

M2R module de planétologie

Cours 3:

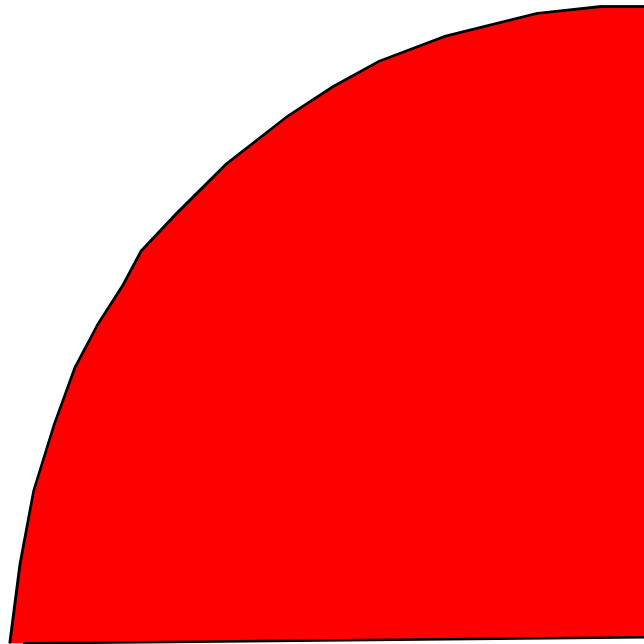
Structure et dynamique interne des planètes telluriques

**Pierre Beck
Laboratoire de Planétologie de Grenoble**

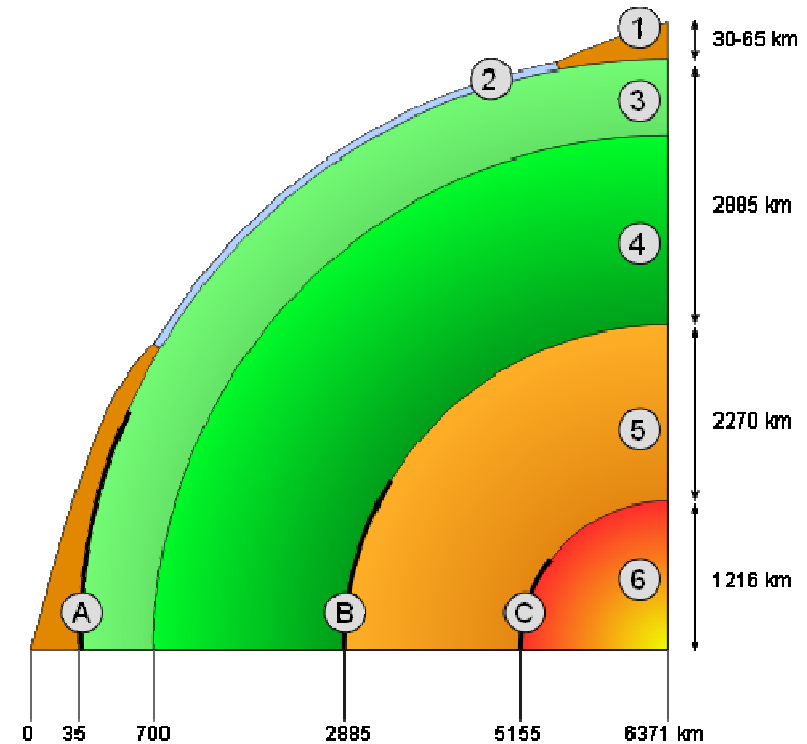
pierre.beck@obs.ujf-grenoble.fr

Introduction:

La Terre est une planète différenciée



Non-différencié
Ex: Astéroïde



Différencié:
Ex: Terre, Mars,

Introduction:

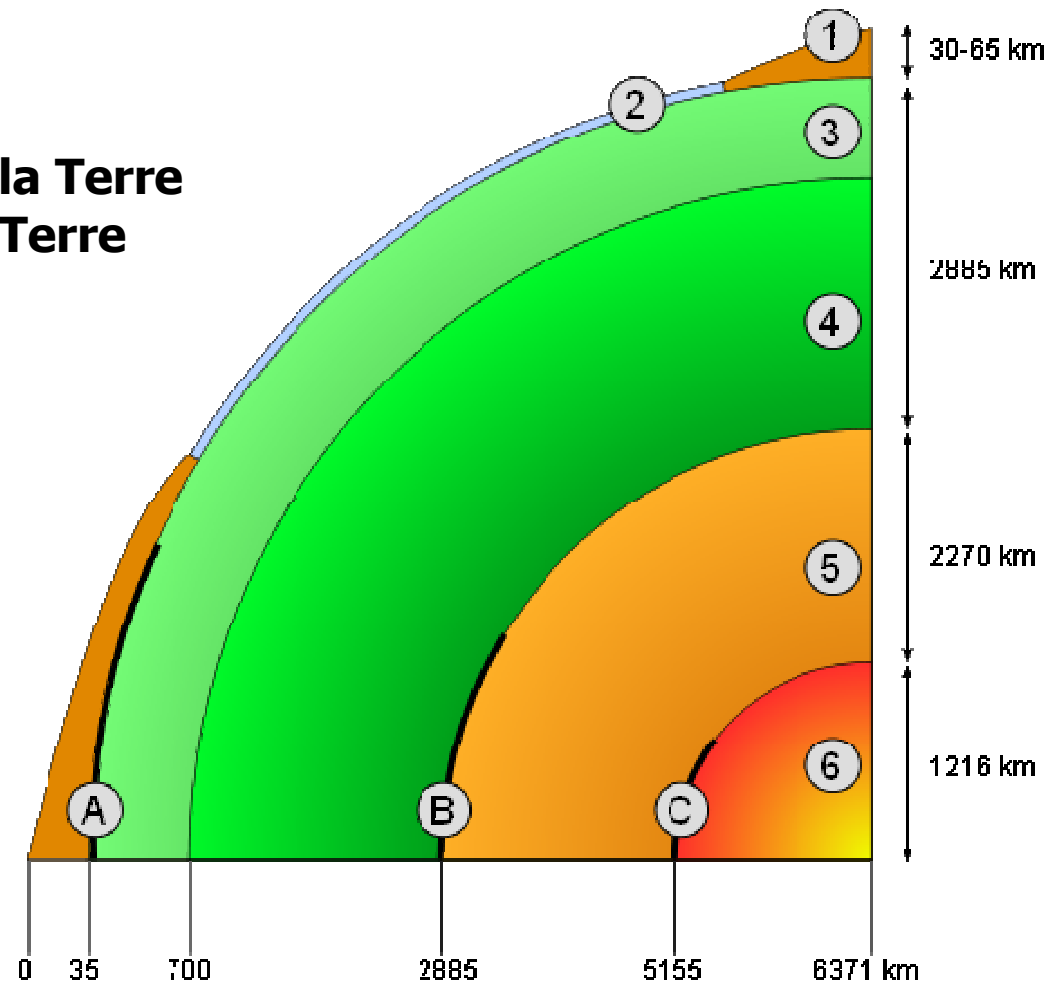
Les grands traits de la structure interne

**Manteau ~ 80 % volume de la Terre
~ 70 % masse de la Terre**

Entre 35 km et 2885 km.

Pas d'échantillons > 400 km.

Modèle minéralogique.



Introduction:

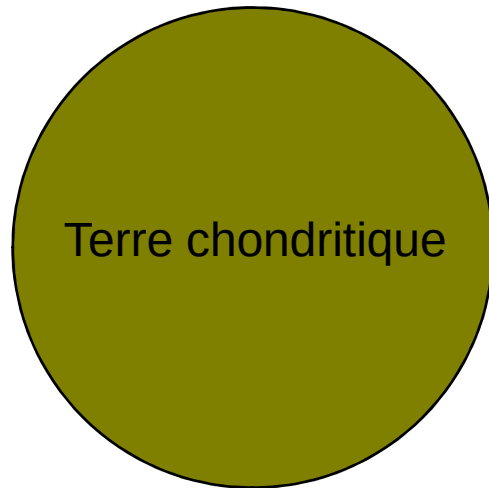
Comment construire le modèle minéralogique

- **Quels éléments chimiques?**
- **Quels sont les minéraux stables?**
 - **P dans le manteau**
 - **T dans le manteau**
- **Quelles sont les observations permettant de valider le modèle?**
 - **Echantillons**
 - **Sismologie**
 - **Gravimétrie**

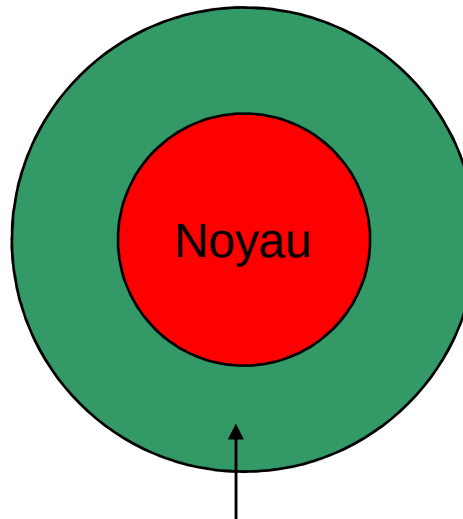
1. Composition chimique du Manteau

Composition chimique de la Terre Globale

Chondrites=Terre Globale

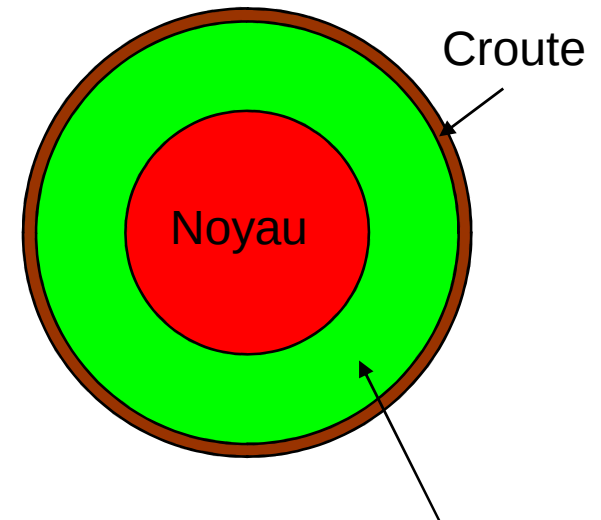


Terre primitive



Manteau primitif

Terre différenciée



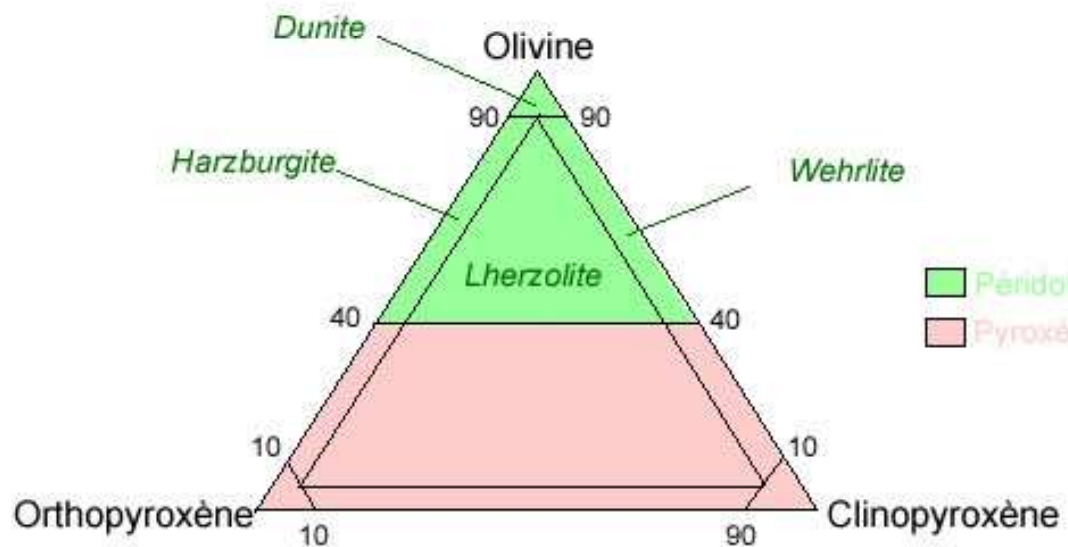
Manteau primitif

Moteur de la différenciation: - contraste de densité
- affinité des éléments chimiques,
- fusion.

2. Les échantillons du Manteau

Les péridotites

Péridotites= roche contenant plus de 50 % de péridots (olivine).



Les différentes méthodes d'échantillonnage

1. Nodules de péridotites



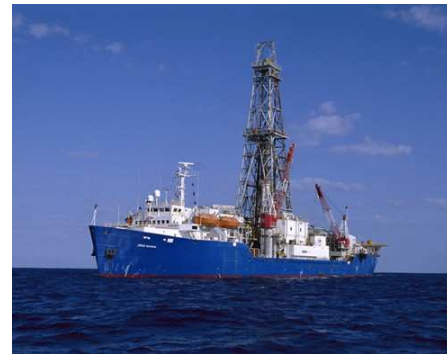
2. Ophiolites



3. Dragage



4. Forages



Les lherzolites

Minéralogie:

-Olivine (50-60%)
(Mg,Fe) $_2$ SiO $_4$

-Orthopyroxène (20-30%)
(Mg,Fe)SiO $_3$

-Clinopyroxène (10-15 %)
(Mg,Fe,Ca)SiO $_3$

-Phase alumineuse (2-3 %)
(voir suite)

Composition chimique typique (pds %)

•SiO $_2$	45,3
•TiO $_2$	0,2
•Al $_2$ O $_3$	3,6
•FeO	7,3
•MnO	0,1
•MgO	41,3
•CaO	1,9
•Na $_2$ O	0,2
•K $_2$ O	0,1

Dorsale lente: bas taux de fusion.
Ex: Ophiolite de Chamrousse

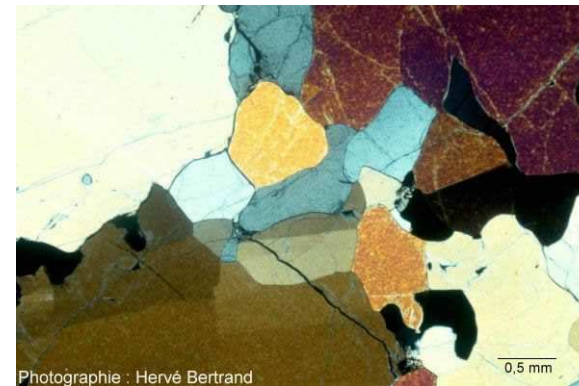
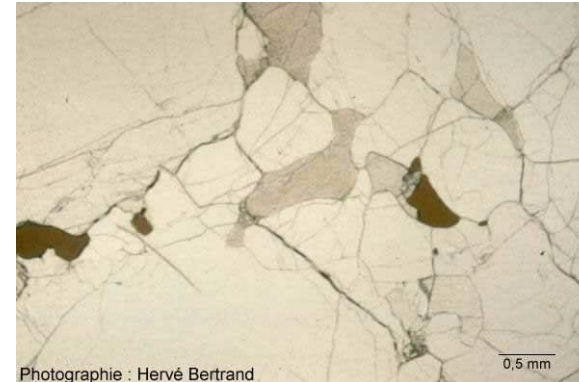
Les hartzburgites

Minéralogie:

-Olivine (60-70%)
 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

-Orthopyroxène (30-35%)
 $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$

-Phase alumineuse (2-3 %)
(voir suite)



Dorsale rapide: haut taux de fusion. Ex: Ophiolite d'Oman.

La phase alumineuse des péridotites

Dépend de la pression surtout

• $0 < 30$ km

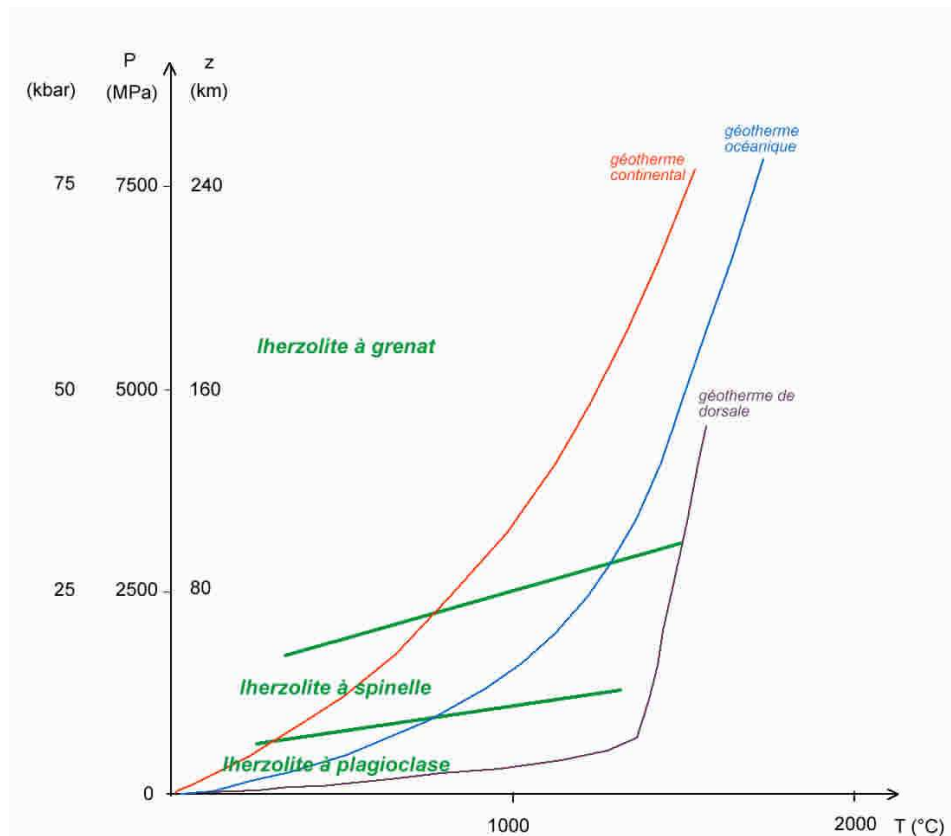
Feldspath = $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

• $30 < Z < 70$ km

Spinelle = $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$

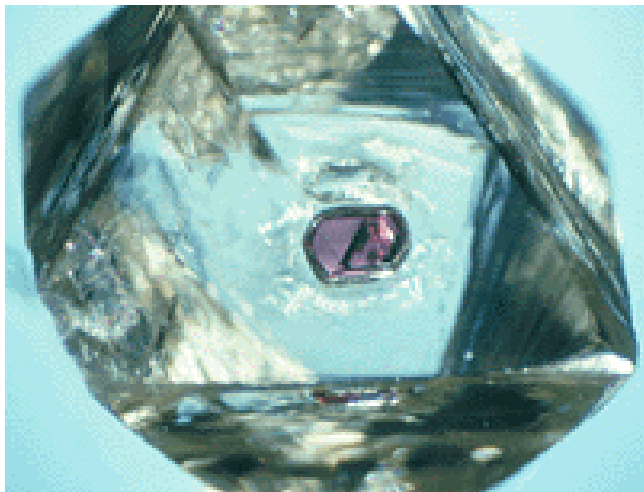
• $Z > 70$ km

Grenat = $\text{Al}_2\text{Mg}_3[\text{SiO}_4]_3$



Champ de stabilité des différents types de lherzolite dans un diagramme Pression-Température.
Les géothermes continentaux et océaniques ont également été reportés.
Source : Caron et al., Enseigner et Comprendre La Planète Terre, Ophrys, 1992, p. 54

Les inclusions dans les diamants



Limitations des échantillons naturels du manteau

- **Pas d 'échantillon macroscopique de $Z > 200$ km**
- **Souvent ceux-ci sont altérés:**
 - **Métasomatisme**
 - **Serpentinisation**
 - **Altération en surface**

3. Equations d'état et expériences en laboratoire

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 du gaz parfait

Equation d'état

$$PV = nRT \Leftrightarrow V = \frac{nRT}{P} \Leftrightarrow P = \frac{nRT}{V}$$

Module de compressibilité

$$K = -V \frac{\partial P}{\partial V} = \frac{nRT}{V^2}$$

Expansion thermique

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

Equations d'état pour les solides



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

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

Mesures expérimentales des équations d'état

Comment générer les pressions du centre de la Terre?

