перше питання пов'язане з тим, чи мають досліджувані планети хімічні сполуки, подібні до амінокислот і білків.

Друге питання передбачає пошук відповіді, чи має місце обмін речовин – чи поглинаються живильні речовини зеленого типу існуючими формами життя в хімічних реакціях, характерних для земного життя.

Третє питання зводиться до з'ясування того чи можуть бути виявлені форми життя (тварини), залишки життєвих форм (викопні форми) або штучні споруди.

Жодне з цих питань не остаточне, оскільки всі вони припускають, що життя на Марсі подібне до земного. Проте ми змушені поки виходити саме із цього припущення, беручи за основу три відмітні ознаки життя: обмін речовин, розмноження і еволюцію. Ці ознаки універсальні для всіх живих організмів на Землі. У цьому плані надзвичайно важливою проблемою є вивчення фізичних умов на Марсі з метою визначення, наскільки вони сприятливі для протікання біологічних процесів. На думку вчених, отримані дані не виключають можливості життя на Марсі. Вимірювання, проведені за допомогою ультрафіолетового спектрометра, показали, що форми життя на Марсі, якщо вони існують, повинні були б виробити механізм захисту від цього випромінювання.

Велика роль відводиться вуглекислоті, яка може захистити від ультрафіолетового випромінювання. Койпер і Юрі вважають, що Марс у минулому міг бути теплішим і мати могутнішу та вологішу атмосферу. Її хмарний покрив утримував би температурні коливання на значно нижчому рівні, ніж сьогодні. В результаті фотолізу водяної пари в атмосфері мав з'явитися кисень. У цих умовах почало б розвиватися рослинне життя, а після виникнення фотосинтезу з'явилися б додаткові джерела кисню. Проте, внаслідок малої маси планети, кисень міг випаруватися в космічний простір. Окислення заліза на поверхні могло прискорити втрату кисню і, цілком можливо, що це так і було, тому що поверхня Марса має характерне оранжеве забарвлення. В результаті тривалого процесу поступово утворилася тонка, суха і холодна атмосфера. Процес цей супроводжувався збільшенням інтенсивності ультрафіолетового та рентгенівського випромінювання і потоку сонячних протонів на поверхню. Це створило суворі фізичні умови, до яких рослинність, що виникла до цього часу, повинна була б пристосуватися.

У лабораторії космічної біології Інституту цитології Академії наук СРСР була створена спеціальна камера – «фотостат».

У ньому імітувалися фізичні умови, що існують на Марсі. Експерименти показали, що деякі форми мікроорганізмів і найпростіших тварин здатні виживати в «марсіанських умовах» досить тривалий час, а ряд мікроорганізмів – навіть розмножуватися. До таких належать мікроорганізми, виділені з ґрунтів Антарктиди. Отже, доведено, що багатьом живим істотам властивий великий «запас міцності», що дозволяє їм переносити вкрай суворі умови, зокрема схожі з марсіанськими. Це дає можливість припустити наявність існування на Марсі мікроорганізмів, близьких за своєю природою до земних.

Ф. Солсбері дотримується думки, що прояви життя на Марсі, які могли б спостерігатися з допомогою телескопів, повинні задовольняти такі п'ять критеріїв:

1. Життя повинно створити співтовариства, що займають великі площі, видимі з Землі.

2. Його забарвлення повинно відповідати спостережуваним, характерним особливостям на поверхні та має реагувати на зміну температури і вологості.

3. Воно повинно бути відповідальним за спостережувані швидкі зміни розмірів та форм темних областей і бути здатним швидко поновлюватися після пилових занесень.

4. Воно має проявляти ці властивості в суворих умовах Марса.

5. Має відповідати основним принципам екології, як-от колообіг елементів, властивий нашій планеті.

