

Condizioni per l'esistenza e la composizione delle atmosfere planetarie

di Daniele Gasparri

La presenza, composizione e densità delle atmosfere planetarie sono influenzate dalla quantità di radiazione elettromagnetica ricevuta dal Sole e dalla storia evolutiva del corpo celeste. Grazie alla teoria cinetica del gas abbiamo a disposizione i primi strumenti per giustificare alcuni dati osservativi piuttosto curiosi, quali, ad esempio, la presenza di una spessa atmosfera come quella della Terra e la totale assenza di un involucro gassoso sulla Luna, nonostante dinamiche orbitali simili.

Se diamo un veloce sguardo ai pianeti attraverso un telescopio, vediamo come alcuni mostrano un'atmosfera evidente (Venere) e altri no (la Luna o Mercurio).

Possiamo chiederci, a questo punto, quali sono le variabili e come stimare, eventualmente, la presenza e la composizione atmosferica di questi corpi celesti.

Come degli scienziati, partiremo dalle nostre osservazioni telescopiche per fare domande e le prime ipotesi, alla base dello sviluppo di qualsiasi modello astrofisico.

Successivamente, una volta avuto un quadro preciso e fisicamente consistente, saremo in grado di interpretare con maggiore consapevolezza quello che i nostri telescopi amatoriali ci mostrano. Questo sarà un ulteriore spunto per capire come ragiona un astronomo e quali e quante considerazioni si possono trarre dai nostri strumenti.

Puntando il telescopio scopriamo che la maggior parte dei pianeti possiede un'atmosfera.

Da analisi più attente, siamo in grado di distinguere molte ed importanti differenze: Venere praticamente non mostra dettagli in luce visibile, mentre in UV mostra chiaramente giganti nubi che coprono totalmente la sua superficie. La Luna ne sembra priva, tanto che siamo in grado di vedere senza problemi anche crateri e catene montuose piuttosto piccoli. Marte, invece, sembra simile alla Terra: esso mostra, oltre ai dettagli superficiali, nubi di colore azzurro in rapida evoluzione e a volte anche dei grandi cicloni o imponenti eventi che nascondono totalmente per mesi i suoi dettagli superficiali.

Andando oltre, notiamo un rapido cambiamento nelle atmosfere; i pianeti giganti infatti sono enormi involucri composti quasi esclusivamente di gas; in questo caso non è un errore immaginare un'enorme atmosfera spessa quasi quanto il raggio planetario: la parte superficiale, soprattutto per quanto riguarda Giove, mostra un'attività eccezionale; vortici enormi che ruotano a velocità elevatissime, bande equatoriali di diverso colore in rapida mutazione; nuove piccole tempeste che appaiono, scompaiono o si fondono insieme, magari cambiando colore. I pianeti più lontani dal Sole come Saturno, Urano e Nettuno, nonostante simili per composizione e forma a Giove, non mostrano altrettanta vivacità atmosferica. Dall'altra parte del sistema solare, il piccolo Mercurio sembra molto simile alla nostra Luna: non si osservano nubi, ma solamente dettagli superficiali (crateri e catene montuose). Cosa possiamo dire invece degli altri corpi del sistema solare, di cui non possiamo osservare direttamente il disco? Possiedono anche loro un'atmosfera? E se sì, perché? Perché Mercurio e la Luna sembrano non averne? Perché Venere, pur essendo

molto simile per forma dimensione e massa alla Terra, mostra un'atmosfera molto diversa da essa? Come capire le proprietà, l'eventuale presenza, spessore e composizione chimica delle atmosfere planetarie?

In queste pagine cercherò di dare alcune risposte o anche semplici indizi. Se la trattazione fisica passa attraverso idee semplici da capire, la completa giustificazione matematica dei passaggi richiede qualche conoscenza di base. Siccome in giro esistono molti libri specializzati in termodinamica e teoria cinetica de gas, rimando a questi per una completa ed approfondita trattazione.



Alcuni corpi celesti sembrano avere un'atmosfera, altri no. Quali sono le condizioni per l'esistenza di un involucro gassoso? A partire da in alto a sinistra, verso destra, abbiamo: Mercurio, privo di atmosfera, Venere, con uno spesso strato di gas, Marte, con una sottile atmosfera, la Luna, completamente priva di gas, e Giove e Saturno, pianeti quasi completamente gassosi.

Cominciamo da alcuni dati osservativi che saltano agli occhi:

- alcuni corpi celesti hanno un'atmosfera e altri no.
- i pianeti più interni: Mercurio, Venere, Terra e Marte, appaiono molto diversi da quelli esterni, composti prevalentemente da gas.
- alcune atmosfere mostrano attività e colori molto diversi le une dalle altre. Marte mostra nubi bianco-azzurre simili a quelle terrestri, mentre Venere mostra spesse nubi color giallo. Urano e Nettuno appaiono nettamente azzurro-verdi, mentre Giove mostra colorazioni molto diverse; dal bianco candido al rosso-arancio.

Anche il nostro Sole e tutte le altre stelle possiedono un'atmosfera, ma a questo punto vale la pena, prima di andare avanti, di definire inequivocabilmente questo concetto.

Per i pianeti rocciosi definiamo atmosfera qualsiasi involucro gassoso che circonda la loro superficie, mentre per i pianeti gassosi, composti quasi esclusivamente da gas, definiamo convenzionalmente atmosfera l'involucro gassoso che circonda il pianeta fino ad una profondità che corrisponde alla pressione di 1 atmosfera.

Per le stelle la definizione deve per forza cambiare; per esse si definisce atmosfera tutto l'involucro gassoso fino alla profondità alla quale il gas diventa opaco alla sua stessa radiazione.

Detto questo, andiamo ad analizzare il primo problema osservativo: **perché alcuni corpi celesti hanno un'atmosfera ed altri no?** Consideriamo i dati in nostro possesso:

Mercurio è il pianeta più piccolo e vicino al Sole e non sembra avere atmosfera. Venere e la Terra, molto più grandi e lontani, hanno un'atmosfera di una certa consistenza (almeno apparente); Marte è più lontano ma anche più piccolo (la metà della Terra circa) e sembra avere un'atmosfera molto sottile. La nostra Luna non mostra atmosfera, pur essendo alla stessa distanza del nostro pianeta: perché così tanta differenza?

