

# Composizione interna dei pianeti gassosi

Stefano Bolzonella

11 luglio 2012

## Introduzione

In questo lavoro voglio descrivere i modelli e i risultati sulla composizione interna dei pianeti giganti. Lo studio di questo problema, oltre che per questioni di pura curiosità, è importante per vari aspetti relativi anche a tematiche più generali.

Come dirò anche più avanti uno dei problemi fondamentali nello studio della struttura di un pianeta gigante è l'ignoranza sull'equazione di stato della materia in regimi di temperatura e pressione difficili da studiare sia teoricamente che sperimentalmente. La mancanza di dati certi sulle equazioni di stato dà numerose incertezze sui modelli della struttura dei pianeti giganti; è anche vero, d'altro canto, che proprio lo studio dei pianeti giganti può dare indicazioni e aiutare a formulare ipotesi sulle equazioni di stato.

Un altro argomento importante in questo ambito è la presenza o meno, nei pianeti gassosi, di un core roccioso di alcune masse terrestri. Per Saturno, Urano e Nettuno la presenza di un core è praticamente certa, mentre nel caso di Giove ci sono ancora varie ipotesi plausibili. La questione è importante perchè si collega ai modelli di formazione planetaria: in particolare i modelli "alla Safronov" prevedono la formazione di nuclei protoplanetari dalla componente polverosa di un disco, seguita da una fase di cattura di gas (principalmente idrogeno ed elio). L'assenza di un core roccioso costringerebbe a riconsiderare un modello di formazione che preveda già dall'inizio il collasso di grandi strutture gassose. Il problema è tuttora aperto perchè non c'è nessuna certezza sui modelli di formazione: anche i modelli alla Safronov presentano problemi legati sia alla fase finale di formazione dei cosiddetti "planetesimi", sia ai tempi-scala (per catturare il gas, il core roccioso deve essere formato prima che la componente gassosa del disco protoplanetario venga spazzata via, dopo  $10^6 - 10^7$  anni).

Nelle sezioni seguenti (2-4) sono spiegati gli strumenti fondamentali nello studio della struttura dei pianeti gassosi. Nella sezione 5 sono riassunti i dati in nostro possesso sui pianeti giganti del sistema solare. Nelle sezioni 6-7 sono descritti i modelli sulla struttura dei vari pianeti e il problema dei tempi di raffreddamento. Nella sezione 8, infine, sono descritti gli studi e le problematiche sulla struttura dei pianeti giganti extrasolari.

## 1 Le equazioni di base

Il modello di base per studiare un pianeta gassoso è quello di un oggetto sferico autogravitante. In prima approssimazione si trascurano gli effetti dovuti alla rotazione e ai campi magnetici. Con queste approssimazioni, la struttura planetaria può essere descritta dalle equazioni di equilibrio idrostatico e di conservazione della massa, unite all'equazione di stato:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = -\frac{GM\rho}{r^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial r} = 4\pi r^2 \rho \quad (2)$$

$$P = P(\rho, T) \quad (3)$$

In un'approssimazione in cui si considera la temperatura uniforme e conoscendo l'equazione di stato (EOS) a ogni raggio è possibile determinare il profilo di densità di un pianeta. Se invece si considerano le variazioni di temperatura bisogna aggiungere le equazioni per il gradiente di temperatura in funzione della luminosità e, se ci sono, per le variazioni di luminosità in funzione della variazione di entropia del fluido:

$$\frac{\partial T}{\partial r} = \frac{\partial P}{\partial r} \frac{T}{P} \nabla \quad (4)$$

$$\frac{\partial L}{\partial r} = -4\pi r^2 \rho T \frac{\partial S}{\partial t} \quad (5)$$

dove il gradiente termico  $\nabla = d \log T / d \log P$  dipende dall'opacità della materia e dalla presenza o meno di convezione.

## 2 Equazione di stato

Per studiare il modello di un pianeta bisogna fare un'ipotesi sulla composizione chimica a ogni raggio (o meglio, a ogni valore della massa interna al raggio). Date le composizioni chimiche, si dovrebbe trovare di conseguenza l'EOS e integrare numericamente le equazioni illustrate al punto precedente.

All'interno dei pianeti si raggiungono condizioni di temperatura e di pressione estreme: si stimano temperature fino a  $10^4 K$  e pressioni fino a  $100 - 1000 GPa$  (Fortney et al., 2010).

In figura 1 è illustrato il profilo di temperatura e densità da un modello dell'interno di Giove, confrontato con quello di stelle di varie masse. È da notare che nell'interno di Giove si raggiungono temperature simili a quelle di alcune regioni delle stelle, ma in condizioni di pressione e densità totalmente differenti (molto maggiori che nelle stelle a parità di temperatura) in cui lo

studio teorico dell'equazione di stato è difficile e condotto con numerose tecniche che non approfondisco.