На підставах цих умов Ф. Солсбері вважає маловірогідним, щоб якісь із нижчих форм життя могли задовольняти критерії 1, 2 і 3. Лишайники, наприклад, знайдені в Сахарі і Антарктиді, задовольняють лише критерій 4 краще за будь-який інший відомий земний організм. Проте вони не можуть задовольняти решті критеріїв. Адже вони не мають сезонних змін кольору, ростуть у край поволі, форма і висота їх такі, що вони не можуть легко пробиратися крізь шар пилу, тому в атмосфері, що має таку низьку вологість, вони навряд чи можуть утворити колонії, видимі із Землі. Отже, ймовірніше існування на Марсі вищої рослинності, бо вона задовольняє всім цим критеріям, за винятком четве-

ртого. Можлива також наявність деяких видозмінених форм рослинності з пігментом, здатним екранувати її від сильного ультрафіолетового опромінювання. Цей пігмент може поглинати сонячне випромінювання, що дозволяє рослинності утримувати тепло. Попри критичну сухість і відсутність кисню, у марсіанської рослинності може здійснюватися або земний цикл фотосинтезу, або якийсь інший біохімічний процес за участю певних елементів.

Радянський учений Г. Тіхов дійшов висновку, що марсіанська рослинність дійсно сильно нагадує арктичну флору Землі. І якщо в околицях Верхоянська і Оймякона – найхолоднішому районі Північної півкулі – росте близько двохсот видів рослин, то чому б аналогічним рослинам не рости на Марсі?! Тіхов показав, що якщо переважаючим кольором земної рослинності є зелений, то марсіанська флора повинна бути блакитного і темно-блакитного кольору. Чому? Річ у тому, що в суворіших, ніж на Землі, марсіанських умовах, рослини поглинатимуть тепліші промені та відбиватимуть холодніші – сині й фіолетові.

Найбільш сприятливим чинником, що обмежує можливість існування життя на Марсі, слід визнати надзвичайно малий вміст води в атмосфері та повну її відсутність (принаймні, в рідкому вигляді) на поверхні.

Водоймища діаметром більше 300 м виключаються абсолютно, оскільки інакше при прозорій атмосфері планети спостерігалися б яскраві відблиски Сонця. Проте це зовсім не означає, що під поверхнею Марса також немає води. Адже не виключено, що значна частина первинного запасу води на Марсі могла перетворитися на лід у верхньому шарі марсіанської кори, і в такий спосіб уникнути дифузії в космос. Такої думки дотримувався й К. Саган та інші вчені. В деяких випадках (поблизу гарячих джерел, вогнищ вулканічної діяльності) цей лід може танути і зволожувати поверхню, тим самим створюючи сприятливі умови для розвитку життя.

Є всі підстави припускати, що підповерхневі марсіанські води потужніші, ніж підземні, оскільки Марс знаходиться далі від Сонця, і хоча його атмосфера вже була нещільна при виник-

ненні планети, в ній мало зберегтися більше води, ніж на Землі. Цьому надалі сприяла і мерзлотність марсіанських порід. Вільної води в атмосфері та на поверхні цієї планети мало. Але зв'язана вода, що міститься в породах Марса, мабуть, вельми значна – вона може складати одну третину їх маси. Досить упевнено можна припустити, що породи, які покривають поверхню Марса, близькі до гідрату оксиду заліза, так званого лимоніту, до складу якого входить приблизно 34% води. Цю воду можна отримати з породи, якщо її сильно нагрівати.

Щоб відповісти на питання, чи могло виникнути життя на Марсі, треба дослідити марсіанські умови, з'ясувати, який шлях пройшла планета. Якщо, скажімо, буде встановлено, що на Марсі колись існували океани, то це означає і можливість виникнення життя. Відомо, що для утворення складних органічних сполук необхідна присутність азоту. А його в марсіанській атмосфері міститься вкрай мало. Але якщо його зараз практично немає, то чи був він раніше?

Це стосується і кисню, якого також у марсіанській атмосфері міститься мізерна частка. Але і на Землі живуть анаеробні мікроорганізми, які обходяться без нього, більше того, є навіть мікроби, які гинуть від цього «цілющого» газу.

