

Introduzione allo studio del Sistema Solare

I

Definizioni e caratteristiche generali

Pianeti rocciosi (prima parte)

Lezione SP 1

G. Vladilo

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

1

Definizioni

- **Pianeta**
 - Demarcazione tra pianeta e stella
 - I pianeti hanno una massa inferiore alla massa critica per l'innesco di reazioni di fusione termonucleare del deuterio
 - Massa limite $\sim 13 M_{\text{Giove}}$
 - Oggetti di massa superiore che non riescono ad innescare la fusione dell'idrogeno si chiamano "brown dwarfs"
 - Massa nell'intervallo $13 M_{\text{Giove}} < M < \sim 75-80 M_{\text{giove}}$
 - Demarcazione tra pianeti, pianeti nani e corpi minori
 - Complessa da definire: vedere definizione IAU pagina successiva
- **Satellite**
 - Oggetto astronomico orbitante attorno ad un pianeta
 - Con $M_{\text{satellite}} < M_{\text{pianeta}}$, ma non esiste una demarcazione precisa

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

2

Definizione IAU di pianeta del Sistema Solare

- (1) A planet¹ is a celestial body that
- (a) is in orbit around the Sun,
 - (b) has sufficient mass for its self-gravity to overcome rigid body forces so that it assumes a hydrostatic equilibrium (nearly round) shape, and
 - (c) has cleared the neighbourhood around its orbit.

- (2) A "dwarf planet" is a celestial body that
- (a) is in orbit around the Sun,
 - (b) has sufficient mass for its self-gravity to overcome rigid body forces so that it assumes a hydrostatic equilibrium (nearly round) shape²,
 - (c) has not cleared the neighbourhood around its orbit, and
 - (d) is not a satellite.

(3) All other objects³, except satellites, orbiting the Sun shall be referred to collectively as "Small Solar System Bodies".

¹ The eight planets are: Mercury, Venus, Earth, Mars, Jupiter, Saturn, Uranus, and Neptune.

² An IAU process will be established to assign borderline objects to the dwarf planet or to another category.

³ These currently include most of the Solar System asteroids, most Trans-Neptunian Objects (TNOs), comets, and other small bodies.

Sistema Solare

Sole

$$M_{\text{sole}} = 2.0 \times 10^{33} \text{ g}$$

Pianeti e satelliti

$$M_{\text{pianeti}} = 2.67 \times 10^{30} \text{ g}$$

Pianeti nani e corpi minori

$$M_{\text{corpi minori}} \sim 2 \times 10^{24} \text{ g}$$

Nonostante le masse relativamente basse coinvolte, pianeti, satelliti e corpi minori rappresentano un laboratorio di fisica e geochimica molto variegato. Basti considerare il ruolo che hanno avuto nella nostra comprensione delle leggi del moto in meccanica classica e come test della relatività generale.

Pianeti, satelliti e corpi minori del Sistema Solare sono oggi un fondamentale punto di riferimento per lo studio di pianeti extrasolari.

È in quest'ottica che introduciamo in queste lezioni alcune delle principali proprietà fisiche e chimiche di tali oggetti astronomici.

Tecniche osservative del Sistema Solare

Il Sistema Solare può essere studiato mediante

- (1) osservazioni da Terra,
- (2) campioni raccolti sulla Terra,
- (3) sonde spaziali

Osservazioni da Terra

Metodologie classiche astronomiche

Tecniche radar

Campioni raccolti sulla Terra

Meteoriti

Polvere interplanetaria

Tecniche osservative di pianeti, satelliti e corpi minori del Sistema Solare

Sonde spaziali

Imaging

Storia geologica/geofisica - Processi superficiali su grande scala

Spettroscopia

Composizione - Mineralogia

Emissione di gas - Interazione con particelle ionizzate

Magnetometri

Campi magnetici

Osservazioni radio

Atmosfera e struttura interna dei pianeti gassosi - Onde radio
emesse dal plasma ionizzato

