

TUE234 2010-2011

## **TD: le noyau martien**



pierre.beck@obs.ujf-grenoble.fr  
Laboratoire de Planétologie de Grenoble

# Le profil de pression

Statique des fluides :

$$P = \rho g z$$
$$P(r) = \int_r^R \rho(r) g(r) dr$$

Si on connaît le profil de densité, il est très facile d'obtenir le profil de pression.

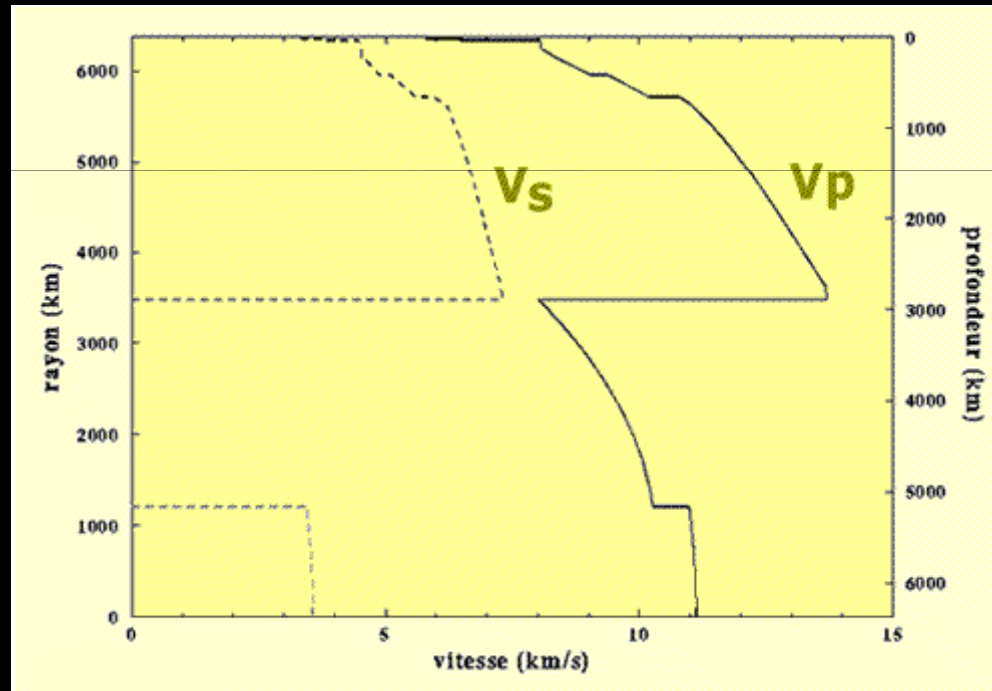
Pression à la base du manteau supérieur:	24 GPa
Pression à la base du manteau:	135 GPa
Pression au centre:	360 GPa

# Déformations élastique

Une déformation élastique est par définition réversible.

Contrôlée par le module de compressibilité.

Les potentiels inter-atomiques se resserrent.