Non è difficile capire che ci sono due importanti punti che determinano la presenza, la densità e anche la composizione dell'atmosfera: essi sono le dimensioni del corpo celeste e la quantità di energia che riceve dal Sole. Un pianeta grande e lontano dal Sole (ma non troppo) come Giove, ha molta più atmosfera dei piccoli e caldi pianeti rocciosi.

Perché succede questo?

Non dimentichiamo che anche il gas, come del resto qualunque corpo massivo (e non; vedi fotoni) è soggetto alla gravità del proprio pianeta; anzi, la sua presenza dipende proprio da quanta attrazione gravitazionale il pianeta esercita su di esso. Se la gravità è troppo bassa, esso non riesce a trattenere il gas che lo circonda, perdendosi lentamente nello spazio. Come è possibile questo comportamento? Come può il gas atmosferico perdersi nello spazio? Abbiamo visto che la forza di gravità che un oggetto sente dipende dalla sua massa e dalla massa del pianeta; l'oggetto può avere anche una massa piccola quanto si vuole, ma finché ne avrà, esso sarà soggetto alla forza di gravità e quindi dovrebbe rimanere sempre e comunque legato al pianeta. Se nessuno muove il gas, se nessuno lo spinge via dal pianeta, perché non dovrebbe restare nei pressi della superficie? Quale meccanismo è alla base della fuga del gas, nonostante nessuno fisicamente lo porta lontano dalla superficie con così tanta violenza da superare la velocità di fuga dal pianeta? Sulla Terra, ad esempio, la velocità per la quale ogni oggetto riesce a sfuggire dalla sua attrazione gravitazionale, la velocità di fuga, è di ben 11 Km/s, eppure ci sono delle molecole, come l'idrogeno e l'elio, che non esistono in modo stabile in atmosfera, essendo sfuggite dall'attrazione gravitazionale del pianeta miliardi di anni fa. Chi ha dato all'idrogeno e all'elio una velocità di ben 11 Km/s, necessaria per sfuggire dalla Terra?

C'è evidentemente qualche altro meccanismo che agisce in modo contrario alla forza di gravità e rende possibile alle particelle di gas di poter scappare da campi gravitazionali relativamente deboli.

Per capire le ragioni fisiche di questo comportamento, bisogna andare ad analizzare le proprietà generiche dei gas, attraverso quella che si chiama teoria cinetica dei gas.

La teoria cinetica dei gas: ogni particella è sempre in movimento

Lo stato gassoso è uno dei quattro stati fondamentali della materia (insieme a solido, liquido e plasma). Una sostanza gassosa ha un comportamento molto particolare e diverso dai liquidi e solidi: essa non ha una forma e tende ad occupare tutto lo spazio a sua disposizione. Possiamo immaginare un gas come composto da miliardi e miliardi di molecole, che consideriamo le più piccole entità che conservano le proprietà (chimiche e geometriche) del gas stesso. Queste molecole, contrariamente ai solidi e liquidi, non sono legate le une alle altre, e ognuna è libera di muoversi a suo piacimento.

Possiamo quindi pensare ad un gas come composto da miliardi di piccole palle da biliardo (molecole) che vagano nel contenitore, si urtano le une contro le altre e urtano anche le pareti dello stesso.

Possiamo ora definire, almeno qualitativamente, la pressione che un gas esercita in un contenitore; essa sarà dovuta al fatto che le molecole, urtando le pareti del contenitore, trasferiscono ad esso parte della loro energia (in realtà sarebbe più appropriato parlare di quantità di moto).

Senza entrare nei particolari, considerando questo semplice schema (e nell'ipotesi di urti elastici e particelle puntiformi, cioè, in presenza di un gas ideale), arriviamo ad un'espressione per la pressione molto importante:

$$p = \frac{m}{3} n \overline{v^2}, \text{ dove } \overline{v^2} \text{ è la velocità}$$

(quadratica) media delle particelle, m è la massa di una singola particella, ed n è il numero di molecole per centimetro cubo con velocità v .

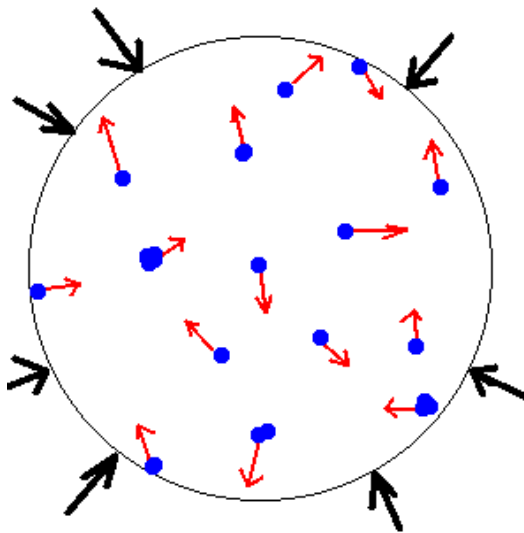
Abbiamo trovato quello che avevamo ipotizzato: la pressione di un gas dipende dall'energia cinetica delle sue molecole, ed è causata dall'urto di esse contro le pareti.

Maggiore è la velocità delle molecole, maggiore sarà la pressione esercitata.

La formula può essere leggermente modificata ricorrendo al volume, e trovando:

$$Vp = \frac{2}{3} U \text{ dove } U = \text{energia cinetica media per una mole di gas: } U = N_0 \frac{m}{2} \overline{v^2}.$$

Sostanzialmente abbiamo trovato che il prodotto della pressione per il volume è proporzionale all'energia cinetica del gas; questo è chiaramente sensato e consistente con il nostro discorso. Se la pressione è data dall'impatto delle molecole con le pareti, maggiore è la loro velocità, maggiore sarà la pressione esercitata sul recipiente.



Schematizzazione del concetto di pressione di un gas. Ogni molecola è libera di muoversi e gli urti contro le pareti determinano la pressione del gas

A questo punto dobbiamo considerare alcuni esperimenti effettuati nella seconda metà del XVII secolo: la legge di Boyle e Mariotte afferma che a temperatura costante il prodotto della pressione per il volume è costante; questo prodotto cambia se cambio la temperatura del gas.