Radar

Struttura superficiale e proprietà dielettriche

Analizzatori di polvere

Studi di grani di ghiaccio e polvere

Table 1: Caratteristiche fisiche dei pianeti del Sistema Solare

Pianeta	Raggio eq. [R_{\oplus}]	Massa [M_{\oplus}]	ρ [g cm ⁻³]	v_{fuga} [km/s]
Mercurio	0.383	0.055	5.43	4.3
Venere	0.949	0.815	5.24	10.4
Terra	1.000	1.000	5.52	11.2
Marte	0.533	0.107	3.94	5.0
Giove	11.209	317.820	1.33	59.5
Saturno	9.449	95.161	0.70	35.5
Urano	4.007	14.371	1.30	21.3
Nettuno	3.883	17.147	1.76	23.7

$$R_{\oplus} = 6378 \text{ km} ; M_{\oplus} = 5.974 \times 10^{27} \text{ g}$$

Dicotomia nella densità media ci permette di distinguere tra pianeti rocciosi e pianeti gassosi/ghiacciati

Le differenze in massa/raggio ci permettono di distinguere tra pianeti giganti (che sono gassosi o ghiacciati) e pianeti terrestri

Principali tipi di pianeti del Sistema Solare

- **Pianeti rocciosi (“terrestri”)**
 - Mercurio, Venere, Terra, Marte
 - $\langle \rho \rangle \sim 4 - 5 \text{ g cm}^{-3}$; $d < 2 \text{ AU}$; $R \sim 0.4 - 1 R_{\text{terra}}$
- **Pianeti giganti gassosi**
 - Giove, Saturno
 - $\langle \rho \rangle \sim 0.7 - 1.3 \text{ g cm}^{-3}$; $d \sim 5 - 10 \text{ AU}$; $R \sim 9 - 11 R_{\text{terra}}$
- **Pianeti giganti ghiacciati**
 - Urano, Nettuno
 - $\langle \rho \rangle \sim 1.3 - 1.6 \text{ g cm}^{-3}$; $d \sim 20 - 30 \text{ AU}$; $R \sim 4 R_{\text{terra}}$

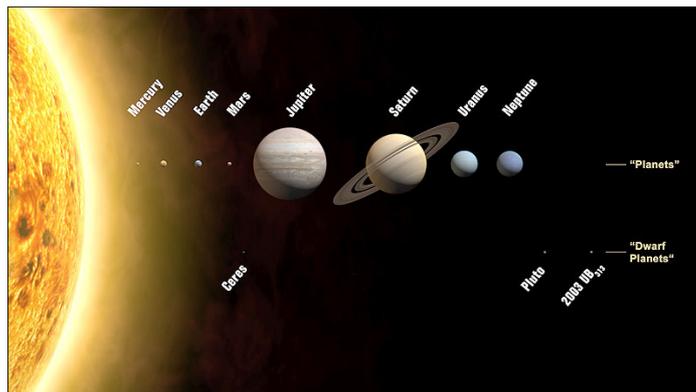


Table 2: Caratteristiche orbitali dei pianeti del Sistema Solare

Pianeta	P_{siderale} [anni]	a [AU]	e	i [gradi]	\bar{v}_{orb} [km/s]
Mercurio	0.241	0.387	0.2056	7.005	47.9
Venere	0.615	0.723	0.0068	3.395	35.0
Terra	1.000	1.000	0.0167	0.000	29.8
Marte	1.881	1.523	0.0934	1.851	24.1
Giove	11.856	5.203	0.0484	1.305	13.1
Saturno	29.423	9.537	0.0542	2.485	9.7
Urano	83.747	19.191	0.0472	0.770	6.8
Nettuno	163.723	30.068	0.0086	1.770	5.5

$$1 \text{ AU} = 1.495 \times 10^8 \text{ km}$$

- **Moti orbitali dei pianeti**
 - Periodo e semiasse maggiore obbediscono alla III legge di Keplero
 - Hanno generalmente basse eccentricità
 - Coplanari, con piccole inclinazioni sull'eclittica

Architettura del Sistema Solare: posizione dei pianeti rispetto alla “linea dei ghiacci”

- **La “linea dei ghiacci” (“ice-line” o “snow-line”)**
 - Luogo delle distanze dal Sole in corrispondenza delle quali un corpo riscaldato dalla radiazione solare e raffreddato dall'emissione di corpo nero raggiunge una temperatura di equilibrio tale da permettere la formazione di ghiacci (H_2O , NH_3 , CH_4)