# Définition de l'équation d'état

**Une équation d'état est une relation entre les variables Pression, Volume et Température:**

$$V = f(P, T)$$

**On définit alors:  
Le module de compressibilité:**

$$K = -V \frac{\partial P}{\partial V}$$

**L'expansion thermique:**

$$\alpha = \frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial T}$$

# Equations d'état pour les silicates

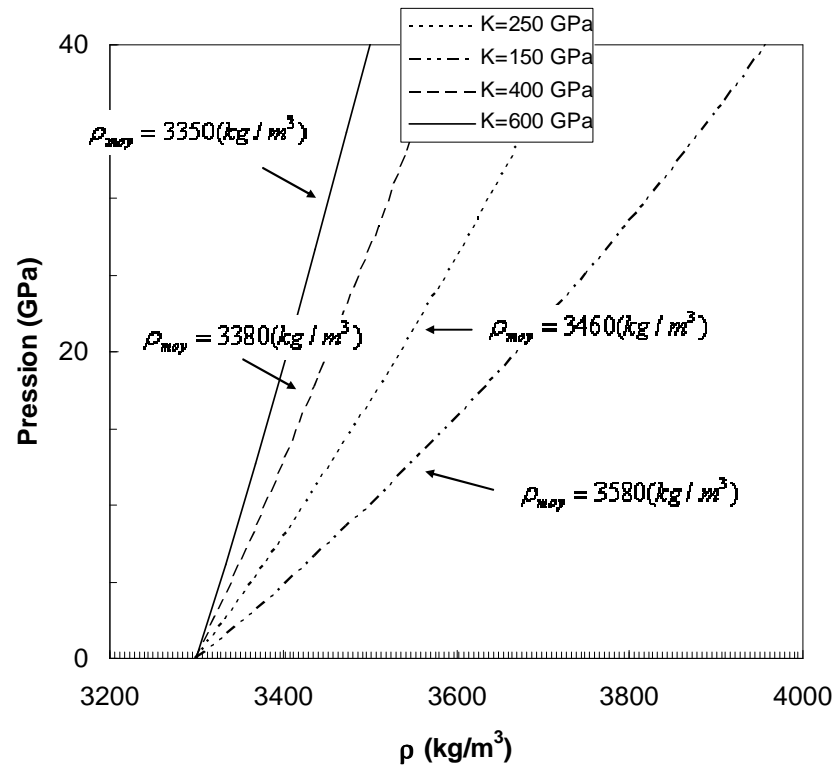


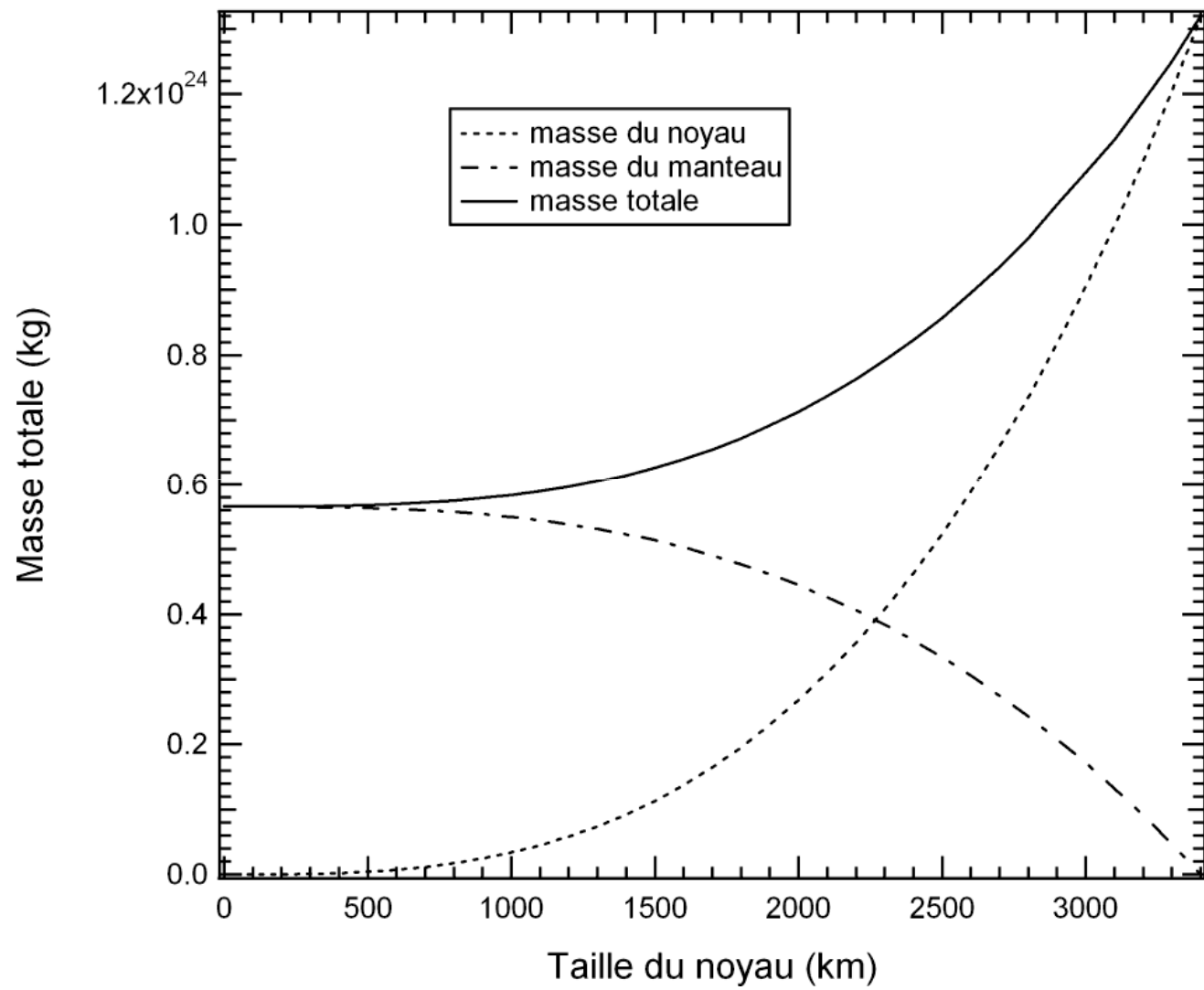
## Equation de Birch-Murnaghan

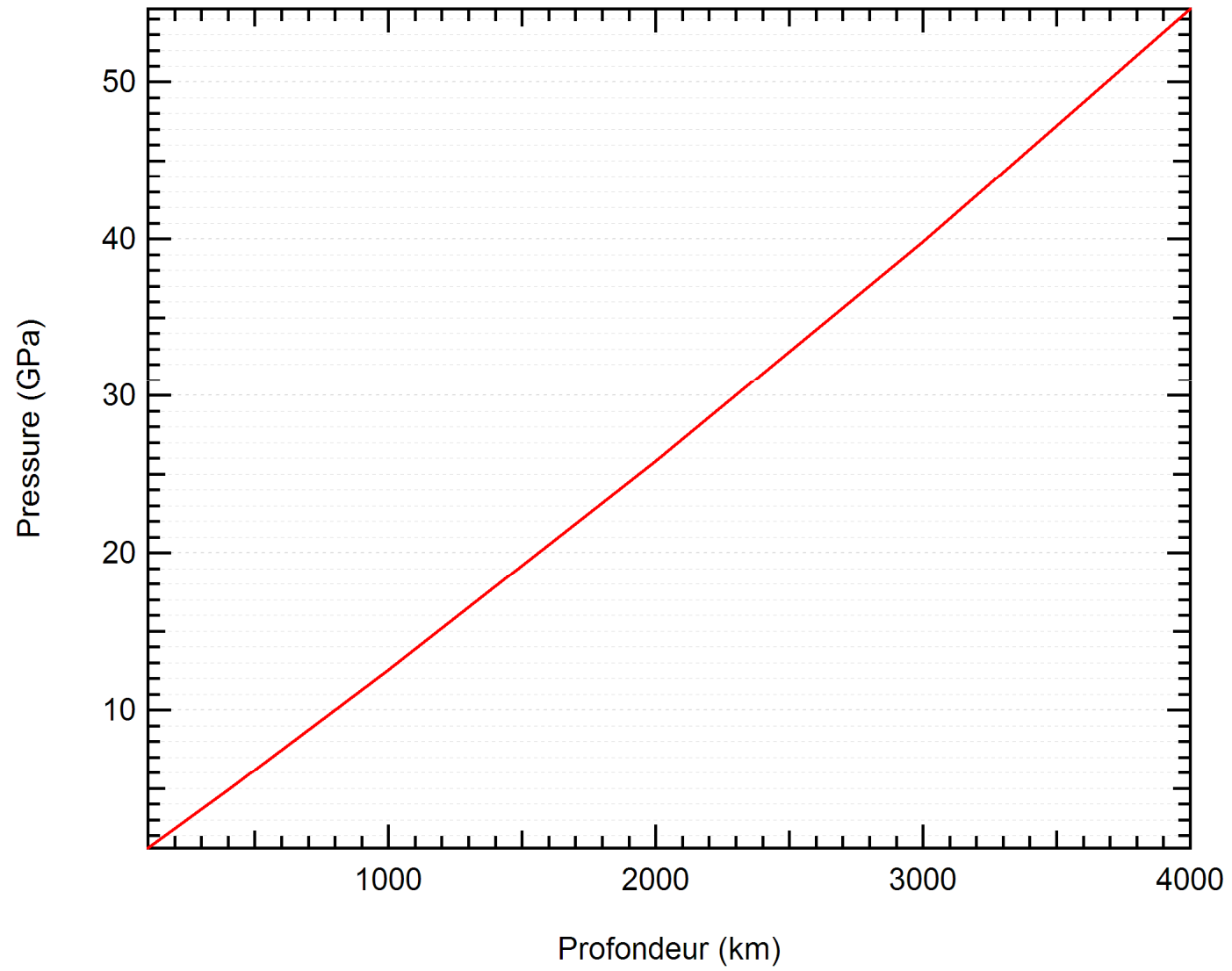
$$P(V) = \frac{3K}{2} \left[ \left( \frac{V_0}{V} \right)^{\frac{7}{3}} - \left( \frac{V_0}{V} \right)^{\frac{5}{3}} \right] \left\{ 1 + \frac{3}{4} (K' - 4) \left[ \left( \frac{V_0}{V} \right)^{\frac{2}{3}} - 1 \right] \right\}$$

