

Планетні атмосфери

А.П. Відьмаченко

Головна астрономічна обсерваторія НАН України

Представлені теоретичні і спостережні аспекти дослідження атмосфер планет і їх крупних супутників. Розглянута фізика атмосфери, її будова, кліматотворчі чинники, стійкість атмосфер до дисипації основних газів, застосовність теорії подібності до вивчення атмосфери і її загальної циркуляції. Наведені основні фізичні характеристики планетних атмосфер.

ПЛАНЕТНЫЕ АТМОСФЕРЫ, Видьмаченко А.П. — Представлены теоретические и наблюдательные аспекты исследования атмосфер планет и их крупных спутников. Рассмотрены физика атмосферы, ее строение, климатообразующие факторы, устойчивость атмосфер к диссипации основных газов, применимость теории подобия для изучения атмосферы и ее общей циркуляции. Приведены основные физические характеристики планетных атмосфер.

PLANETARY ATMOSPHERES, by Vid'machenko A.P. — The theoretical and observational aspects of research of planetary atmospheres and their main satellites are presented. Physics of atmosphere, its structure, making climate factors, stability of atmospheres to dissipation of basic gases, applicability of theory of similarity to the study of atmosphere and its general circulation are considered. The basic physical characteristics of planetary atmospheres are resulted.

1. ФІЗИКА АТМОСФЕРИ

Атмосфера — це пило-газово-аерозольна оболонка навколо вибраного для дослідження тіла. У ній пилинки і частинки аерозолю (краплини, сніжинки і т.п.) певним чином розподілені у газовій оболонці. Хімічний склад газу залежить від конкретних умов на окремо взятому тілі.

В молекулярно-кінетичній теорії користуються моделлю ідеального газу, яка задовольняє наступним умовам: 1) власний об'єм молекул газу є достатньо малим в порівнянні з об'ємом розглядуваної кількості газу (тобто, в порівнянні з об'ємом посудини); 2) між молекулами газу відсутні сили взаємодії; 3) зіткнення молекул газу між собою та із стінкам посудини є абсолютно пружним.

Розподіл молекул ідеального газу по енергіях визначає долю $dN(\varepsilon)/N$ із загального числа молекул, котрі мають кінетичні енергії $\varepsilon = mv^2/2$, які знаходяться в інтервалі від ε до $\varepsilon + d\varepsilon$:

$$dN(\varepsilon) = Nf(\varepsilon) d\varepsilon$$

де $f(\varepsilon)$ — це функція розподілу молекул за енергіями:

$$f(\varepsilon) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} (kT)^{-3/2} \varepsilon^{1/2} e^{-\varepsilon/kT}.$$

Знаючи закон розподілу певної функції, завжди можна визначити середні значення параметрів, використовуючи підходи теорії імовірності. Для прикладу середню кінетичну енергію $\langle \varepsilon \rangle$ однієї молекули ідеального газу визначимо, взявши визначений інтеграл у всьому можливому інтервалі значень енергії:

$$\langle \varepsilon \rangle = \int_0^{\infty} \varepsilon f(\varepsilon) d\varepsilon = \frac{2}{\sqrt{\pi}} (kT)^{-3/2} \int_0^{\infty} \varepsilon^{3/2} e^{-\varepsilon/kT} d\varepsilon = \frac{3}{2} kT.$$

Із останнього виразу випливає, що завжди деяка кількість молекул має значення енергії (а отже, і швидкості), яке прямує до нескінченності. А тому жодна планета не буде в змозі утримати її біля себе і молекула покине дану атмосферу — дисипує у міжпланетний простір. Таким чином, якщо атмосфера не матиме постійного джерела поповнення іншими молекулами газу, то з часом дане тіло Сонячної системи практично втратить атмосферу. А отже, постає питання про стійкість планетної атмосфери і про джерела її поповнення.

Фізика атмосфери це сукупність процесів в планетних атмосферах, різних по фізичній природі й взаємопов'язаних між собою об'єктом досліджень. Основні з них наступні:

1. Атмосфера перебуває в постійному русі.

По-перше, це вітри, обумовлені тепловою конвекцією. Конвекція формує і місцеві вітри (бризи, горно-долинні вітри), і великомасштабні вітрові системи (мусони й пасати).

По-друге, це хвильові рухи, що значно підсилюються з висотою. Є регулярні хвильові рухи, що охоплюють всю планету (припливи й екваторіальні хвилі), і акустико-гравітаційні хвилі, випромінювані постійно виникаючими локальними збуреннями стану атмосфери. Нарешті, втрата стійкості рухів приводить до появи мікро- і макротурбулентних вихорів (останні називаються циклонами). Тим самим гідро- (чи аеро-) динаміка є дуже важливим елементом фізики атмосфери.

2. Атмосфера є областю багатьох розділів оптики й спектроскопії.

3. Проблема запилення атмосфери, спільно з проблемами хмаро- і опадоутворення привели до появи спеціального напрямку фізики атмосфери, яким є фізика аерозолів.

4. Вплив на атмосферу жорсткого ультрафіолетового випромінювання приводить до часткової іонізації високих шарів планетної атмосфери, виникненню плазми.

5. Процеси утворення й трансформації аерозолів приводять до поділу зарядів і тому атмосфера є середовищем, де проявляються електричні явища аж до такого незвичайного феномена як кульова блискавка.

6. Клімат і прогноз погоди — є найбільш складним завданням обчислювальної фізики, яке вирішується комп'ютерним моделюванням повної циркуляції атмосфери Землі з врахуванням всіх процесів (оптичних, аерозольних, хімічних і т.д.), що на неї впливають. Моделюванням циркуляції атмосфери виявляються: потенційні антропогенні зміни клімату, і довгоперіодичні кліматичні зміни, обумовлені циклічністю сонячної активності (11-річний та інші цикли) і іншими астрономічними факторами.

7. Завдання дистанційного зондування атмосфери Землі й інших планет використовується для оперативного моніторингу температури, газового і аерозольного складу атмосфери, хмар і опадів, вітру, характеристик поверхні й т.д. Воно здійснюється з поверхні Землі та із супутників в діапазоні довжин хвиль від УФ до радіохвиль за спостереженнями власного випромінювання атмосфери, розсіяного і відбитого сонячного випромінювання, а також по вимірах прозорості атмосфери по випромінюванню Сонця й зірок (пасивні методи).

8. Для вивчення атмосфери використовуються також активні дистанційні методи — радіолокаційне, лазерне й акустичне зондування.

9. Екологічні дослідження. Вони полягають у вивченні газового й аерозольного забруднення атмосфери Землі й змін властивостей її поверхні в результаті господарської діяльності людини. Антропогенне забруднення атмосфери приводить до такого шкідливого для людства наслідку, як зміна газового складу атмосфери, наприклад, до ослаблення атмосферного озонового “щита” і росту концентрації “парникових” газів (CO_2 , CH_4 , фреони і т.д.), що супроводжується потеплінням атмосфери. Метою екологічних досліджень є вироблення норм екологічної безпеки.