E' chiaro quindi che la temperatura sia legata al prodotto del volume per la pressione, il quale è a sua volta collegato direttamente all'energia cinetica del gas; a questo punto si può osservare che l'energia cinetica del gas e la sua temperatura sono in qualche modo collegati, anzi, possiamo definire proprio il concetto di temperatura come una stima dell'energia cinetica del gas. Aumentando la temperatura aumento l'energia cinetica e quindi anche la pressione. Considerando anche i tre gradi di libertà (le tre direzioni

possibili di moto), per una singola molecola di gas, possiamo scrivere: $\frac{1}{2} m \overline{v^2} = \frac{3}{2} kT$.

Questa è la formula di cui avevamo bisogno; infatti essa collega direttamente l'energia cinetica del gas (quindi, la velocità delle singole molecole) alla sua temperatura; una temperatura maggiore significa maggiore energia cinetica e quindi in definitiva una maggiore velocità media delle singole particelle.

Questo è proprio il movimento che controbilancia la forza di gravità.

Se la velocità media delle particelle è maggiore della velocità di fuga dal pianeta, allora la molecola di gas tenderà a sfuggire all'attrazione gravitazionale del corpo e perdersi nello spazio. In realtà la formula data, che collega direttamente l'energia cinetica delle particelle alla temperatura del gas, ci da un valore medio. Le singole velocità non saranno tutte le stesse ma ci saranno degli scostamenti più o meno marcati rispetto alla media (la cosiddetta deviazione standard). L'andamento completo che ci descrive esattamente il numero di particelle in funzione della loro energia cinetica o della loro velocità, il che è lo stesso se consideriamo formate tutte da particelle aventi la stessa massa, è descritto dalla cosiddetta statistica di Maxwell-Boltzmann. La relazione che ci descrive questo andamento si trova da semplici considerazioni statistiche; noi non ci occuperemo di questo problema adesso. Per ora limitiamoci solo a dare la relazione esatta senza indagare

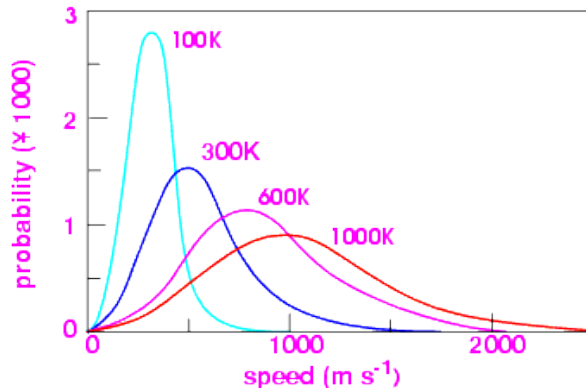
oltre: $n_v dv = n \left(\frac{m}{2\pi kT} \right)^{3/2} e^{-mv^2/2kT} 4\pi v^2 dv$. Questa complessa formula ci dà il

numero di particelle per unità di volume con velocità compresa tra v e $v+dv$, con n = numero di particelle per unità di volume, m = massa singola particella (abbiamo supposto che il gas considerato abbia particelle di ugual massa, che per un gas puro è verificata), k = costante di Boltzmann, T = temperatura gas. Questa relazione può essere riscritta anche in termini di probabilità (in realtà si può parlare di probabilità solo quando il numero degli eventi, nel nostro caso il numero di particelle, tende ad infinito; nel caso di gas questa approssimazione può essere corretta):

$$\frac{n_v}{n} dv = \left(\frac{m}{2\pi kT} \right)^{3/2} e^{-mv^2/2kT} 4\pi v^2 dv.$$

Questa relazione ci dà il numero di particelle per unità di volume con velocità compresa tra v e $v+dv$ rispetto al numero totale delle particelle per unità di volume, o in altre parole, essa ci fornisce la probabilità che una particella abbia una certa velocità v .

La forma della curva descritta dalle relazioni precedenti è simile ad una gaussiana, ma con importantissime differenze. In particolare, dal grafico a destra si vede che la curva non è simmetrica come una gaussiana; si nota infatti a destra un decremento che porta ad una coda della distribuzione, la cosiddetta coda di alte velocità. L'andamento di questa coda è di tipo esponenziale e decresce come: $e^{-mv^2/2kT}$.



Distribuzione delle velocità per la statistica di Maxwell-Boltzmann. In ogni gas ideale ad una certa temperatura la distribuzione delle velocità delle singole molecole segue questo preciso andamento statistico.

Distribuzione delle velocità per la statistica di Maxwell-Boltzmann. In ogni gas ideale ad una certa temperatura la distribuzione delle velocità delle singole molecole segue questo preciso andamento statistico.

Qualitativamente, cosa significa questo? Semplicemente che alcune molecole di un gas ad una temperatura T avranno velocità piuttosto elevate e distanti dal valore di picco della curva. Per i nostri scopi pratici tuttavia, ciò che ci interessa davvero è la velocità media delle molecole del gas e non tutta la distribuzione.

Conoscendo con buona precisione tale velocità v , e, naturalmente, la sua distribuzione, siamo in grado di fare le prime ipotesi sulle atmosfere planetarie.

Possiamo ricavare dalle relazioni viste in precedenza almeno due valori della velocità; essi sono dovuti al fatto che la curva non è simmetrica e quindi, per esempio, il valore della velocità più probabile sarà diverso dal valore della cosiddetta velocità quadratica media.

In particolare si ha: $v_{mp} = \sqrt{\frac{2kT}{m}}$ per la velocità più probabile, che corrisponde al

valore di picco della curva, e: $v_{rms} = \sqrt{\frac{3kT}{m}}$ per la cosiddetta velocità quadratica

media, che altro non è che l'espressione precedentemente ricavata attraverso la teoria cinetica dei gas. In realtà i due valori, pur essendo diversi, non sono poi tanto distanti, e questo ci aiuta nell'analisi successiva delle atmosfere planetarie.