Expériences dynamiques: ondes de choc

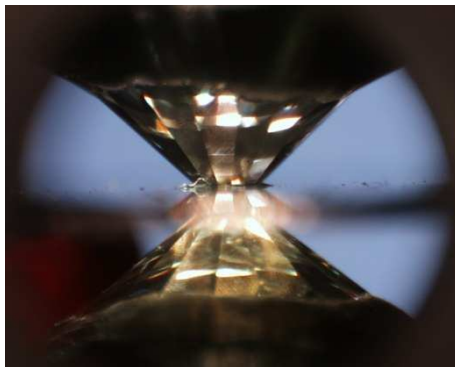


Shockgun



Choc laser

Expériences statiques:

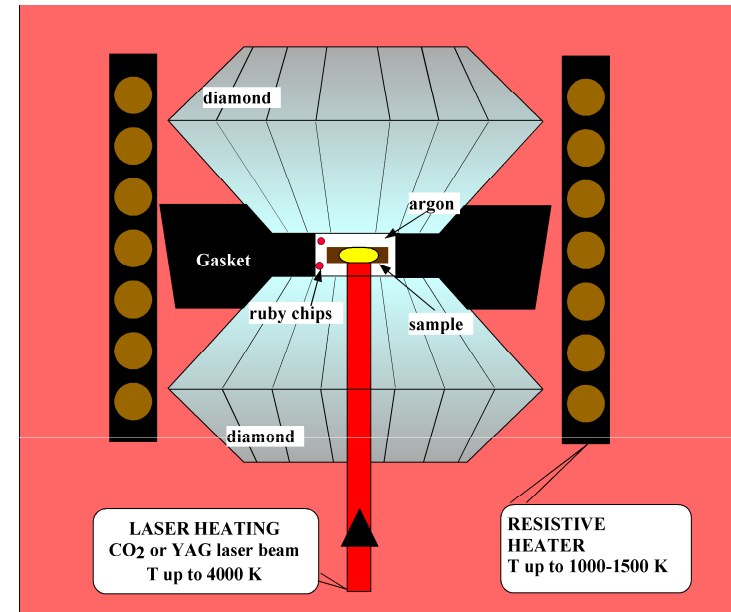


*Cellule à
enclume de
diamant*



*Presse multi-
enclume*

La cellule à enclume de diamant



$$P = \frac{F}{S} \quad S = 500-30 \mu\text{m}$$

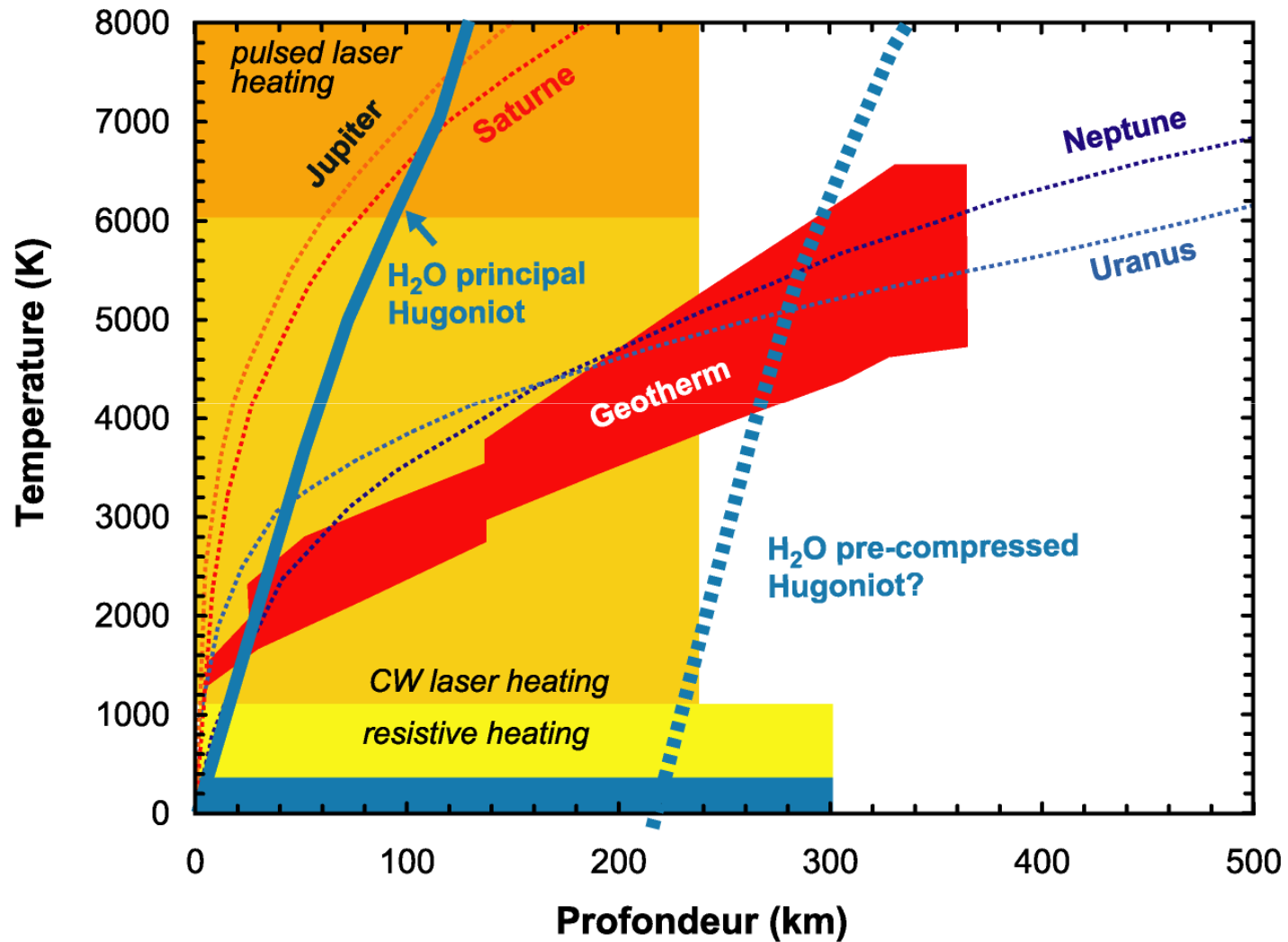
Pression mesurée via fluorescence du rubis.



Chauffage de la cellule à enclume de diamant



La cellule à enclume de diamant



Mesures d'équation d'état

Expérience dynamiques (choc)

Si la vitesse de l'onde de choc est connue, P, V et T sont donnés par les équations de Hugoniot.

Expériences statiques:

Le volume est mesuré par la diffraction des rayons X ($\lambda \sim 1$ angstrom)

La température est mesurée par l'émission du corps noir.



Spectroscopies Raman et IR

Spectroscopie Raman et IR sondent les vibrations du solide.

Dépend de la structure et de la composition chimique.

Stimulée par une lumière visible (Raman).

Mesure d'absorption dans l'IR.



Les presses multi-enclumes



**Volume d'échantillon plus large.
(plus de diamant synthétiques que naturels).**

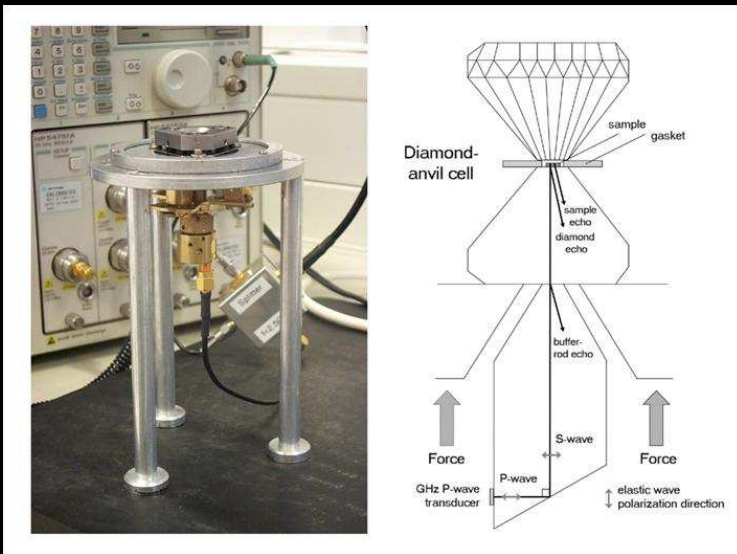
Pression très haute inatteignable.

Pas d'accès optique visible.

Mesures des vitesses d'ondes acoustiques

Ultra-sons:

On envoie une « onde acoustique miniature » et l'on mesure les temps de propagation.



Spectroscopie Brillouin

Lorsque la lumière traverse un cristal, celle-ci peut interagir avec les vibrations acoustique et être très légèrement modifiée.



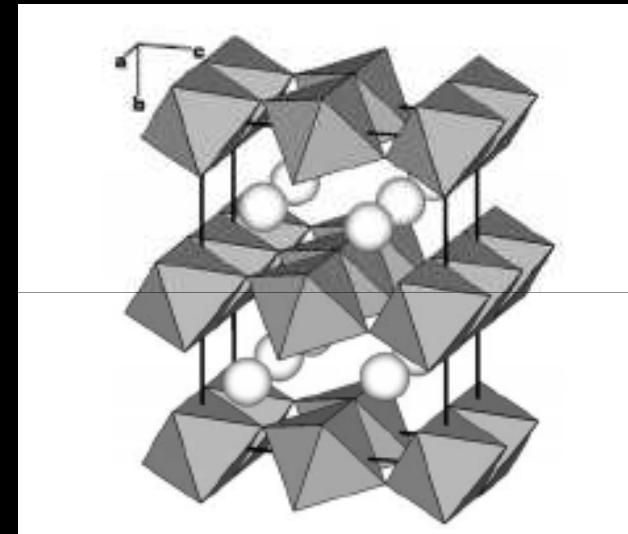
Expériences numériques

On mets des « atomes » dans une « boîte »

On résoud l'équation de Schrödinger pour tous ou la plupart des électrons.

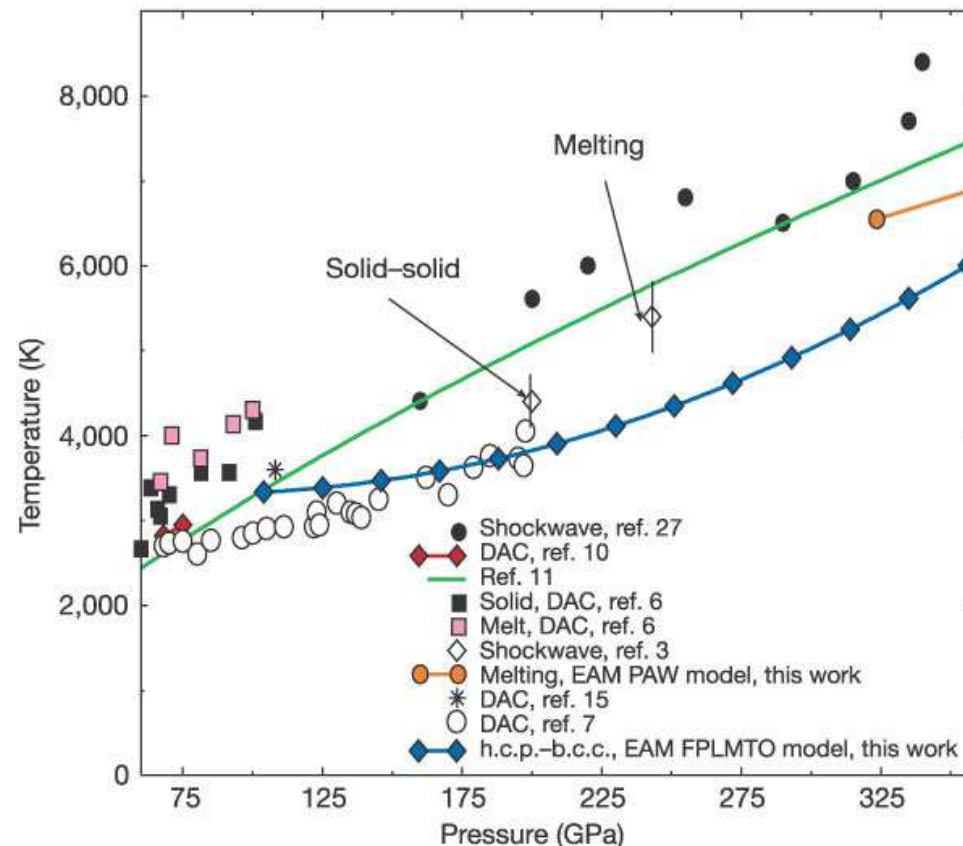
On diminue la taille de la boîte pour augmenter la pression.

Simulation très couteuse (en temps de calcul) mais très puissantes.



Les points d'ancrage du géotherme

Limite fer liquide/fer solide: point de fusion à haute pression (300 GPa) connu grâce aux ondes de choc.



Mesures d'équation d'état

Expérience dynamiques (choc)

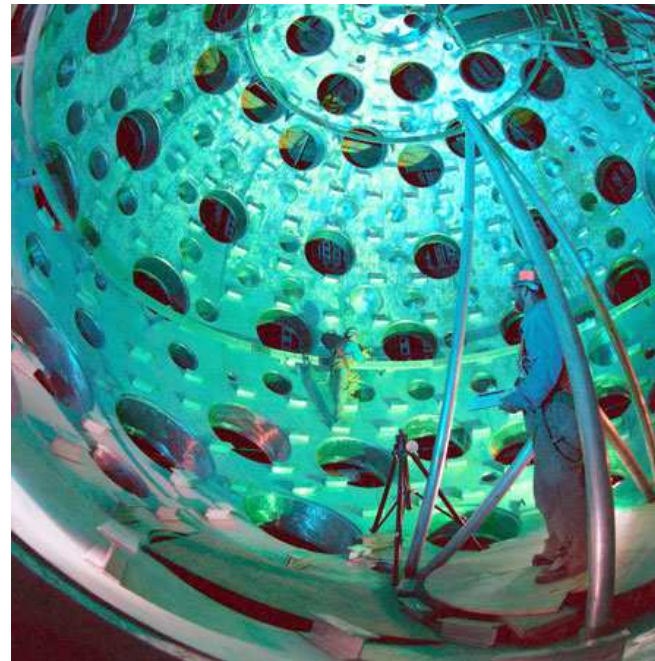
Si la vitesse de l'onde de choc est connue, P , V et T sont donnés par les équations de Hugoniot.

We can set $P_0 = 0$ in (4.94), (4.96) and (4.97) and we obtain the usual form of the Rankine–Hugoniot equations:

$$\rho = \frac{\rho_0 U_s}{U_s - u_p} \quad (4.98)$$

$$P = \rho_0 u_p U_s \quad (4.99)$$

Si on connaît la vitesse du choc
on connaît la pression



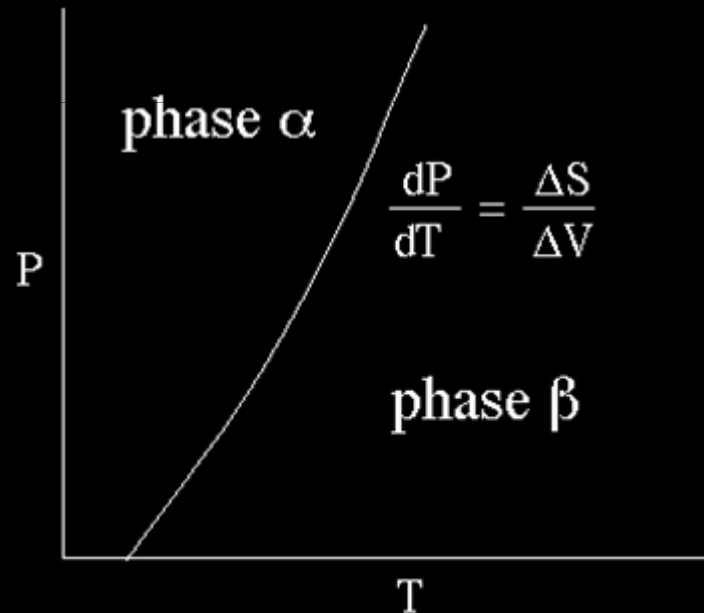
NIF: Livermore CA

Les transitions de phase

Sous l'effet de la pression les structures cristallines se densifient.

Ex: graphite donne diamant.

Les transitions dépendent de P et T.



La pente de la transition de phase est appelée pente de Clapeyron.

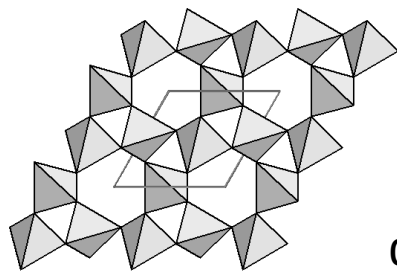
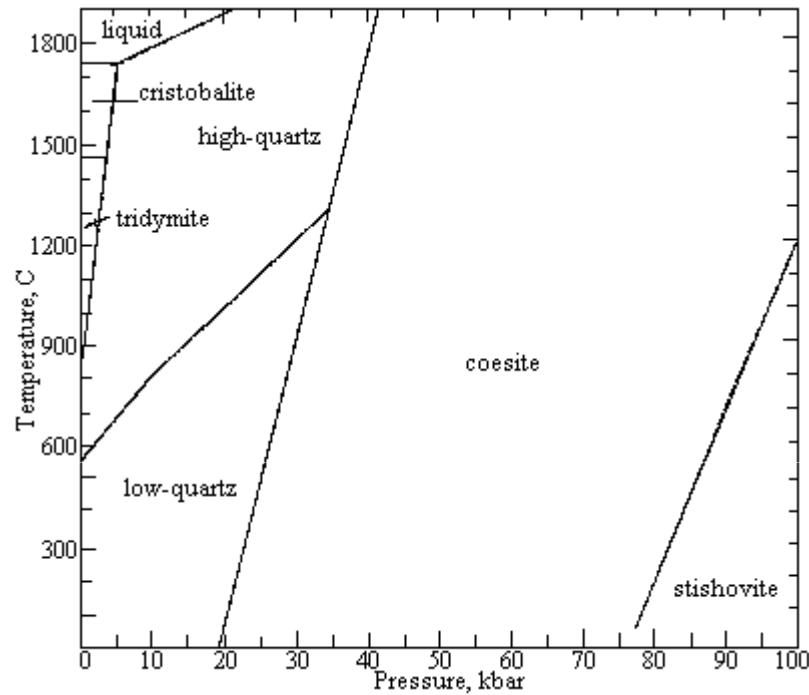
Les transitions de phase

Deux grands types:

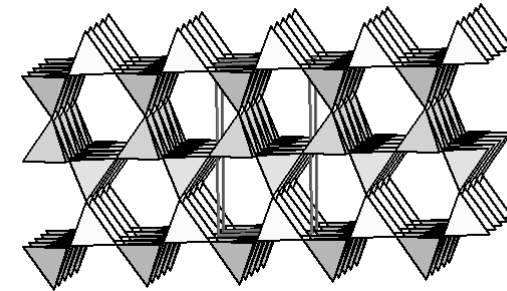
**-displacive: déplacements relatifs entre premier voisins;
quasi-instantanées.**

**-reconstructives: on reconstruit une nouvelle structure;
notion de cinétique.**

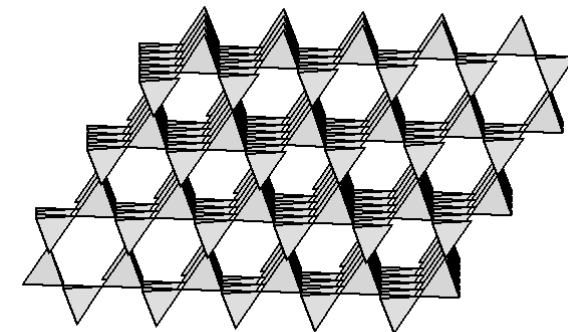
Les transitions de phase displacives



quartz

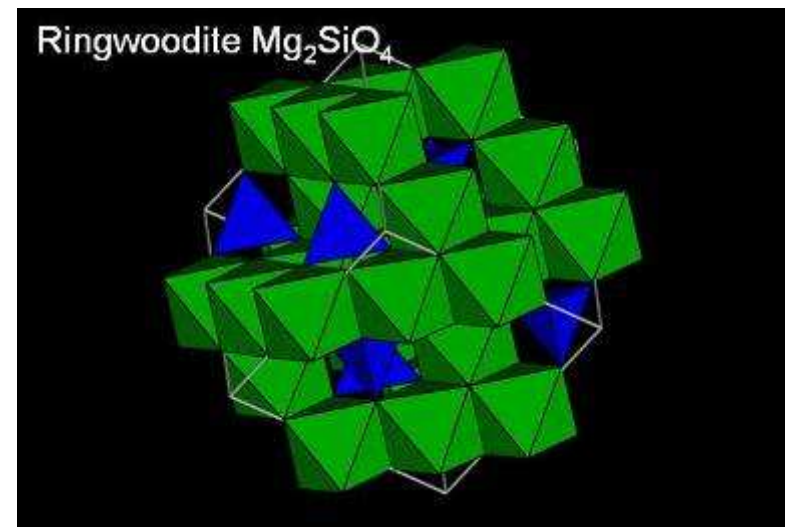
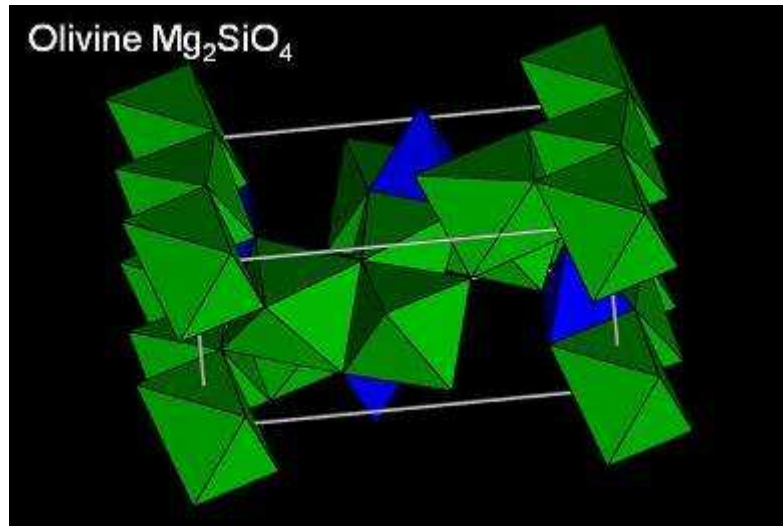


trydimite

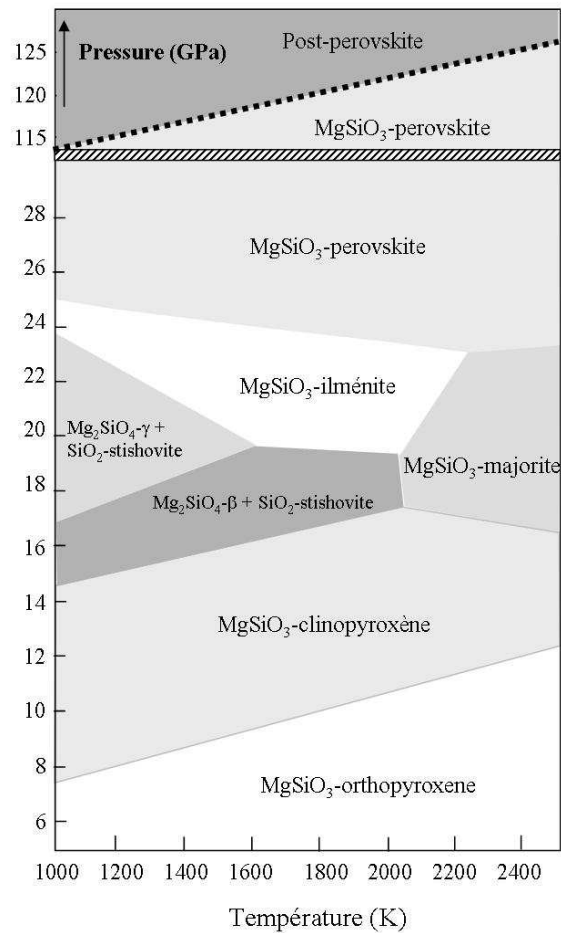


cristobalite

Les transitions de phase reconstructives



Résultats: le système $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$



↑
P=120 GPa

Post-Perovskite structure

P=24 GPa

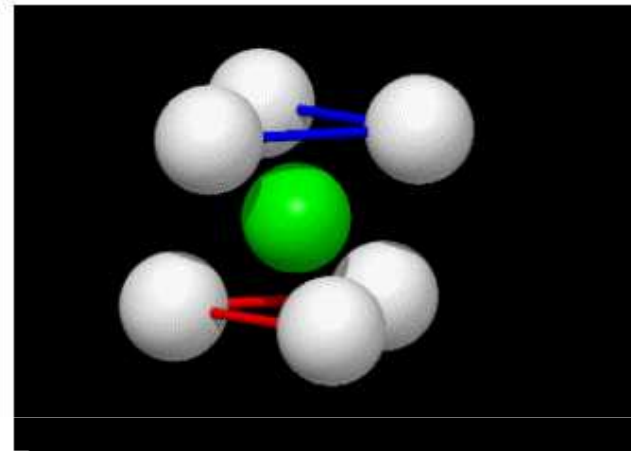
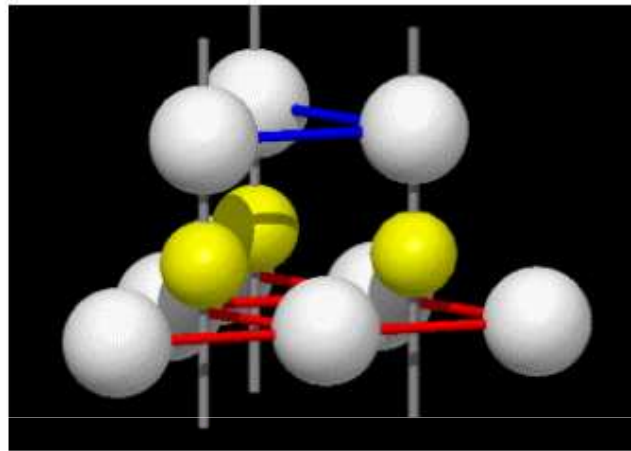
Perovskite structure