2. БУДОВА АТМОСФЕРИ

Найпростішою є сферично-симетрична атмосфера, обмежена за розмірами дією гравітаційних сил. Але під дією сонячного випромінювання атмосфера вже не може бути сферично-симетричною. Сонячне випромінювання, внутрішній нагрів і випромінювальні властивості атмосферних складових визначають її вертикальну структуру, тобто залежність тиску, температури, густини та хімічного складу від відстані до центру (чи висоти над поверхнею).

Процеси конвекції й турбулентність приводять до перемішування газів атмосфери, що веде до встановлення для них єдиної шкали висот $H = RT/mg$. Перешкоджає цьому дифузія, котра прагне встановити свою шкалу висот для кожного газу. Дифузія починає переважати над перемішуванням при концентраціях $n \approx 10^{12} - 10^{13} \text{ см}^{-3}$ (для Землі це відповідає висотам 100–120 км). Цей рівень називається гомопаузою.

Нижня частина атмосфери розділена на дві частини.

Тропосфера — частина атмосфери охоплена конвекцією і тому є найбільш перемішана. Рівень, вище котрого атмосфера стає прозорою для теплового випромінювання, називається тропопаузою. Над тропопаузою розташована *стратосфера*, де температура приблизно постійна і розбита дифузією на ряд чітко відокремлених шарів, часто з різним хімічним складом.

Нижню частину нейтральної атмосфери (*екзосфери*) називають *критичний рівень*, або *екзобаза*; вище цього рівня інтегральний склад частинок відповідає одній середній довжині вільного пробігу L для “швидких” атомів водню. Якщо радіальна компонента швидкості вибраного атома менша швидкості дисипації

$$v_{\text{дис}} = \sqrt{\frac{2GM}{r}} \quad (1)$$

де G — гравітаційна константа, M — маса планети, r — відстань від центра планети, то частинка (атом, молекула) і далі залишатиметься в зоні дії планети. Якщо ж вона дорівнюватиме швидко-

сті дисипації — то частинки знаходяться на так званій “супутниковій орбіті”, а саме значення швидкості називається “перша космічна швидкість”.

Вище екзосфери розташована термосфера, де за рахунок фотодисоціації, внутрішніх хвиль, що виходять знизу та інших причин, відбувається значний нагрів атмосфери. Потік випромінювання у цій області малий, але мала й густина газу на таких висотах, і тому результуючий температурний ефект є значним і там утвориться гаряча область верхньої атмосфери — термосфера. У відводі теплоти беруть участь: молекулярна теплопровідність (вниз), турбулентна теплопровідність (вниз), випромінювання молекул в інфрачервоному (ІЧ) діапазоні (вгору).

На Землі ефективні тільки перші два процеси, на Венері й Марсі істотну роль грає й третій (завдяки молекулам C_2 , котрі є гарними випромінювачами). Тому термосфера Землі гарячіша, ніж Венери й Марса.

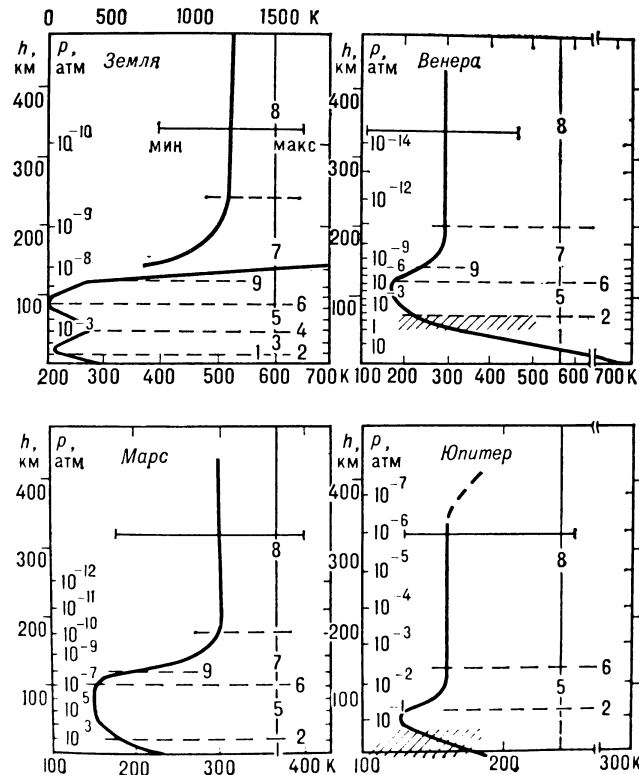


Рис. 1. Вертикальна будова атмосфер Землі, Венери, Марса і Юпітера. По осі абсцис — температура T , по осі ординат — висота h і тиск p . Пунктиром показані характерні рівні й шари атмосфери: 1 — тропосфера, 2 — тропопауза, 3 — стратосфера, 4 — мезопік (є присутнім тільки в земній атмосфері), 5 — мезосфера, 6 — мезопауза, 7 — термосфера, 8 — термопауза, 9 — гомопауза.

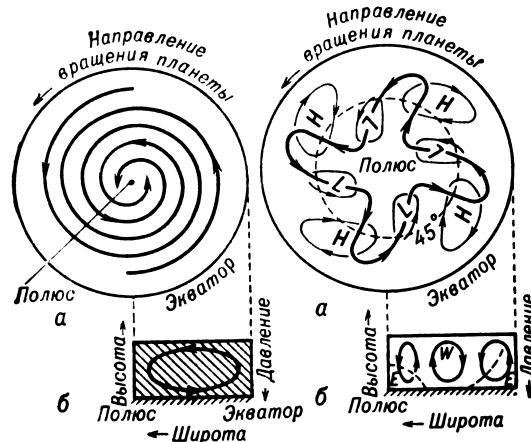


Рис. 2. Симетричний (зліва) і несиметричний режими циркуляції атмосфери

3. ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

Полярні області планет одержують менше теплоти, ніж екваторіальні. Згладжування температури між ними відбувається в результаті атмосферної циркуляції. Атмосферні маси на екваторі нагріваються, піднімаються нагору, ідуть у бік полюсів і заміщаються холоднішими масами, що приходять із області високих широт. Коріолісові сили відхиляють потік від меридіонального напрямку. Якщо нагрівання на екваторі слабке, напрямок потоку має вигляд, показаний на мал. ліворуч. Такий режим називається симетричним.