Equation isotherme,  $V_0$  est le volume pour  $P=0$  Pa

$$K' = \frac{dK}{dP}$$

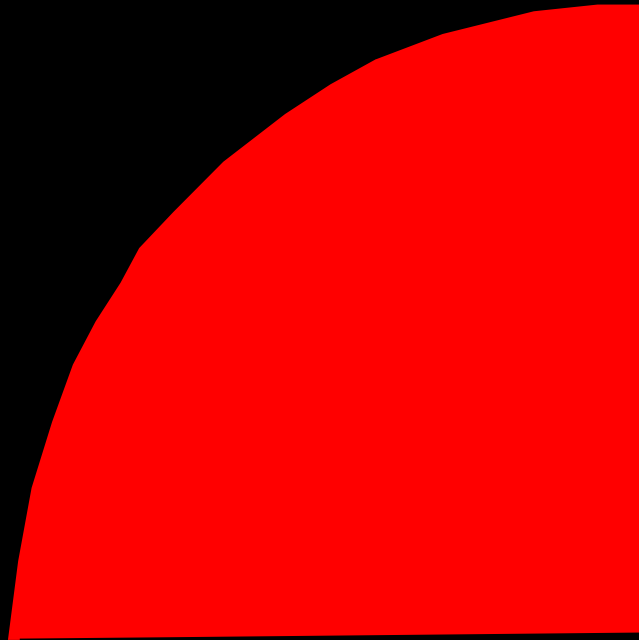




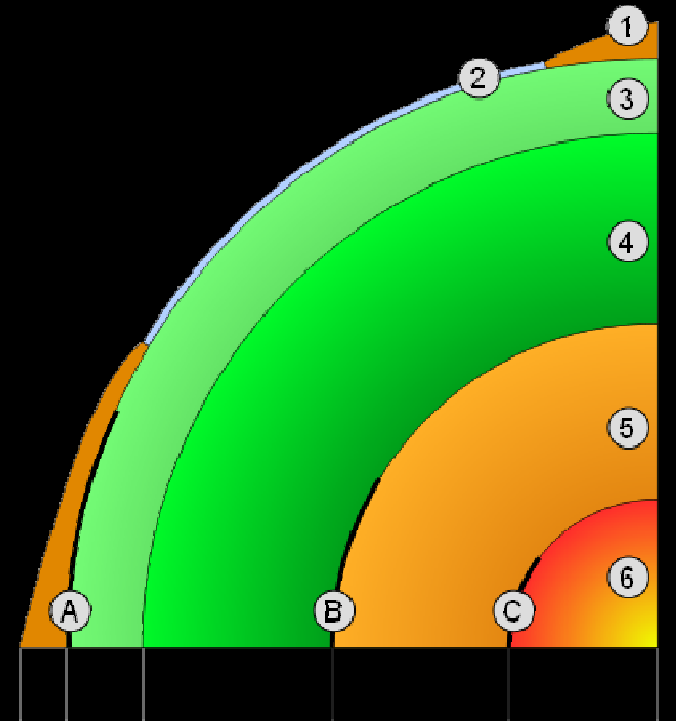




# La différenciation planétaire: Définitions



Non-différencié  
Ex: Astéroïde



Différencié:  
Ex: Terre, Mars,

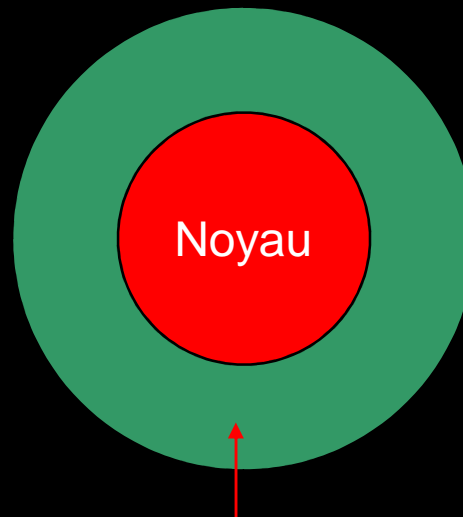
**Différenciation**= séparation en enveloppes chimiques de composition différentes.

# La différenciation planétaire: Définitions

Chondrites=Terre Globale

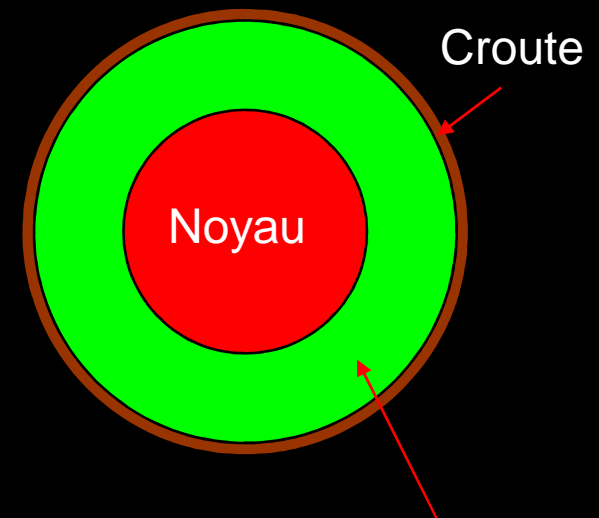


Terre primitive



Manteau primitif

Terre différenciée



Manteau primitif





**Différenciation**= séparation en enveloppes chimiques de composition différentes.

# Classification de Goldschmitt



H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Th U		Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu															

	Siderophile		Chalcophile		Lithophile		Atmosphile
---	-------------	---	-------------	---	------------	---	------------