P=15 GPa

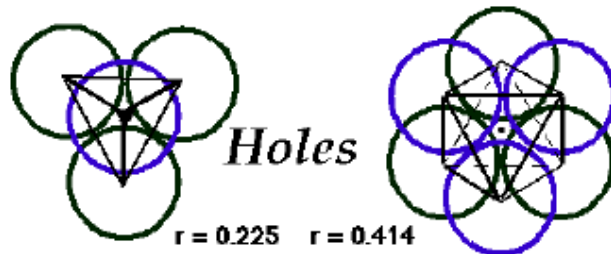
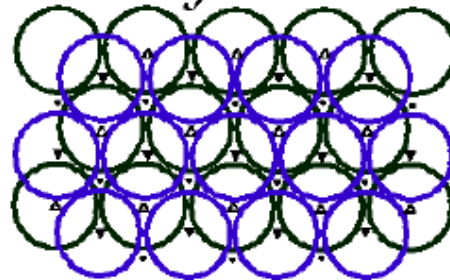
Ilmenite ou majorite structure

Pyroxène

Résultats: la perovskite (Mg,Fe)SiO₃



2 layers



Tetrahedral

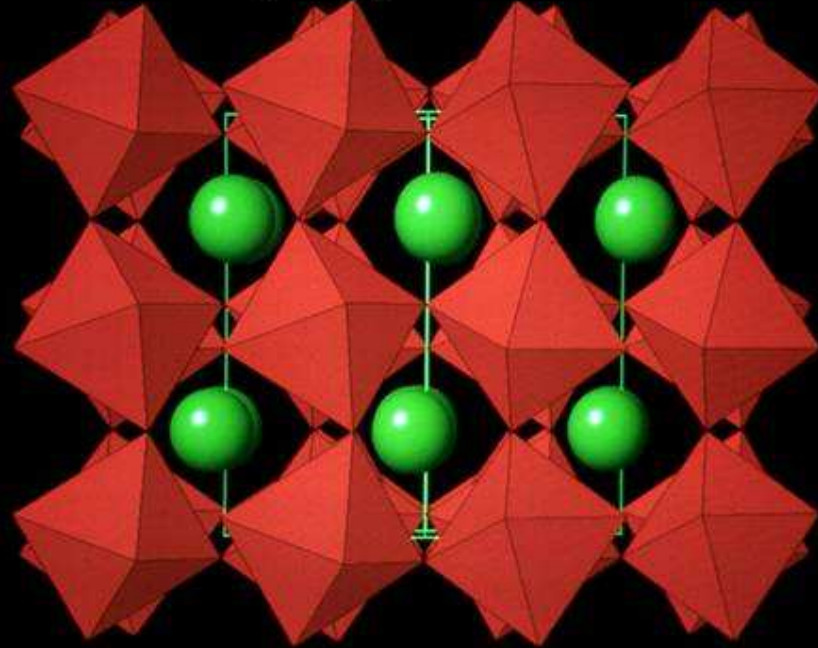
Octahedral

Changement de
la structure des
silicates :
augmentation de
la coordination
du silicium

Résultats: la perovskite (Mg,Fe)SiO₃

Attention, perovskite=CaTiO₃

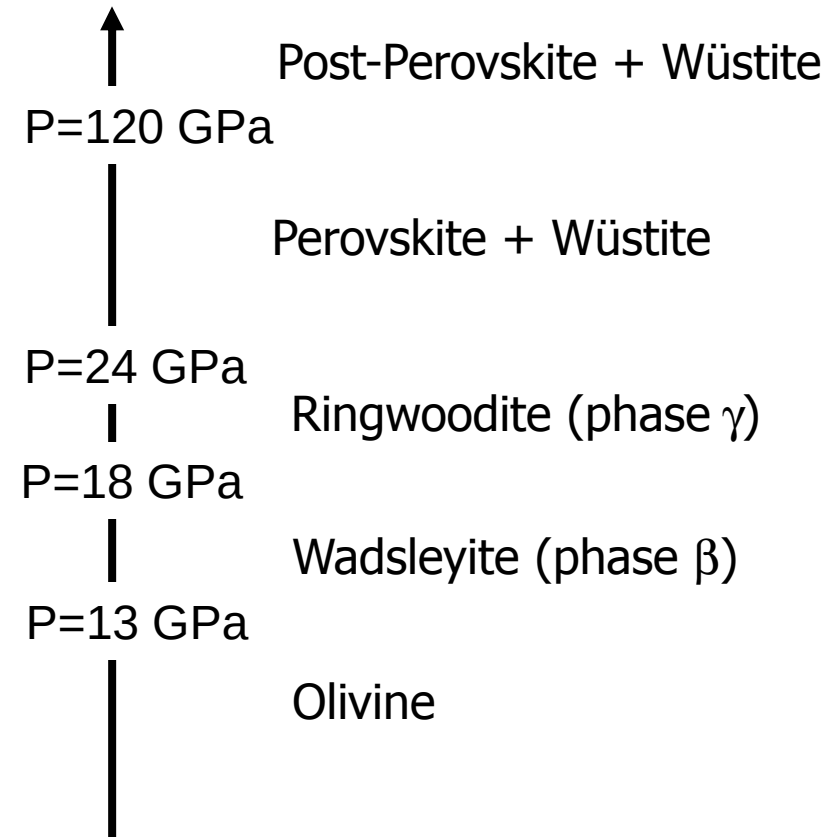
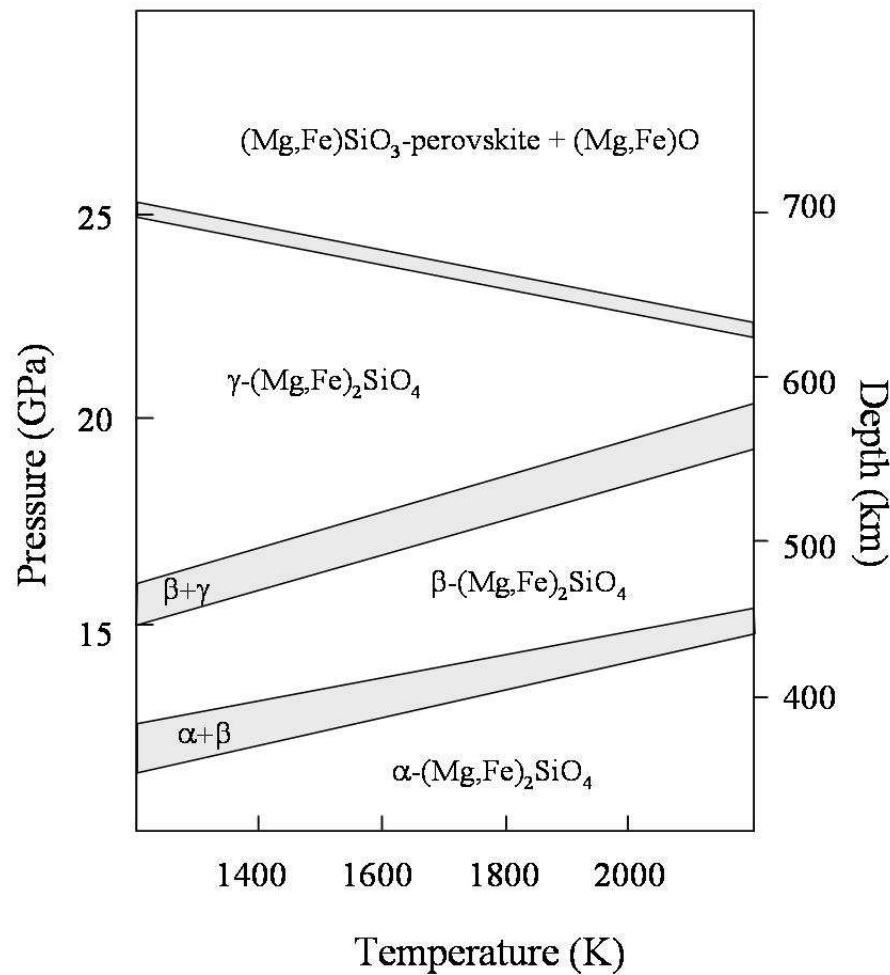
Perovskite MgSiO₃



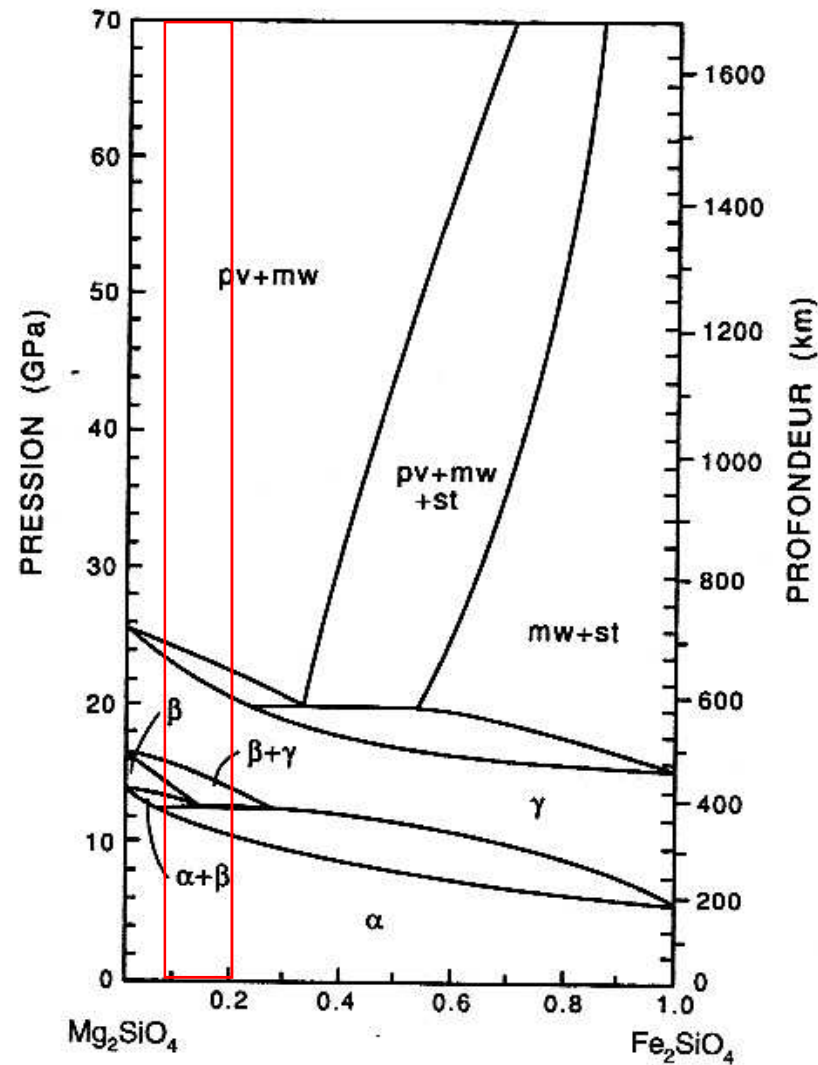
Vert= Mg

Rouge= octaèdres SiO₆

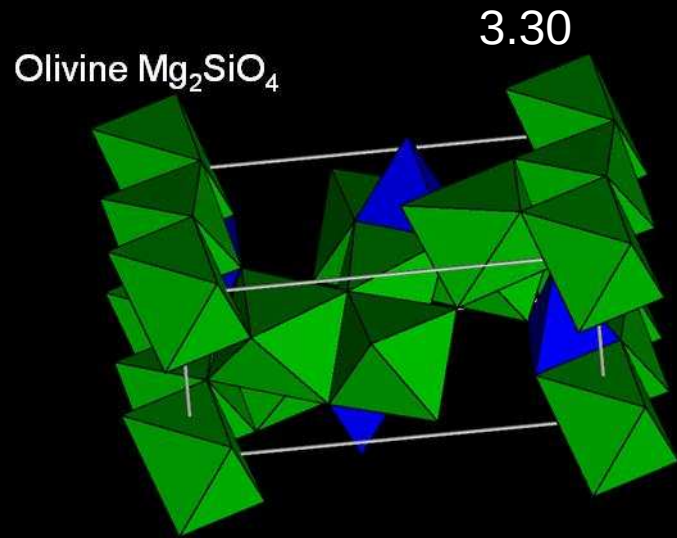
Résultats: le système $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$



Résultats: le système $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

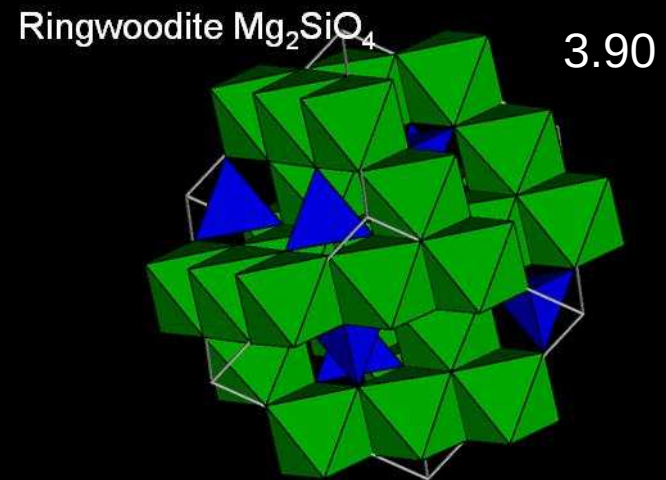
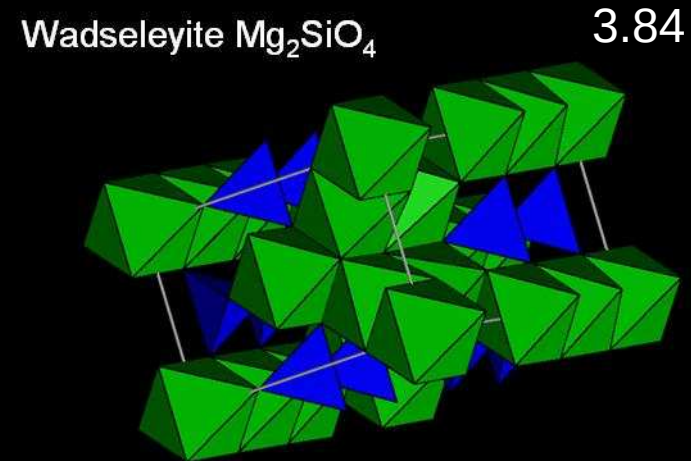


Résultats: le système $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

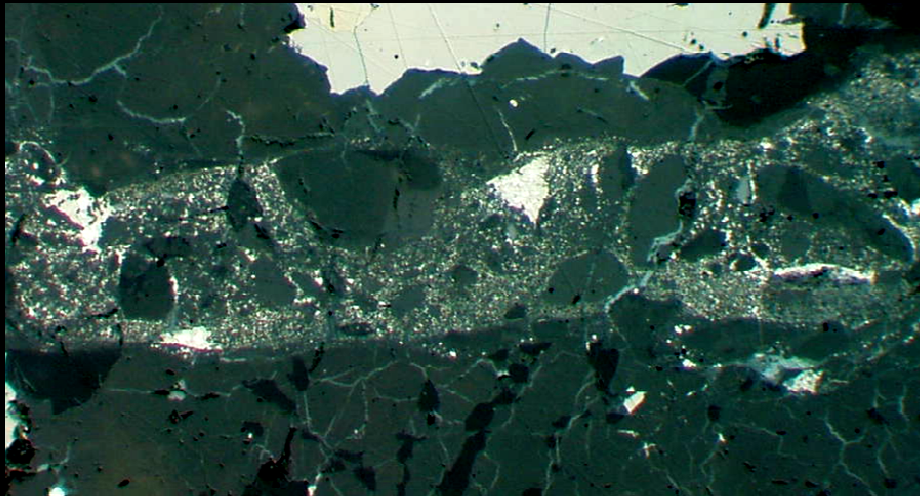
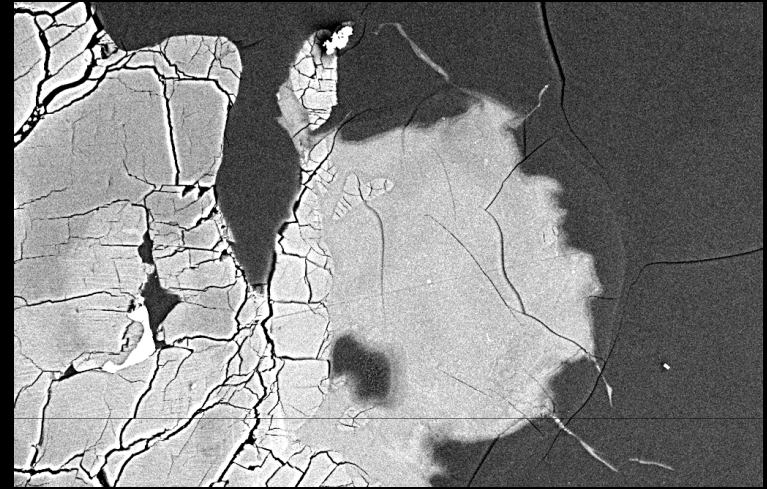
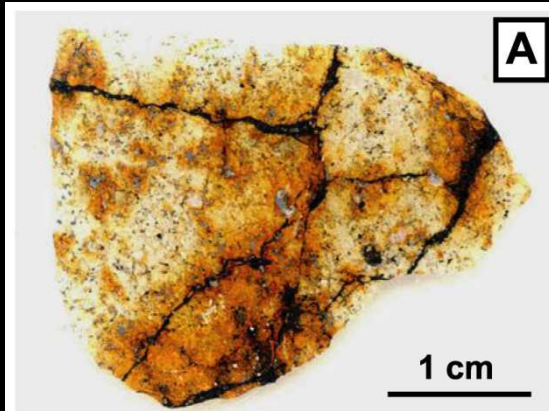


Bleu=tétraèdres SiO_4

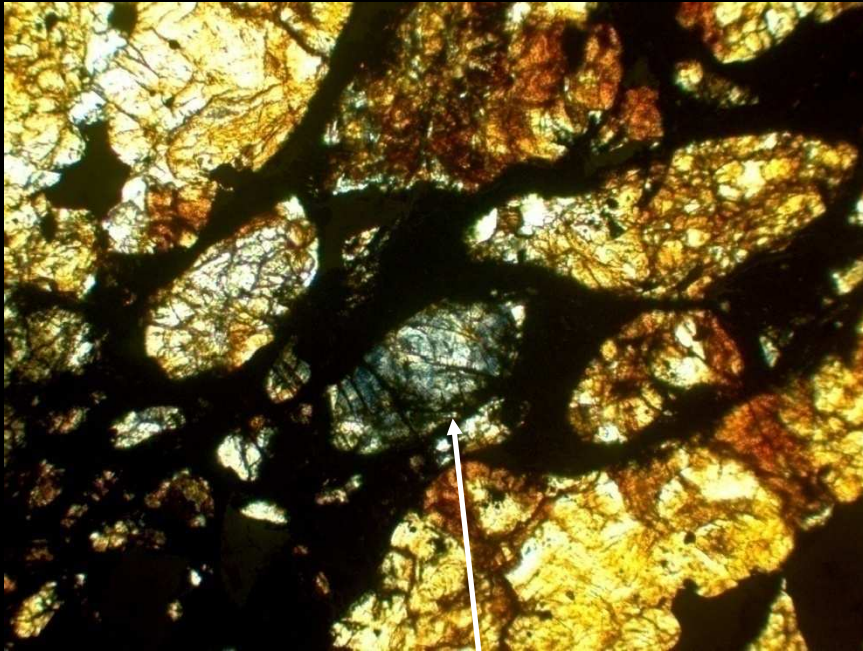
Vert=octaèdres (Fe ou Mg)



Les météorites choquées



Les météorites choquées



Ringwoodite

**Celle-ci ont subi des chocs violents
($P > 25$ GPa)**

**On rencontre des phases de très haute
pression à l'état naturel jamais
observée sur Terre ex: wadsleyite,
ringwoodite, stishovite**

Harmonique vs anharmonique

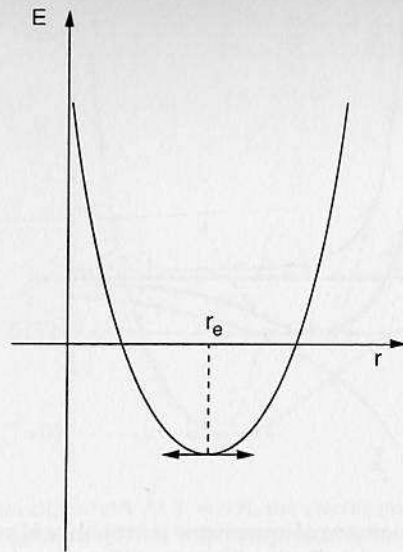


Figure 3.12 Harmonic curve of interatomic potential. The equilibrium interatomic distance r_e corresponds to the minimum of the parabolic curve.