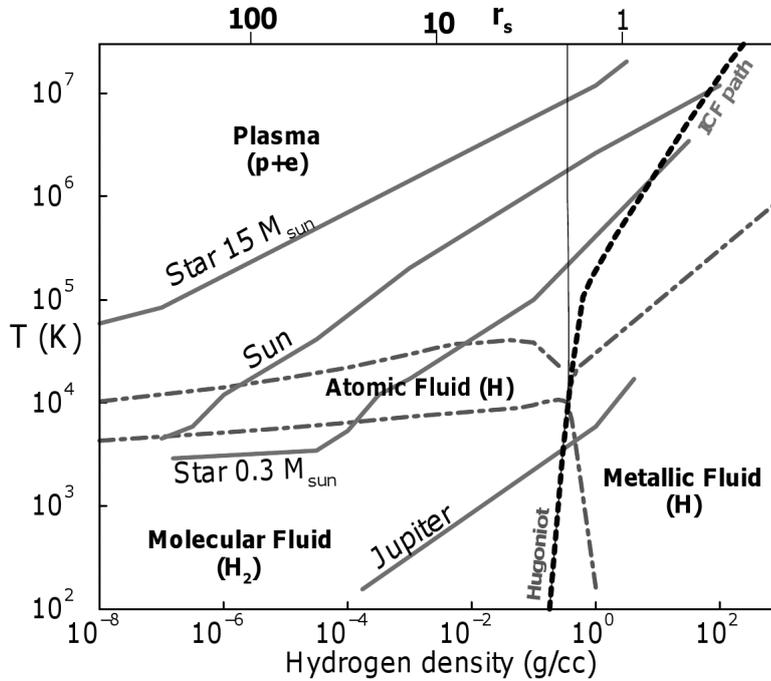


Figura 1: Diagramma temperatura-densità dell'idrogeno. Sono indicati con linee continue gli andamenti stimati nell'interno di Giove e in alcune stelle. Le linee tratto-punto separano le varie fasi dell'idrogeno nelle diverse condizioni. La linea tratteggiata indica in basso gli stati raggiunti da una singola adiabatica di shock (Hugoniot) e in alto quelli raggiunti tramite fusione a confinamento inerziale (ICF) (Fortney et al., 2010)

L'ideale sarebbe riprodurre in laboratorio le condizioni di temperatura e pressione necessarie e ricavare quindi sperimentalmente l'equazione di stato. Sono stati fatti molti lavori in questo senso, ciononostante le EOS per gran parte dell'interno, per esempio, di Giove sono ancora affidate a modelli teorici.

Gli esperimenti per determinare le EOS ad alte pressioni sono sia di tipo statico, sia dinamico. Gli esperimenti statici sono compressioni in celle di diamante (**diamond anvil cells**) e hanno raggiunto pressioni di  $\approx 400 GPa$ . Queste pressioni sono maggiori di quelle massime raggiunte nel centro della Terra, ma molto più piccole di quelle massime raggiunte dentro un pianeta gigante: per esempio nell'interno di Giove, alla divisione tra l'involuppo di idrogeno-elio e il core di metalli, si stimano pressioni dell'ordine dei  $\approx 4000 GPa$ . La combinazione di queste tecniche di compressione statiche

con riscaldamento tramite laser permette di avvicinare le condizioni sia di pressione che di temperatura che servono per lo studio delle EOS. Gli esperimenti di compressione dinamica consistono invece nella compressione di un gas tramite uno o più shock. Una difficoltà di questi esperimenti è che uno shock non comprime molto un materiale, facendo aumentare la densità di un fattore dell'ordine di qualche unità, mentre la temperatura subisce un aumento che può andare oltre i valori desiderati. Per ovviare a questa difficoltà sono stati fatti esperimenti che combinano tecniche statiche e dinamiche (Eggert et al., 2008) facendo passare un'onda di shock in un gas precompresso con tecniche statiche. Altri esperimenti sono stati fatti comprimendo il gas con più onde di shock successive.

### 3 Effetti della rotazione

In una prima approssimazione abbiamo scritto le equazioni del pianeta trascurando il contributo della rotazione. Considerando la rotazione viene meno la simmetria sferica del pianeta e le equazioni vanno riscritte. L'equazione di equilibrio idrostatico (1) diventa:

$$\frac{\nabla P}{\rho} = \nabla \left( G \int \frac{\rho(\mathbf{r}')}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|} d^3 \mathbf{r}' \right) - \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) \quad (6)$$

È possibile mettersi nel sistema di riferimento rotante e considerare la forza centrifuga come derivante da un potenziale centrifugo: in questo caso l'equazione di equilibrio idrostatico è:

$$\nabla P = \rho \nabla U \quad (7)$$

e la forma del pianeta è quella di una superficie equipotenziale considerando il potenziale gravitazionale e centrifugo.

Dato che la rotazione modifica la forma sferica del pianeta, il potenziale gravitazionale fuori dal pianeta non è esattamente a simmetria sferica e si può espandere con i polinomi di Legendre:

$$V(r, \theta) = \frac{GM}{r} \left[ 1 - \sum_{n=1}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^{2n} J_{2n} P_{2n}(\cos \theta) \right] \quad (8)$$

dove  $a$  è il raggio equatoriale.

È possibile legare i momenti gravitazionali  $J_{2n}$  alla distribuzione di massa nel pianeta:

$$J_{2n} = -\frac{1}{Ma^{2n}} \int \rho(r, \theta) r^{2n} P_{2n}(\cos \theta) d^3 \tau \quad (9)$$

dove il  $d^3 \tau$  è l'elemento infinitesimo di volume.