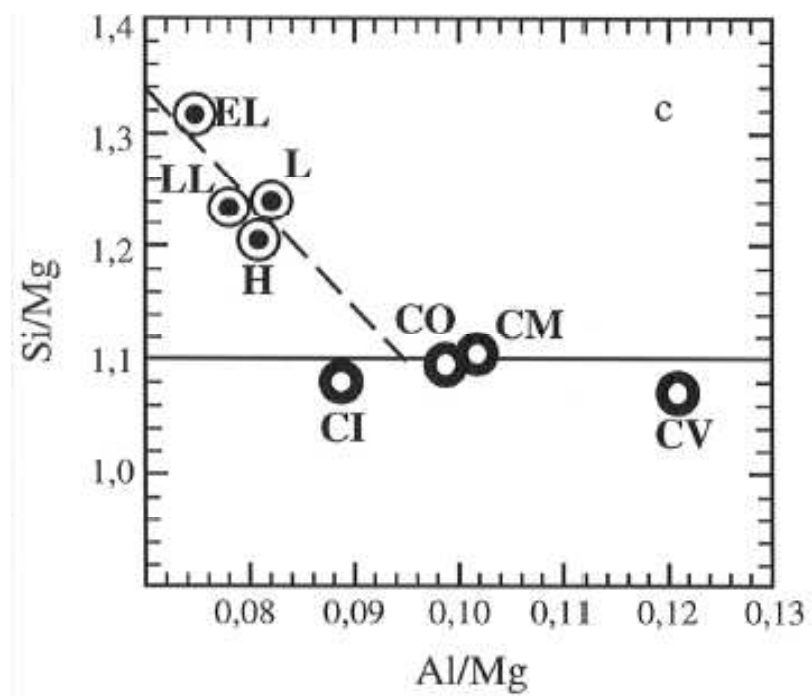
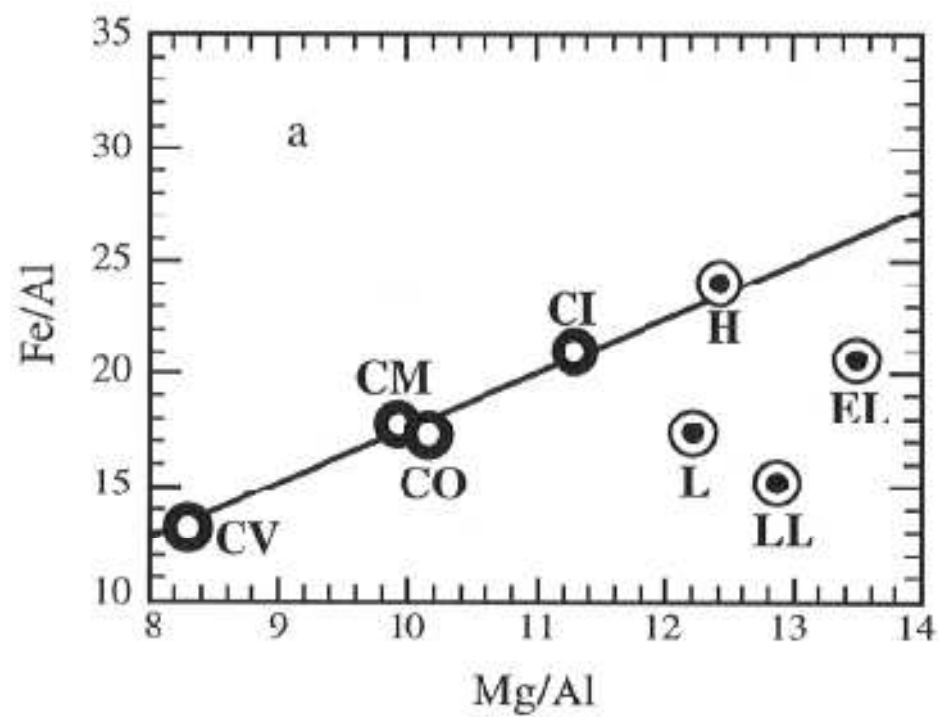
Métal  
(noyau)

Souffre  
(atm, noy, silicates)

Silicates  
(manteau, croute)

Atmosphère

1. Composition chimique du Manteau



# Le moment d'inertie

Moment d'inertie

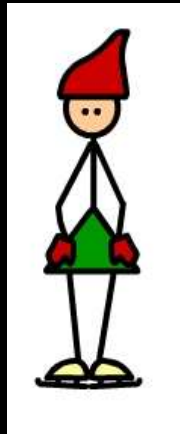
$$J = \iiint_V r^2 \rho(r) dV$$

Energie cinétique de rotation

$$E = \frac{1}{2} J \omega^2$$

Le moment d'inertie caractérise la répartition radiale des masses.

Masse vers le centre: J est faible.



Masse vers l'extérieur: J est fort.



# Le moment d'inertie

$$J = \iiint_V r^2 \rho(r) dV$$

$$E = \frac{1}{2} J \omega^2$$

Pour une sphère homogène,  $J = 0.4 MR^2$

Pour la Terre,  $J = 0.33 MR^2$

Les masses sont donc « concentrées » vers le centre de la Terre.

Celui-ci diminue avec le temps du fait des forces de marées entre la Terre et la lune. La durée du jour terrestre diminue de 2 s par 100 000 ans.

# Vocabulaire

## Compatibilité

$$D_i^{C/M} = \frac{C_i^C}{C_i^M}$$

Plus l'éléments est incompatible plus il sera dans la croûte

## Sidérophile/Lithophile

$$D_i^{N/MP} = \frac{C_i^N}{C_i^{MP}}$$

Plus l'élément est sidérophile plus il sera dans le noyau...