Якщо нагрівання на екваторі й охолодження на полюсах суттєве, то перенос теплоти зростає. При досить сильному нагріванні й швидкому обертанні симетричний режим циркуляції замінюється могутнішим — хвильовим (рис. 2 праворуч). Елементи обох типів циркуляції можуть поєднуватися в межах однієї атмосфери, але один з них звичайно переважає. На Землі переважає хвильовий режим циркуляції, на Венері домінує, імовірно, симетричний.

Складна картина загальної циркуляції на Юпітері. Смуриста структура й характер руху багатьох атмосферних деталей свідчать про симетричний режим. Однак, у той же час, є й потужні хвильові процеси, до числа котрих належать циклони. Велика червона пляма є, імовірно, найбільшим циклоном в атмосферах планет Сонячної системи (розмір до 40000 км × 13000 км).

Походження й еволюція атмосфер на сьогодні досить ясні у випадку Юпітера й Сатурна (атмосфери утворилися разом з планетою і надалі практично не змінювалися). Для планет земної групи ці проблеми до кінця не вирішені. Є декілька моделей виникнення атмосфер:

- поступова дегазація планет (виділення газів у результаті вулканічних процесів відбувається приблизно рівномірно протягом усього часу життя планети);
- катастрофічна дегазація (у період первісної акреції або незабаром після неї);
- захоплення газів прямо із протопланетної туманності.

4. КЛІМАТ НА ПЛАНЕТИ

На поверхні планети, позбавленої атмосфери, температура T_s визначається рівнянням локального теплового балансу.

Для денної сторони планети воно має вигляд:

$$\alpha_s T_s^4 = (1 - A)E \cos \vartheta + F, \quad (2)$$

де A — локальне альbedo, ϑ — зенітна відстань Сонця, α — коефіцієнт випромінювання, F — тепловий потік, обумовлений теплопровідністю (внутрішній тепловий потік вважається дуже малим).

Для нічної сторони планет в рівняння (1) член $(1 - A)E \cos \vartheta$ дорівнює нулю, адже поверхня планети випромінює теплоту, запасену в ґрунті протягом дня.

Атмосфера Марса досить розріджена, щоб рівняння (2) можна було застосовувати й до цієї планети. Теплопровідність планетних ґрунтів досить низька, тому на Меркурії, Місяці, Марсі сильні добові зміни температури. Опівдні на екваторі температури на цих тілах становлять, відповідно, близько 700, 400, 280 К, а вночі температури знижуються, відповідно, до 100, 120, 200 К. Температура на поверхні Марса не опускається нижче 147 К — точки конденсації CO_2 .

Щільна атмосфера істотно впливає на клімат планет: а) парниковий ефект збільшує температуру поверхні, б) теплоємність атмосфери згладжує добові температурні коливання, в) загальна циркуляція атмосфери згладжує різницю температур між екватором і полюсом.

На Венері парниковий ефект підняв температуру її поверхні до 735 К (при $T_e \approx 230$ К), а добові й широтні варіації температури $\Delta T_s < 1$ К через величезну масу атмосфери. Сезонні варіації температури виникають при досить великому нахилі екватора до площини орбіти. Вони досить помітні на Землі й Марсі і практично відсутні на Венері і Юпітері (але все ж є).

Кліматичні характеристики планет залежать від багатьох факторів, включаючи *астрономічні* (потік сонячної енергії, орбіта, нахил екватора до екліптики) і *планетофізичні* (склад атмосфери, альbedo хмар і альbedo поверхні). Їх невеликі зміни можуть різко вплинути на клімат. Так, збільшення концентрації водяної пари в атмосфері може привести до збільшення температури, яке у свою чергу підсилить випаровування води й т.д. Можливо, що подібне трапилося на Венері: вся вода перейшла в атмосферу, дисоціювала, водень дисипував, кисень хімічно зв'язався з породами. На Землі такого роду катастрофа, очевидно, неможлива, тому що в неї немає суцільного хмарового покриву. Якщо збільшуватиметься надходження води в атмосферу, то середнє альbedo також зросте і це приведе до падіння температури: тобто відбувається саморегуляція температури.

Однак стабілізація температури не є досить надійною стосовно її зниження. Адже невеликі зміни температури внаслідок варіацій нахилу екватора є найбільш імовірною причиною льодовикових періодів, що багаторазово мали місце на нашій планеті.

Таблиця 1. Зв'язок між відношенням швидкості дисипації до середньої теплової швидкості й здатністю тіла захопити й утримувати газ

Швидкість дисипації теплова швидкість	Характерний час існування атмосфери
1	–
2	–
3	Кілька тижнів
4	Кілька тисяч років
5	100 мільйонів років
6	Нескінченно довго (постійно) існуюча атмосфера

5. СТІЙКІСТЬ ПЛАНЕТНИХ АТМОСФЕР

Для того щоб планета могла захоплювати газ, швидкість дисипації повинна бути в 3–4 рази більшою від середньої теплової швидкості. Для планети, яка б стійко зберігала свій газ, швидкість дисипації повинна в 5 і більше разів перевищувати середню теплову швидкість (див. Табл. 1).

Якщо поповнення газу в атмосфері відбувається швидше, ніж його втрата, то маса планети буде рости. У цих умовах параболічна швидкість буде рости і в міру нагромадження газу буде швидко рости й радіус планети. Це сприятиме нагромадженню газу і пилу доти, поки не вичерпається речовина навколо планети. Захоплення вільних газів, імовірно, не грає важливої ролі в розвитку атмосфер планет земної групи. Але у великому масштабі повинно було відбуватися при утворенні планет-гігантів.

Найважливішою газовою складовою на початку процесу захоплення газу масивною планетою був гелій, тому що його було багато і при тій же рівноважній температурі його легше захопити, ніж водень. Після захоплення деякої кількості гелію далі розпочався і швидкий процес захоплення водню, що нагадує ріст “сніжної лавини”. У результаті таких процесів могли з'явитися планети-гіганти, такі як Юпітер, Сатурн, Уран або Нептун.

З позиції можливості життя людей на планетах найцікавішими варто вважати ті планети, умови на яких дозволяють зберегти атомарний кисень, але не захоплювати гелій й, отже, уникнути процесу “нарошування сніжної лавини”.

Далі йдуть вимоги відносно: температури, прискорення сили ваги на поверхні (менше ніж 1.5 прискорення сили ваги на земній поверхні), парціального тиску атмосферного кисню на поверхні планети (що допускає можливість фотосинтезу) і наявності як води у вигляді рідини, так і значних ділянок суші. Таким чином, щоб на планеті могла виникнути й розвиватися життя, її маса не повинна бути занадто малою. З іншого боку, занадто велика маса планети також є несприятливим чинником.

Можливо, що вся вода на Землі була виділена в ході вулканічних вивержень протягом геологічних епох. Деяку роль в утворенні гідросфери й атмосфери, можливо, також зіграли крижані ядра комет, що падали на ранню Землю.