È possibile misurare i momenti gravitazionali dei pianeti dagli effetti sulle traiettorie delle sonde spaziali che si sono avvicinate ai pianeti stessi. Dai valori dei momenti è possibile risalire a informazioni sulla distribuzione di massa interna dei pianeti.

Nella figura 2 sono indicati i contributi delle varie shell ai vari momenti gravitazionali di Giove (il momento  $J_0$  è equivalente alla massa totale del pianeta). Come si può vedere, il grosso dei contributi viene dalle regioni più esterne, a causa della dipendenza dal raggio come  $r^{2n}$ : anche considerando i dati sui momenti gravitazionali rimane quindi molta libertà sulla struttura delle zone centrali dei pianeti.

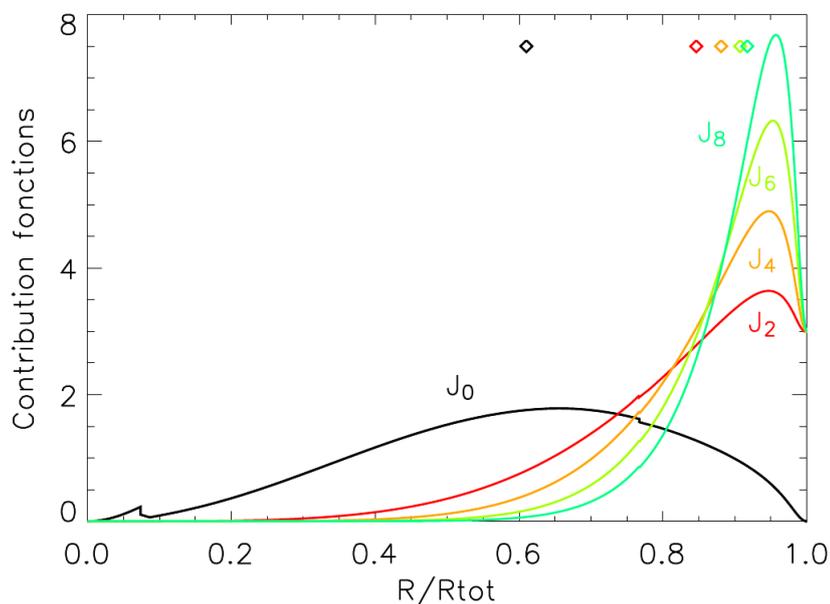


Figura 2: Contributo delle varie shell ai momenti gravitazionali di Giove. Le piccole discontinuità sono causate dalle transizioni core/inviluppo e inviluppo interno/inviluppo esterno (diversi nel contenuto di elio). I piccoli rombi in alto indicano il raggio medio di ogni momento. (Guillot, 2005)

## 4 Relazione massa-raggio

La relazione massa - raggio per i pianeti contiene informazioni essenziali circa la loro composizione e lo stato della materia negli strati interni. Uno dei primi studi sulla relazione massa-raggio è il lavoro di Zepoly & Salpeter (1969): sono stati modellizzati corpi sferici di composizione chimica omogenea (in particolare composti da un solo elemento) a temperatura ze-

ro e all'equilibrio idrostatico. L'effetto qualitativo più notevole è quello dell'esistenza, data una composizione chimica, di un raggio massimo  $R_{max}$  corrispondente a una certa massa critica (figura 3).

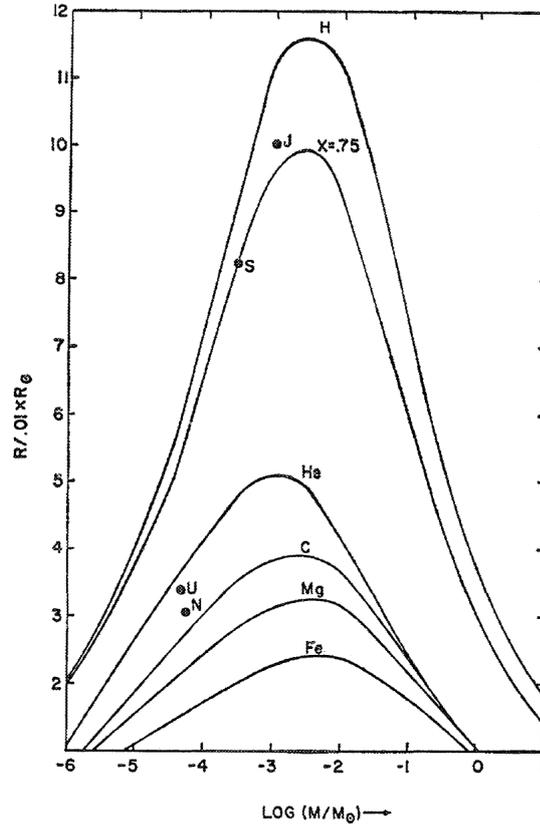


Figura 3: Relazione massa-raggio per pianeti di composizione chimica omogenea e a temperatura zero da Zapolsky & Salpeter (1969)

L'esistenza del raggio massimo è dovuta a due effetti:

- la degenerazione elettronica, dominante a grande masse, quando il gas è molto compresso. In un oggetto completamente degenere con gli elettroni non relativistici la relazione massa-raggio è  $R \propto M^{-1/3}$
- il contributo elettrostatico degli ioni, dominante a densità basse, che dà una materia incompressibile e una relazione massa-raggio  $R \propto M^{1/3}$

Zapolsky & Salpeter (1969) trovano per una composizione chimica di H/He un raggio massimo pari al raggio di Giove  $R_J$  e una massa a tale raggio pari a  $2.6M_J$ . All'aumentare del contenuto di metalli la massa critica aumenta mentre il raggio massimo diminuisce.