## Volatile/Réfractaire

$$D_i^{fluid} = \frac{C_i^A}{C_i^N \cdot \frac{m_N}{m_{Terre}} + C_i^{MP} \cdot \frac{m_{MP}}{m_{Terre}}}$$

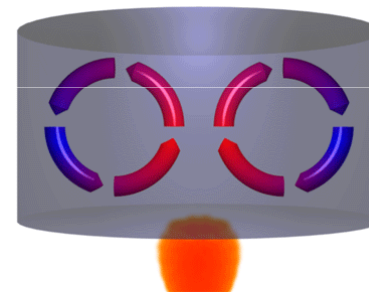
Plus l'éléments est volatile plus il sera dans l'atmosphère...

# Les modes de transport de la chaleur

Transfert par conduction:  
Transfert sans mouvement  
du matériau



La convection  
Le matériel bouge et  
transporte ainsi de la chaleur



Par radiation  
De la lumière est émise et  
réabsorbée, transportant  
ainsi de la chaleur





# Les couches limites thermiques

**Une couche limite thermique est une couche au sein de laquelle les transferts de chaleur se font par diffusion.**

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + H$$

$$\frac{k}{\rho C_p} = D$$

**D est le coefficient de diffusion.**

**H = chaleur produite par éléments radioactifs.**

**Deux couches limites thermiques sur Terre:**

**-lithosphère**

**-limite noyau/manteau**

# Les couches convectives

**Dans une couche convective, la chaleur est transportée par des mouvements dans le fluide.**

**La présence ou non de convection est contrôlée par le nombre de Rayleigh.**

$$Ra = \frac{\alpha g \Delta T l^3}{\mu K}$$

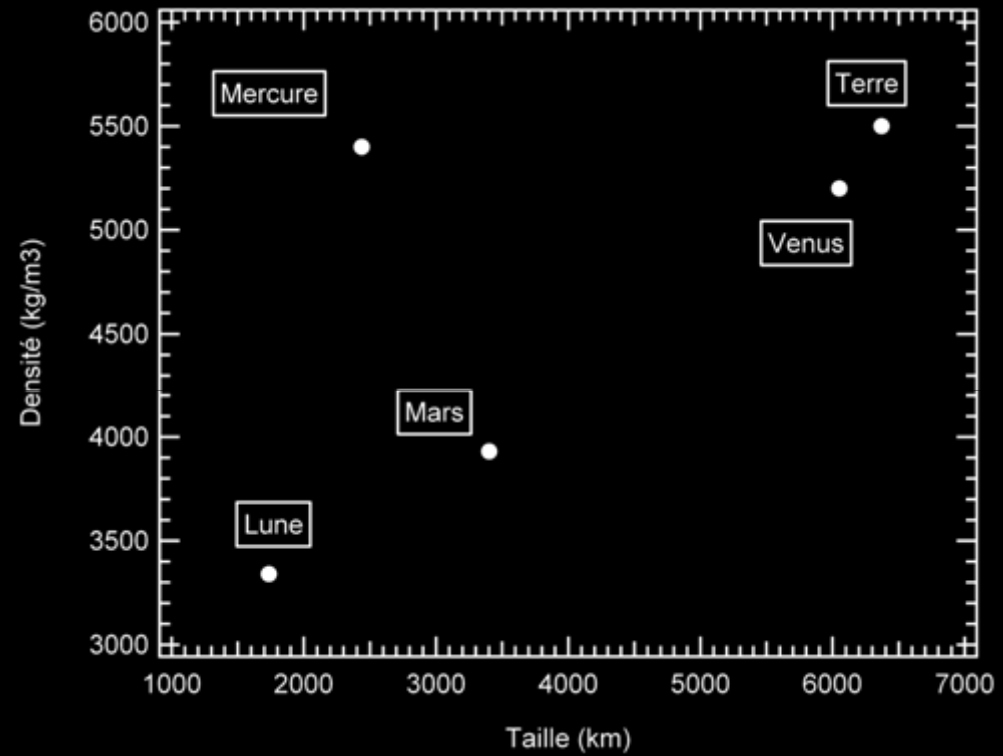
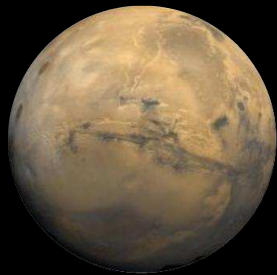
**Convection: Rayleigh > 1700**