Одна з найсприятливіших обставин полягає в тому, що слабка атмосфера Марса не в силах утримати могутнє ультрафіолетове випромінювання Сонця, яке там досягає поверхні планети. А відомо, що для земних форм життя дія такого опромінювання згубна. І якби не шар озону, наявний у земній атмосфері, який поглинає велику частину ультрафіолетового випромінювання Сонця, цілком імовірно, що й на нашій планеті життя, подібного теперішньому, не було б.

Правда, не слід забувати про здатність живих організмів пристосовуватися до зовнішніх умов. Адже і на нашій планеті немає практично жодного стерильного місця: у льодах Антарктиди і в пеклі Сахари, в глибинах світового океану і на велетенських вершинах гір – усюди ми знаходимо прості живі організми. Вони живуть навіть в атомних казанах!

Фотознімки Марса, зроблені з борту автоматичних станцій, не дали прямих доказів існування життя на ньому. Велика кількість кратерів і відсутність тектонічних структур, подібних земним, свідчить, що на Марсі дуже давно немає океанів, порівнянних за розміром із земними, а швидше за все, їх ніколи і не було. Та все ж багато вчених вважають за краще не поспішати з остаточними висновками з цього питання. Бо наявність на Марсі елементів рельєфу, походження яких може бути пояснено тільки дією рідинної ерозії, ознаки присутності льоду в полярних областях, витік водяної пари з атмосфери – все це дозволяє припустити можливість життя на Марсі.

Список літератури

1. Anders, E., Shearer, C. K., Papike, J. J., Bell, J. F., Clemett, S. J., Zare, R. N., ... & Vali, H. (1996). Evaluating the evidence for past life on Mars. *Science*, 274(5295), 2119-2126.
2. Carr, M. H., 1996, Water erosion on Mars and its biologic implications, *Endeavour*, Vol. 20(2), p. 56-60.
3. Greeley, R., 1987, Release of juvenile water on Mars: Estimated amounts and timing associated with volcanism, *Science*, Vol. 236, p. 1653-1655.
4. Hecht, M.H., 2002, Metastability of liquid water on Mars, *Icarus*, Vol.156(2), p. 373-386.
5. McKay, D.S., Gibson Jr, E. K., Thomas-Keprta, K.L., Vali, H., 1996, Search for past life on Mars: possible relic biogenic activity in Martian meteorite ALH84001, *Science*, Vol. 273(5277), p. 924.

РОЗДІЛ 7 СУПУТНИКИ МАРСА

7.1. Фобос та Деймос – супутники Марса

7.1. Фобос та Деймос – супутники Марса

У супутників Марса досить цікава історія. Вперше про них згадав ірландський сатирик Джонатан Свіфт на сторінках свого фантастичного роману-памфлету «Подорож Гулівера» ще в 1726 році. Ось що він писав: «...перевага в телескопах дозволяла їм в своїх відкриттях залишити далеко позаду наших європейських астрономів. Так, ними складений каталог десяти тисяч нерухомих зірок. Тим часом, як найповніший з наших каталогів містить не більше однієї третини цього числа. Крім того, вони відкрили дві маленькі зірки або супутники, що обертаються навколо Марса, з яких найближчий до Марса віддалений від центру цієї планети на відстань, рівну трьом його діаметрам; дальший знаходиться від планети на відстані п'яти таких же діаметрів. Перший здійснює свій оберт протягом десяти годин, а другий – в протягом двадцяти однієї з половиною години. Отже, квадрат часу їх обертуті майже пропорційний кубам їх відстані від центра Марса. Ця обставина з очевидністю вказує, що зазначені супутники управляються тим самим законом тяжіння, яким підкоряються й інші небесні тіла...»

Це було написано Дж. Свіфтом в той період, коли І. Ньютон відкрив закон всесвітнього тяжіння. Про два супутники Марса писав кількома роками пізніше і великий Вольтер у своєму «Мікромегасі» (1752 р.).