Esercizio: calcolare la distanza dal Sole della “linea dei ghiacci” data la luminosità solare, L_{\odot} , la temperatura di condensazione dei ghiacci, T_{ice} , e la frazione di luce riflessa dai corpi ghiacciati, A

Soluzione:

$$d_{\text{ice}} \simeq \frac{1}{4 T_{\text{ice}}^2} \sqrt{\frac{L_{\odot} (1 - A)}{\pi \sigma}}$$

$$d_{\text{ice}}[\text{AU}] \simeq \left(\frac{272}{T_{\text{ice}}[\text{K}]} \right)^2 \sqrt{(1 - A)}$$

Table 2: Caratteristiche orbitali dei pianeti del Sistema Solare

Pianeta	P_{siderale} [anni]	a [AU]	e	i [gradi]	\bar{v}_{orb} [km/s]
Mercurio	0.241	0.387	0.2056	7.005	47.9
Venere	0.615	0.723	0.0068	3.395	35.0
Terra	1.000	1.000	0.0167	0.000	29.8
Marte	1.881	1.523	0.0934	1.851	24.1
Giove	11.856	5.203	0.0484	1.305	13.1
Saturno	29.423	9.537	0.0542	2.485	9.7
Urano	83.747	19.191	0.0472	0.770	6.8
Nettuno	163.723	30.068	0.0086	1.770	5.5

1 AU = 1.495×10^8 km

Pianeti terrestri

linea dei ghiacci

Per $T_{\text{ice}} \sim 150$ K

Pianeti giganti

1. Pianeti rocciosi

Atmosfere

Superfici

Interni

È importante tener presente che interni, superfici e atmosfere sono tra loro collegati mediante numerose interazioni

Interazioni tra superficie e atmosfera

Interazioni tra superficie e interni planetari

Il pianeta interagisce poi con il mezzo interplanetario

Interazione con il vento solare e i raggi cosmici

Atmosfere planetarie

- **Essenziali per lo sviluppo della vita che conosciamo**
 - I processi chimici tra elementi più abbondanti che avvengono in presenza del campo di radiazione stellare possono portare ad un ambiente particolarmente favorevole alla formazione di molecole organiche
- **Le condizioni climatiche giocano un ruolo essenziale**
 - L'atmosfera può influenzare l'aspetto esterno di un pianeta, in particolare la sua riflettività della radiazione stellare (albedo), che altera l'equilibrio energetico planetario
 - La fluidodinamica dell'atmosfera, dominata da effetti gravitazionali ed eventualmente dalla forza di Coriolis, governa il trasporto di energia sulla superficie del pianeta

Origine delle atmosfere planetarie

- **I processi che possono portare alla creazione e al mantenimento dell'atmosfera in un pianeta con superficie solida sono di due tipi**
 - cattura gravitazionale di gas interplanetario
 - importante per pianeti massicci nelle fasi di formazione
 - emissione di gas dalla superficie
 - evaporazione, sublimazione, perdite dall'interno e de-assorbimento
- **Classificazione sulla base dell'origine**
 - Atmosfera primaria**
 - atmosfera originaria generatasi all'atto della formazione planetaria
 - Atmosfera secondaria**
 - atmosfera riformatasi successivamente all'eventuale perdita dell'atmosfera primaria

Struttura verticale delle atmosfere planetarie

- In un pianeta con superficie solida la pressione atmosferica, p , decresce con l'altezza dalla superficie, z
- È facile dimostrare che la pressione decresce con una legge esponenziale, con una altezza di scala caratteristica, H

Altezza di scala delle atmosfere planetarie

- **Derivazione dell'altezza di scala, H**
 - Se lo spessore dell'atmosfera è molto minore del raggio del pianeta, si può considerare costante l'accelerazione gravitazionale, g , e dalla condizione di equilibrio idrostatico si ottiene una relazione tra la pressione e la densità media, ρ

$$dp = -g \rho dz$$

Se la conduttività termica è abbastanza grande da dare una temperatura uniforme, T , dalla legge dei gas perfetti, $p = \rho kT/\mu$, si ottiene

$$p(z) = p_s \exp(-z/H)$$

$$H = kT/\mu g$$

dove $p_s = p(0)$ è la pressione superficiale e μ è il peso molecolare medio, che dipende dalla composizione chimica atmosferica

Struttura verticale delle atmosfere planetarie

– Nel caso reale la temperatura atmosferica non è uniforme

$$T = T(z)$$

l'andamento della pressione con l'altezza diventa

$$p(z) = p_s \exp(-z/H_z)$$

$$H_z = k T_h(z) / \mu g$$

dove $T_h(z)$ è la media armonica della temperatura nello strato tra la superficie e l'altezza z .