Per avere un ordine di grandezza di queste velocità, possiamo considerare per esempio l'idrogeno; introducendo il valore della massa dell'idrogeno ad una temperatura di 0°C , cioè 273 K , otteniamo un valore per la velocità più probabile di $15,6 \cdot 10^4\text{ cm/s} = 1506\text{ m/s}$; questa è una velocità estremamente elevata; infatti il suono nell'aria ha una velocità di soli: 344 m/s !

I concetti espressi fino ad ora possono essere finalmente applicati al caso dei pianeti; l'importante è ricordare sempre che **le molecole di un gas, a qualunque temperatura sopra lo zero assoluto, sono in movimento casuale con una velocità proporzionale alla radice quadrata della temperatura.**

Aumentando la temperatura aumento l'agitazione termica casuale delle molecole.

Come già accennato, siamo ora in grado di capire perfettamente le condizioni affinché un certo gas possa essere trattenuto dalla gravità di un pianeta.

Se l'energia gravitazionale del pianeta è minore dell'energia termica del gas, allora esso è destinato a perdersi nello spazio. Viceversa, se l'energia gravitazionale è maggiore dell'energia termica media del gas, allora almeno una parte di esso è destinato a rimanere attorno al pianeta. Siccome possiamo calcolare facilmente la velocità media delle molecole a partire dalla massa e dalla temperatura, è più semplice confrontare il valore di questa velocità con quello della velocità di fuga della molecola dal proprio pianeta.

La velocità di fuga è, per definizione, la velocità per la quale un corpo di una certa massa riesce a sfuggire completamente all'attrazione gravitazionale di un altro corpo, qualunque esso sia. Una definizione più rigorosa dal punto di vista fisico afferma che essa sia la velocità con la quale un corpo raggiunge l'infinito con velocità zero. La velocità di fuga è espressione in qualche modo dell'energia gravitazionale, o meglio, della forza di gravità che esiste tra il pianeta e ogni corpo che vi è sulla sua superficie.

L'espressione della velocità di fuga si ottiene facilmente da semplici considerazioni sulla conservazione dell'energia. Ad ogni corpo può essere associata una energia cinetica ed un'energia potenziale. Nel caso di un oggetto sulla superficie terrestre, l'energia potenziale è di tipo gravitazionale. Se consideriamo un sistema di riferimento in cui prendiamo l'energia potenziale all'infinito uguale a zero, così come l'energia cinetica (è la definizione stessa di velocità di fuga), allora possiamo applicare il principio di conservazione dell'energia: l'energia iniziale sarà uguale all'energia finale.

Sappiamo che l'energia totale è la somma dell'energia cinetica e l'energia potenziale, ma allo stesso tempo sappiamo anche che entrambe sono zero all'infinito, quindi l'energia finale è uguale a zero. L'energia iniziale sarà sempre composta dalla cinetica più la potenziale, la cui somma sarà nulla, ma non per questo lo devono essere anche i singoli termini.

Infatti, se il mio corpo ha una velocità v , e si trova ad una distanza r dal centro della

Terra, allora: $E_c = \frac{1}{2}mv^2$ e: $E_p = -\frac{GmM}{r}$. La somma algebrica di questi due termini

deve essere uguale all'energia finale, cioè zero: $\frac{1}{2}mv^2 - \frac{GmM}{r} = 0$ e quindi:

$v_e = \sqrt{\frac{2GM}{r}}$, dove v_e = velocità di fuga. Ora possiamo confrontare la velocità media

dovuta all'agitazione termica del gas con la velocità di fuga dello stesso da un certo corpo di massa M .

Consideriamo per esempio Mercurio: di esso conosciamo la distanza dal Sole, la massa e la temperatura. Possiamo allora calcolare sia la velocità di fuga dalla sua superficie, sia la velocità media di un eventuale gas. Consideriamo per semplicità l'idrogeno molecolare, trattandolo come il gas ideale per il quale abbiamo sviluppato la teoria cinetica, ottenendo:

$$\begin{aligned}
 M_M &= 0,0553M_E & v_e &= \sqrt{\frac{2GM}{r}} = 425161\text{cm/s} = 4,25\text{Km/s} \\
 m_{H_2} &= 2 \cdot 1,6735 \cdot 10^{-24} \text{ g} \\
 r_M &= 0,382r_E & \text{, trovando: } v_{mp} &= \sqrt{\frac{2kT}{m}} = 314566\text{cm/s} = 3,14\text{Km/s} \\
 \langle T \rangle &\approx 600^\circ \text{K} \\
 k &= 1,38 \cdot 10^{-16} \text{ erg/K} & v_{rms} &= \sqrt{\frac{3kT}{m}} = 385264\text{cm/s} = 3,8\text{Km/s}
 \end{aligned}$$

Dove M_M = massa Mercurio, m_{H_2} = massa della molecola di idrogeno, r_M = raggio di mercurio, riferito al raggio terrestre $r_E=6378$ Km, $\langle T \rangle$ = temperatura media superficiale, k = costante di Boltzmann, v_e = velocità di fuga (escape, in inglese), v_{mp} = velocità più probabile del gas, v_{rms} = velocità quadratica media (root mean square, in inglese).

I valori trovati, pur non essendo superiori al valore della velocità di fuga, sono però estremamente vicini. Inoltre abbiamo considerato una temperatura media, supposta costante su tutto il pianeta; nella parte esposta al Sole si possono raggiungere anche i 700 K.

I risultati ottenuti quindi, sono solo delle rozze approssimazioni che servono a dare un ordine di grandezza e una prima idea di ciò che ci si aspetta di trovare. Più che concentrarci sui singoli valori, dobbiamo focalizzarci sull'ordine di grandezza, ovvero valori che possiedono lo stesso numero di cifre intere, o la stessa potenza di dieci. Nel nostro caso le approssimazioni fatte non consentono di indagare le differenze tra i singoli valori, ma ci consentono di dire che l'ordine di grandezza è lo stesso. Nonostante tutto, le informazioni che ricaviamo sono preziose, basta saperle interpretare.

Consideriamo il nostro gas composto da idrogeno molecolare sulla superficie di Mercurio, in equilibrio termico. Analizzando la curva di distribuzione delle velocità, notiamo subito che buona parte di essa, poco oltre la velocità quadratica media, ha un valore maggiore della velocità di fuga, e quindi tutte le molecole del gas in questa situazione sono destinate a perdersi rapidamente nello spazio. La distribuzione risultante quindi risulta essere troncata in coincidenza del punto che corrisponde alla velocità di fuga.