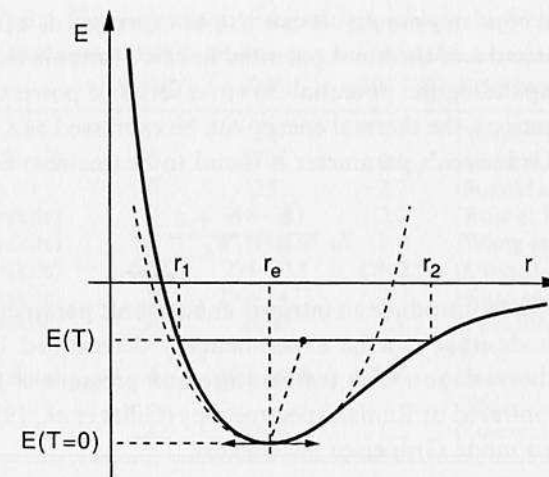


Figure 3.14 Thermal expansion. At $T = 0$ K, the interatomic potential is minimum for the equilibrium distance r_e . At a finite temperature, the potential $E(T)$ is higher and due to the asymmetric shape of the anharmonic curve, the equilibrium distance is the average between r_1 and r_2 , which is greater than r_e .

P-T Equation of State

$$P = P_0 + P_{\text{th}}$$

$$P_{\text{th}} = \int_0^T \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)_V dT = \int_0^T \alpha K_T dT \quad (4.82)$$

Assuming that αK_T is a constant independent of temperature for $T > \Theta_D$, an assumption valid in most cases (Birch, 1968; Brennan and Stacey, 1979; O. L. Anderson, 1980), Anderson finds:

$$P_{\text{th}} = - \int_0^{\Theta_D} \alpha K_T dT + \alpha K_T (T - \Theta_D) \quad (4.83)$$

Equation d'état de Mie

4.5 Equations of state derived from interatomic potentials

4.5.1 EOS derived from the Mie potential

Equations of state expressed as functions of (ρ/ρ_0) can be justified by the choice of appropriate interatomic attractive and repulsive potentials (see Section 3.6) (Gilvarry, 1957a; Stacey *et al.*, 1981).

Let us, for example, consider *Mie's potential* (3.87):

$$F(r) = -\frac{a}{r^m} + \frac{b}{r^n} = -aV^{-m/3} + bV^{-n/3} \quad (4.51)$$

Adjusting a and b to obtain $r = r_0$ and $K = K_0$ for $P = 0$, we obtain:

$$F(V) = \frac{9K_0V_0}{n-m} \left[-\frac{1}{m} \left(\frac{V}{V_0} \right)^{-m/3} + \frac{1}{n} \left(\frac{V}{V_0} \right)^{-n/3} \right] \quad (4.52)$$

and:

$$\begin{aligned} P &= \frac{3K_0}{n-m} \left[\left(\frac{V_0}{V} \right)^{[1+(n/3)]} - \left(\frac{V_0}{V} \right)^{[1+(m/3)]} \right] \\ &= \frac{3K_0}{n-m} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{[1+(n/3)]} - \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{[1+(m/3)]} \right] \end{aligned} \quad (4.53)$$

K'_0 has the simple expression (see D. L. Anderson, 1989b):

$$K'_0 = \frac{1}{3}(m+n+6) \quad (4.54)$$

We see that the second-order Birch–Murnaghan equation is obtained for $m = 2$ and $n = 4$ and that, as expected, we have $K'_0 = 4$.

N.B.: Using Slater's relation (3.65):

$$\gamma_{\text{Sl}} = -\frac{1}{6} + \frac{1}{2} \frac{dK}{dP}$$

we find an expression for Slater's Grüneisen parameter for $P = 0$:

$$\gamma_{\text{Sl}} = \frac{1}{6}(m+n+5) \quad (4.55)$$

Onde de choc: equations de Rankine-Hugoniot

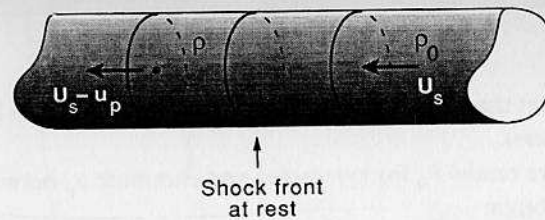


Figure 4.15 Velocities of the particles in the frame of reference of the shock front.

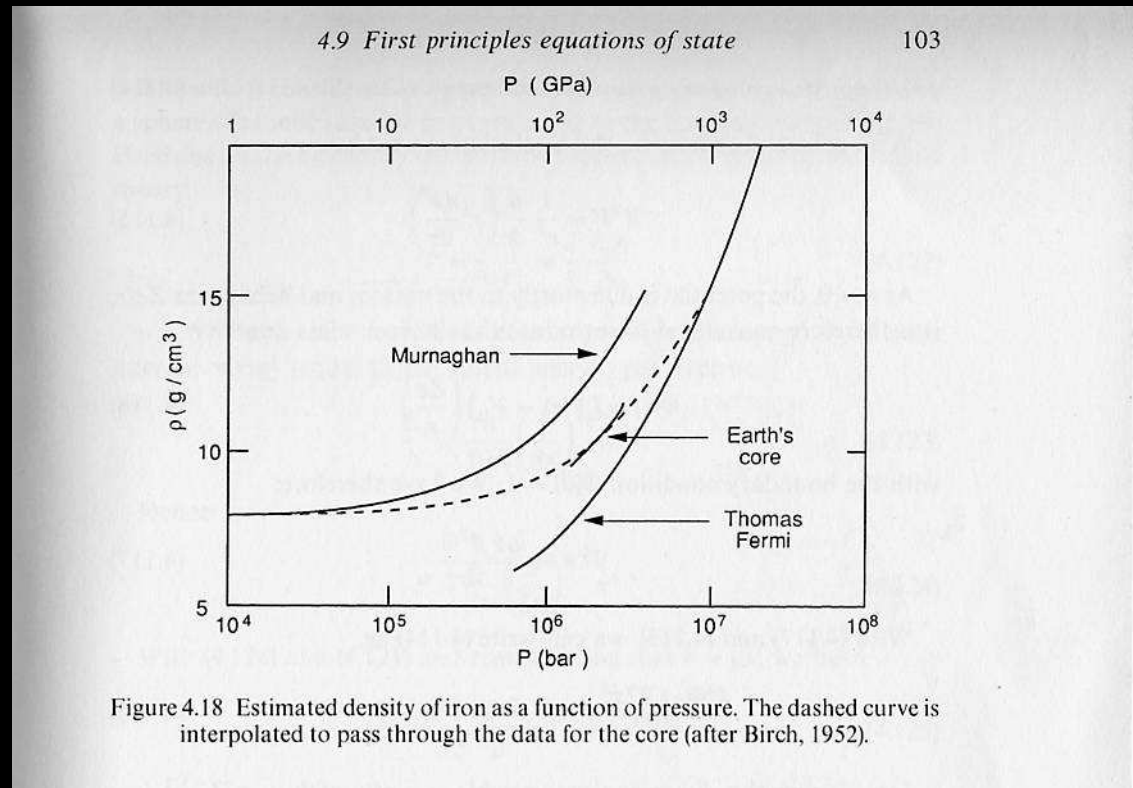
- (ii) The sum of the forces exerted on the slice is equal to the rate of change of momentum. The forces on the unit area cross-section ends of the slice are equal to the normal stresses σ_0 and σ , i.e. to the pressures P_0 and P in the hydrostatic case, above the HEL:

We can set $P_0 = 0$ in (4.94), (4.96) and (4.97) and we obtain the usual form of the Rankine-Hugoniot equations:

$$\rho = \frac{\rho_0 U_s}{U_s - u_p} \quad (4.98)$$

$$P = \rho_0 u_p U_s \quad (4.99)$$

Pour $P > 1000$ GPa: Fermi-Dirac EOS



$$P = \frac{h^2}{5m} \left(\frac{3}{8\pi} \right)^{2/3} Z^{5/3} V^{-5/3} \quad (4.127)$$

Observables sismologiques et gravitaires

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

Le moment d'inertie

Moment d'inertie

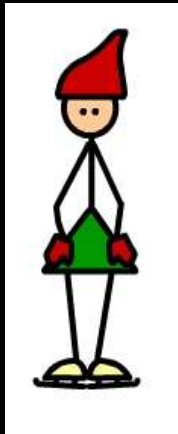
$$J = \iiint_V r^2 \rho(r) dV$$

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

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

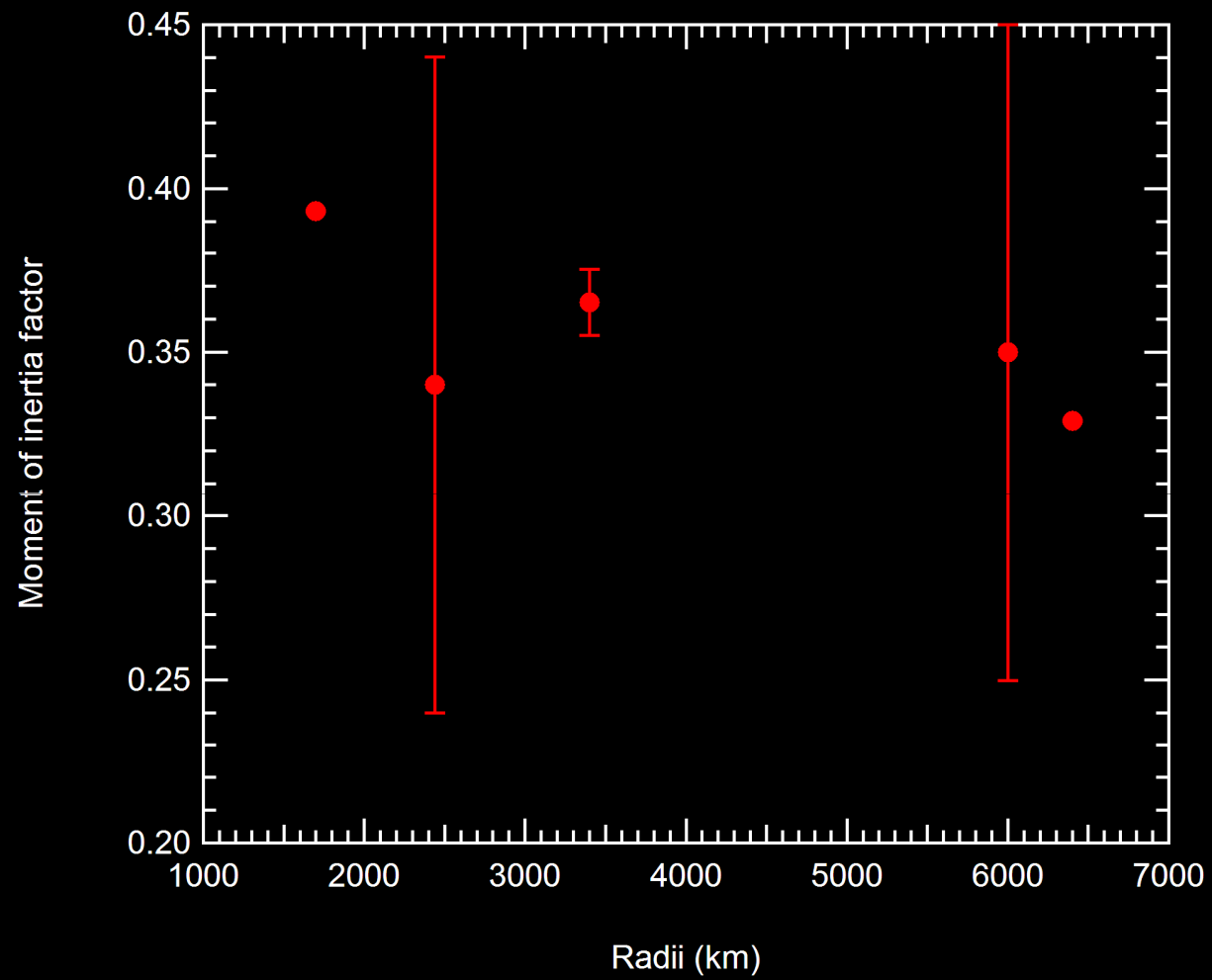
$$E = \frac{1}{2} J \omega^2$$

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

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

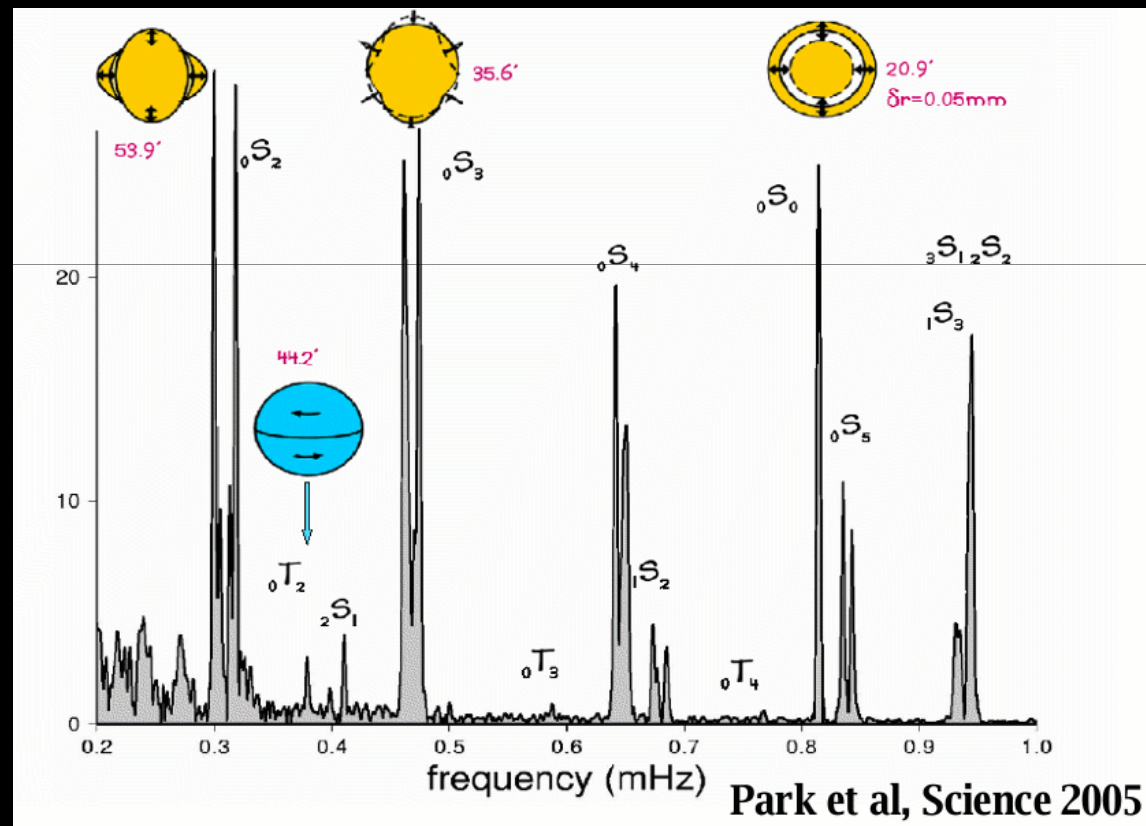
Les masses sont donc « concentrées » vers le centre de la Terre.

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.



Les modes propres

Ce sont les modes de vibrations de la Terre globale.
Modes de basse fréquence (> 1 heure).

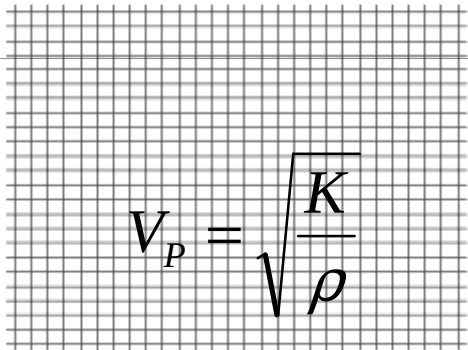


Les ondes acoustiques

Onde acoustique= propagation d'une légère perturbation de pression du milieu.

Deux types:

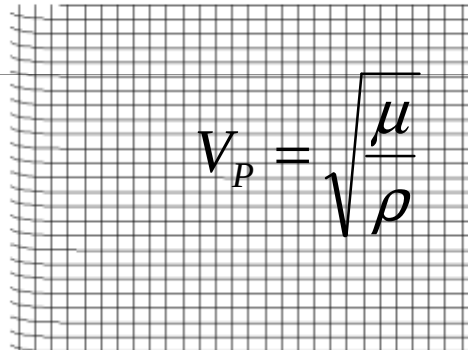
Onde P



A diagram showing a longitudinal wave on a grid. The wave is represented by a series of vertical lines of varying thickness, indicating regions of compression and rarefaction. The equation $V_P = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$ is written over the grid.

$$V_P = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$$

Onde S



A diagram showing a shear wave on a grid. The wave is represented by a series of horizontal lines of varying thickness, indicating regions of shear. The equation $V_P = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ is written over the grid.

$$V_P = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Module de
cisaillement

Sismologie

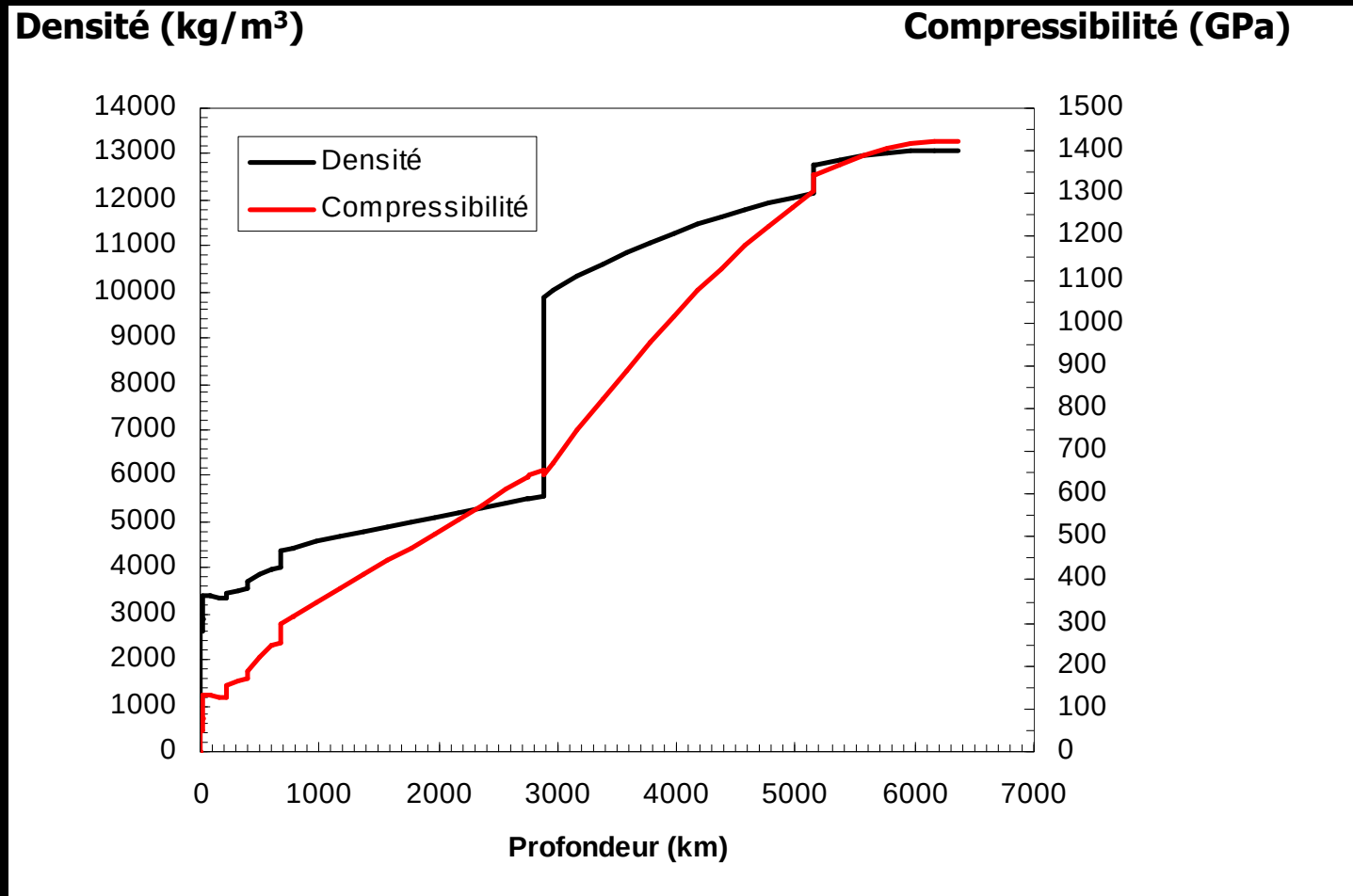
La mesure des temps d'arrivées des séismes profonds permet de remonter au profil de vitesse du son dans le manteau et le noyau.

Reflection des ondes par des contrastes fort de vitesses.