Pierrehumbert 2010

Dal momento che la temperatura è misurata nella scala assoluta (kelvin), la temperatura media $T_h(z)$ può essere relativamente costante

Di conseguenza, in prima approssimazione, la pressione decade in maniera esponenziale anche quando la temperatura dipende dall'altezza

Atmosfere planetarie Pressione atmosferica superficiale

Allen (2000)

Pianeta roccioso	Pressione atmosferica superficiale [bar]	Altezza di scala H [km]
Mercurio
Venere	90	15
Terra	1	8
Marte	0.007-0.010	11

Pianeti rocciosi

Venere e Terra hanno le maggiori velocità di fuga e possiedono atmosfere

Marte ha un'atmosfera estremamente rarefatta

Regimi fisici delle atmosfere planetarie al variare di z

- **Rimescolamento e diffusione**

Bakulin , Kononovic & Moroz 1984

- Bassi valori di z

- dominano processi di convezione e turbolenza che portano a un rimescolamento del gas
- il peso molecolare medio del gas non cambia con l'altezza

- Alti valori di z

- domina la diffusione in quanto inversamente proporzionale alla densità (concentrazione numerica), che decresce con z
- il peso molecolare del gas diminuisce con l'altezza
- idrogeno ed elio diventano i componenti principali

Regimi fisici delle atmosfere planetarie al variare di z

- **Cammino libero medio molecolare, ℓ**

Bertotti & Farinella 1990

- Bassi valori di z

$$\ell < H$$

- le molecole hanno abbastanza tempo e spazio per raggiungere l'equilibrio termico locale
- l'atmosfera può essere descritta come un fluido

- Alti valori di z

$$\ell > H$$

- non c'è confinamento gravitazionale del gas
- le molecole più veloci possono fuggire al mezzo interplanetario e, allo stesso tempo, alcune molecole interplanetarie possono essere catturate

Perdita di strati atmosferici esterni

- **Condizione per il contenimento dell'atmosfera**

$$\langle v_{\text{termica}} \rangle \ll v_{\text{fuga}}$$

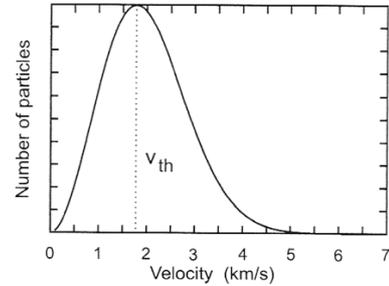
La velocità media di agitazione termica di un dato atomo o molecola presente nell'atmosfera dev'essere molto inferiore alla velocità di fuga dal pianeta

$$\langle v_{\text{termica}} \rangle \propto (T/\mu)^{1/2}$$

Dove μ è la massa atomica o molecolare; in [figura](#) distribuzione maxwelliana per molecole H_2 a $T=390K$

$$v_{\text{fuga}} \propto (M/r)^{1/2}$$

Dove M e r sono la massa e il raggio del pianeta; in [tabella](#) esempi di velocità di fuga per pianeti e Luna



Pianeta	Velocità di fuga all'equatore (km s ⁻¹)	
Mercurio	4.3	
Venere	10.4	
Terra	11.2	
Marte	5.0	
Giove	59.5	
Saturno	35.5	
Urano	21.3	
Nettuno	23.7	
Luna	2.4	

Allen (2000)

- **“Jean escape”**

- Meccanismo di perdita di molecole atmosferiche che si trovano nella coda di alta velocità della distribuzione maxwelliana