Дійсне відкриття супутників Марса належить астроному А. Холу. Спостерігаючи Марс у рік великого протистояння (11 серпня 1877 року), А. Холл виявив біля яскравого диска планети слабку світну зірочку. Наступні ночі були хмарні, але 16 серпня знову була добра видимість, і він недалеко від раніше спостережуваної зірочки побачив другу таку ж зірочку. Обидві вони рухалися навколо Марса в площині його екватора. За традицією,

Холл дав їм імена двох синів римського бога війни Ареса (Марса), що супроводжували його в битвах під час Троянської війни, – Фобоса і Деймоса (Страх і Жах). Найближчий до Марса Фобос рухається по майже круговій орбіті, на відстані близько 9380 км від поверхні планети. Він здійснює оборот навколо планети за 7 год 39 хв 13 с, тобто в три з гаком рази швидше за період осьового обертання самої планети. Якщо врахувати, що доба на Марсі триває 24 год 37 хв, то Фобос встигає майже три рази оббігти навколо планети, поки сама вона зробить тільки один оберт. Це, до речі, єдиний випадок, відомий в астрономії, коли природний супутник обертається швидше, ніж сама планета. За годину Фобос переміщається на 33 градуси. Оскільки напрям руху супутника і планети однаковий, то спостерігач, що знаходиться на Марсі, бачитиме його в стрімкому русі на зоряному небі й таким, що заходить не на заході, як всі світила, а на сході.



Рис. 22. Фобос

Деймос віддалений від центра планети на 23500 км. Повний оберт навколо Марса він здійснює за 30 год 17 хв 17 с. Знаходячись на Марсі, можна спостерігати повільне його пере-

міщення серед зірок зі сходу на захід протягом кожної години на три градуси.

Для уявних жителів цих двох супутників сама планета Марс повинна представлятися незрівнянно величною і справді прекрасною картиною. З Фобоса поверхня Марса виглядатиме в 6,7 тис. разів більше Сонця, видимого із Землі. І це гігантське тіло на небосхилі Фобоса три рази на добу спостерігатиметься через всі фази, що відбуваються з нашим супутником за місяць.

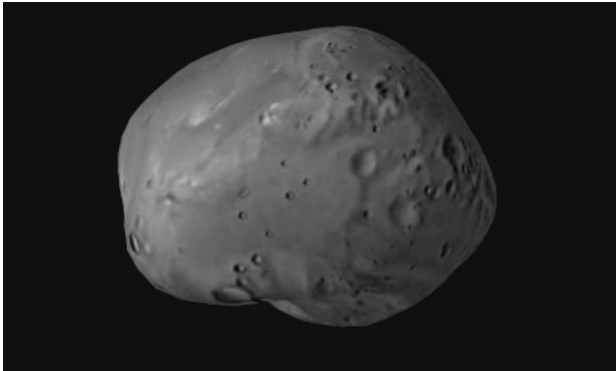


Рис. 23. Деймос

Можливо, ці супутники й не викликали б особливого інтересу, якби не володіли деякими специфічними особливостями.

По-перше, таких маленьких місяців не має жодна планета (розмір Фобоса складає 25 x 21 км, а Деймоса 13,5 x 12 км із помилкою вимірювання від 0,5 до 5 км). По-друге, вони дуже близькі до своєї планети. По-третє, Фобос і Деймос рухаються по орбітах, площини яких лише трохи нахилені до площини екватора Марса (1,8° і 1,4° відповідно). І, нарешті, американський учений Б. Шарплес в 1940 році запідозрив, що Фобос рухається прискорено і по спіралі дуже поволі наближається до Марса. Період його обертання зменшується приблизно на одну мільйонну частку секунди. З цього питання висловлено немало різних припущень. У 1959 році радянський учений Й. Шкловський, проаналізувавши всі запропоновані гіпотези, дійшов висновку,

що єдиним прийнятним поясненням такої дивної поведінки Фобоса може бути його порожнистість. Звідси виникла смілива гіпотеза про штучне походження супутників Марса згідно з його припущенням, вони створені багато мільйонів років тому розумними істотами. Ймовірно, на Марсі в ту далеку пору були сприятливі умови для життя і там жили розумні мешканці, що досягли високого рівня культури. І, можливо, супутники Марса – пам'ятники, що залишилися, від колись існуючої розвинутої цивілізації. Ця гіпотеза, досить близька до фантастики, наробила свого часу багато шуму.