Successivamente però, con il passare del tempo, grazie agli urti tra le molecole, la distribuzione tende ad assumere la forma originaria per quella certa temperatura T, con la conseguenza che ci sarà sempre un flusso di particelle che andranno a comporre la lunga coda delle alte velocità e quindi a superare la velocità di fuga. Si instaura così una specie

di circolo vizioso; la temperatura media infatti resta costante, a causa dell'irraggiamento solare, e la distribuzione di velocità delle particelle tende ad assumere sempre la stessa forma, indipendentemente dal numero totale (almeno fino ad un certo punto). Anche la velocità di fuga resta la stessa. Come conseguenza, con il passare del tempo, nonostante la velocità più probabile e la velocità quadratica media siano inferiori alla velocità di fuga, il gas si perde lentamente nello spazio; ciò che resta è una minima quantità, a volte tracce. Non è quindi importante avere valori uguali, ma avere valori all'interno dello stesso ordine di grandezze, ovvero che non si discostano per più di un fattore dieci tra di loro.

Da ciò che abbiamo descritto qualitativamente, possiamo ricavare delle importanti informazioni rigorose.

A causa della forma della distribuzione delle velocità, non basta che la velocità più probabile sia inferiore alla velocità di fuga, piuttosto abbiamo bisogno che gran parte della curva si trovi al di sotto della velocità di fuga.

Come ordine di grandezza, possiamo affermare che: $v_{rms} > \frac{1}{6} v_e$, cioè se la velocità media è maggiore di 1/6 della velocità di fuga, il gas è destinato ad evaporare con il tempo.

Per avere le idee più chiare tuttavia, dobbiamo chiarire meglio il modello di atmosfera che stiamo considerando.

E' lecito pensare che lo strato atmosferico abbia densità massima in prossimità della superficie del pianeta, mentre essa decresce con il crescere dell'altezza, fino a sfumare lentamente nello spazio. In questo caso quindi l'atmosfera non è un involucro ben definito come può esserlo una superficie planetaria.

Le velocità delle particelle sono descritte dalla statistica di Maxwell-Boltzmann, solamente se siamo all'equilibrio termico, cioè se la temperatura dell'atmosfera resta costante, almeno su certi tempi scala, e gli urti tra particelle sono dominanti. In questo caso è possibile dimostrare che, qualunque sia la distribuzione iniziale delle particelle di gas, dopo un certo tempo t , raggiunto l'equilibrio termico, esse seguiranno sempre la statistica di Maxwell-Boltzmann (tempo di rilassamento). Inoltre, le velocità che ne derivano, sono velocità casuali; solamente le particelle che si muoveranno verticalmente verso l'alto avranno la possibilità di sfuggire all'attrazione gravitazionale del pianeta. In termini più fisici, ciò che realmente interessa è la componente verticale della velocità della particella. Se la particella in questione ha una velocità maggiore della velocità di fuga ma la sua direzione è verso il basso, allora essa non potrà sfuggire dal pianeta. Considerando questo importante punto e il modello appena accennato della densità delle atmosfere planetarie, è lecito affermare che una particella si perderà nello spazio se la sua velocità sarà diretta verso l'alto e se non subirà successivi urti che ne cambino la direzione; siccome l'atmosfera è in generale, molto più densa a basse altitudini rispetto alle alte quote, è lecito pensare che esista una regione, ad una certa altitudine, in cui la densità delle particelle è così bassa che esse possono percorrere un cammino piuttosto lungo prima di venire deviate dagli urti con le altre; in termini fisici: esiste una regione di atmosfera ad una certa altezza h , nella quale il cammino libero medio delle particelle è

molto grande e gli urti, molto importanti nella distribuzione di Maxwell-Boltzmann, possono considerarsi trascurabili; questa regione è chiamata esosfera; una particella che raggiunge l'esosfera con una velocità verticale verso l'alto superiore a quella della velocità di fuga, ha un'ottima probabilità di perdersi nello spazio e sfuggire all'attrazione gravitazionale del pianeta; lo schema quindi si può riassumere nel seguente modo: ad altitudini basse, dove la densità è molto elevata, gli urti modellano la distribuzione delle velocità delle particelle, dando a loro la forma della distribuzione di Maxwell-Boltzmann; queste particelle in moto casuale sfuggono in tutte le direzioni; in particolare alcune riescono a raggiungere l'esosfera con una velocità maggiore della velocità di fuga; nell'esosfera, a causa del basso numero di particelle, una molecola che ha una velocità di fuga elevata quasi sicuramente si perderà nello spazio; questo invece può non essere vero ad altitudini più basse; effettivamente la probabilità che una particella che ha una velocità verso l'alto maggiore della velocità di fuga possa sfuggire nello spazio è praticamente zero; infatti il suo libero cammino medio è molto breve (molto meno del centimetro per le atmosfere più dense), e quindi essa percorrerà pochi centimetri prima di cambiare completamente direzione e modulo della sua velocità; questo è un punto fondamentale: la distribuzione di Maxwell-Boltzmann ci dà il numero di particelle con una certa velocità v , ma non dice assolutamente che una particella che ha una velocità v ad un istante t abbia la stessa velocità v all'istante successivo; anzi, una delle assunzioni fondamentali della statistica è proprio l'indistinguibilità delle particelle; è chiaro che una particella ad ogni istante avrà una direzione e un modulo della velocità completamente diversa dall'istante precedente; la forma globale della curva non cambia, ma cambia il comportamento delle singole particelle. Questo significa anche che il libero cammino medio di una particella è molto piccolo; la sua velocità e la sua direzione non cambiano più solamente quando essa raggiunge approssimativamente l'esosfera, regione nella quale gli urti diventano trascurabili e la particella mantiene il suo stato di moto (ma regione nella quale la statistica di Maxwell-Boltzmann non è più valida!).