I modelli più recenti tengono conto di equazioni di stato più realistiche e, in alcuni casi, delle variazioni di temperatura all'interno dei pianeti.

## 5 Dati osservativi sui pianeti del sistema solare

I dati osservativi sui pianeti del sistema solare sono i seguenti:

- Massa: i valori sono ottenuti con grande precisione dallo studio delle orbite dei satelliti. I valori misurati delle masse sono  $317.834M_{\oplus}$ ,  $95.161M_{\oplus}$ ,  $14.538M_{\oplus}$ ,  $17.148M_{\oplus}$  rispettivamente per Giove, Saturno, Urano e Nettuno (Guillot, 2005).
- Raggio: i raggi (equatoriali e polari) sono trovati con esperimenti di occultazione radio delle sonde che sono passate vicine ai pianeti stessi.
- Velocità di rotazione  $\omega$ .
- Momenti gravitazionali: le stime di  $J_2$ ,  $J_4$  e, nel caso di Giove e Saturno, di  $J_6$  sono state fatte studiando gli effetti sul moto delle sonde Pioneer e Voyager che sono transitate vicino ai pianeti.
- Potenza assorbita ed emessa: anche in questo caso le misure arrivano dalle sonde Voyager. Per tutti i pianeti l'energia emessa è maggiore di quella assorbita dal Sole, quindi c'è una luminosità intrinseca. Questa è attribuita a un progressivo raffreddamento dei pianeti.

L'unico caso controverso è quello di Urano: in questo pianeta la differenza tra la potenza assorbita e quella emessa è molto piccola (un ordine di grandezza rispetto a Nettuno, più di due rispetto a Giove e Saturno).

- Temperatura del gas alla pressione di 1 bar, anche questa ricavata dalle sonde Voyager e dalla Galileo per Giove tramite esperimenti di occultazione radio.
- Composizione chimica dell'atmosfera: gli elementi fondamentali sono l'idrogeno e l'elio. Date le basse temperature l'idrogeno è presente in forma molecolare  $H_2$ . Le linee corrispondenti alle transizioni elettroniche sono tuttavia difficili da osservare alle temperature delle atmosfere planetarie.

L'unica misura accurata è quella dell'abbondanza di elio nell'atmosfera di Giove effettuata in situ dalla sonda Galileo. La frazione di elio in massa  $Y$  è stata misurata rispetto all'idrogeno:

$$\frac{Y}{X + Y} = 0.238 \pm 0.05$$

Nella nube da cui si è formato il Sole si suppone che ci sia stato un  $Y$  più alto:  $Y_{proto} = 0.275 \pm 0.01$  con  $(X + Y)_{proto} \approx 0.98$ .

Le abbondanze di metalli sono state misurate per Giove dalla sonda Galileo e per gli altri pianeti da misure spettroscopiche. I dati per Giove e Saturno sono rappresentati in figura 4. Le abbondanze di ossigeno sono ritenute poco indicative poichè l'ossigeno può formare  $H_2O$  e condensare in nubi nelle parti più interne del pianeta.

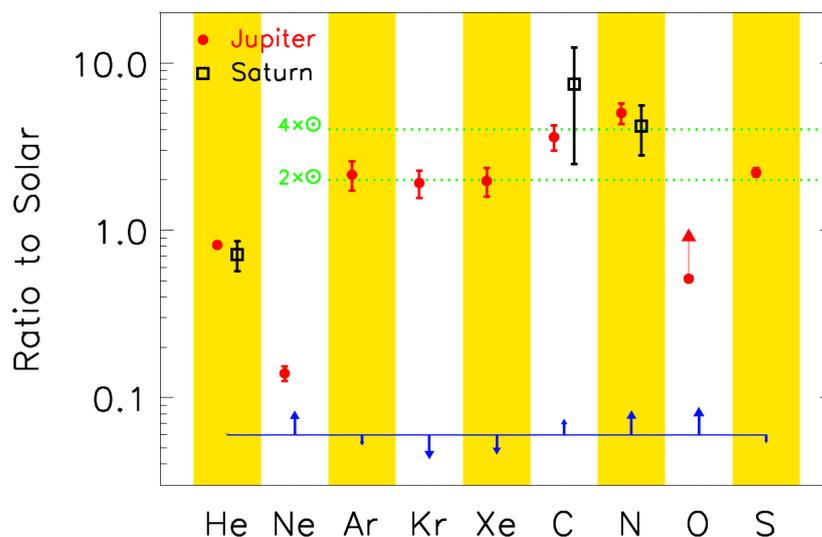


Figura 4: Composizioni chimiche superficiali di Giove e Saturno rispetto a quella della nube protosolare. I dati sulle composizioni di Giove sono misurazioni in situ della sonda Galileo, quelle di Saturno sono invece dati spettroscopici. (Guillot, 2005). Le frecce sulla linea blu in basso indicano come cambierebbero le abbondanze utilizzando come riferimento per quelle della nube protosolare Lodders (2003) invece che Anders & Grevesse (1989)

I modelli dei pianeti devono rendere conto dei dati osservativi appena elencati.