6. ПРО МОЖЛИВІ АТМОСФЕРИ ТРАНСНЕПТУНОВИХ ОБ'ЄКТІВ (ТНО)

У серпні 2005 року було відкрито рядом нових великих тіл пояса Койпера, одне з яких було навіть більше Плутона. Цікаво зрозуміти, чи будуть вони проявляти внутрішню активність, і, зокрема, чи можуть вони мати атмосферу. Теоретичне дослідження атмосфери довільної планети вимагає врахування багатьох різних фізико-хімічних факторів. Однак дослідження окраїн Сонячної системи полегшується низькими температурами, що панують там. При таких температурах лише декілька речовин можуть перебувати в газоподібному стані. Це гелій, водень і неон.

Оцінимо здатність ТНО утримувати власну атмосферу. Друга космічна швидкість для планети масою M і радіусом планети R буде:

$$v_2 = \sqrt{\frac{2\gamma M}{R}}$$

Можна виразити масу планети через її середню густину і радіус

$$M = \frac{4}{3}\pi R^3 \rho$$

Звідси

$$v_2 = \sqrt{\frac{8}{3}\pi\gamma \cdot R\sqrt{\rho}}$$

Всі числові коефіцієнти винесені в перший множник, котрий є константою. Вирахувавши її, маємо:

$$v_2 = 2.36 \cdot 10^{-5} R\sqrt{\rho}$$

Це формула другої космічної швидкості в залежності від радіуса і середньої густини тіла. Всі величини виражені в СІ (кг, м, м/сек). Середня (найбільш імовірна) швидкість молекули газу обчислюється по формулі:

$$v = \sqrt{\frac{2kT}{m}}$$

Розрахувавши всі винесені в перший множник числові константи, маємо:

$$v = 131.3 \sqrt{\frac{T}{\mu}}$$

де μ — відносна атомна маса.

Стійкість планетної атмосфери залежить від співвідношення між v_2 і v . Атмосфера буде стійкою (тобто коли час її дисипації перевищує 5 млрд. років), якщо найбільш імовірна швидкість руху молекул атмосфери хоча б у 6 разів менша другої космічної швидкості:

$$2.36 \cdot 10^{-5} R \sqrt{\rho} = 6 \cdot 131.3 \sqrt{\frac{T}{\mu}}$$

або

$$R = 3.338 \cdot 10^7 \sqrt{\frac{T}{\mu \rho}}$$

де R в метрах.

Нехай середня густина транснептунового об'єкта буде мало відрізнятися від густини води 1000 кг/м^3 , а температура — $20-40 \text{ К}$. Прийmemo як оцінку температуру в 40 К . У рамках цих припущень ТНО може утримати:

- азотну атмосферу, якщо його радіус більше 1260 км ,
- неонову атмосферу, якщо його радіус більше 1493 км
- гелієву атмосферу, якщо його радіус більше 3338 км
- водневу атмосферу, якщо його радіус більше 4721 км

Якщо середня густина ТНО така ж, як у Плутона (1700 кг/м^3), то розміри планетоїдів можуть бути ще менші. Для втримання:

- азотної атмосфери R повинен бути більше 968 км
- неонові атмосфери R повинен бути більше 1145 км
- гелієвої атмосфери R повинен бути більше 2560 км
- водневої атмосфери R повинен бути більше 3620 км .

Звідси випливає очевидний висновок, що азотна атмосфера карликової планети Плутон є стійка до дисипації! Більше того, “на грані можливого” Плутон може утримувати й неон (принаймні, неон може бути істотною домішкою до азоту в його розрідженій атмосфері).

Ну й, нарешті, про можливість знайти далекі великі планети. Віддаленому об'єкту пояса Койпера не потрібно мати навіть розміри Землі, для того щоб мати можливість утримувати водень і гелій у своїй атмосфері! Оцінки по представлених вище формулах показують, що якщо його середня густина хоча б у півтора рази перевищує густину води, йому досить мати розміри Марса. Маса такої планети може бути близько $3.2 \cdot 10^{23} \text{ кг}$, тобто половину маси Марса або $1/20$ маси Землі!

А планета навіть з масою в 1 масу Землі, перебуваючи на орбіті типового ТНО, мала б властивості, характерні для явної планети-гіганта!

7. ТЕОРІЯ ПОДІБНОСТІ ПРИ ВИВЧЕННІ ТІЛ СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ

Просторові масштаби рухів в атмосфері дозволяють визначити їх кінетичну енергію. Відповідний аналіз дозволяє ввести ряд понять, визначень і розподілити рухи на класи по їх масштабах. Наприклад, для Землі зональне хвильове число $k=0$ для зональної компоненти вітру відповідає масштабу постійного зонального потоку з довжиною хвилі $2\pi R_{\text{пл}}/1 \sim 40000 \text{ км}$; $k=20$ для довжини хвилі $2\pi R_{\text{пл}}/20 \sim 2000 \text{ км}$, а це розміри потужного циклона.

Для характеристики атмосферних потоків використовують безрозмірні величини, які є відношенням основних глобальних параметрів атмосфери. Одне з них — це число Рейнольдса:

$$\text{Re} = \frac{UL}{\nu} \left[\frac{(\text{см/с}) \cdot \text{см}}{\text{см}^2/\text{с}} \right]$$

U — характерна швидкість потоку; L — зовнішній масштаб турбулентності, або масштаб основних енергонесучих вихорів; ν — кінематична в'язкість.

Якщо $Re \gg 1$, то найбільші вихорі є нестійкими і розпадаються на менші, передаючи їм свою кінетичну енергію. Якщо для новоутворених вихорів число Re все ще $\gg 1$, то вихорі знову розпадаються і т.д. до тих пір, доки $Re = 1$, тобто доки не стане основною в'язка дисипація, значення якої своє для кожного набору елементів атмосфери: азот–кисень, гелій–водень і т.п. А.М. Колмогоров конкретизував ці передумови, ввівши *“першу гіпотезу подібності”*, яка говорить: *“при достатньо великих числах Рейнольдса повинна існувати область масштабів r , набагато менших за зовнішній масштаб L , в якій турбулентні вихорі будуть однорідними і ізотропними і характер турбулентності визначатиметься значенням кінематичної в'язкості ν та величиною ε — тобто швидкістю передачі кінетичної енергії (на одиницю маси) по каскаду вихорів від великих до найменших”*.

В стаціонарному стані величина ε дорівнюватиме швидкості дисипації кінетичної енергії в тепло від дії в'язкості в найменших масштабах (коли число Рейнольдса стає: $Re = 1$). Величину масштабів, в яких відбувається в'язка дисипація, можна знайти прямо із аналізу розмірності:

$$\text{розмірність “}\varepsilon\text{” є: } \frac{[\text{енергія}]}{[\text{маса}] \cdot [\text{час}]}, \text{ або } [\text{см}^2/\text{с}^3];$$

$$\text{розмірність кінематичної в'язкості } \nu \text{ — } [\text{см}^2/\text{с}].$$

Із цих двох величин лише єдиним чином можна скласти величину з розмірністю довжини:

$$l_0 = \nu^{3/4} \varepsilon^{-1/4} \text{ [м]}. \quad (3)$$

Ця величина називається *колмогорівським мікромасштабом*.