Науковий співробітник астрономічного інституту імені Штернберга С. Вашков'як розробила нову аналітичну теорію руху супутників Марса, яка враховує несферичність планети, гравітаційний вплив Сонця і взаємні збурення Фобоса і Деймоса. Застосувавши цю теорію до спостережень руху супутників Марса за 50 років (з 1877 по 1926 рр.), С. Вашков'як показала, що розрахунки Б. Шарплеса помилкові. Жодного прискорення Фобоса насправді немає. Оскільки супутники дуже малі, на Марсі ніколи не буває сонячних затемнень.

«Маринер-7» сфотографував Фобос на тлі поверхні Марса. Ретельний аналіз цієї фотографії показав, що Фобос має форму дини і, що найцікавіше, – його поверхня дуже темна. Вона відображає всього близько 6 відсотків сонячного світла, і тому він є одним із найтемніших тіл Сонячної системи.

Не виключено, що Фобос і Деймос – колишні астероїди, колись захоплені Марсом і виведені на сучасні орбіти.

Список літератури

1. Moehl, J., 2016, Phobos & Deimos: Two Moons, Two Worlds, Wipf and Stock Publishers, 136 p.
2. Pollack, J.B., 1977, PHOBOS and Deimos, IAU Colloq. 28: Planetary Satellites, p. 319-344.
3. Thomas, P., 1979, Surface features of Phobos and Deimos, Icarus, Vol. 40(2), p. 223-243.
4. Thomas, P.C., 1978, The morphology of Phobos and Deimos, Cornell University, 544 p.