- contraste de densité**
- contraste de compressibilité**
- les deux...**

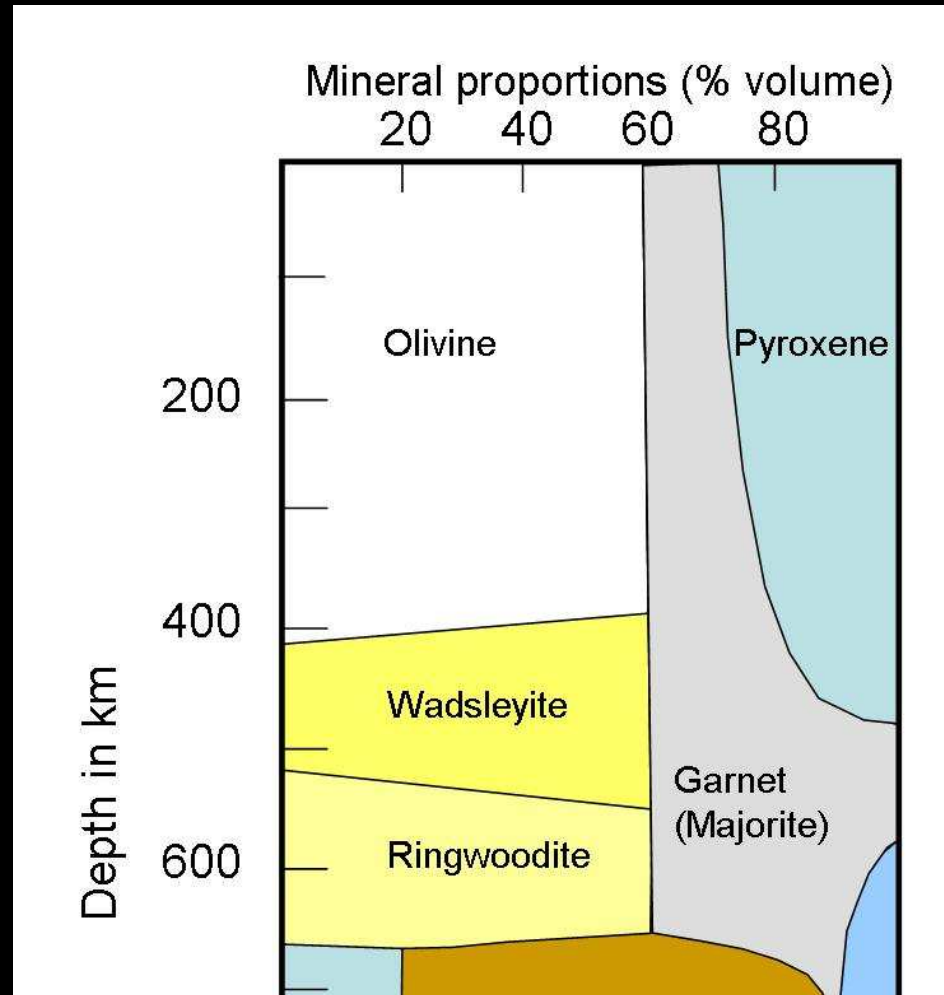
Pas d'ondes S dans le noyau externe: noyau externe liquide.

Modèle Radial

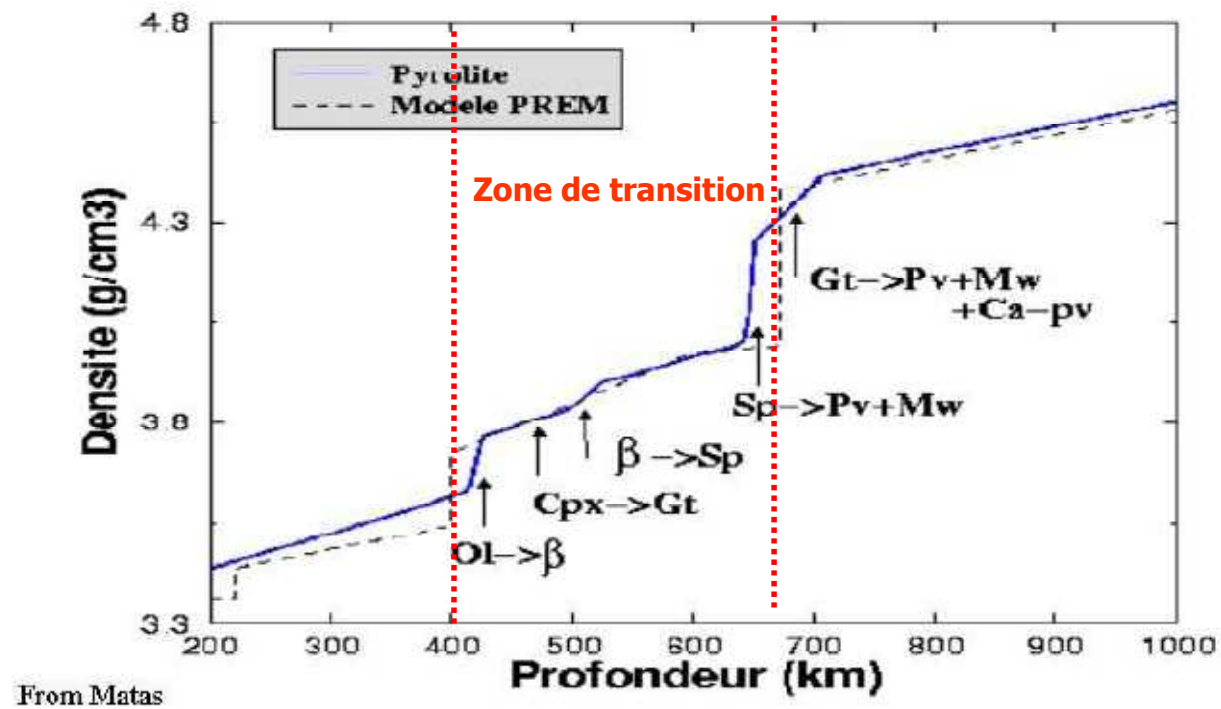


1 Modèle minéralogique du manteau

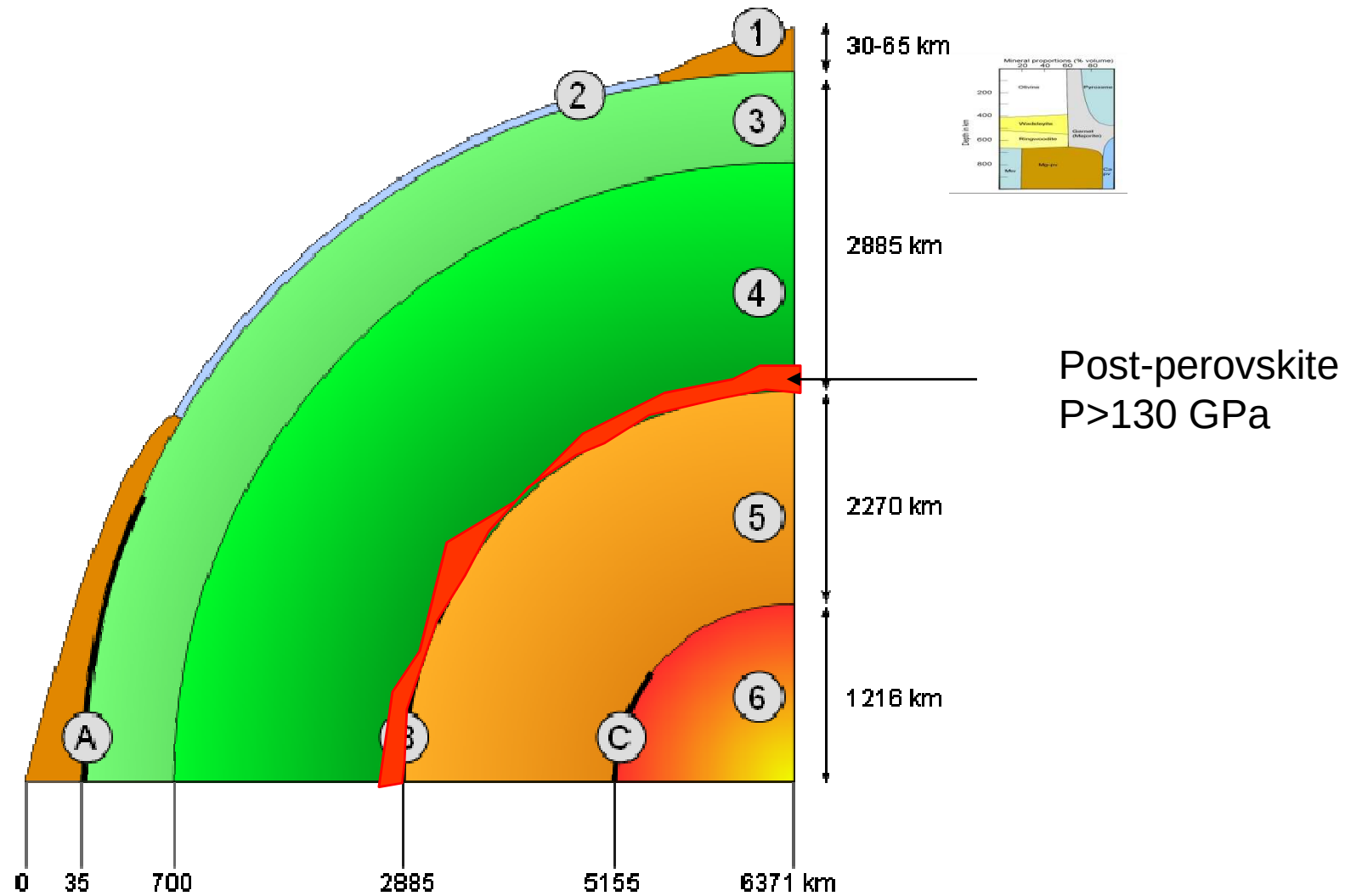
Le manteau supérieur



Le manteau supérieur



Le manteau inférieur



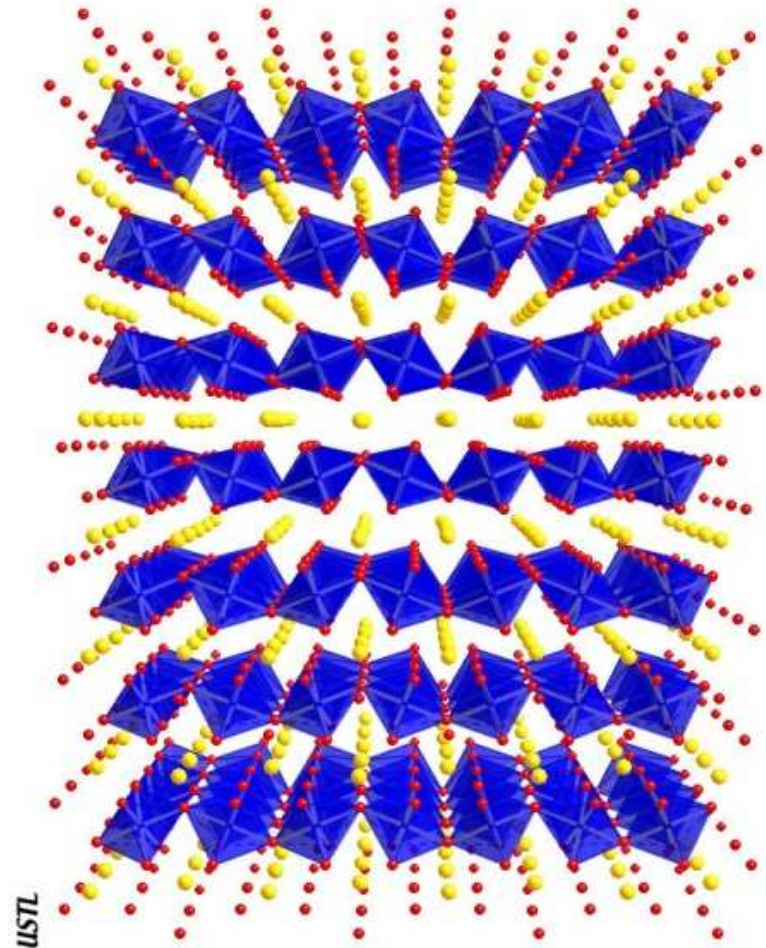
La post-perovskite

Découverte assez récente (Murakami et al., Nature 2004).

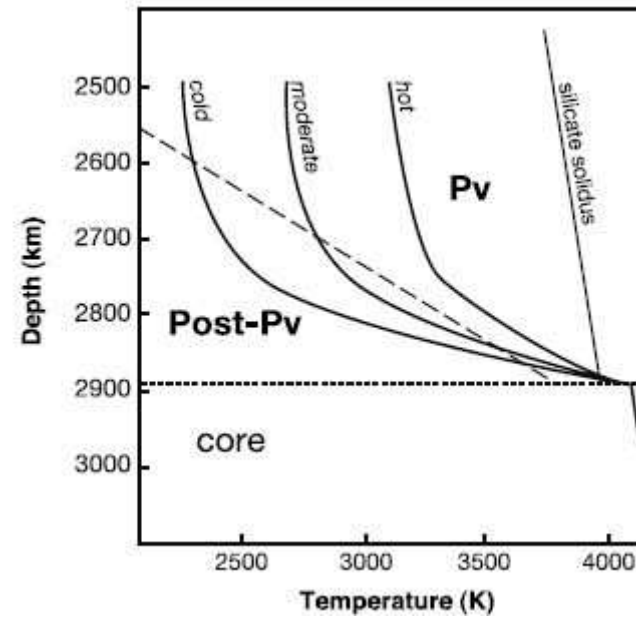
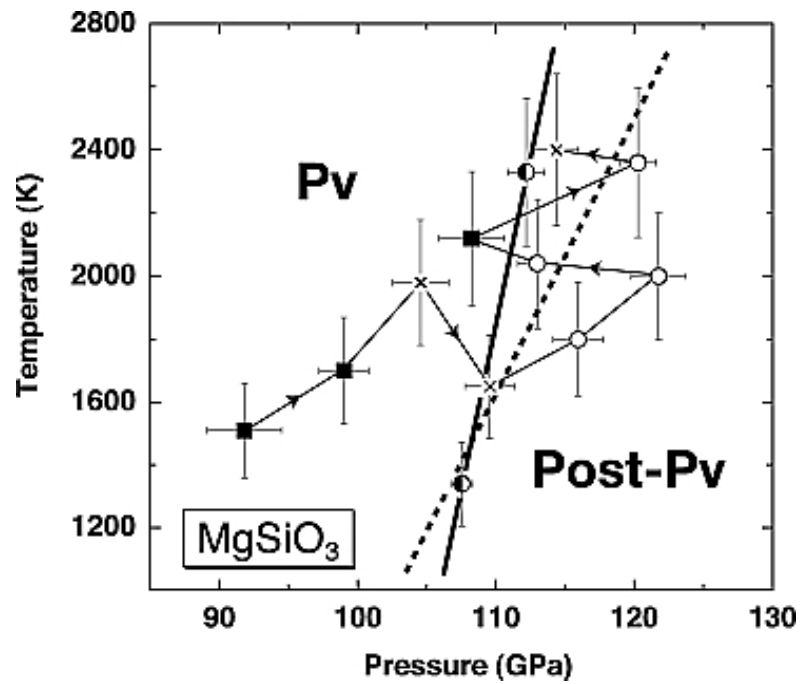
Prédite par les calculs abinitio

Pourrait correspondre à la D''

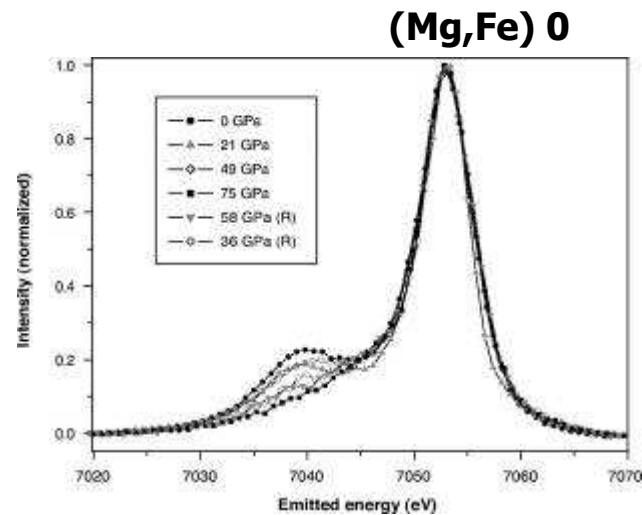
Mais: - anisotropie pas forcément en accord...
- diagramme de phase pas forcément très bien contraint (difficile à étudier expérimentalement).



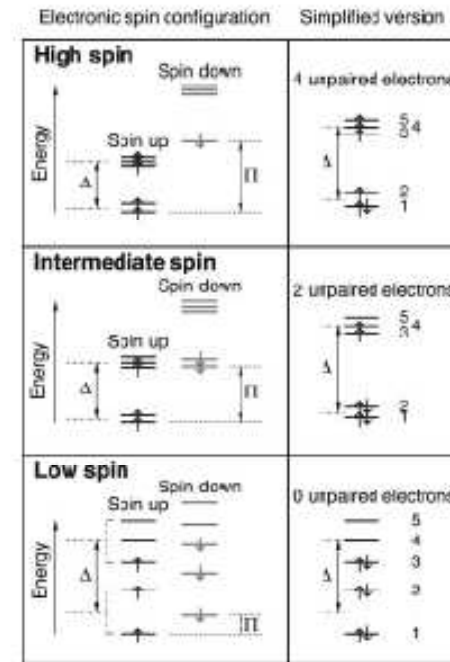
La post-perovskite



Transitions de spin



Badro et al., 2004



(Mg,Fe)SiO₃

Lin et al., 2004

Mise en évidence récente de transitions dans la structure électronique du fer dans la perovskite et la magnésio-wüstite. $P > 60$ GPa.

Ces transitions correspondent à des changements de spin des orbitales externes.

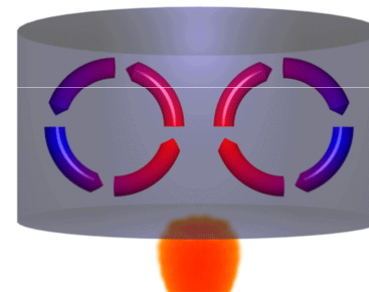
Structure thermique de la Terre

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



Mécanismes du transport conductif

La conduction de la chaleur.

Dans les gazs:

Transfert via des collisions entre les molécules.

Dans les cailloux

Transfert par les modes de vibrations du solide (phonon)

Dans les métaux

Transfert via les mouvements d'électrons (très efficace).

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.

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

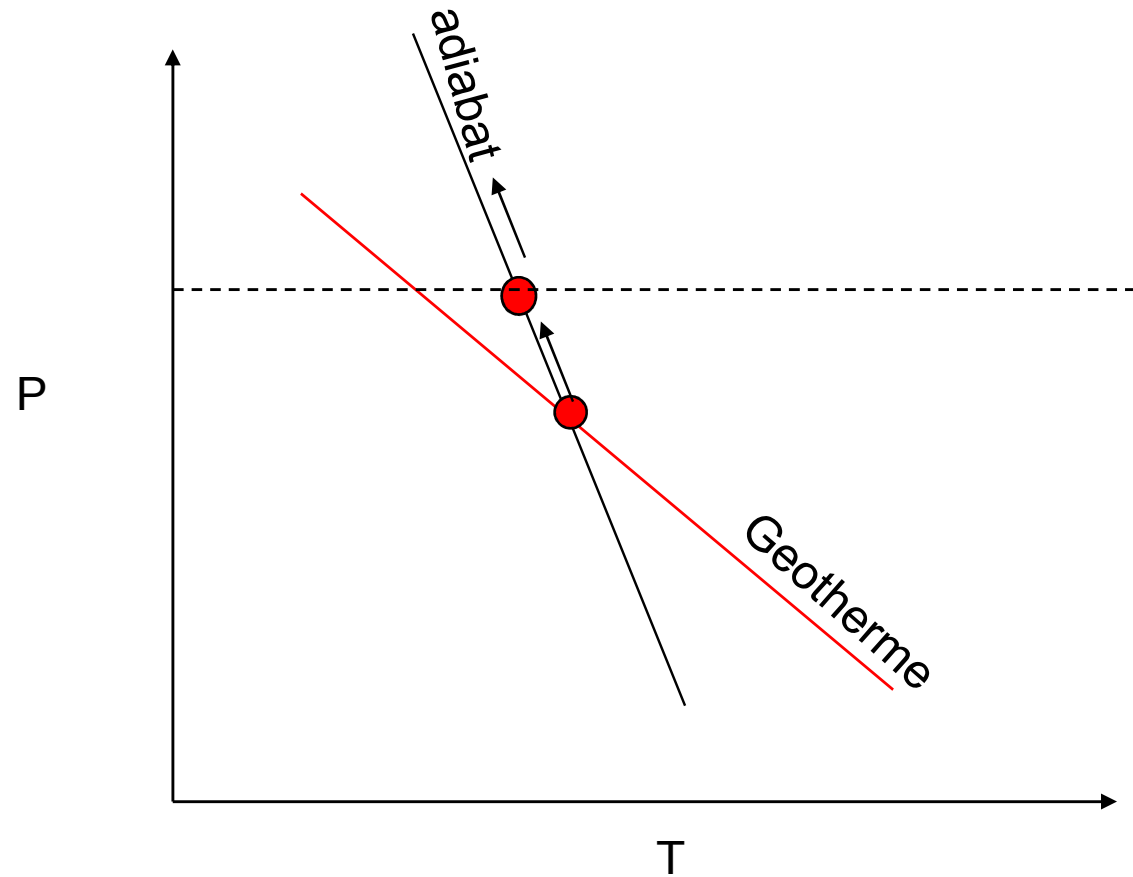
Convection: Rayleigh > 1700

Sur Terre: Ra = 10⁸

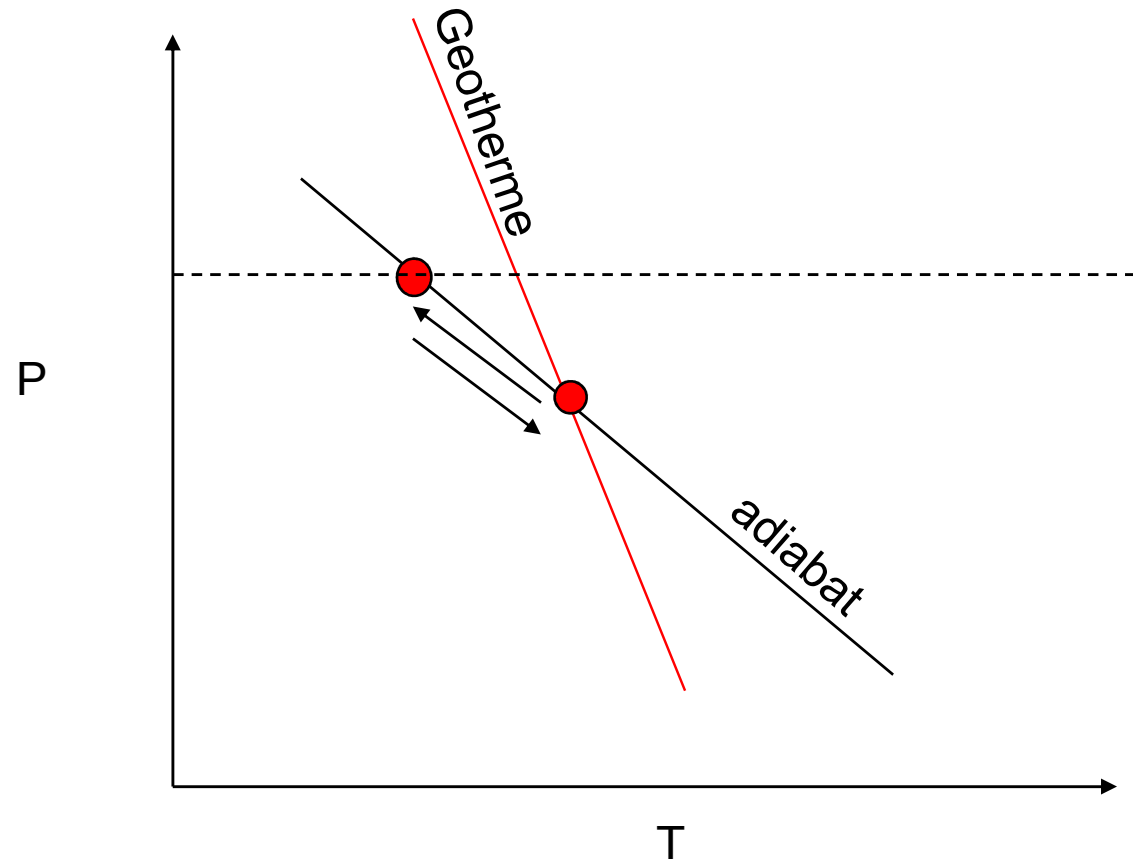
Au sein d'une couche convective la température suit le gradient adiabatique.