Utilizzando questo modello siamo in grado di fare una stima dei gas che possono comporre una certa atmosfera planetaria, e della stabilità di questi composti. L'importante è capire che a causa della forma della distribuzione della statistica di Maxwell-Boltzmann ci saranno sempre delle particelle che avranno una velocità maggiore di quella di fuga dal pianeta, e che quindi, ci sarà sempre una certa perdita di gas dell'atmosfera, anche per i pianeti più grandi. Sarà allora importante capire con quale frequenza le particelle evaporano, e il tempo scala affinché si abbia una riduzione sostanziale del gas.

Ricordando le equazioni della velocità di fuga e della velocità quadratica media, possiamo avere una prima stima della temperatura necessaria per un certo gas composto da particelle di massa m affinché esso sfugga da un pianeta di massa M e raggio R :

$$T_E > \frac{1}{54} \frac{GM_p m}{kR_p};$$

anche questa formula è approssimata e fornisce dei valori indicativi.

Analizzando la statistica di Maxwell-Boltzmann possiamo anche scrivere una relazione che ci dice con quale tasso un certo gas si perde nello spazio e successivamente, capire per quanto tempo il pianeta può trattenere una certa atmosfera; consideriamo una fetta di

atmosfera di area A e spessore verticale dz ; il numero di particelle con velocità compresa tra v e $v+dv$ che attraversano questa fetta di atmosfera in un intervallo di tempo dt sarà: $dN_v d_v = (n_v dV) dv = Adz n_v dv = av_z dt n_v dv = C_g Av dt n_v dv$ dove il fattore C_g tiene conto del fatto che tra tutte le particelle, solo quelle con velocità verso l'alto avranno la possibilità di sfuggire. Basta ora dividere per l'intervallo di tempo dt per avere il numero di particelle con velocità compresa tra v e $v+dv$ che si perdono nello spazio attraverso una fetta di atmosfera di sezione A e altezza dz ; consideriamo ora tutta l'atmosfera, che supponiamo per semplicità sferica, e quindi l'area A sarà: $A = 4\pi R^2$; quindi otteniamo:

$\vec{N}_v dv \equiv \frac{dN_v}{dt} dv = 4\pi R^2 C_g v n_v dv$ che è il numero di particelle con velocità compresa tra v e $v+dv$ che si muovono verticalmente verso l'alto attraverso l'esosfera. In questa relazione dobbiamo inserire la distribuzione delle velocità di Maxwell-Boltzmann:

$$n_v dv = n \left(\frac{m}{2\pi kT} \right)^{3/2} e^{-mv^2/2kT} 4\pi v^2 dv; \quad \text{sostituendo} \quad \text{e} \quad \text{integrando:}$$

$$\vec{N} = \frac{n\pi R^2}{4} \left(\frac{m}{2\pi kT} \right)^{3/2} \int_0^{v_e} 4\pi v^3 e^{-mv^2/2kT} dv; \quad \text{questa è la relazione che ci da il}$$

numero totale di particelle di un certo gas (di massa m) nell'esosfera (dove gli urti sono trascurabili), con direzione verticale, verso l'alto (C_g , che per un involucro sferico:

$C_g = \frac{1}{16}$) che sono destinate a perdersi nello spazio; quest'ultima condizione si trova

nell'estremo di integrazione nel quale abbiamo incluso tutte le particelle con velocità maggiore o uguale alla velocità di fuga (v_e), dove la velocità delle particelle è descritta dalla distribuzione di Maxwell-Boltzmann. Abbiamo, anche in questo caso, la conferma di quanto accennato precedentemente qualitativamente: la forma particolare della distribuzione delle velocità implica che ci saranno sempre delle particelle che riusciranno a sfuggire, indipendentemente dalla loro massa e dalla massa del pianeta. Un'atmosfera sarà stabile, almeno su tempi scala del miliardo di anni, se questo valore (\vec{N}) sarà molto più piccolo del numero totale delle particelle presenti nell'atmosfera. La formula, può essere integrata (per parti) e semplificata:

$\vec{N}(z) = 4\pi R^2 v n(z)$, dove $n(z)$ = numero di particelle per unità di volume, ad un'altezza z (esosfera) e $v \equiv \frac{1}{8} \left(\frac{m}{2\pi kT} \right)^{1/2} \left(v_e^2 + \frac{2kT}{m} \right) e^{-mv_e^2/2kT}$ ha le dimensioni di una velocità, è detto

parametro di fuga atmosferico; esso descrive il tasso al quale un gas, formato da particelle di massa m , sfugge attraverso un'area unitaria per uno specifico numero di densità $n(z)$ nell'esosfera. Infatti, per trovare il tasso di dispersione totale, dobbiamo moltiplicare per

il numero di particelle per unità di volume $n(z)$ (per avere il numero totale delle particelle) e per l'intera superficie atmosferica ($A = 4\pi R^2$).

Utilizzando questa relazione, e conoscendo il numero di particelle totale, possiamo trovare il tempo necessario affinché un certo gas si perda completamente; esso sarà semplicemente il rapporto tra il tasso di perdita e il numero totale delle particelle. Anche se in apparenza semplice, questo calcolo necessita di un valore esatto del numero totale delle particelle, che può essere ricavato solamente assumendo un modello di atmosfera, cosa piuttosto complicata; noi ci accontentiamo di considerazioni veloci e approssimate, per avere un ordine di grandezza.

Consideriamo l'atmosfera terrestre e l'azoto, il gas di gran lunga più abbondante; ($N_2 \approx 78\%$)

Supponiamo che l'atmosfera abbia una densità che decresce esponenzialmente verso l'alto, e quindi, ad una certa altezza z , il numero di particelle per unità di volume, sarà:

$n(z) = n_0 e^{-z/H_P}$, dove n_0 è il numero di particelle per unità di volume alla

superficie, z è l'altezza, e H_P ha le dimensioni di una lunghezza ed è chiamata altezza scala della pressione; il suo valore è definito come l'altezza per la quale la pressione di un'atmosfera isoterma decresce esattamente di un fattore e (questa relazione descrive un modello di atmosfera isoterma, cioè a temperatura costante; questa è un'approssimazione piuttosto rozza, in quanto l'atmosfera terrestre non è isoterma!). Consideriamo l'azoto un

gas perfetto, per il quale vale la famosa relazione: $P = \frac{\rho kT}{M_{N_2}}$; H_P è definita come:

$H_P = \frac{P}{\rho g}$, sostituendo la legge dei gas perfetti trovo: $H_P = \frac{kT}{gM_{N_2}}$; utilizzando i valori

tipici della Terra ($T=288K$, $g = 9.8m/s^2$) si ha $H_P = 8,7$ Km.