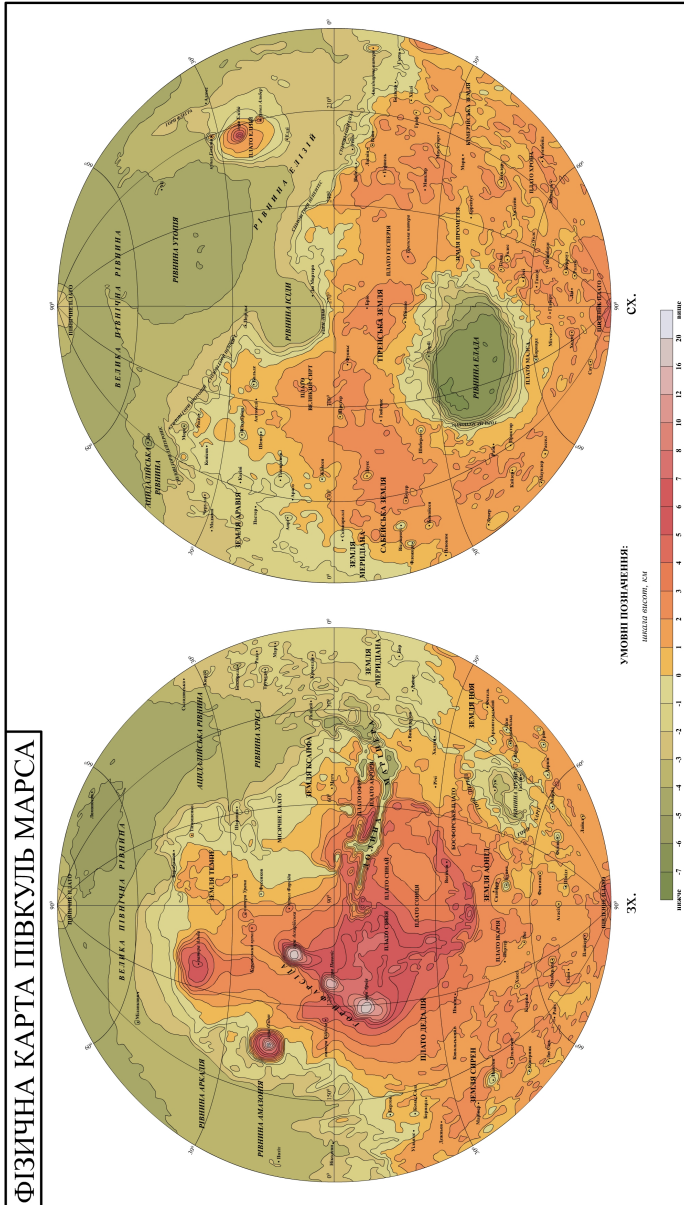
ДОДАТКИ

Додаток 1

Загальні та фізичні характеристики планети Марс

Орбітальні характеристики			
Велика піввісь	227 939 100 км		
Перигелій	1,523679 а.о.		
	206 669 000 км		
Афелій	1,381497 а.о.		
	249 209 300 км		
Ексцентриситет	0,093315		
Орбітальний період	686,971 днів		
	1,8808 років		
Синодичний період	779,96 днів		
	2,135 років		
Середня орбітальна швидкість	24,077 км/с		
Нахил орбіти	1,850° до екліптики		
	5,65° до сонячного екватора		
Довгота висхідного вузла	49,562°		
Аргумент перицентру	286,537°		
Супутники	2		
Фізичні характеристики			
Екваторіальний радіус	3396,2±0,1 км (0,533 Землі)		
Полярний радіус	3376,2±0,1 км (0,531 Землі)		
Сплюснутість	0,005 89±0,000 15		
Площа поверхні	144 798 500 км ² (0,284 Землі)		
Об'єм	1,6318×10 ¹¹ км ³ (0,151 Землі)		
Маса	6,4185×10 ²³ кг (0,107 Землі)		
Середня густина	3,9335±0,0004 г/см ³		
Прискорення вільного падіння на поверхні	3,711 м/с ²		
	0,376 g		
Друга космічна швидкість	2,027 км/с		
Період обертання	24 год 37 хв		
	Сонячна доба		
Екваторіальна швидкість обертання	24 год 40 хв		
	868,22 км/год		
Нахил осі	241,17 м/с		
	25,19°		
Пряме піднесення Північного полюса	21 год 10 хв 44 с		
	317,68143°		
Схилення Північного полюса	52,88650°		
Альbedo	0,15(геометричне)		
	0,25 (сферичне)		
Температура поверхні	Мін.	Сер.	Макс.
	186 К	227 К	268 К
	-87 °С	-46 °С	-5 °С
Видима зоряна величина	+1,8 до -2,91		
Кутовий розмір	3,5 – 25,1"		

Фізична карта Марса



Типові форми рельєфу Марса

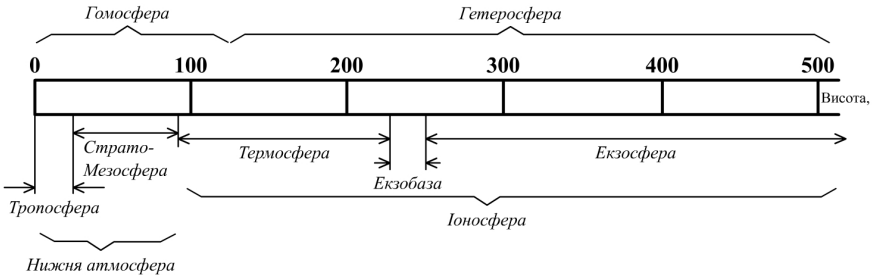
Термін		Пояснення терміну
Латина (однина/множина)	Українська	
<i>Catena / Catenae</i>	Ланцюжок	Ланцюжок кратерів
<i>Cavus / Cavi</i>	Котловина	Депресія неправильної форми з крутими схилами
<i>Chaos</i>	Хаос	Інтенсивно вивітрені форми рельєфу з елювіальними відкладами
<i>Chasma / Chasmata</i>	Каньйон	Лінійні депресії з крутими схилами
<i>Collis / Colles</i>	Пагорб	Округлі височини
<i>Dorsum / Dorsa</i>	Гряда	Лінійні височини неправильної форми
<i>Fossa / Fossae</i>	Борозна	Лінійні, протяжні неглибокі депресії
<i>Labyrinthus / Labyrinthi</i>	Лабіринт	Складні комплекси долин та каньйонів, що перетинаються
<i>Mensa / Mensae</i>	Столова гора	Височини з плоскими формами та крутими периферійними схилами
<i>Mons / Monies</i>	Гора	Протяжні височини та їх комплекси
<i>Patera / Paterae</i>	Патера	Крупні кратери неправильної форми з фестончатими краями
<i>Planitia / Planitiae</i>	Рівнина	Рівнинні області
<i>Planum / Plana</i>	Плато	Плоскі височини
<i>Rupes / Rupes</i>	Уступ	Уступи та урвища планетарного масштабу
<i>Scopulus / Scopuli</i>	Ступінь	Складні уступи неправильної форми та, переважно, фестончатої структури
<i>Sulcus / Suici</i>	Ритвина	Форми рельєфу з переважанням субпаралельних борозен і гряд
<i>Terra / Terrae</i>	Земля	Території з складним пересіченим рельєфом
<i>Tholus / Tholi</i>	Купол	Невеликі куполоподібні форми рельєфу
<i>Vallis / Valles</i>	Долина	Звивисті улоговини з численними притоками
<i>Vastitas / Vastitates</i>	Велика рівнина	Великі рівнини