Оскільки в нас є ще й просторовий масштаб r , то з нього та з l_0 можна скласти безрозмірну довжину r/l_0 , тільки від якої і повинні залежати всі просторові характеристики турбулентності при $r \ll L$.

Далі Колмогоров помітив, що в діапазоні масштабів

$$l_0 \ll r \ll L \quad (4)$$

дія в'язкості ще не відчувається, хоча вихорі вже локально однорідні і локально ізотропні на масштабі $O(r)$.

Звідси випливає *“друга гіпотеза подібності”* Колмогорова: *“для даного r , що задовольняє умову (4), структура потоку повністю визначається єдиними розмірним зовнішнім параметром ε ”*.

У відповідності з різними просторовими і часовим масштабами атмосферних рухів розрізняється їх роль в атмосферній динаміці, та відрізняються методи їх дослідження. Метод 1: дистанційні спостереження (наземні спостереження, КА) при яких отримується така інформація: температура на певних рівнях висоти (на висоті формування випромінювання в даній довжині хвилі); хід температури з висотою (спостереження в різних довжинах хвиль, які формуються на різних висотах в атмосфері); спостереження за швидкістю вітру в атмосферах по спостереженнях видимих деталей в хмарах планет; спектральні та поляриметричні спостереження, які дають інформацію про наявність на певній висоті тих чи інших хімічних елементів, певних молекул, аерозольних часток (краплини, сніжинки, льодяні кристали), та дозволяють визначити розмір цих часток, форму (круглі вони, чи витягнуті як кристалики льоду в сніжинках на Землі); та інше. Метод 2, який в основі своїй замінює спостереження: математичне моделювання поведінки планетних атмосфер. Таким способом, в принципі, можна моделювати динамічні процеси любого масштабу. Істотним недоліком моделювання (як, до речі, і спостережень) є те, що воно показує як розвивається чи як відбувається дане явище, і не пояснює його. Для глибокого розуміння суті справи необхідно провести цілу серію контрольованих експериментів, виконаних при різних значеннях одного, або кількох параметрів, які визначають дане явище.

Так, дуже істотна інформація про природу циркуляції планетних атмосфер була отримана при лабораторних дослідженнях конвекції в рідині, яка обертається навколо власної осі та підігривається тільки зверху (аналог Сонячного нагріву), чи зверху та знизу (при наявності і внутрішнього джерела тепла). Як показали досліди з експериментальними установками, такі лабораторні експерименти моделюють: 1) утворення великих і малих циклонічних (з утворенням хмар) та антициклонічних (малохмарні) вихорів; 2) формування атмосферних фронтів, струйних зональних течій (як на Юпітері); 3) процеси переходу енергії із потенціальної енергії в кінетичну; 4) перенос енергії по спектру (від найбільших вихорів до найменших масштабів типу Колмогорівського мікромасштабу; та ін.

Проте очевидно, що в малих лабораторних установках не можуть бути змодельовані багато з умов, які є дуже важливими для планетних атмосфер. Однак, успіхи лабораторних експериментів,

відтворення ними багатьох природних аспектів атмосфер показують, що роль таких умов не є вирішальною в процесах, які управляють загальною циркуляцією планетних атмосфер. При відсутності внутрішніх джерел теплової енергії ефективна температура знаходиться із балансу падаючої сонячної енергії та випроміненої планетою:

$$\pi r^2 q_A = 4\pi r^2 \sigma T_e^4, \quad (5)$$

де $q_A = q_0(1 - A)$, q_0 — сонячна константа для планети (на 1 см²), A — альbedo планети (доля випроміненого планетою світла в порівнянні з падаючим), $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-5}$ ерг/(см²·с·К⁴) — константа Больцмана.

Звідси:

$$T_e = \left(\frac{q_A}{4\sigma}\right)^{1/4} = \left(\frac{q}{\sigma}\right)^{1/4}, \quad (q = q_A/4) \quad (6)$$

Тобто, T_e служить мірою підведеної до атмосфери енергії. Знаючи T_e , можна оцінити висоту однорідної атмосфери на рівні формування випромінювання, яке виходить з планети

$$H = \frac{RT_e}{\mu g} \quad (7)$$

та швидкість звуку на тому ж рівні:

$$c = c_e = \sqrt{\frac{kRT_e}{\mu}} = \kappa g H. \quad (8)$$

8. ТЕОРІЯ ПОДІБНОСТІ ДЛЯ ЗАГАЛЬНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ АТМОСФЕРИ

Рух в атмосфері та перетворення енергії в ній управляються законами збереження імпульсу (9) та маси (10), першим законом термодинаміки (11) та рівнянням стану, в якості якого в першому наближенні можна користуватися рівнянням стану ідеального газу (12):

закон збереження імпульсу:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -2[\vec{\omega}, \vec{v}] - \frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} + \vec{F}, \quad (9)$$

закон збереження маси:

$$\frac{d\rho}{dt} = -\text{div } \rho \vec{v} \quad (10)$$

перший закон термодинаміки:

$$\frac{dT}{dt} = -(\kappa - 1)T \text{div } \vec{v} + \frac{Q}{c_V} \quad (11)$$

рівняння стану ідеального газу 123123:

$$p = \frac{\rho_0 RT}{\mu_0} \quad (12)$$

\vec{v} — тривимірний вектор швидкості, $\vec{\omega}$ — вектор власного обертання планети, ρ — густина атмосфери, \vec{g} — прискорення сили тяжіння, \vec{F} — масові сили; звичайно під ними розуміють тертя (в'язке в точних рівняннях і турбулентне в метеорологічних дослідженнях), $\kappa = c_p/c_V$ — показник адиабати, T — температура, Q — приток тепла до одиничної маси, R — універсальна газова стала, μ — середня молекулярна вага атмосфери.

В ідеалізованій атмосфері Q можна представити як різницю між падаючою сонячною енергією і випроміненою планетою:

$$Q = q f(\varphi, \lambda, z, t) - \sigma T^4, \quad (13)$$

де $q = q_A/4$ (див. в (6)), $f(\varphi, \lambda, z, t)$ враховує геометричні умови освітленості — залежність від широти, довготи, пори року та часу доби t , і від змін умов поглинання з висотою z .