**Sur Terre: Ra = 10<sup>8</sup>**

**Au sein d'une couche convective la température suit le gradient adiabatique.**

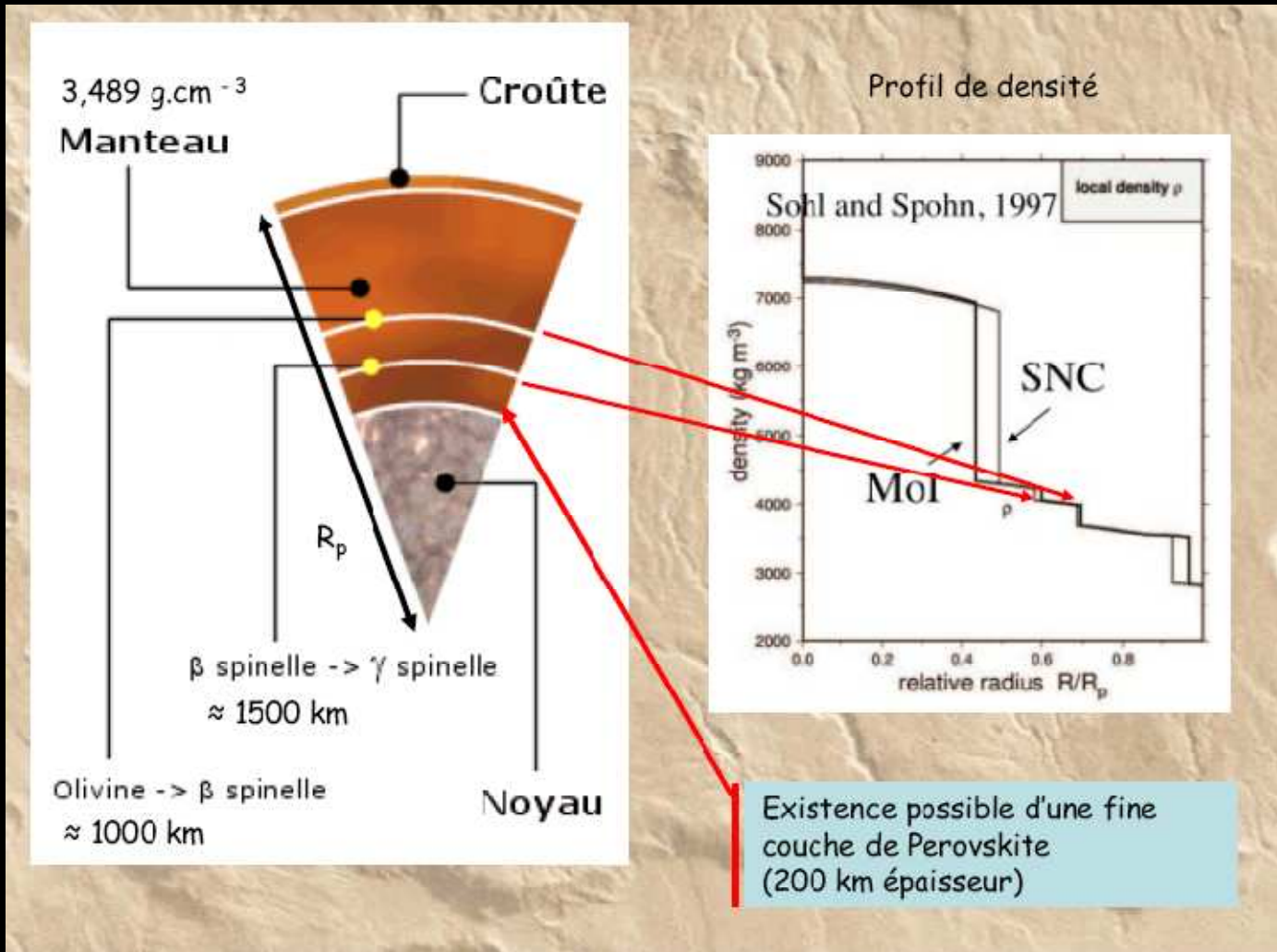
$$\frac{dT}{dz} = \frac{\alpha g T}{C_p}$$