## 6 Struttura dei pianeti del sistema solare

### 6.1 Giove e Saturno

Giove e Saturno sono i due pianeti più studiati poichè sono quelli su cui si hanno i dati più precisi.

Pur essendo composti per la maggior parte di idrogeno ed elio, hanno un raggio troppo piccolo per essere formati solo da una mistura di questi

due elementi con una metallicità simile a quella solare: è pertanto necessario supporre una quantità di metalli più alta, sia mescolati all'idrogeno sia in un core composto da rocce/ghiacci.

I modelli più semplici per questi due pianeti prevedono una suddivisione, dall'esterno verso l'interno, in 3 gusci:

- Un involucro esterno di idrogeno ed elio, con composizione chimica uguale a quella dell'atmosfera
- Una regione più interna, sempre di idrogeno/elio, con una percentuale di elio più alta in modo da far tornare per l'intero pianeta un valore medio di  $Y$  pari a quello della nube da cui si è formato il sistema solare. In questa regione le condizioni di pressione e temperatura dovrebbero essere tali da avere idrogeno metallico.
- Un core denso di rocce/ghiacci, elementi più pesanti dell'idrogeno e dell'elio. Date le condizioni estreme di pressione e temperatura (in particolare la pressione è molto elevata) le proprietà dei materiali all'interno del core sono poco conosciute: parlando di rocce e ghiacci bisogna tenere presente che non si parla necessariamente di materia allo stato solido.

Le due regioni esterne dovrebbero essere di composizione chimica omogenea per effetto della convezione, prevista in queste regioni.

Tra le due regioni esterne potrebbe esserci una striscia disomogenea dove l'elio si separa dall'idrogeno formando delle gocce ricche di elio che, a causa della loro alta densità, cadono verso l'interno del pianeta. L'esistenza e lo spessore di una tale regione dipendono da dettagli sull'equazione di stato. Vedremo più avanti come questo fenomeno è stato usato per spiegare la storia termica di Saturno.

In figura 5 sono rappresentate le strutture interne di Giove e Saturno.

Le dimensioni del Core variano in base ai modelli e alle equazioni di stato utilizzate: per Giove vanno da 0 a 18 masse terrestri (vedi figura 6); nel caso di Saturno, invece, è praticamente certa la presenza di un core di almeno 10 masse terrestri (e fino a poco più di 20).

## 6.2 Urano e Nettuno

Al contrario di Giove e Saturno, la relazione massa-raggio di Urano e Nettuno indica che questi pianeti non sono composti per la maggior parte da idrogeno ed elio. La struttura interna deve quindi essere formata per la maggior parte da rocce e ghiacci. Conoscere la struttura in dettaglio è molto difficile perchè, ad alte pressioni, una mistura di rocce, idrogeno ed elio ha un'equazione di stato molto simile a quella di una mistura di ghiacci (Podolak et al., 1991): tutti i constraints gravitazionali non possono quindi dare indicazioni sulla composizione interna.

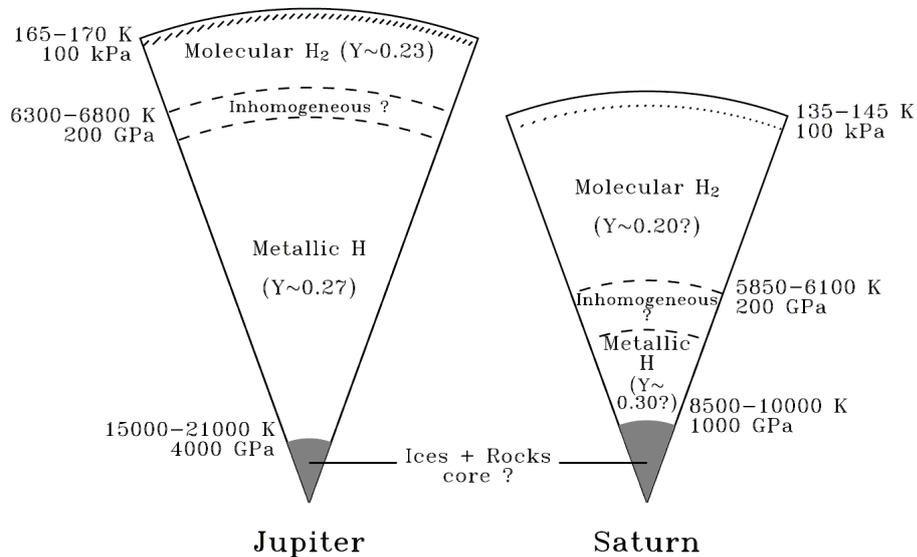


Figura 5: Rappresentazione schematica dell'interno di Giove e Saturno. Sono indicati i dati di temperatura e pressione ai confini tra le varie regioni. Le dimensioni del core hanno un'incertezza molto alta (vedi testo) (Guillot, 2005)

## 7 Problema dei tempi di raffreddamento

Come detto precedentemente, le sonde Voyager hanno misurato la potenza assorbita e la potenza emessa per radiazione dai pianeti giganti. In tutti i casi la potenza assorbita risulta minore di quella emessa, indicando un processo di progressivo raffreddamento dei pianeti.