- Ha luogo negli strati esterni, dove $l > H$

Regimi fisici delle atmosfere planetarie al variare di z

- **Profondità ottica nella banda infrarossa, τ_{IR}**

Bakulin , Kononovic & Moroz 1984

- Bassi valori di z

$$\tau_{\text{IR}} > 1$$

- la parte più bassa dell'atmosfera, dove la densità è maggiore, può risultare opaca alla radiazione termica

- la radiazione termica può essere prodotta dal riscaldamento radiativo della superficie del pianeta se la radiazione stellare nella banda visibile/UV riesce a penetrare fino alla superficie

- Alti valori di z

$$\tau_{\text{IR}} \sim 0$$

- gli strati più alti dell'atmosfera sono trasparenti alla radiazione termica e lasciano uscire verso lo spazio esterno la radiazione termica degli strati sottostanti

Struttura verticale delle atmosfere

- Le transizioni tra i diversi regimi fisici sopra menzionati avvengono in generale a diversi valori di altezza atmosferica z
 - caratteristici del rimescolamento/diffusione, del cammino libero medio molecolare e della profondità ottica infrarossa
- La struttura verticale delle atmosfere planetarie può variare notevolmente da pianeta a pianeta
 - Tenendo anche conto delle differenze di composizione chimica (peso molecolare) e di velocità di rotazione planetaria (che influenza la circolazione atmosferica)
- Lo strato più basso dove $\tau_{IR} > 1$, è detto “troposfera”
 - È caratterizzato da un gradiente negativo della temperatura

Gradienti di temperatura atmosferici

- Terra
 - Gradiente di temperatura negativo negli strati più bassi (troposfera)
 - La radiazione solare penetra fino alla superficie e la riscalda
 - Gli strati più bassi sono opachi alla radiazione termica riemessa dalla superficie
 - Il flusso di radiazione termica va verso l'alto e si crea il gradiente osservato
 - Profilo di temperatura complesso negli strati più alti
 - I valori di pressione e temperatura atmosferici si devono raccordare a quelli del mezzo interplanetario

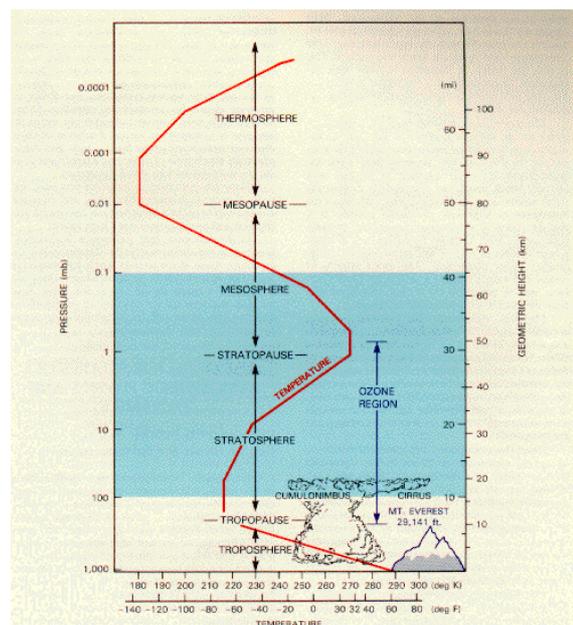
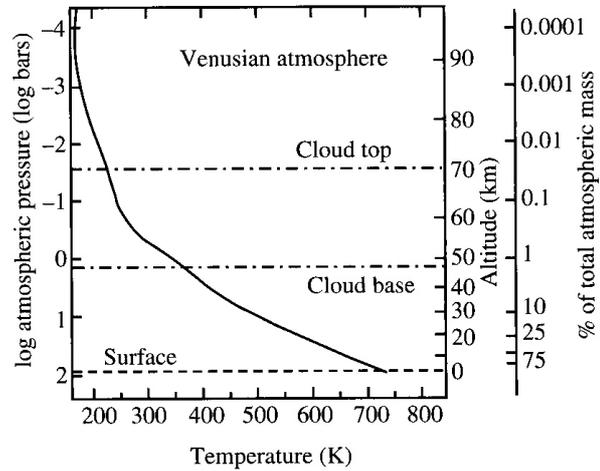


Figure 65. Plot of vertical temperature distribution in Earth's atmosphere from surface to 100 km altitude, giving the nomenclature of atmospheric regions. For comparison, the heights of high clouds and Mt. Everest are also shown.