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

Les couches convectives

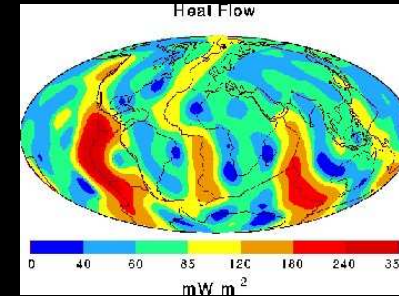


Les couches convectives



Les points d'ancrage

Le flux de chaleur et la température en surface.



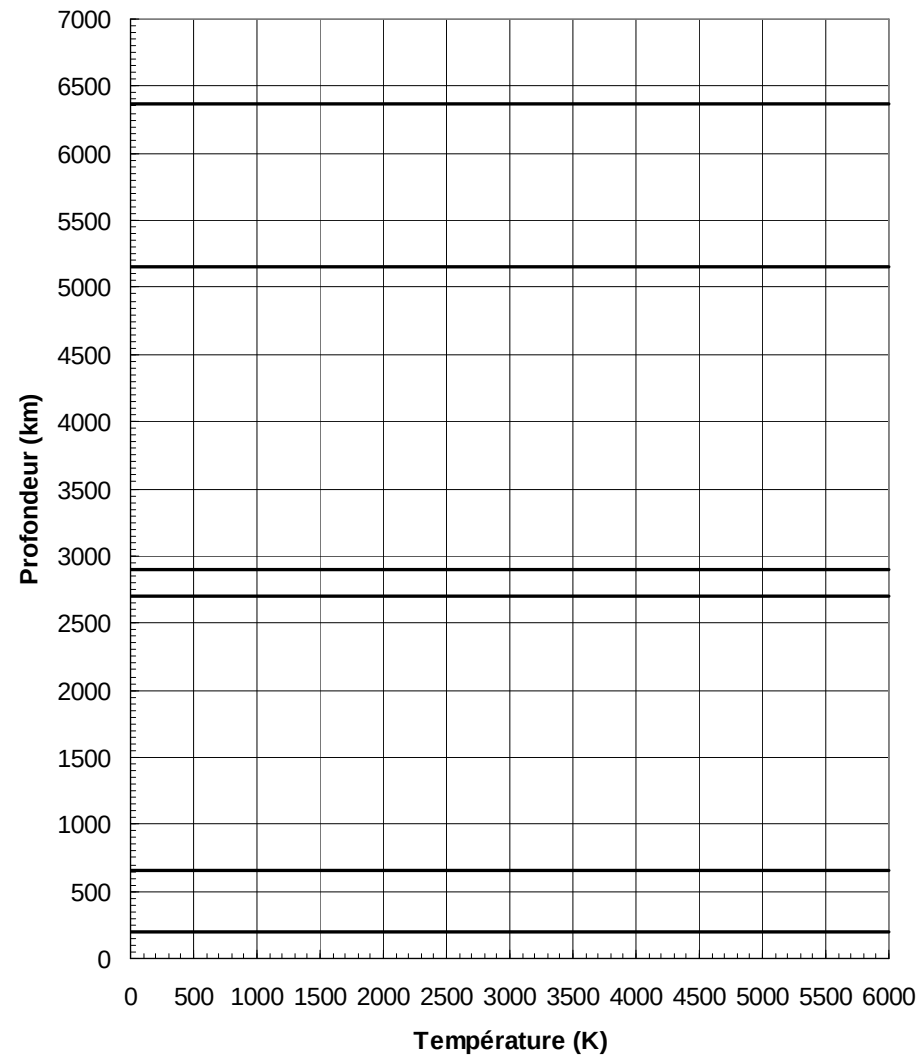
Thermobarométrie des roches de la lithosphère.



Limite fer liquide/fer solide: point de fusion à haute pression (300 GPa) connu grâce aux ondes de choc.



Exercice: construction du géotherme



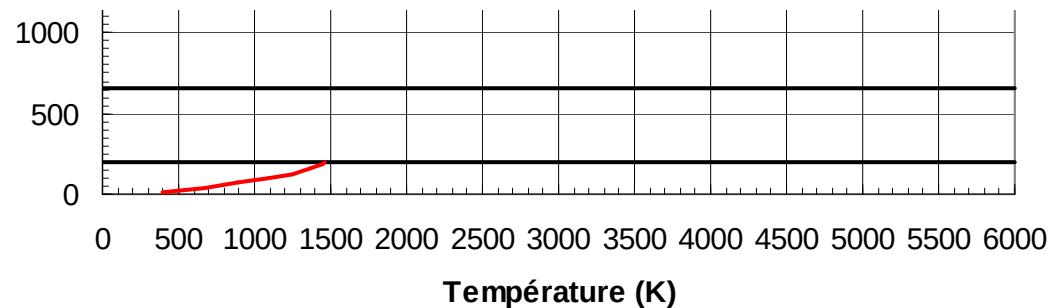
Exercice: construction du géotherme

1) La lithosphère :

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

$$\frac{k}{\rho C_p} \frac{d^2 T}{dz^2} + H = 0 \quad \text{état stationnaire}$$

D'où
$$T = -\frac{H}{2D} z^2 + \frac{\Phi_0}{k} z + T_s \quad \text{T} \sim 1200^\circ\text{C} \text{ en base de lithosphère}$$

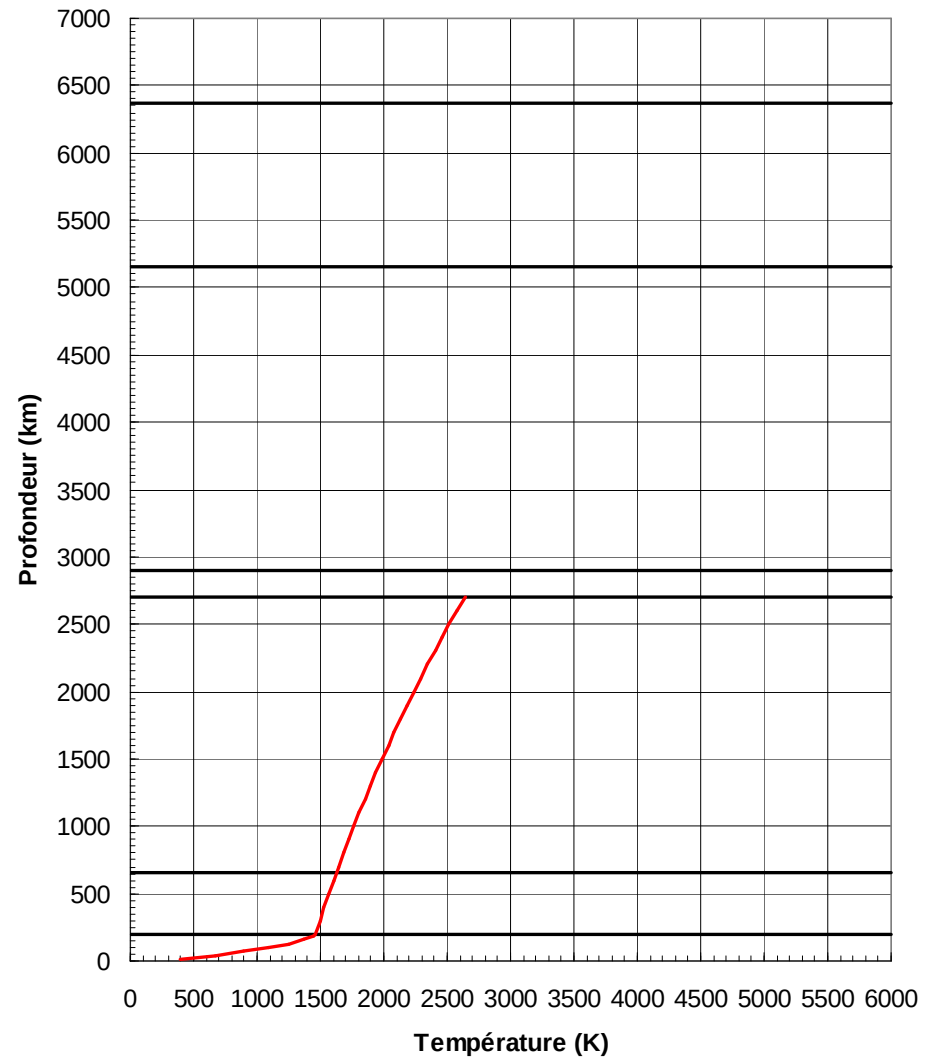


Exercice: construction du géotherme

2) Le manteau

$$T(z) = T_{200km} \exp\left(\frac{\alpha g}{C_p} (Z - 200000)\right)$$

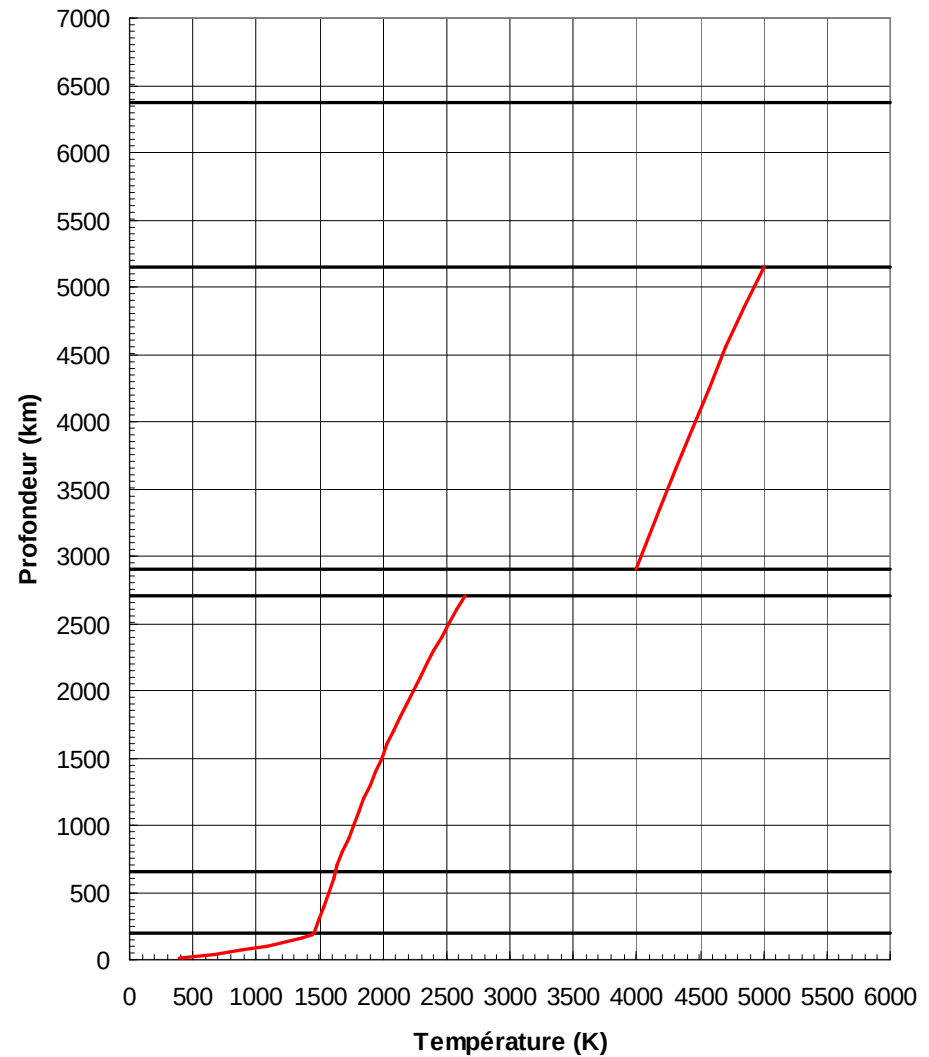
T ~ 2400°C en base de lithosphère



Exercice: construction du géotherme

3) Le noyau

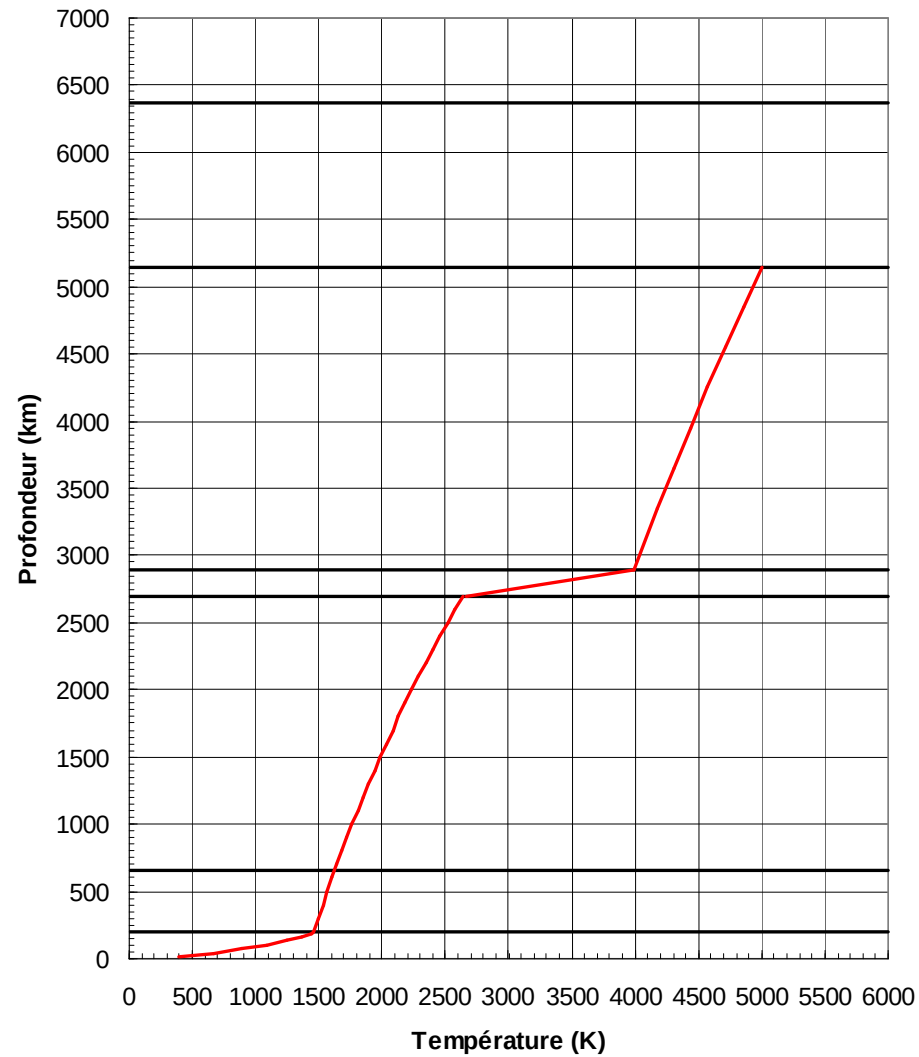
$T \sim 2400^\circ\text{C}$ au sommet du noyau externe liquide.



4. Structure thermique de la Terre

Exercice: construction du géotherme

La couche D''



La dynamique interne de la Terre



La tectonique des plaques

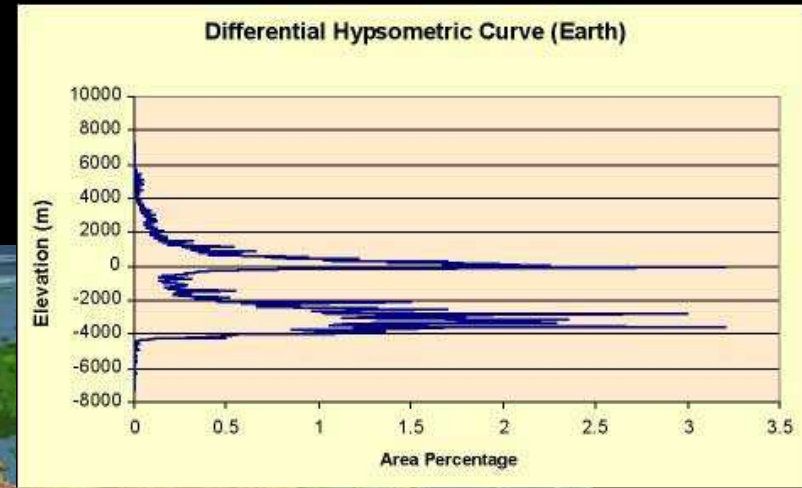
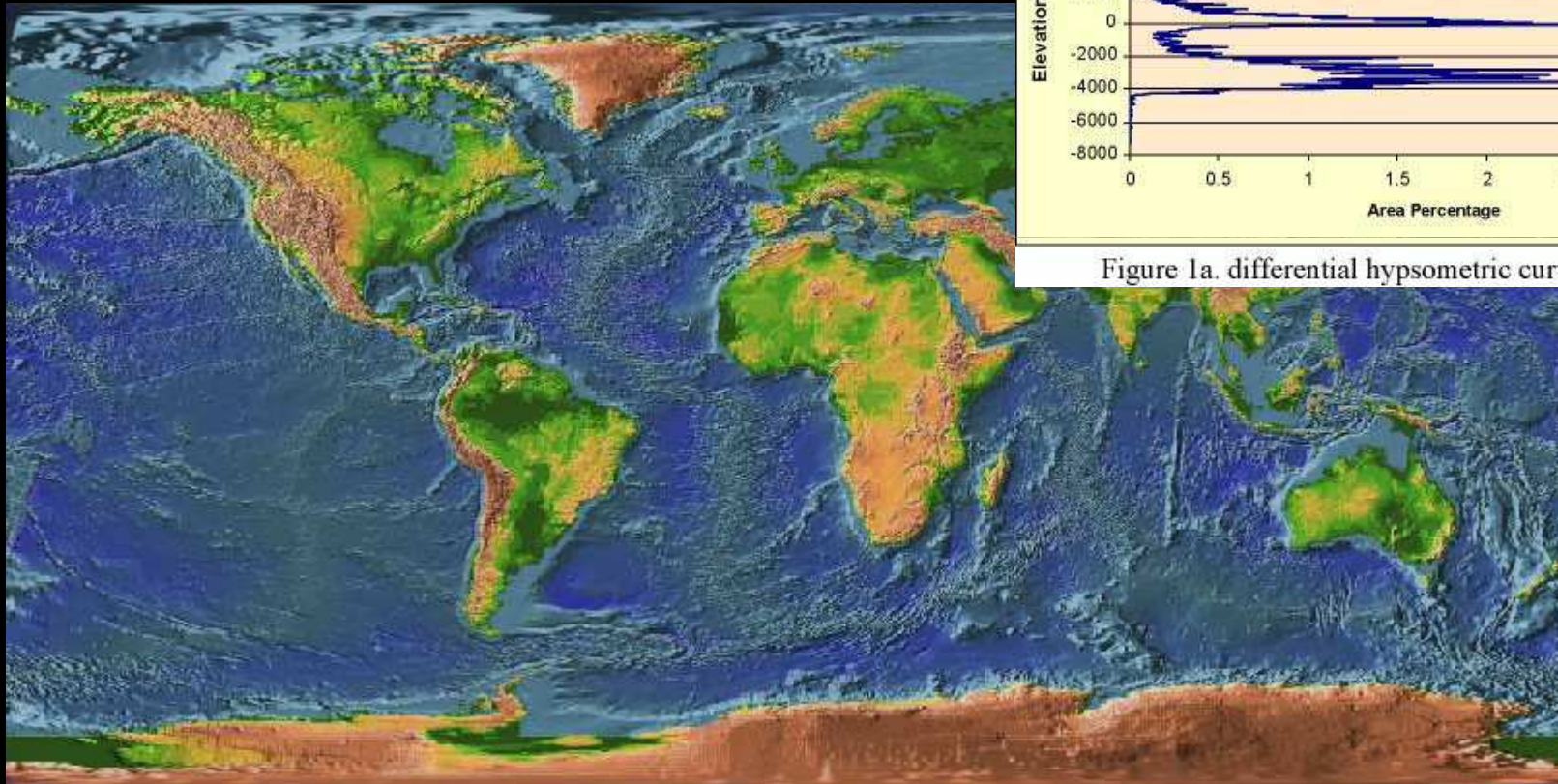
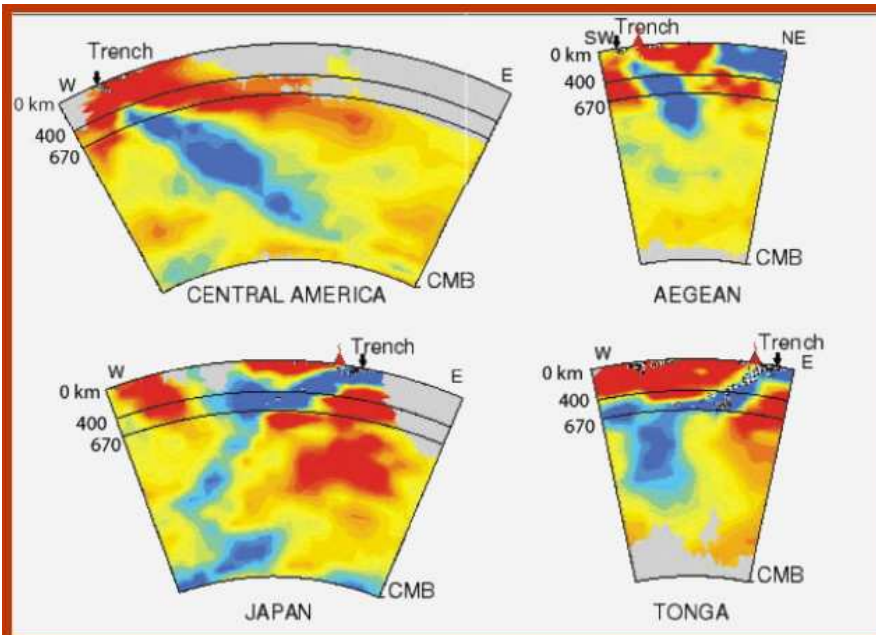


Figure 1a. differential hypsometric curve for Earth



Images tomographiques au niveau de l'Amérique centrale (Central America), Japon (Japan), Égée (Aegean) et Tonga.