Sono stati fatti modelli per l'evoluzione termica dei pianeti, assumendo l'interno isoentropico. Nel caso di Giove questi modelli prevedono il raggiungimento della temperatura effettiva attuale (124 K) in un tempo pari a circa 4,5 miliardi di anni. Questa previsione è in accordo con le stime sull'età del Sistema Solare.

Nel caso di Saturno, invece, i modelli di evoluzione prevedono il raggiungimento della temperatura effettiva attuale di 95 K in un tempo che varia tra 2 e 2.7 miliardi di anni, a seconda delle EOS utilizzate e dei modelli di atmosfera. In ogni caso c'è una discrepanza di circa 2 miliardi di anni con le stime sull'età del Sistema Solare. Per risolvere il problema bisogna ipotizzare una sorgente di energia interna al pianeta che spieghi i flussi di calore attuali troppo elevati.

Una soluzione proposta per spiegare questa discrepanza è la possibile separazione di fase dell'elio dall'idrogeno metallico in una regione interna

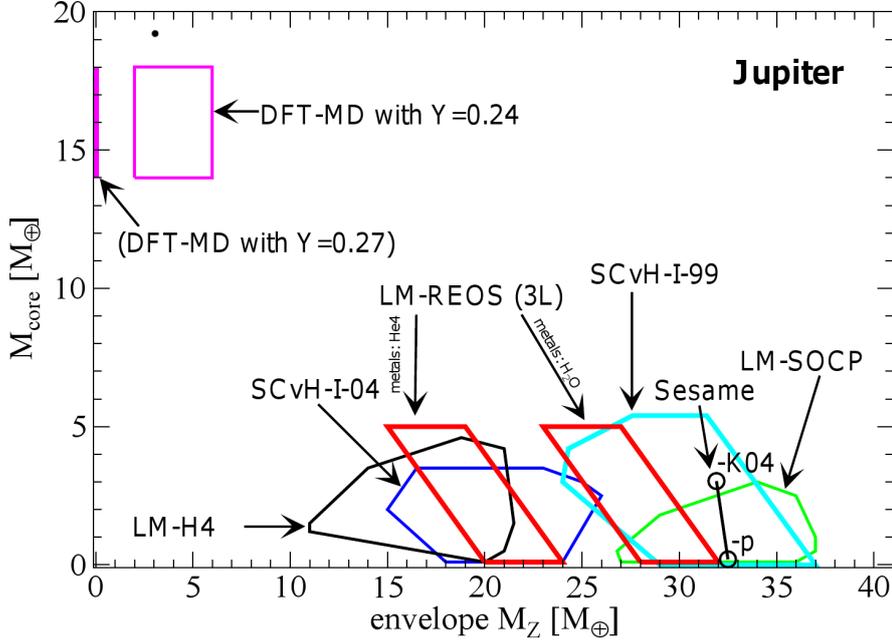


Figura 6: Massa del core di Giove e massa dei metalli nell’involuppo secondo studi con diverse EOS. In tutti i casi si è assunta una composizione chimica del pianeta con  $Y=0.238$ . L’unica eccezione è l’equazione di stato DFT-MD, per cui è rappresentato anche il caso in cui il 3% dei metalli è sostituito da elio in modo da avere  $Y = 0.27$  (Fortney & Nettelmann, 2010)

del pianeta descritta nel paragrafo precedente, con conseguente pioggia di elio verso le regioni centrali (Fortney & Hubbard, 2003).

La conseguente evoluzione della temperatura effettiva di Saturno è illustrata in figura 7: considerare l’effetto appena descritto con un diagramma delle fasi idrogeno-elio di Hubbard & Dewitt (1985) non basta a spiegare la temperatura effettiva attuale di Saturno. La linea evolutiva che invece arriva alla temperatura effettiva attuale è stata invece trovata imponendo un diagramma delle fasi idrogeno-elio ad hoc. Quest’ultimo diagramma prevede che le goccioline di elio continuino a cadere fino al core del pianeta.

Il problema dell’evoluzione termica dei pianeti giganti è tuttora aperto.

## 8 Composizione e struttura dei pianeti extrasolari

Negli ultimi anni è stato scoperto un grande numero di pianeti extrasolari. Si tratta perlopiù di pianeti giganti.

Ovviamente per questi pianeti non sono a disposizione tutti i dati osservativi che abbiamo invece sui pianeti del sistema solare. Gli unici dati che