Possiamo ora integrare la relazione che ci dà il numero di particelle per unità di volume e trovare il numero totale di particelle: $N = 4\pi R_E^2 n_0 H_P$; finalmente abbiamo tutti i dati a nostra disposizione; possiamo calcolare il parametro di fuga e quindi anche il tasso di perdita delle particelle e le densità necessarie: $v = 4 \cdot 10^{-86} \text{ sec}^{-1}$;

$n(z) = n(500Km) = 2 \cdot 10^5 \text{ cm}^{-3}$, quindi $\vec{N}(z) = 4\pi R^2 v n(z) = 4 \cdot 10^{-62} \text{ sec}^{-1}$, e quindi, il tempo necessario affinché tutto l'azoto molecolare si perda nello spazio è:

$t = \frac{N}{\vec{N}} = 2 \cdot 10^{105} \text{ sec} = 6 \cdot 10^{97} \text{ anni!!!}$ E' chiaro che questo è un tempo enorme e

possiamo affermare con molta tranquillità che l'azoto presente sulla Terra si trova in uno stato molto stabile!

Nonostante abbiamo usato molte approssimazioni (tra cui, l'ultima è la temperatura dell'esosfera, che non è di 288 K ma di circa 1000!) abbiamo ottenuto un risultato

sensato, che ci permette di giustificare la presenza di questo tipo di atmosfera sulla superficie terrestre. Dalle stesse relazioni è facile ottenere i tempi scala sui quali l'eventuale idrogeno ed elio, componenti primordiali dell'atmosfera terrestre, si sono persi nello spazio.

Un problema complesso

Fino ad ora abbiamo usato il semplice modello della velocità cinetica del gas confrontata con la gravità del pianeta, ma come spesso accade, questo è un modello approssimato, che può rispondere ad alcune domande ma non a tutte.

Fare ipotesi sulla composizione atmosferica solamente sul principio della velocità del gas è troppo semplicistico; in questo modo possiamo spiegare i fenomeni più evidenti e generali, ma siamo totalmente incapaci di spiegare fenomeni di "ordine superiore", come per esempio l'enorme diversità tra le atmosfere della Terra e di Venere.

Il modello considerato va chiaramente ampliato e raffinato; bisogna considerare infatti tutti gli elementi: dall'analisi della composizione primordiale della nebulosa protoplanetaria, alla storia evolutiva dei singoli corpi celesti, ad un modello atmosferico soggetto non solo al moto caotico delle particelle del gas.

Prima di tutto dobbiamo affinare il nostro modello di atmosfera appena visto e il meccanismo con il quale le particelle si perdono nello spazio; se quanto visto fino ad ora è vero, tuttavia abbiamo bisogno di maggiori precisazioni, in merito al processo di dissipazione atmosferico. Ci sono infatti altri fenomeni che contribuiscono sensibilmente all'evaporazione di un'atmosfera:

sicuramente molto importante è la radiazione solare, che negli strati più alti dell'atmosfera riesce a dissociare molecole pesanti in altre più leggere, che hanno quindi velocità cinetiche maggiori; in particolare, sono i fotoni UV i responsabili della fotodissociazione di molecole, come l'idrogeno molecolare, il metano, il vapore acqueo, e in generale tutte le molecole. Infatti, i fotoni UV sono abbastanza energetici da essere in grado di ionizzare e dissociare quasi tutte le molecole, e in certi casi anche di ionizzare i successivi atomi isolati; la conseguenza è che le zone più alte di ogni atmosfera sono composte da gas più caldo e leggero, che avrà quindi una velocità termica maggiore e quindi un diverso parametro di fuga. Per quanto riguarda la Terra, lo strato ionizzato è molto ampio, e si estende da 60 fino ai confini dell'atmosfera (450-500 Km); oltre ad essere ionizzato, il gas, mano a mano che si sale di quota, cambia composizione chimica; si passa dall'ossigeno molecolare ionizzato delle quote più basse, allo strato di ozono che blocca quasi completamente tutta la radiazione UV, ad uno strato composto quasi esclusivamente da ossigeno atomico ionizzato, ad una temperatura di circa 1500 K. La radiazione solare e la capacità del gas di assorbirla, può giocare quindi un ruolo molto importante nella dissipazione delle atmosfere planetarie. Lo stesso risultato può essere ottenuto con il vento solare, un flusso di particelle cariche e molto energetiche proveniente dal nostro Sole; quando queste particelle penetrano nel campo magnetico terrestre e urtano i gas atmosferici, si può produrre sia la ionizzazione sia la dissociazione delle molecole (aurore polari). Questo secondo meccanismo è però molto meno efficiente della radiazione solare.

Altro elemento, alla base della perdita di un certo tipo di gas, può essere dovuto alla cosiddetta separazione gravitazionale (o differenziazione chimica), che abbiamo già visto nella discussione per il calcolo delle masse; il principio è molto semplice: la forza che ogni molecola sente, dovuta alla gravità del pianeta, è proporzionale alla sua massa (questo non è altro che il peso della molecola!), e quindi particelle più massicce sentiranno una forza maggiore (cioè particelle più massicce peseranno di più a parità di accelerazione di gravità), con la conseguenza che dopo un certo tempo scala e in assenza di moti convettivi su larga scala, l'atmosfera di ogni pianeta si distribuisce a strati, con gli elementi più pesanti in prossimità della superficie e quelli più leggeri al di sopra. La conseguenza è che le particelle più leggere si trovano negli strati più alti dell'atmosfera e quindi la probabilità di essere perse nello spazio aumenta, mentre diminuisce quella dei gas più pesanti, posti ad altitudini minori. Questo fenomeno può essere responsabile di una certa selezione dei gas costituenti le atmosfere dei pianeti rocciosi.

Anche eventuali impatti con corpi celesti di generose dimensioni possono velocizzare il processo di evaporazione, a causa dell'immissione di nuovi gas (in genere pesanti) nell'atmosfera e di un contemporaneo riscaldamento (anche sensibile nel caso di impatti con oggetti grandi).