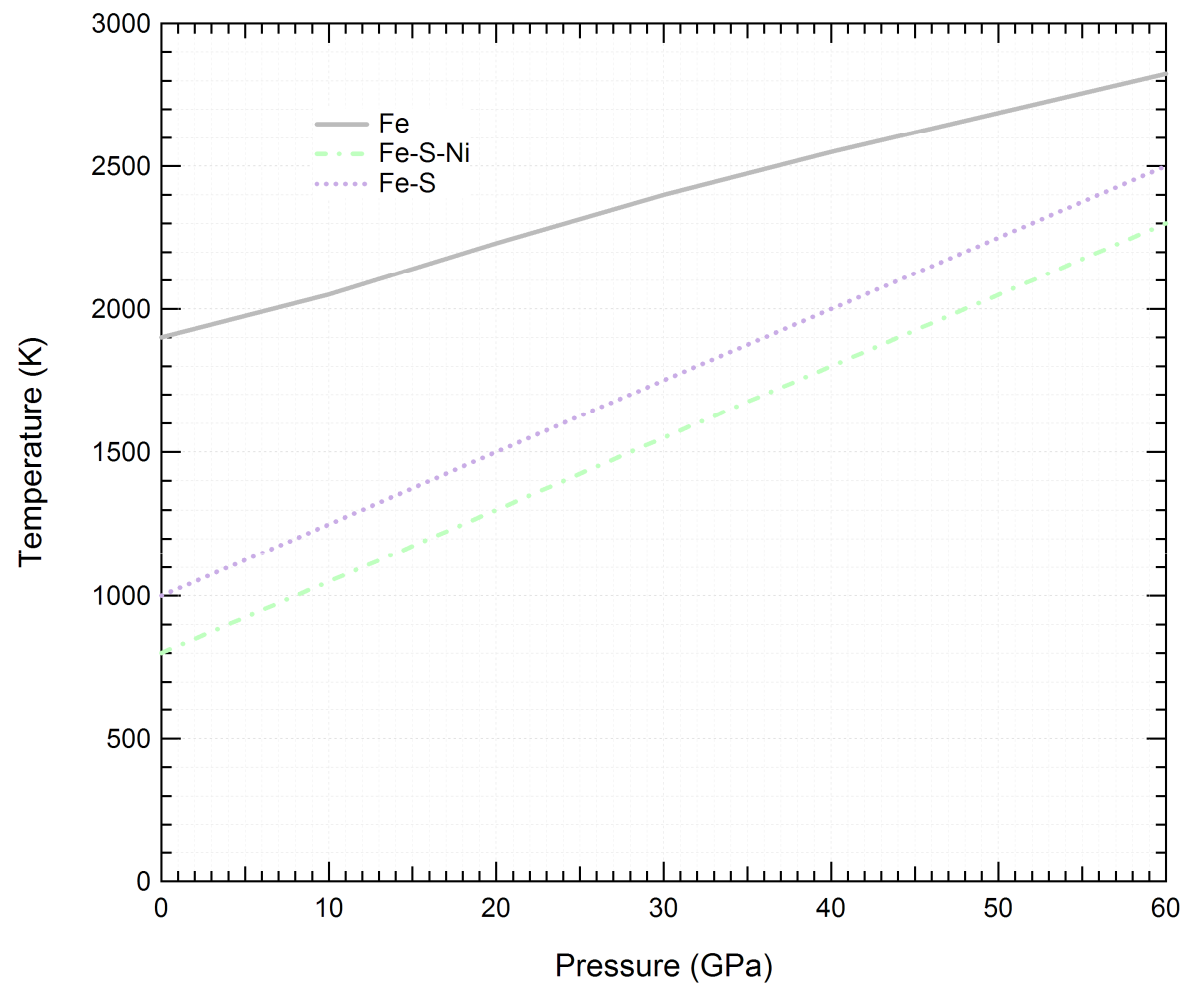
# Mars, structure interne

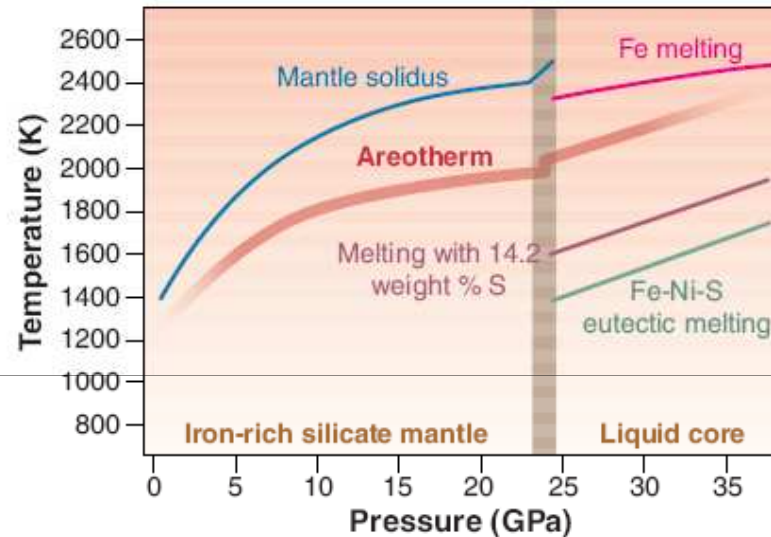
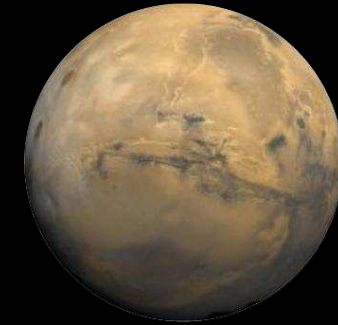


# Mars, structure interne

Modele pas trop mal contraint grace aux météorites.







Fei and Bertka, 2005

**Evidence for a liquid core.** Melting curves of putative martian mantle and core materials are compared with the estimated temperature profile (areotherm) for the martian interior. The martian mantle is expected to be solid, because its temperature is lower than the mantle solidus (the temperature at which melting begins). The minimum melting temperature in the Fe-Ni-S system (the eutectic melting temperature) at martian core pressures is also shown. Given an estimated core temperature of 2000 K, Mars has an entirely liquid core for a model core composition with 14.2 weight % sulfur.

# Classification de Goldschmitt