Великі протистояння Марса

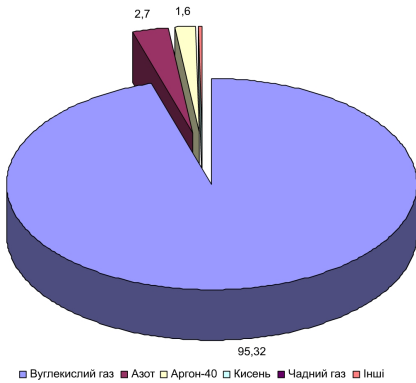
Дата протистояння	RA	Схилення	Діаметр диска, арксекунди	Відстань, а.о.
22 лютого 1901	10h 26m	+14° 32'	13.8"	0.678
29 березня 1903	12h 32m	-00° 05'	14.8"	0.640
8 травня 1905	15h 00m	-16° 57'	17.3"	0.543
6 липня 1907	19h 01m	-27° 59'	22.7"	0.411
24 вересня 1909	00h 10m	-04° 13'	23.8"	0.392
25 листопада 1911	03h 58m	+21° 43'	18.0"	0.517
5 січня 1914	07h 05m	+26° 33'	15.1"	0.625
10 лютого 1916	09h 36m	+19° 08'	14.0"	0.675
15 березня 1918	11h 44m	+05° 55'	14.0"	0.662
21 квітня 1920	13h 57m	-10° 21'	15.8"	0.588
10 червня 1922	17h 11m	-25° 55'	20.1"	0.462
23 серпня 1924	22h 19m	-17° 40'	25.1"	0.373
4 листопада 1926	02h 36m	+14° 26'	20.2"	0.465
21 грудня 1928	05h 58m	+26° 39'	15.8"	0.589
27 січня 1931	08h 42m	+22° 54'	14.0"	0.663
1 березня 1933	10h 59m	+11° 26'	14.0"	0.675
6 квітня 1935	13h 03m	-03° 52'	15.1"	0.624
19 травня 1937	15h 43m	-20° 39'	18.0"	0.515
23 липня 1939	20h 13m	-26° 24'	24.1"	0.389
10 жовтня 1941	01h 07m	+03° 29'	22.7"	0.414
5 грудня 1943	04h 44m	+24° 24'	17.3"	0.545
14 січня 1946	07h 44m	+25° 35'	14.8"	0.641
17 лютого 1948	10h 07m	+16° 25'	13.8"	0.678
23 березня 1950	12h 13m	+02° 20'	14.4"	0.651
1 травня 1952	14h 34m	-14° 17'	16.6"	0.564
24 червня 1954	18h 12m	-27° 41'	21.6"	0.433
10 вересня 1956	23h 26m	-10° 07'	24.8"	0.379
16 листопада 1958	03h 25m	+19° 08'	19.1"	0.494
30 грудня 1960	06h 39m	+26° 49'	15.5"	0.610
4 лютого 1963	09h 15m	+20° 42'	14.0"	0.671
9 березня 1965	11h 25m	+08° 08'	14.0"	0.669
15 квітня 1967	13h 35m	-07° 43'	15.5"	0.605
31 травня 1969	16h 32m	-23° 56'	19.4"	0.486
10 серпня 1971	21h 27m	-22° 15'	24.8"	0.376
25 жовтня 1973	02h 00m	+10° 17'	21.2"	0.441
15 грудня 1975	05h 29m	+26° 02'	16.2"	0.570
21 січня 1978	08h 20m	+24° 06'	14.4"	0.654
25 лютого 1980	10h 37m	+13° 27'	13.8"	0.677
31 березня 1982	12h 43m	-01° 21'	14.8"	0.637
11 травня 1984	15h 13m	-18° 05'	17.3"	0.537
10 липня 1986	19h 20m	-27° 44'	23.0"	0.406
28 вересня 1988	00h 27m	-02° 06'	23.8"	0.396
27 листопада 1990	04h 13m	+22° 28'	18.0"	0.523
7 січня 1993	07h 19m	+26° 16'	14.8"	0.628