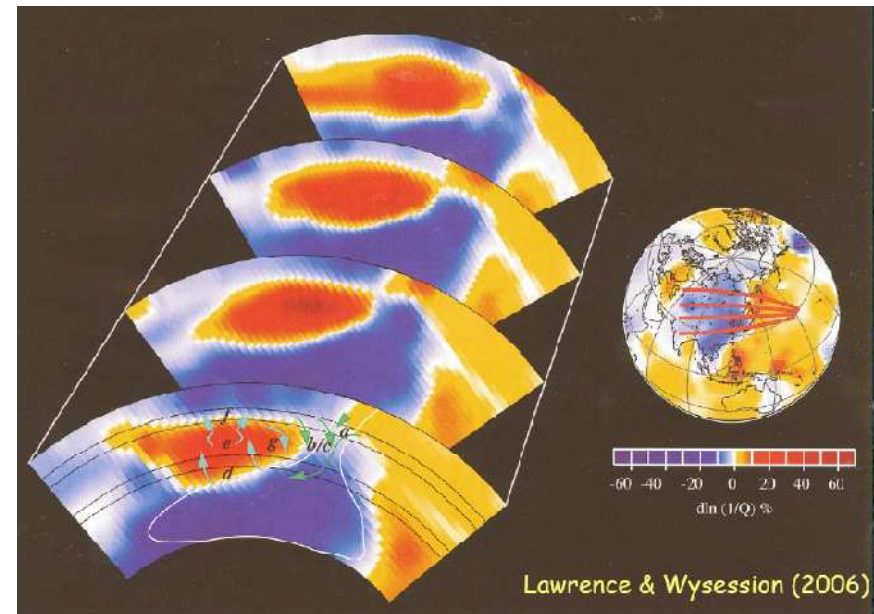
La tomographie sismique permet d'établir des "coupes" du globe terrestre grâce à une analyse des vitesses de propagation des ondes sismiques. Les vitesses enregistrées dépendent, notamment, des caractéristiques physiques du milieu traversé (température, pression).

Sur chaque image, les régions colorées en rouge correspondent aux régions anormalement chaudes, la vitesse des ondes est inférieure à la vitesse "normale". Les zones colorées en bleu montrent des régions « froides » ; les ondes s'y propagent rapidement.

Sur ces cartes sont indiquées les profondeurs 400 et 670 km correspondant au changement de phase olivine-spinelle et spinelle-oxyde (pérovskite).

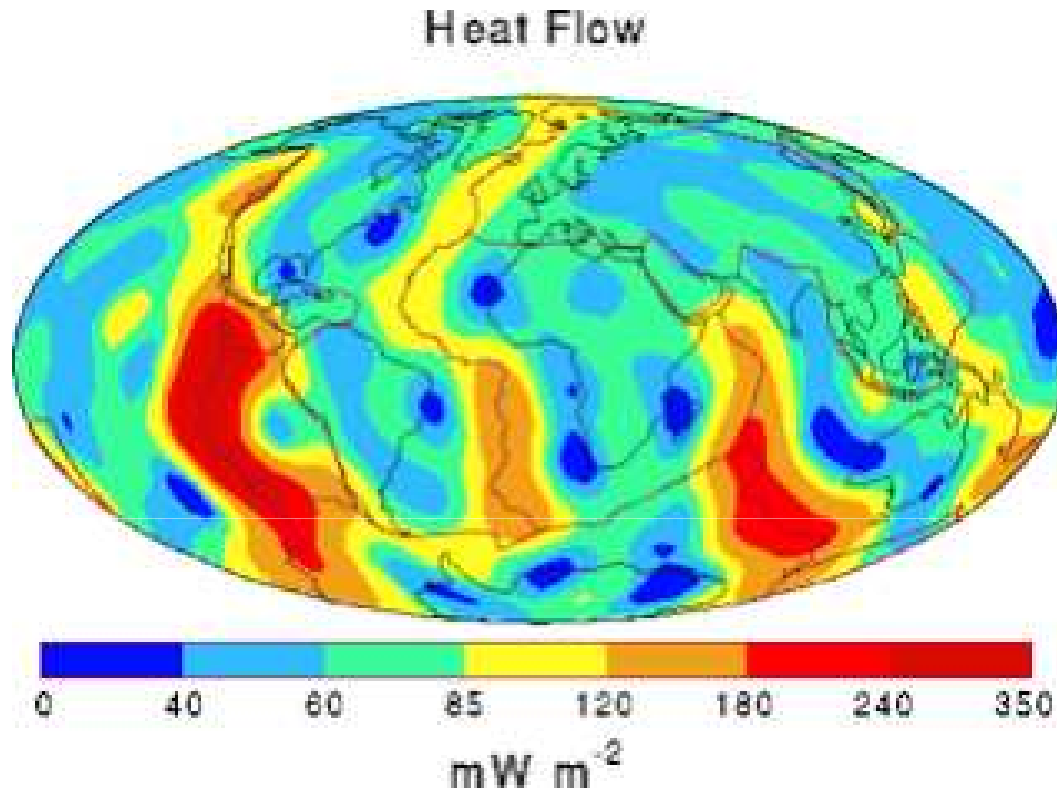
Ces zones froides correspondent aux plaques océaniques subduites dans la manteau. NB : ces images semblent indiquer que la plaque plongeante s'enfonce sous la limite 670 km pour atteindre l'interface manteau-noyau (CMB : Core mantle boundary).

Source : IGP Paris



Lawrence & Wysession (2006)

Le flux de chaleur en surface



$$\text{Flux} = \text{W/m}^2$$
$$\text{W} = \text{J/s}$$

Valeur moyenne = 65 mW/m^2 . Il faut $\sim 100 \text{ m}^2$ de sol pour faire tourner une ampoule.

On remarque:

- différence continent océan.
- différence dorsale lente dorsale rapide.

Total intégré = 34 TW.
D'où vient cette chaleur?

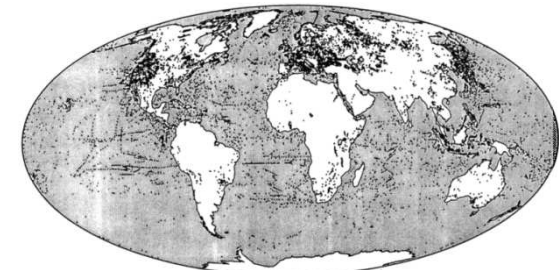


Figure 1. Geographic distribution of heat flow measurement sites.

Pollack et al.,
Rev. Geo. 1993



		Croute continentale	Croute océanique	Manteau
Production massique	U	$1,6 \cdot 10^{-10}$ W/kg	$0,9 \cdot 10^{-10}$ W/kg	$0,02 \cdot 10^{-10}$ W/kg
	Th	$1,6 \cdot 10^{-10}$ W/kg	$0,7 \cdot 10^{-10}$ W/kg	$0,03 \cdot 10^{-10}$ W/kg
	K	$0,7 \cdot 10^{-10}$ W/kg	$0,1 \cdot 10^{-10}$ W/kg	$0,007 \cdot 10^{-10}$ W/kg
Flux intégré en surface		51,6 mW.m ²	75,6 mW/m ²	-
Puissance produite		6,4 TW	1,5 TW	16,4 TW
Total		24 TW		

Il faut 10^8 m³ (0.1 km³) de croute pour faire fonctionner une ampoule.
Le total de la production radioactive est 24 TW ($24 \cdot 10^{12}$ W).
Si on compare avec le flux en surface il manque 10 TW. D'où viennent t-il?

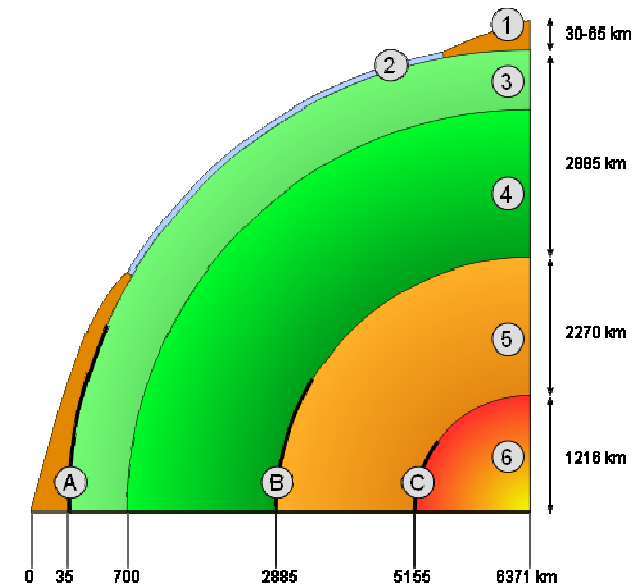
Couche D'' et flux de chaleur

Quel valeur pour le flux sortant?

Quelle valeur pour ce flux ? Contrôlée par l'épaisseur et la nature des matériaux de D''. Couche assez énigmatique. Enrichie en élément radioactifs (réservoir caché)?

Présence de transfert radiatifs possible car on est à très haute température.

Cette couche influence la quantité de chaleur évacuée du noyau.



Transitions de spin, transfert radiatif?

**Matériaux très chauds: émission thermique forte.
Possibilité de transfert de chaleur radiativement.**



**Le transfert de chaleur par radiation est généralement négligé.
La présence de cette transition implique une diminution
d'opacité du manteau.
Les photons voyagent plus loin et pourraient transporter de la
chaleur.**

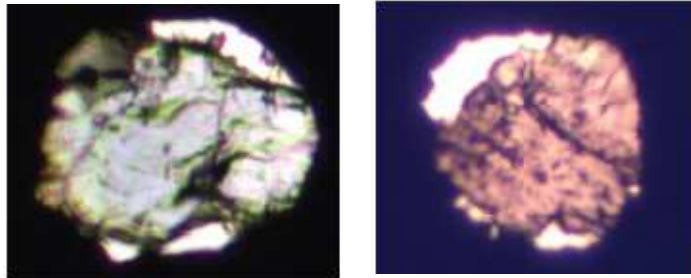
Contrôlé en fait par la quantité de Fe^{3+}

Le transfert radiatif?

A très haute température le transport radiatif pourrait devenir important ($>3000\text{K}$).

Celui-ci est contrôlé par la couleur du manteau. Si les matériaux sont opaques, pas de transfert radiatif. Si ils sont transparent il peut y avoir du transfert radiatif.

Perovskite low P

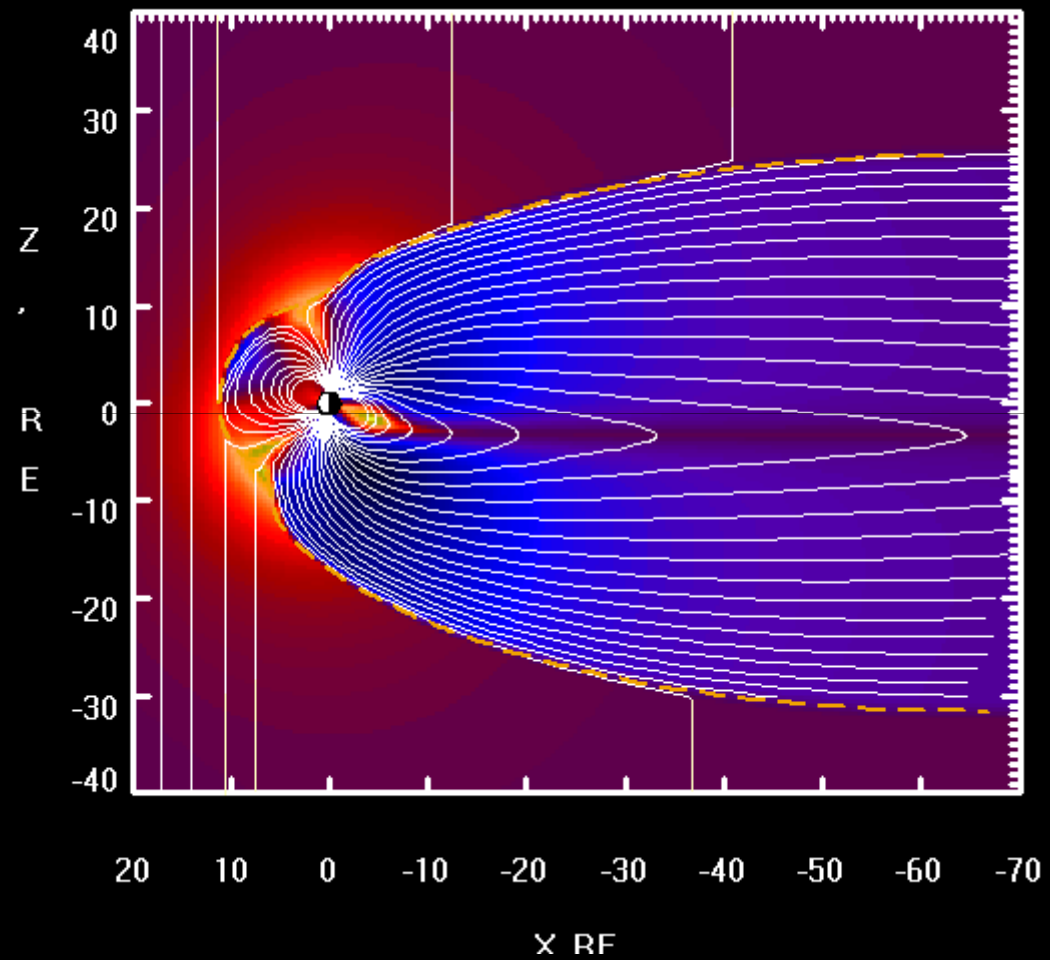


Perovskite 130 GPa

Celui-ci dépends en fait de la quantité de Fe^{3+} .

La Terre, magnétisme

Champ dipolaire intense
de $20\ \mu\text{T}$



Bilan énergétique du noyau

$$Q_{\text{CMB}} = Q_{\text{ICB}} + Q_{\text{C}} + Q_{\text{L}} + E_{\xi} + Q_{\text{H}}$$

Pertes totales

Flux du
noyau
interne

$$Q_{\text{C}} = - \int_{\text{v}} \rho C_{\text{p}} \frac{\partial T}{\partial t} dV.$$

Refroidissement
séculaire

$$Q_{\text{L}} = T_{\text{L}}(c) \rho \Delta S 4\pi c^2 \frac{dc}{dt} \equiv P_{\text{L}}(c) \frac{dc}{dt},$$

Chaleur latente
de cristallisation

Energie liée à la
redistribution des
solutés

$$Q_{\text{H}}(t) = M_{\text{C}} \sum_{i=1}^N h_i e^{-\lambda_i t}$$

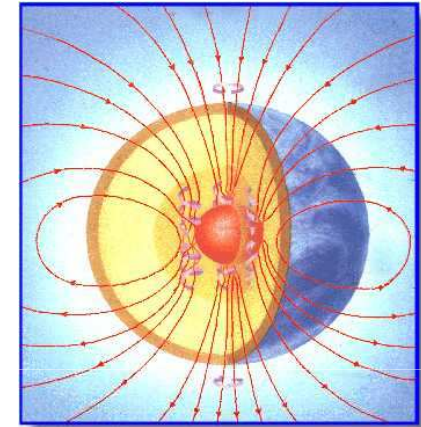
Chaleur
radiogénique

$$E_{\xi} = \int_{\text{OC}} (\mu - \mu_{\text{ICB}}) \frac{d\xi}{dt} d$$

La Terre, magnétisme

Rock Unit	N_{dir}	I°	D°	k	α_{95}	N_{int}	Intensity (μT)
1. Dalmein Pluton	10	66.0	80.3	185.2	3.6	10	47.6 ± 7.6
2. Kaap Valley Pluton (+)	8	56.1	101.0	26.2	11.0	6	35.4 ± 10.1
3. Kaap Valley Pluton (-)	7	-24.1	273.3	46.0	9.0	5	23.8 ± 5.1
4. Dalmein Dike	3	-45.5	357.2	177.7	9.3		
5. Kaap Valley Dike	6	-8.6	192.8	45.0	10.1		

Average site locations: 1. 26.08° S, 30.93° E, 2. 25.73° S, 31.07° E, 3. 25.79° S, 30.92° E.



Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals

John A. Tarduno^{1,2}, Rory D. Cottrell¹, Michael K. Watkeys³ & Dorothy Bauch¹

Vol 446 | 5 April 2007 | doi:10.1038/nature05667

La graine solide

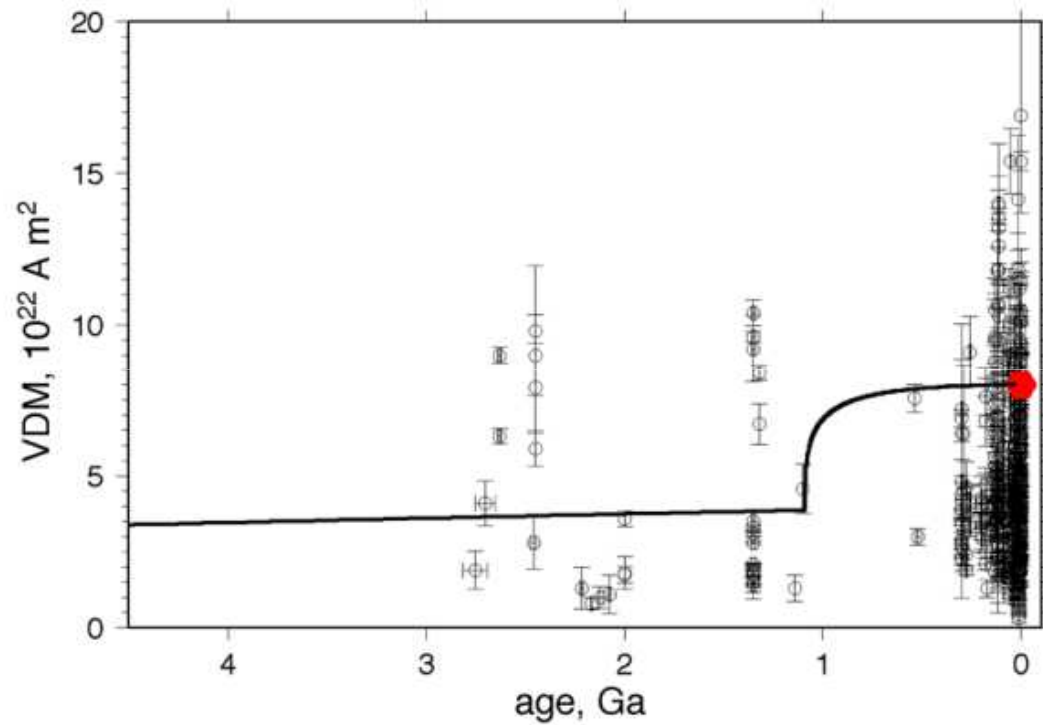
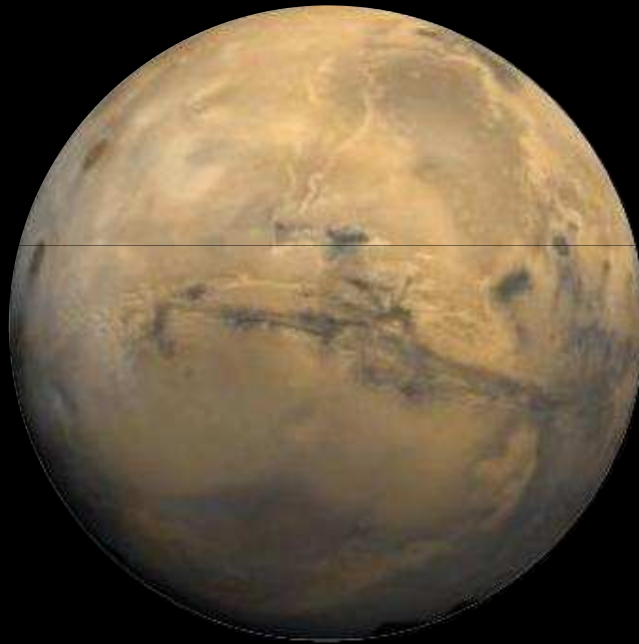


Fig. 6 Dipole moment of the Earth's magnetic field calculated for the models of Figs. 4 and 5 and compared to paleomagnetic data. The *red hexagon* is the present value and the dipole is assumed to scale as the square root of the ohmic dissipation