Gradienti di temperatura atmosferici

- **Venere**

- Anche in questo caso c'è un gradiente di temperatura negativo negli strati più bassi
- La pressione superficiale è particolarmente alta, ~ 90 bar



Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

25

Composizione chimica atmosferica dei pianeti rocciosi

Gas	Venus [2]	Earth [2]	Mars [2]
N ₂	→ 0.035	→ 0.78084	0.027 ←
O ₂		→ 0.20948	1.3 × 10 ⁻³
CO ₂	→ 0.965	<u>3.33 × 10⁻⁴</u>	0.953 ←
CO	3 × 10 ⁻⁷	2 × 10 ⁻⁷	2.7 × 10 ⁻³
CH ₄		2.0 × 10 ⁻⁶	
NH ₃		4 × 10 ⁻⁹	
H ₂ O	2 × 10 ⁻⁵	~ 10 ⁻⁶	3 × 10 ⁻⁴
H ₂		5 × 10 ⁻⁷	
He	1.2 × 10 ⁻⁵	5.24 × 10 ⁻⁶	
Ar	7 × 10 ⁻⁵	<u>9.34 × 10⁻³</u>	0.016
Ne	1 × 10 ⁻⁵	1.818 × 10 ⁻⁵	2.5 × 10 ⁻⁶
Kr	3 × 10 ⁻⁹	1.14 × 10 ⁻⁶	3 × 10 ⁻⁷
Xe		8.7 × 10 ⁻⁸	8 × 10 ⁻⁸
H ₂ S	3 × 10 ⁻⁶	2 × 10 ⁻⁸	
SO ₂	<u>1.5 × 10⁻⁴</u>	1 × 10 ⁻⁹	

Allen (2000)

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

26

Temperatura superficiale (media annuale misurata)

Allen (2000)

Pianeta roccioso	Temperatura superficiale [K]
Mercurio	440
Venere	735
Terra	288
Marte	183-268

Temperatura media atmosferica al livello della superficie solida

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

27

Temperatura effettiva (calcolata)

$$\sigma T_{eff}^4 = \frac{1}{4} S (1-A)$$

S: “costante solare”

(flusso solare alla distanza del pianeta)

A: albedo planetaria

(frazione di radiazione solare riflessa dal pianeta)

Equilibrio tra l'energia emessa dal pianeta,
approssimata come un'emissione di corpo nero,
ed energia ricevuta dal pianeta

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

28

Calcolo della temperatura effettiva

Il termine $S(1-A)$

- Nel caso della Terra viene chiamata “costante solare” la quantità

$$S = L_{\text{sole}} / (4\pi a^2)$$

$$S = 1361 \text{ W/m}^2$$

dove $a = 1 \text{ AU} = 1.495 \times 10^{11} \text{ m}$

Per gli altri pianeti si scala S al corrispondente valore di a

- **Albedo**

– Frazione di fotoni riflessi da una superficie planetaria rispetto al totale di fotoni incidenti in una data banda spettrale

A parità di materiale l'albedo, A , dipende dalla lunghezza d'onda

Albedo alta se la superficie è coperta di nubi o ghiacci

Ghiacci/neve $A \sim 0.8/0.9$

Minore per superfici rocciose

Deserto sabbioso $A \sim 0.25$

Allen (2000)

Pianeta	Albedo nel <u>visibile</u>
Mercurio	0.11
Venere	0.65
Terra	0.38
Marte	0.15
Giove	0.52
Luna	0.12

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

29

Confronto tra temperatura superficiale e temperatura effettiva

Pianeta	Temperatura media superficiale [K]	Temperatura effettiva [K]
Mercurio	440	–
Venere	730	230
Terra	288	255
Marte	210	212

Le discrepanze sono dovute all'effetto serra, che innalza la temperatura superficiale

Nel caso della Terra c'è una differenza di +33 K

La discrepanza è massima nel caso di Venere, che ha un'atmosfera molto densa di CO_2

Nel caso di Marte, che ha un'atmosfera molto ridotta, l'accordo è buono

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

30