Дата протистояння	RA	Схилення	Діаметр диска, арксекунди	Відстань, а.о.
12 лютого 1995	09h 47m	+18° 11'	13.8"	0.676
17 березня 1997	11h 54m	+04° 41'	14.0"	0.661
24 квітня 1999	14h 09m	-11° 37'	16.2"	0.583
13 червня 2001	17h 28m	-26° 30'	20.5"	0.456
28 серпня 2003	22h 38m	-15° 48'	25.1"	0.373
7 листопада 2005	02h 51m	+15° 53'	19.8"	0.470
28 грудня 2007	06h 12m	+26° 46'	15.5"	0.600
29 січня 2010	08h 54m	+22° 09'	14.0"	0.664
3 березня 2012	11h 52m	+10° 17'	14.0"	0.674
8 квітня 2014	13h 14m	-05° 08'	15.1"	0.621
22 травня 2016	15h 58m	-21° 39'	18.4"	0.509
Майбутні протистояння				
27 липня 2018	20h 33m	-25° 30'	24.1"	0.386
13 жовтня 2020	01h 22m	+05° 26'	22.3"	0.419
8 грудня 2022	04h 59m	+25° 00'	16.9"	0.550
16 січня 2025	07h 56m	+25° 07'	14.4"	0.643
19 лютого 2027	10h 18m	+15° 23'	13.8"	0.678
25 березня 2029	12h 23m	+01° 04'	14.4"	0.649
4 травня 2031	14h 46m	-15° 29'	16.9"	0.559
27 червня 2033	18h 30m	-27° 50'	22.0"	0.427
15 вересня 2035	23h 43m	-08° 01'	24.5"	0.382

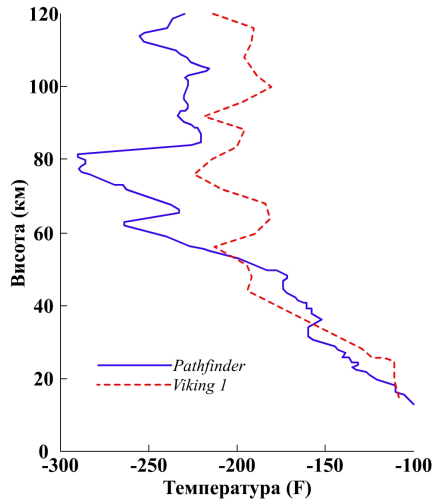
Атмосфера Марса



Структура марсіанської атмосфери



Газовий склад марсіанської атмосфери



Температурний профіль атмосфери Марса на підставі вимірів апаратом Mars Pathfinder (1997 г.) та апаратом Viking 1 (1976 г.)

Навчальне видання

Кирилюк Сергій Миколайович
Кирилюк Олена Володимирівна

ПРИРОДА МАРСА
Навчальний посібник

Набір та комп'ютерна верстка *О.В. Кирилюк*
Літературний редактор *О.В. Колодій*
Дизайн обкладинки *С.М. Кирилюк*