Нормуємо всі рівняння руху та перетворення енергії в атмосфері (9)–(12) на наступні масштаби:

$$u = \frac{v}{c} \quad \text{— швидкість — на швидкість звуку;} \quad (14)$$

$$x'_i = \frac{x_i}{r} \quad \text{— лінійні величини (розміри) — на радіус планети } r; \quad (15)$$

$$t' = \frac{r}{c} t \quad \text{— на характерний час } (r/c). \quad (16)$$

Густину і тиск нормуємо на відповідні значення на певному заданому, добре відомому рівні в атмосфері:

$$p' = \frac{p}{p_s}, \quad \rho' = \frac{\rho}{\rho_s} \quad (17)$$

Таблиця 2. Критерії подібності атмосферної циркуляції для планет Сонячної системи

Планета	Π_g	Π_ω	Π_M
Меркурій	$1 \cdot 10^{-2}$	$8.5 \cdot 10^{-3}$	> 1
Венера	$8.3 \cdot 10^{-4}$	$7.6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Земля	$1.2 \cdot 10^{-3}$	1.43	$1.17 \cdot 10^{-3}$
Марс	$3.2 \cdot 10^{-3}$	1.05	$3.3 \cdot 10^{-2}$
Юпітер	$2.4 \cdot 10^{-4}$	15.6	10^{-4}
Сатурн	$5.5 \cdot 10^{-4}$	14.7	10^{-4}
Уран	$1 \cdot 10^{-3}$	7.5	10^{-5}
Нептун	$6 \cdot 10^{-4}$	6	10^{-5}

Причому, можна показати, що відношення

$$\frac{p_s}{\rho_s} = c_e^2(\kappa \cdot \alpha), \quad (18)$$

де α — деякий емпіричний числовий коефіцієнт < 1 .

Вводяться також такі величини: $\vec{\omega} = \omega \cdot \vec{n}$, $\vec{g} = g \cdot \vec{k}$, де \vec{n} та \vec{k} — одиничні вектори.

Після запису системи рівнянь (9)–(12) в безрозмірних змінних з'являються безрозмірні числові параметри, які називаються *критеріями подібності*, тому що, коли для двох планет їх числові значення будуть однакові, то відповідні рівняння, що описують їх атмосфери, будуть тотожними в обох випадках, а отже, і картини циркуляції атмосфер з точністю до масштабних множників будуть співпадати, а в розмірних змінних вони будуть подібними.

В нових змінних рівняння (9) запишеться так:

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = 2\Pi_\omega \cdot [\vec{n}, \vec{u}] - \frac{\nabla p'}{\rho' \kappa \alpha} + \frac{k}{\kappa \Pi_g} = F' \quad (19)$$

де

$$\Pi_\omega = \frac{\omega r}{c} \quad (20)$$

$$\Pi_g = \frac{c^2}{\kappa r g} = \frac{RT_e}{\mu r g} = \frac{H}{r}. \quad (21)$$

Тут Π_ω — безрозмірний параметр подібності по обертанню, який інколи називають ще обертовим числом Маха (пов'язаним з обертанням). Воно дорівнює відношенню (20) лінійної швидкості обертання планети на екваторі до швидкості звука c_e .

Π_g — безрозмірний параметр подібності по силі тяжіння, і представляє собою відношення (21) висоти однорідної атмосфери H до радіуса планети.

Проводячи відповідні масштабні перетворення рівняння неперервності (рівняння збереження маси (10)) можна отримати, що типова величина вертикальної швидкості переміщення повітряних мас буде:

$$W \sim \Pi_g u. \quad (22)$$

Очевидно, що для всіх планет $\Pi_g \ll 1$, тобто вертикальні швидкості набагато менші від горизонтальних швидкостей. Аналогічно, провівши усереднення по висоті, для рівняння балансу енергії (11) при його записі в безрозмірних змінних, в одному з множників появляється третій параметр подібності

$$\Pi_M = \frac{\sigma \cdot \frac{3}{8} q \cdot \frac{5}{8} r}{c p \cdot \frac{3}{2} M}, \quad (23)$$

який назвали *енергетичним критерієм подібності*

$$\Pi_M = \frac{\tau_e}{\tau_0} = \frac{r/c}{\tau_0} \quad (24)$$

де $\tau_e = (r/c)$ — час релаксації збурень тиску та густини (тобто, відбулася релаксація матеріалу атмосфери); τ_0 — час установлення локальної радіаційної рівноваги в атмосфері; тобто це своєрідний “період” теплової інерції атмосфери — протягом якого вона реагує на зміни умов опромінення планети Сонцем. А отже, якщо $\Pi_M \ll 1$, то це говорить, що в атмосфері відсутня локальна радіаційна рівновага, а тому для встановлення певного динамічного балансу в атмосфері необхідна наявність значних переміщень атмосферних мас, які вирівнюють різницю в тиску та температурі.

З табл. 2 видно, що значення параметрів Π_g та Π_M малі для всіх планет. Тому при дослідженні атмосферних процесів по цих параметрах їх точні значення не є істотними для визначення характеристик загальної циркуляції на планеті. Разом з тим, критерій подібності по обертанню Π_ω змінюється

в широких межах: для Меркурія та Венери він малий, для Землі та Марса — порядку одиниці, а для планет-гігантів — досить значний. Тобто дані, занесені в Таблицю 2, наводять на думку, що саме обертання повинно відігравати вирішальну роль для визначення атмосферної динаміки.

Тому при побудові лабораторних установок для дослідження особливостей загальної циркуляції, чи при математичному моделюванні — не обов'язково, щоб прилад був в натуральну величину: необхідно, щоб збереглися певні співвідношення між радіусом сфери “ r ”, висотою атмосфери “ H ”, швидкістю розповсюдження звуку в рідині та параметрами обертання навколо власної осі.

9. ФІЗИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАНЕТНИХ АТМОСФЕР

Венера. В атмосфері Венери тиск біля поверхні рівний 90 бар. А на дні каньйону Діана він досягає 119 бар. Тобто маса атмосфери Венери приблизно в 100 разів перевищує масу атмосфери Землі. Висока температура нижніх шарів атмосфери Венери пояснюється парниковим ефектом. Він є і в атмосферах інших планет. На Марсі він піднімає температуру на 9 К, Землі — на 35 К, а на Венері аж на 400 К! Максимум $+480^{\circ}\text{C}$ ($\sim 750\text{ K}$). Мінімум 150–170 К на $H = 100\text{--}120\text{ км}$, а далі досягає максимуму на висоті 12 тис.км 600–800 К.

Хмаровий шар Венери має високе альbedo — аж 0.77. Тобто більше 3/4 сонячної радіації відбивається хмарами й лише менше 1/4 проходить вниз. Для прикладу, альbedo Землі складає 0.33 і тому потоки сонячної енергії для Венери й Землі співвідносяться як 1:1.9. Тобто Земля поглинає в 1.5 рази більше енергії від Сонця, ніж Венера, незважаючи на існуючу різницю відстаней до Сонця.