La storia evolutiva dei singoli pianeti del sistema solare, a cominciare dalla loro nascita, non può certo essere esclusa se si vuole andare oltre la semplice esclusione o potenziale conferma di trovare o meno un certo gas nelle atmosfere planetarie. Infatti il modello considerato fino ad ora ci consente di escludere la presenza di un certo gas nelle atmosfere, ma sicuramente non da la certezza che un gas, potenzialmente stabile, possa in realtà far effettivamente parte di quel tipo di atmosfera; come già detto, esso non ci da informazioni di ordine superiore, ma si limita a dirci quali elementi potrebbero esistere, ma non quali tra questi troverò sicuramente.

Per fare questo, occorre tenere presente due importanti punti che sono alla base delle atmosfere planetarie:

- 1) composizione chimica della nebulosa protoplanetaria: è evidente che gli elementi di cui sono costituiti attualmente i pianeti devono essere gli stessi che 4.6 miliardi di anni fa costituivano il disco di gas e polveri che circondava il protosole nella fase di formazione; avere idea della composizione chimica di quella nube aiuta a dare un ottimo punto di partenza nell'analisi delle atmosfere
- 2) evoluzione di ogni singolo pianeta. Questo punto riguarda soprattutto i pianeti rocciosi; fenomeni molto importanti come attività vulcanica, impatto con corpi celesti, radiazione solare, sviluppo di forme di vita, sono tutti elementi che possono cambiare radicalmente l'atmosfera di un pianeta su tempi scala di miliardi di anni

Senza andare troppo nei dettagli, siamo in grado di proporre un modello, che se non spiega nel dettaglio la diversità di composizione delle atmosfere planetarie, sicuramente la può giustificare.

Da osservazioni, sappiamo che nel sistema solare l'elemento di gran lunga più abbondante è l'idrogeno (74% in massa), seguito dall'elio (24% in massa) e da elementi più pesanti, che gli astronomi chiamano in generale metalli (2% in massa), tra i quali i più

abbondanti sono l'ossigeno, carbonio, ferro, neon, azoto. E' lecito quindi pensare che all'epoca della formazione del sistema solare la composizione media della nebulosa che formerà poi i pianeti, sia all'incirca della stessa composizione. Cosa può essere successo allora? Sicuramente due punti hanno modellato una prima importante selezione:

- Il vento solare di un giovane Sole, a quel periodo, secondo le osservazioni condotte su altre stelle, avrebbe dovuto essere molto più forte di quello che attualmente misuriamo; questo, unito alla pressione di radiazione (maggiore di oggi), ha contribuito a confinare in zone più lontane gli elementi leggeri come idrogeno ed elio, cioè tutti o quasi gli elementi volatili presenti nelle atmosfere primordiali.
- I corpi celesti in formazione, nella zona interna alla fascia principale, erano troppo piccoli e caldi per poter trattenere il gas leggero in fuga; anche se avessero vinto la pressione di radiazione e il vento solare, non avrebbero avuto sufficiente gravità per trattenerlo per più di pochi milioni di anni.

In uno scenario del genere è lecito pensare allo sviluppo di due grandi famiglie: i pianeti interni, composti da un nucleo roccioso, sono rimasti quasi completamente spogli della loro atmosfera primordiale, composta principalmente da elementi leggeri (idrogeno ed elio); d'altra parte, l'intensità del vento solare, come la temperatura e la pressione di radiazione, calano con il crescere della distanza: il gas accumulato ad oltre 4 UA dal Sole ha fatto sì che si potessero ulteriormente sviluppare, attorno a piccoli nuclei rocciosi, imponenti involucri di gas, di composizione chimica simile a quella solare, fino a formare i pianeti giganti gassosi che oggi osserviamo, e che possiamo ritenere, con buona approssimazione, come resti fossili delle fasi di origine del sistema solare.

Se i pianeti gassosi hanno mantenuto il loro aspetto durante i miliardi di anni, la stessa cosa non può dirsi per i pianeti interni. La presenza di un'attuale atmosfera tanto diversa da quelle dei pianeti gassosi non può imputarsi solamente all'azione combinata del vento solare e della loro debole gravità (e alta temperatura delle zone in cui si trovano); in questo caso infatti, avremmo avuto pianeti interni praticamente privi o quasi di atmosfera, con stessa composizione chimica, e densità decrescente avvicinandosi al Sole.

Siccome la realtà è molto diversa, ci deve essere stato qualche altro meccanismo successivo alla loro formazione che ha formato e modellato le loro atmosfere; l'intensa craterizzazione che possiamo osservare sulla Luna e Mercurio, è sintomo di un primo importante elemento: l'impatto con altri corpi celesti. Questi impatti, molto frequenti nelle fasi successive la formazione dei pianeti, hanno dato un contributo fondamentale allo sviluppo di atmosfere costituite da gas pesanti contenuti nelle rocce costituenti parte dei corpi celesti; impatti con corpi celesti provenienti da regioni più esterne hanno potuto portare elementi gassosi come ossigeno, vapore acqueo, ammoniaca, mentre impatti con asteroidi hanno potuto liberare e produrre grandi quantità di anidride carbonica, zolfo e suoi composti. Anche l'intensa attività vulcanica, avvenuta presumibilmente in coincidenza (e anche a causa) degli impatti, ha contribuito a liberare grandi quantità di elementi gassosi nascosti nelle rocce dei corpi celesti.

Per quanto riguarda la Terra, un elemento fondamentale è stato sicuramente lo sviluppo della vita, che ha reso l'atmosfera ancora più ricca di ossigeno, impoverendola

notevolmente del gas che è il costituente principale delle altre atmosfere dei pianeti interni: l'anidride carbonica.

Come potete vedere, la descrizione e la giustificazione di ciò che osserviamo è complicata e ancora non ben conosciuta e capita; dare giustificazione completa a tutto ciò che si vede è uno sforzo enorme e non sempre attuabile.

D'altra parte, il modello appena proposto, anche se in gran parte qualitativo, ci può dare una buona idea dell'evoluzione delle atmosfere planetarie e ci dà le prime informazioni sulla diversità tra i pianeti giganti gassosi e i pianeti interni.