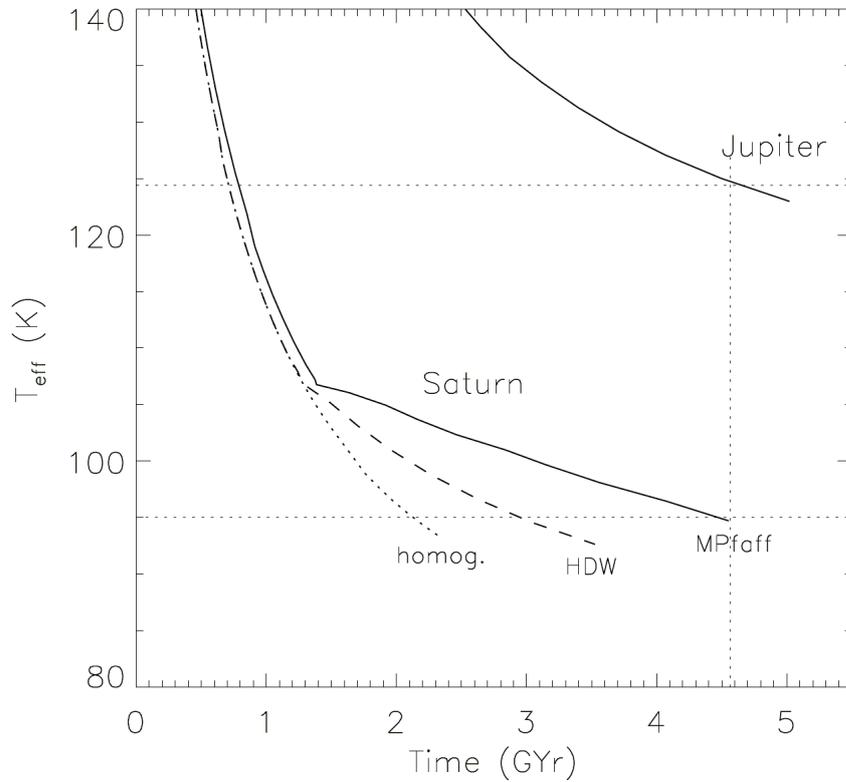


Figura 7: Modelli dell'evoluzione termica di Saturno: un modello standard, uno che usa il diagramma delle fasi di Hubbard & Dewitt (1985) e uno con un diagramma delle fasi creato ad hoc per spiegare il flusso di calore attuale. In alto è rappresentato anche un modello di evoluzione termica di Giove che dà come risultato la temperatura effettiva che è stata misurata. (Fortney & Nettelmann, 2010)

possiamo avere per un pianeta extrasolare sono la massa e il raggio.

La massa può essere trovata studiando il moto stella intorno alla quale orbita il pianeta: la presenza del pianeta fa orbitare la stella intorno al baricentro del sistema (nell'ipotesi che non ci siano altri pianeti o che la loro presenza sia trascurabile) e la velocità della stella lungo la linea di vista può essere misurata con l'effetto Doppler.

Il raggio, invece, può essere determinato se il pianeta transita davanti alla stella (questo è anche uno dei metodi per capire la presenza del pianeta stesso): la quantità di luce fermata è proporzionale alla superficie del pianeta.

In figura 8 sono rappresentati la massa e il raggio dei pianeti extrasolari di cui sono noti questi dati. Come confronto sono anche riportati Giove,

Saturno e Nettuno.

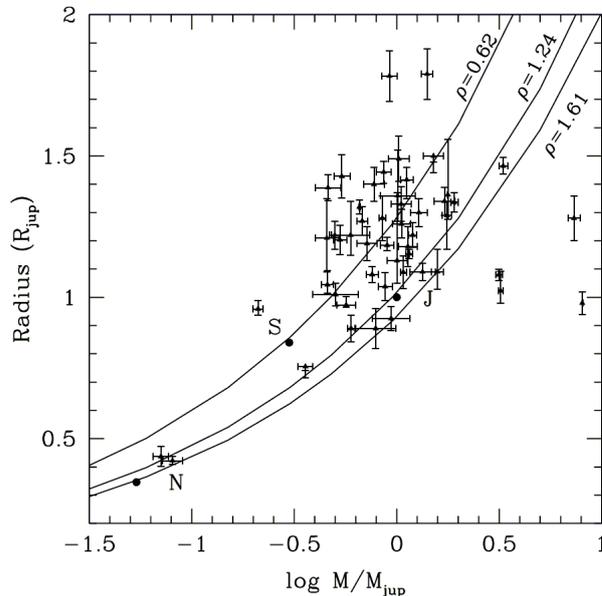


Figura 8: Masse e raggi dei pianeti extrasolari di cui ci sono i dati (Fortney et al., 2010). Sono rappresentati con dei punti in grassetto e le lettere J, S, N i pianeti Giove, Saturno, Nettuno

Una caratteristica importante è la presenza di pianeti che hanno un raggio troppo grande data la massa, più grande anche del raggio che avrebbe un pianeta composto di soli idrogeno ed elio in equilibrio idrostatico. Per esempio il primo pianeta scoperto per transizione, HD 209458b (Charbonneau et al. 2000, Henry et al. 2000) aveva questa caratteristica.

Per spiegare la struttura di questi pianeti con raggio troppo grande bisogna considerare l'effetto della radiazione incidente su un pianeta proveniente dalla stella attorno alla quale orbita. Molti pianeti extrasolari hanno infatti un semiasse maggiore dell'orbita molto minore di quello di Giove e sono quindi esposti a flussi incidenti più alti, non trascurabili nei modelli di evoluzione planetaria.

I modelli che tengono conto dell'irraggiamento della stella utilizzano una trattazione semplificata dell'atmosfera con modelli 1D a piani paralleli. In questi modelli in flusso incidente viene ridistribuito uniformemente su tutta la superficie della stella, di solito senza tenere conto della dipendenza del flusso incidente dall'angolo.