Ще з 1932 року відомо, що атмосфера Венери на 96.5% складається з вуглекислого газу; частка азоту складає не більше 3%; виявлені домішки інертних газів (у першу чергу, аргону); водяної пари менше десятої частки відсотка, кисню тисячні частки відсотка; у дуже малих кількостях містяться також домішки SO_2 , H_2S , CO , HCl , HF .

Спостереження з автоматичних космічних станцій знайшли в атмосфері грози. Виявилося, що імпульси концентруються в гірських районів Бета й Феба, які геологи відносять до вулканічного. Був зроблений висновок, що блискавки на Венері зв'язані не з хмарами, як на Землі, а з вулканічними виверженнями. Вітер, дуже слабкий біля поверхні планети (не більше 1 м/с), на висоті $> 50\text{ км}$ підсилюється до 150 м/с.

Земля. Відповідно до сучасних космогонічних уявлень, Земля утворилася 4.5 мільярди років тому шляхом гравітаційної конденсації з розсіяної в навколосонячному просторі холодної газопилової речовини. Земля досить масивна й утримує біля себе атмосферу. Атмосфера Землі, загальна маса якої $5.15 \cdot 10^{18}\text{ кг}$, складається з повітря — суміші в основному азоту (78.08%) і кисню (20.95%), а все інше — це водяна пара, вуглекислий газ, а також інертні і інші гази. По густині атмосфера Землі займає проміжне місце між Венерою й Марсом. Вона унікальна тим, що має великі запаси рідкої води. Хмарний покрив звичайно закриває близько 50% поверхні, і теплота, що залишається усередині атмосфери (парниковий ефект), піднімає середню температуру більше ніж на 30 К.

Висока концентрація кисню (виникла приблизно 3800–4200 млн. років тому) є прямим результатом існування рослин. Присутність кисню дозволила сформуватися у верхніх шарах атмосфери озонний шар (на висоті 20–25 км), що екранує поверхню планети від сонячних УФ променів, шкідливих

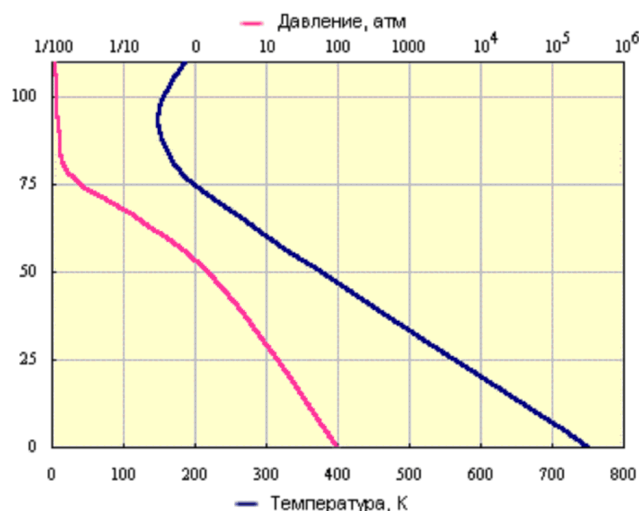


Рис. 3. Залежність тиску і температури від висоти на поверхню в атмосфері Венери

для життя. Кількість кисню, що утримується в земній атмосфері, може бути виділено рослинами за кілька тисяч років.

Вуглекислий газ — найважливіша “слідова” компонента атмосферного повітря. Його вміст в атмосфері регулюється біологічними процесами: він зникає в результаті фотосинтезу, а повертається при “диханні” живих рослин і тварин і при розкладанні загиблих. Період кругообігу CO₂ становить близько 35 років. Азот теж утримується в органічній матерії й проходить складний цикл змін у біосфері. Період цього значно більше — близько 10⁸ років. Таким чином, біосфера — рослини, тварини й мікроорганізми — істотно впливає на таку загальну характеристику планети Землі, як хімічний склад її атмосфери.

На висоті 20–25 км починається збільшення температури. Його причиною є супроводжувана виділенням тепла фотохімічна реакція розкладу озону (від грец. *ozon* — “що пахне”)



Озон з’являється в результаті фотохімічного розкладання молекулярного кисню O₂



і наступної реакції потрібного зіткнення



де M — третя молекула.

При реакції (24) озон поглинає УФ випромінювання в області 200–300 нм і це розігріває атмосферу. Температура росте майже до висоти 50 км, де досягає максимуму (~270 K).

Марс. Розріджена марсіанська атмосфера містить 95.3% вуглекислого газу, 2.7% молекулярного азоту й 1.6% аргону, C (0.06%), H₂O (до 0.1% й істотно змінюється залежно від сезону). Кисень присутній у вигляді незначних слідів. Атмосферний тиск біля поверхні становить 0.7% (5–7 гПа) тиску поверхні Землі.

Полярні області покриті тонким шаром льоду, що є сумішшю водяного льоду й твердого вуглекислого газу. Північна полярна область виявляється оточеною рядами дюн. Полярні крижані шапки збільшуються та зменшуються у відповідності зі зміною пір року. В атмосфері також є слабкий озоновий шар на висоті 36–40 км і товщиною приблизно в 7 км та в 250 разів менш потужний від земного.

На Марсі й на Землі великий вплив на формування клімату має атмосферний аерозоль. На Марсі періодично цей вплив різко підсилюється — під час проходження ним перигелію. Часто у цей період сильні атмосферні вітри викликають великі пилові бурі, які іноді охоплюють всю планету, піднімаючи пил на висоту до 20 км. На Марсі явища такого типу виражені більш різко, тому їхнє вивчення може виявитися корисним для розуміння механізмів і прогнозів зміни вигляду земних континентів.

Марсіанський рік майже вдвічі довший земного і тривалість пір року також довша. Через відносно великий ексцентриситет орбіти Марса вони мають різну тривалість: літо в північній півкулі продовжується 177 марсіанських діб, а в південній воно на 21 день коротше і тепліше на 20 градусів, ніж у північній півкулі (літо в південній півкулі настає тоді, коли Марс перебуває біля перигелію). У південній півкулі Марса клімат помітно сухіший, ніж у північній. Виявляється, південний полюс майже на 6.5 км вищий північного, і такий рельєф помітно змінює циркуляцію атмосфери в цій частині планети.

Щоліта відбувається помітне танення полярних шапок і вологий вуглекислий газ (основна складова атмосфера Марса) з південного полюса як з гірки скачується до екватора і направляється вбік північного полюса, і там додається до водяної пари й вуглекислого газу, які вже знаходяться над північною полярною шапкою. У результаті виходить, що полярна шапка на північному полюсі за розмірами набагато більша, ніж на південному.