Gli effetti dell'irradiazione sui profili termici di un ipotetico pianeta a 0.05 A.U. dal Sole sono illustrati in figura 9: il diagramma temperatura-pressione è praticamente piatto nella regione a profondità ottica minore di

1 e cresce molto poco tra il punto a  $\tau = 1$  e il punto in cui inizia la regione convettiva. La regione convettiva è inoltre a profondità maggiore rispetto a un pianeta di uguale composizione ma non irradiato. Nella stessa figura si vede anche l'evoluzione temporale del raggio di un pianeta con massa e composizione di Giove sempre a 0.05 A.U. dal Sole.

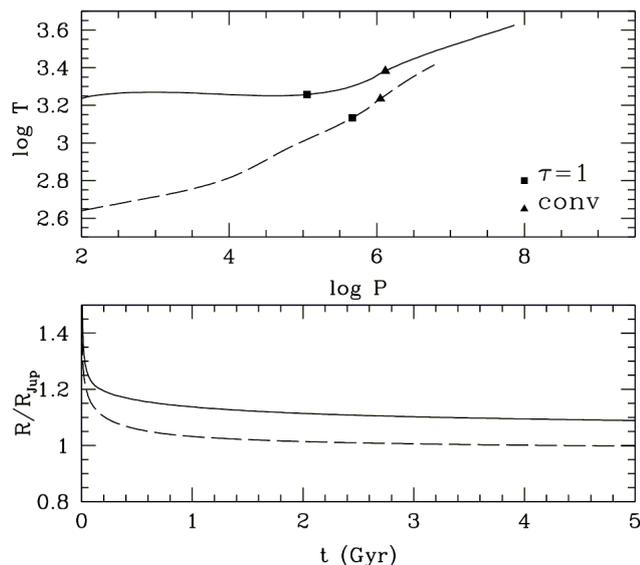


Figura 9: In alto: simulazione del diagramma temperatura-pressione in un pianeta a 0.05 U.A. dal Sole, con una  $T_{eff}$  intrinseca di 1000 K e una gravità superficiale  $\log g = 3$  (cgs). In basso: evoluzione temporale del raggio di un pianeta di massa pari a quella di Giove a 0.05 U.A. dal Sole. In entrambi i grafici la linea continua indica le simulazioni che tengono conto dell'irraggiamento della stella, la linea tratteggiata quelle che non ne tengono conto. (Fortney et al., 2010)

Gli effetti dell'irradiazione sul profilo termico dell'atmosfera e sul raggio misurato spiegano i raggi solo di alcuni pianeti extrasolari ma sono insufficienti per quelli con i raggi più grossi, come per esempio TrES-4 che ha un raggio  $R = 1.78R_J$ . Sono stati proposti vari meccanismi per spiegare relazioni massa-raggio così estreme; mi limito a elencarli brevemente.

- Circolazione atmosferica: la vicinanza di una stella può creare forti escursioni termiche giorno-notte e indurre di conseguenza dei forti venti. Simulazioni di (Showman & Guillot, 2002) prevedono che i forti venti dovrebbero generare un flusso di energia cinetica verso l'interno, pari all'1% del flusso assorbito, che poi si dissiperebbe nelle regioni profonde. Questo processo dà una fonte di energia interna che rallenta il raffreddamento e la contrazione del pianeta.

- Opacità atmosferiche alte, dovute alla presenza di metalli, potrebbero trattenere il calore interno e rallentare la contrazione.
- Effetti mareali: potrebbero riscaldare un pianeta che ha un'orbita eccentrica o una rotazione non sincronizzata con la rivoluzione.
- Convezione doppio-diffusiva: è un fenomeno dovuto a un gradiente di composizione chimica. In questo caso si possono formare strati multipli diffusivi che rallentano il trasporto convettivo del calore. Il fenomeno è simile alla semiconvezione nelle stelle.

## Riferimenti bibliografici

- Anders E., Grevesse N., 1989, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53, 197
- Charbonneau D., Brown T. M., Latham D. W., Mayor M., 2000, *ApJ*, 529, L45
- Egert J., Brygoo S., Loubeyre P., McWilliams R. S., Celliers P. M., Hicks D. G., Boehly T. R., Jeanloz R., Collins G. W., 2008, *Phys. Rev. Lett.*, 100, 124503
- Fortney J. J., Baraffe I., Militzer B., 2010, *Giant Planet Interior Structure and Thermal Evolution*. pp 397–418
- Fortney J. J., Hubbard W. B., 2003, *Icarus*, 164, 228
- Fortney J. J., Nettelmann N., 2010, *Space Sci. Rev.*, 152, 423
- Guillot T., 2005, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 493
- Henry G. W., Marcy G. W., Butler R. P., Vogt S. S., 2000, *ApJ*, 529, L41
- Hubbard W. B., Dewitt H. E., 1985, *ApJ*, 290, 388
- Lodders K., 2003, *ApJ*, 591, 1220
- Podolak M., Hubbard W. B., Stevenson D. J., 1991, *Model of Uranus' interior and magnetic field*. pp 29–61
- Showman A. P., Guillot T., 2002, *A&A*, 385, 166
- Zapolsky H. S., Salpeter E. E., 1969, *ApJ*, 158, 809