Аналіз орбітальних отриманих даних показав, що геологічна історія Марса підрозділяється на три ери. Ці ери назвали латинськими найменуваннями переважаючих в той час мінералів:

1) Перша ера, Phyllosian, або Філоціанова — 4.5–4.2 млрд. р. тому. Вона характеризується утворенням глинистих листових силікатів (філосилікатів); для цього потрібне було лужне навколишнє середовище, багате водою.

2) Після глобальної зміни марсіанського клімату, викликаного імовірно вулканічною активністю, почалася нова ера — Theikian, що продовжувалася від 4.2 до 3.8 млрд. р. тому. У атмосферу поступала велика кількість сірки. Навколишнє середовище тоді стало дуже кислим, а вода, вступаючи в з’єднання з сіркою, утворювала сульфати.

3) Близько 3.5 млрд. р. тому почалася третя ера — Siderikan. Відкритої води на Марсі не залишилося; вона збереглася лише у вигляді двох снігових шапок на полюсах Червоної планети. На

третьому етапі сформувалися залізні окисли, які не гідратуються. Саме ці окисли відповідальні за червоний колір поверхні планети.

Космічні апарати з орбіти знайшли на Марсі глину. А для утворення глини необхідна рідка вода — доказом цьому служать процеси, що відбуваються на Землі. Проведені термодинамічні розрахунки утворення глинистих відкладень на Марсі приводять до висновку, що вуглекислого газу в атмосфері планети було все ж недостатньо для створення “парникового ефекту”.

Зараз поверхня Марса є безводною й безжиттєвою пустелею. Однак, дослідження Марса з КА доводять, що під поверхневим шаром на глибині не більше 5 м знаходиться величезна кількість льоду, а можливо й вода у рідкому стані. Якщо б його розтопити, то на думку фахівців ця вода покрила б Марс 500 метровим шаром. Mars Express у 2007 р. виявив резервуари з льодом під полярними шапками Марса, а також ряд прихованих кратерів. Діаметр деяких досягає 470 кілометрів, проте тільки один з кратерів явно помітний неозброєним оком.

На зображеннях кратера Холден видно сліди водоймища, і сторонніх матеріалів, які, ймовірно, були залишені марсіанською фауною або при її участі.

Чітко видно уламки — з крупними і дрібними валунами, та дрібними частинами, так званими мегабрекчіями. Саме ці мегабрекчії могли бути сформовані тільки під впливом середовища, де мешкали живі істоти — медузи, водорості або планктон. В найактивніші періоди об’єм рідини в кратері доходив до 400 кубічних кілометрів. Кратер Холдена має найкращу зі всіх відомих сьогодні структур, які свідчать про її органічне минуле.

Сучасний цикл марсіанської води — це: 1) близько 10^{11} кг водяної пари в атмосфері та в хмарах, які добре помітні у вигляді серпанку на зображеннях; 2) сезонні полярні шапки і нічні тумани, що залишають на поверхні планети мікроскопічний шар інею. Не дивлячись на малий запас атмосферної води, саме атмосферні процеси грають визначальну роль в підтримці сучасного стану приповерхневих резервуарів марсіанської води. Виявляється, в північній півкулі води майже на порядок більше, ніж у південній! Природною причиною цього є асиметрія самих полярних шапок: у північній шапці льоду H_2O значно більше, тоді як постійна частина південної полярної шапки складається в основному із замерзлого CO_2 .

Сатурн. Рідке явище на Сатурні — кільцевий ураган на південному полюсі Сатурна, зареєстрований космічним апаратом Кассіні в листопаді 2006. Космічний апарат Кассіні одержав знімки гігантського циркулюючого урагану на південному полюсі Сатурна. Швидкість вітру досягає 550 км у годину; хмари в центрі “лійки” набагато нижче за рівнем, ніж хмари оточуючі “лійку” шторму. Один з кадрів таємничого “ураганоподібного шторму” на південному полюсі, отриманих камерою Cassini 11 жовтня з відстані в 340 тисяч кілометрів.

Жовтогарячі хмари, закручені спіраллю, — помітна деталь у південній півкулі Сатурна. Вони названі “Ураган Дракона”. Досліджуючи ці дані з КА “Кассіні”, виявлено, що “Ураган Дракона” є причиною таємничих спалахів у радіодіапазоні. Можливо, ми бачимо гігантську грозу на Сатурні, подібну до буранів на Землі, коли радіошум виникає через високовольтні розряди в блискавках. Спостереження з КА “Кассіні” вказують на те, що “Ураган Дракона” — стійке утворення в глибоких шарах атмосфери, активність якого періодично підсилюється, і це приводить до творення великих штормових областей, спостережуваних на видимій поверхні планети.

При прольоті біля супутника Енцелад 17.02, 9.03 і 14.07.2004 знайдено розріджену атмосферу з водяної пари з домішкою азоту, вуглекислого газу й т.д. Найпростіші молекули на основі вуглецю (тобто найпростіша органіка) виявлені в районі південного полюса.

Енцелад відбиває майже 100% світла, оскільки покритий льодом (густина 1.1 г/см^3); південний полюс геологічно дуже активний і покреслений паралельними тріщинами довжиною 130 км через кожні 40 км (“тигрячі смуги”); з них вивергається пара й краплини води, які кристалізуються на поверхні. Температура смуг на 20 градусів вища, ніж на навколишніх рівнинах. Дрібні крижані осколки — це, ймовірно, основне джерело часток, які безупинно поповнюють найбільш віддалене і найширше кільце “Е”.

В 1960-х роках весна прийшла в південну півкулю Нептуна, який робить повний оборот навколо Сонця за 165 земних років. Астрономи виявили, що за останні роки Нептун став яскравішим, що ясно видно на знімку 2002 року (справа). Посвітління в південній півкулі збільшилося за рахунок відбиття світла від білих хмарних смуг. Екватор Нептуна нахилений до площини його орбіти на 29 градусів. Тому на Нептуні цілком можуть бути сезонні зміни погоди, аналогічні земним, незважаючи на те, що інтенсивність сонячного світла на його поверхні в 900 разів менша, ніж на Землі. Літо прийшло в південну півкулю Нептуна у 2005 році.

Виверження Тритона складаються з летючих речовин, таких як азот або метан, і керуються сезонним нагріванням від Сонця. На Тритоні виявлені скелі, кратери, темні смуги вулканічного походження. “Вояджер-2” зробив знімки червоного льоду на Тритоні, на екваторі сфотографував блакитний лід із замерзлого метану. Південна полярна шапка складається з азотного льоду; від її поверхні на висоту в кілька кілометрів б’ють водяні гейзери. Поверхня супутника світла й відбиває близько 80% падаючих сонячних променів. Тритон має розріджену азотну атмосферу (тиск на поверхні близько 10 мм рт.ст.). Температура на Тритоні -235°C .

Надійшла до редакції 9.06.2008