La dynamique interne de Mars



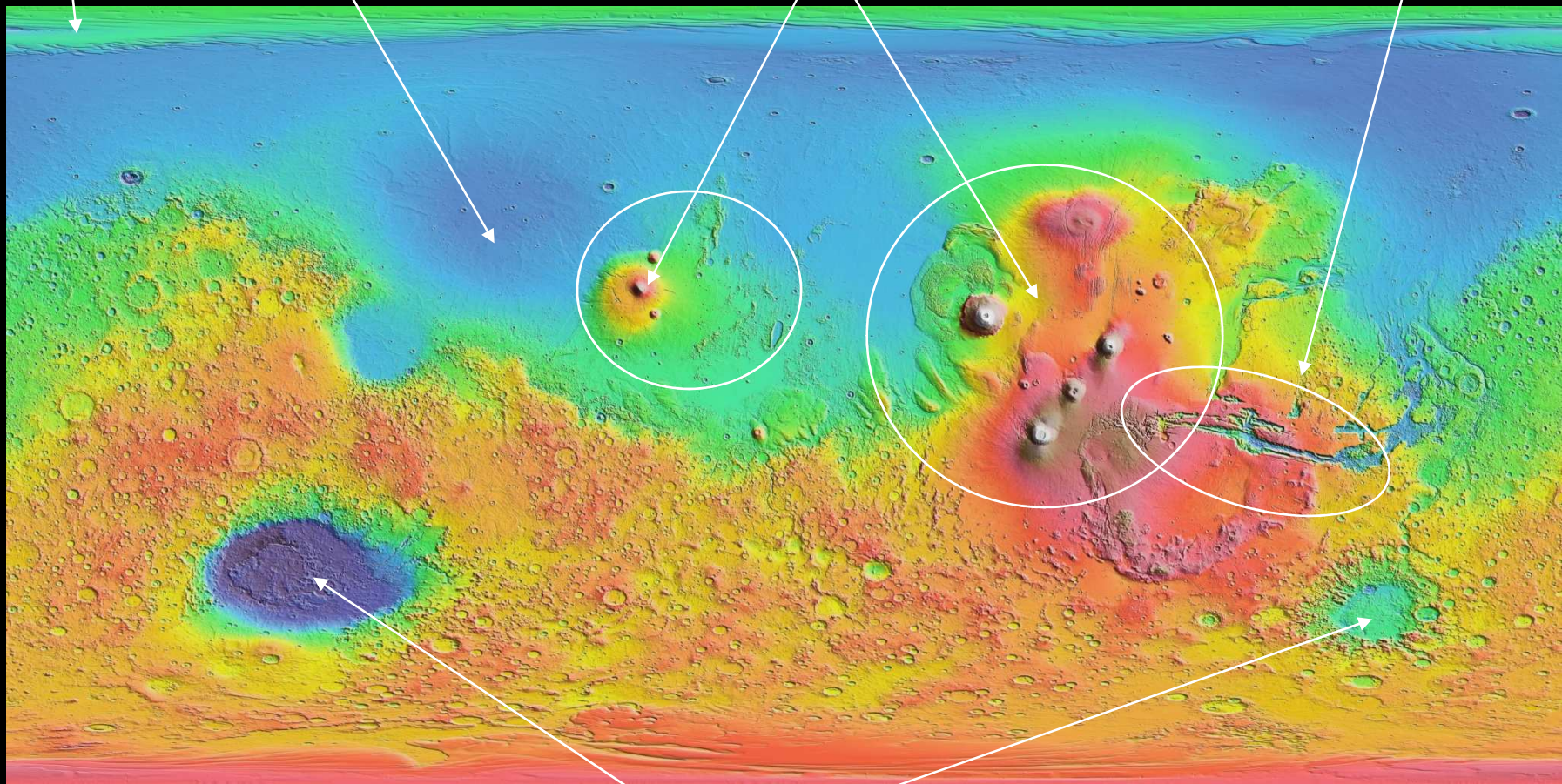
Mars, topographie

Calotte

Plaines du Nord

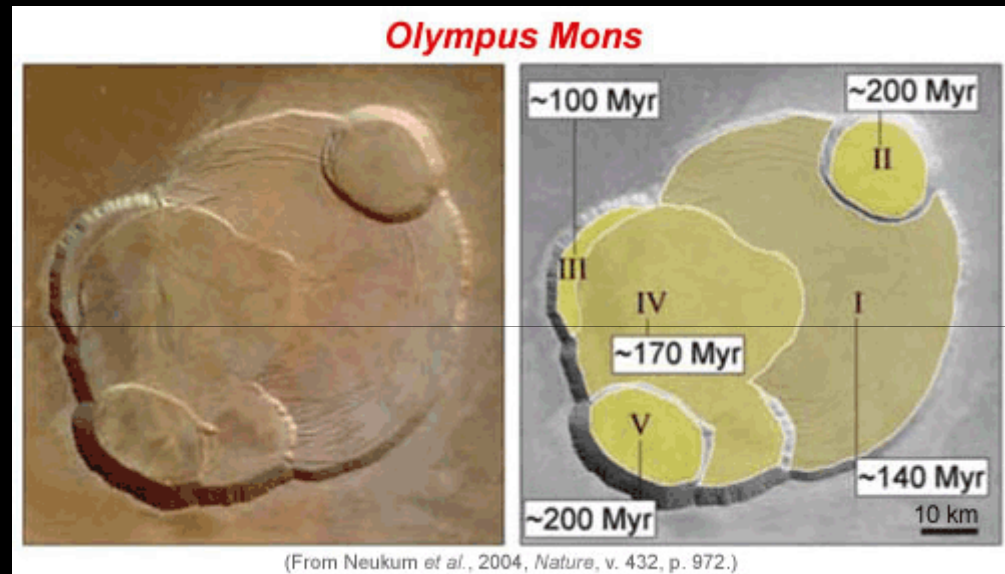
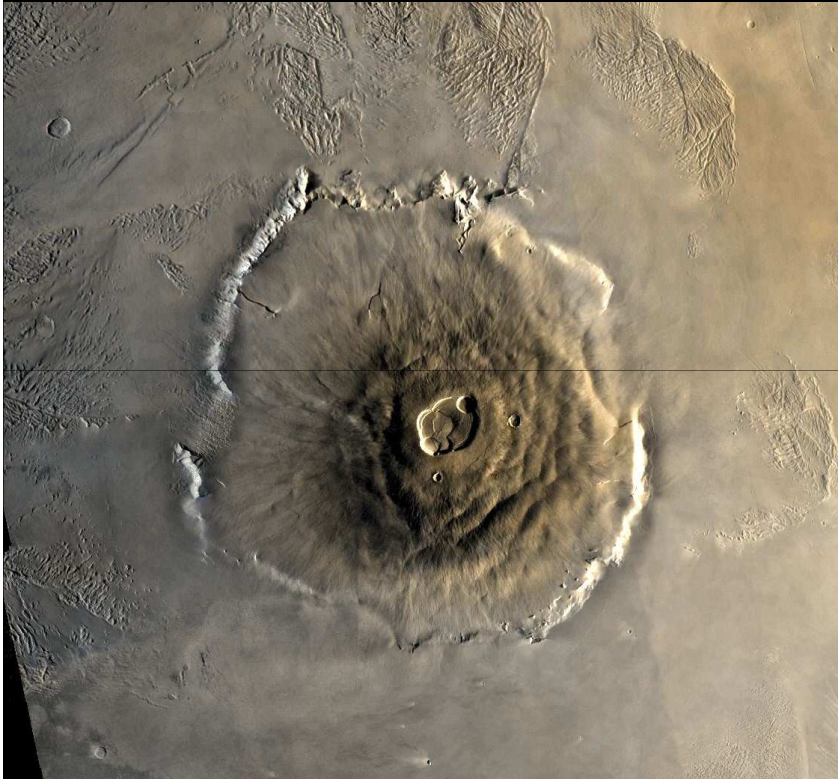
Domes volcaniques

Canyon
(vales marineris)



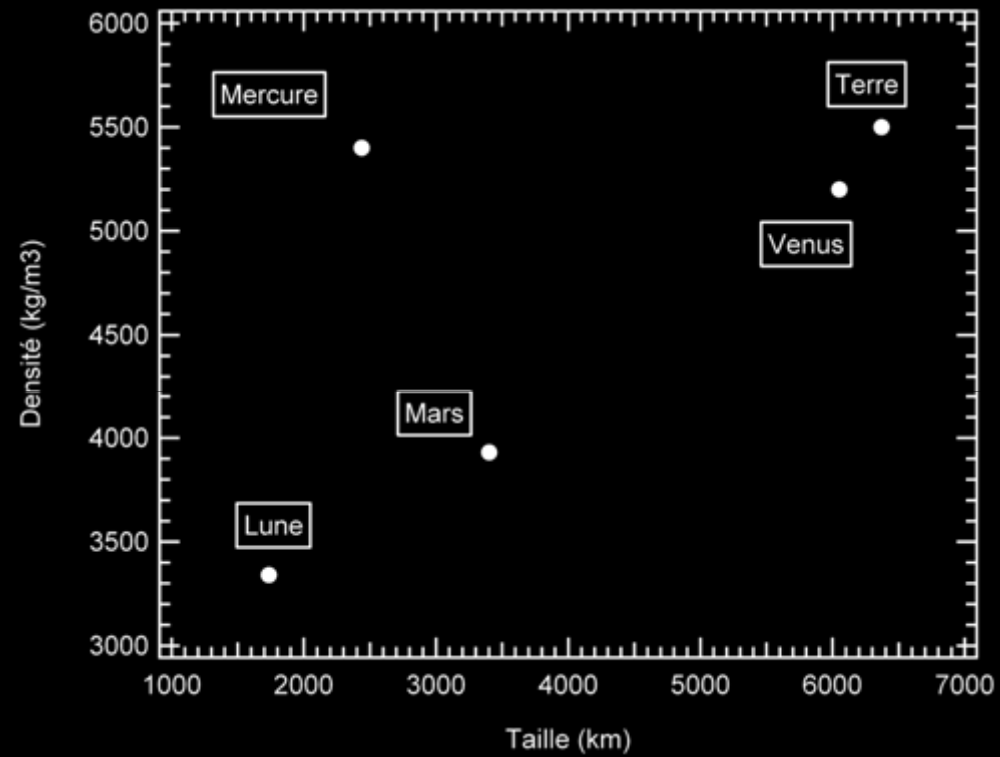
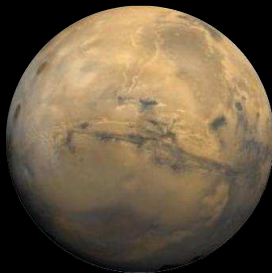
Bassins d'impact

Le volcan Olympus Mons



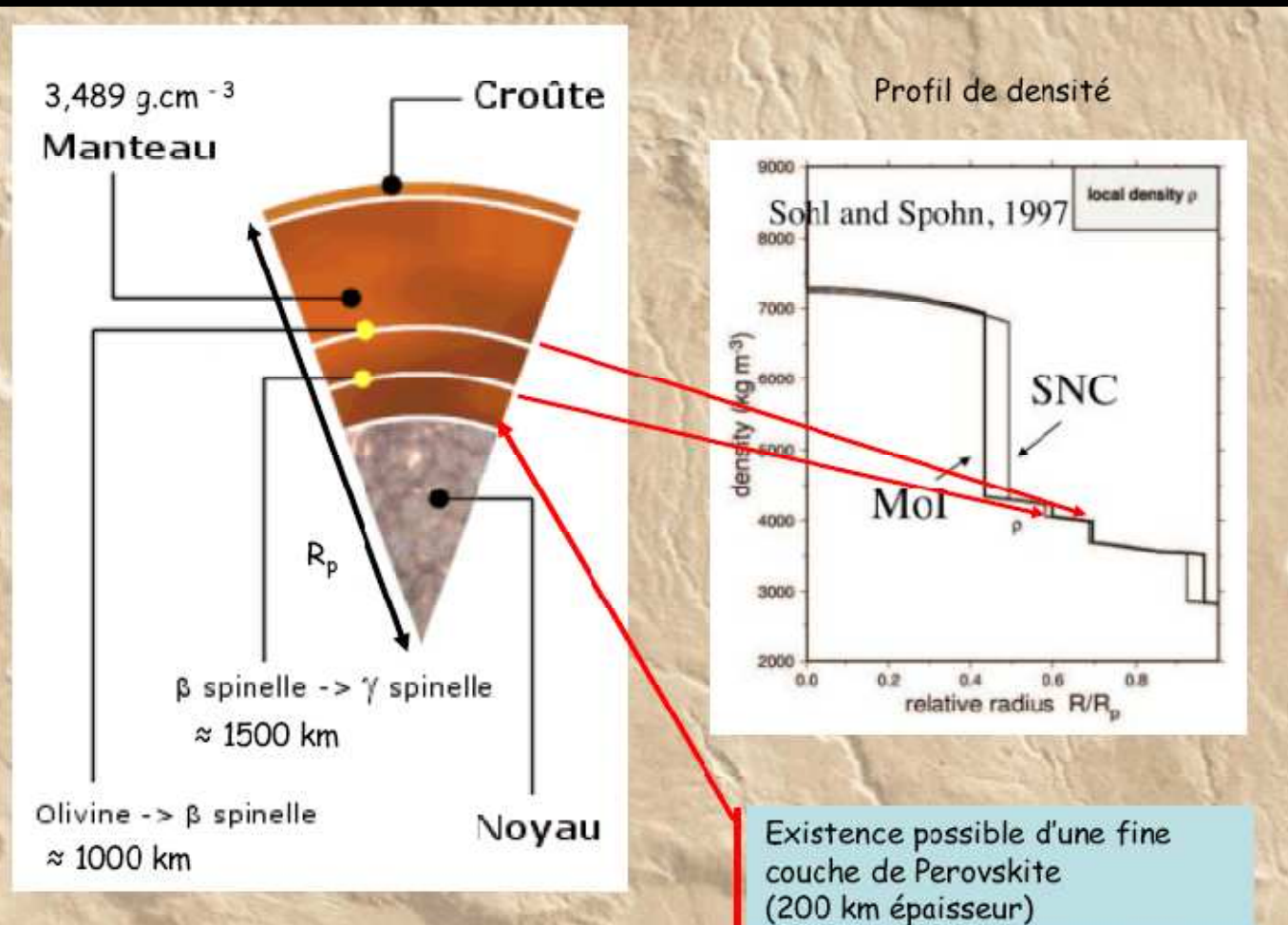
Volcanisme basaltique.
Des roches acides ont été reportées.
Neukum et al., *Nature*, 2004

Mars, structure interne



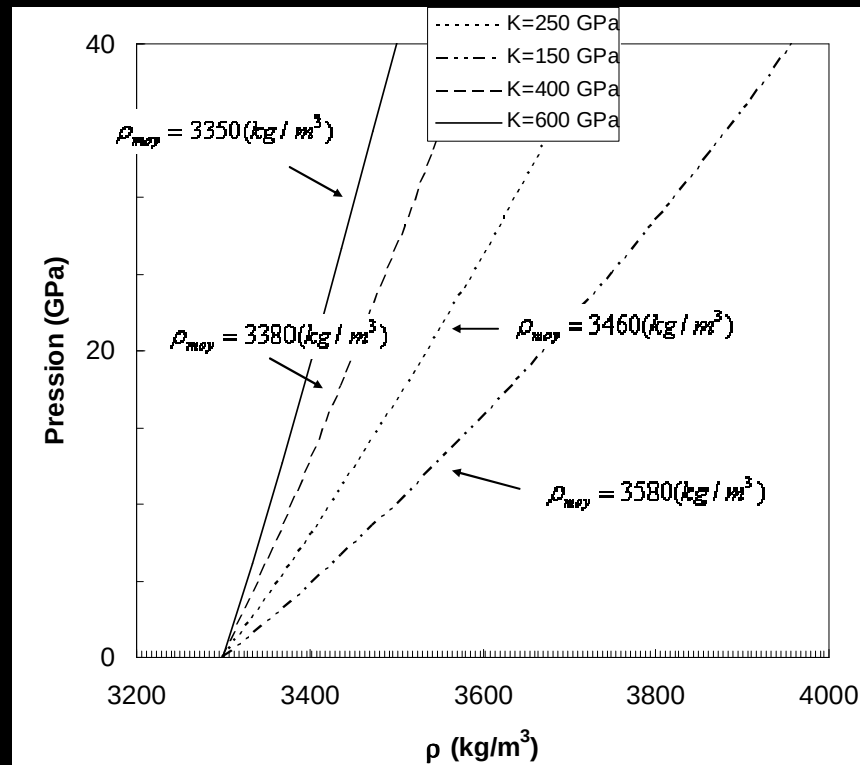
Mars, structure interne

Modele pas trop mal contraint grace aux météorites.

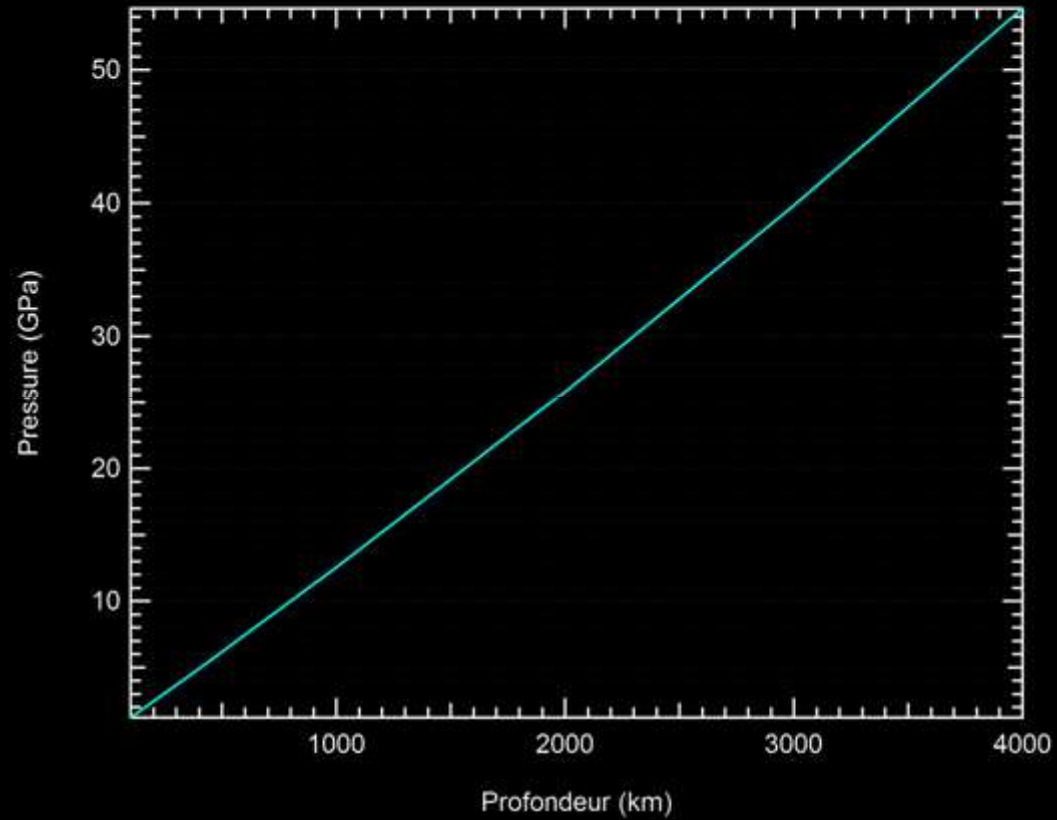


Exercice: structure interne de Mars

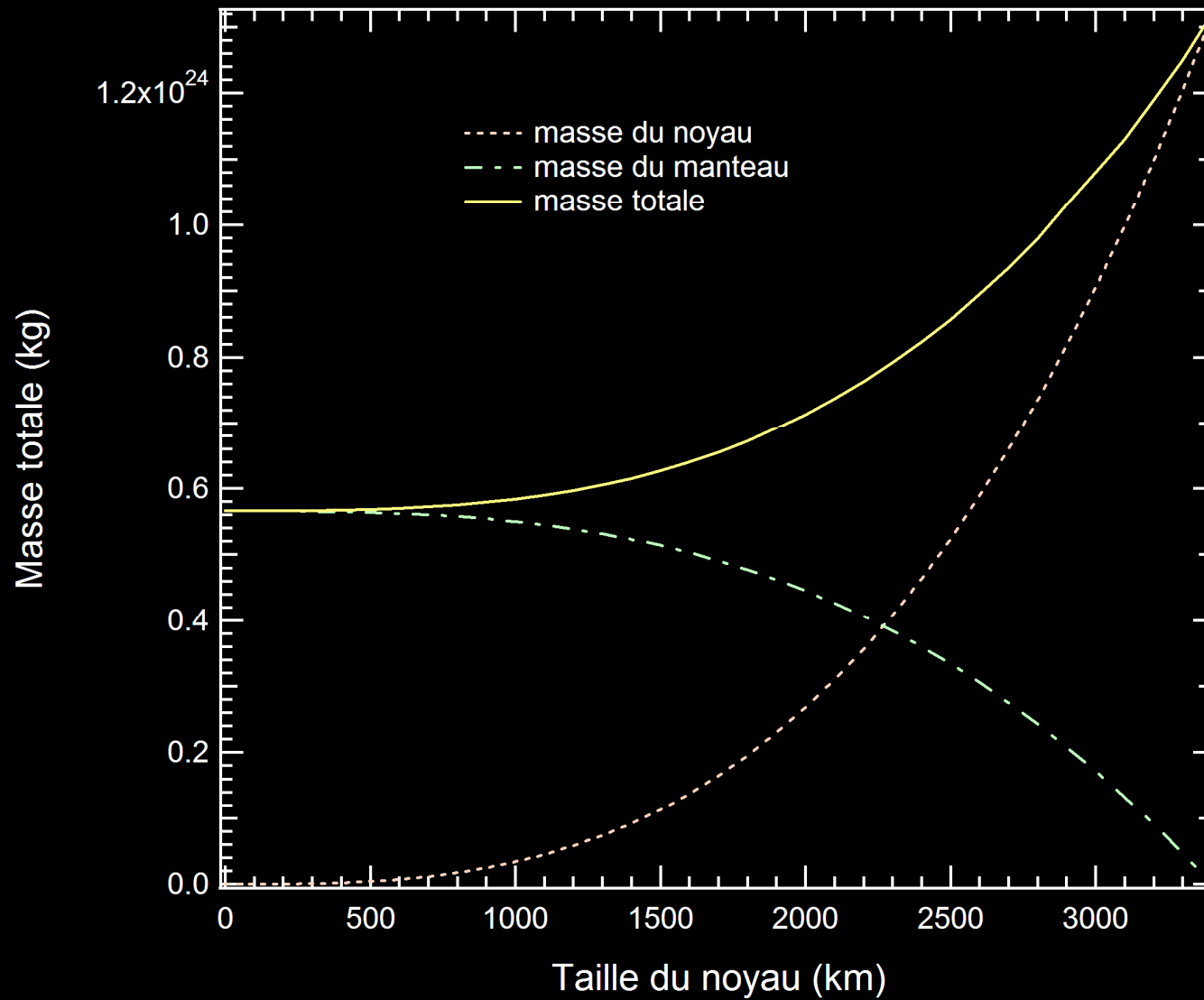
$$P(V) = \frac{3K}{2} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{7}{3}} - \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{5}{3}} \right] \left\{ 1 + \frac{3}{4} (K' - 4) \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{2}{3}} - 1 \right] \right\}$$



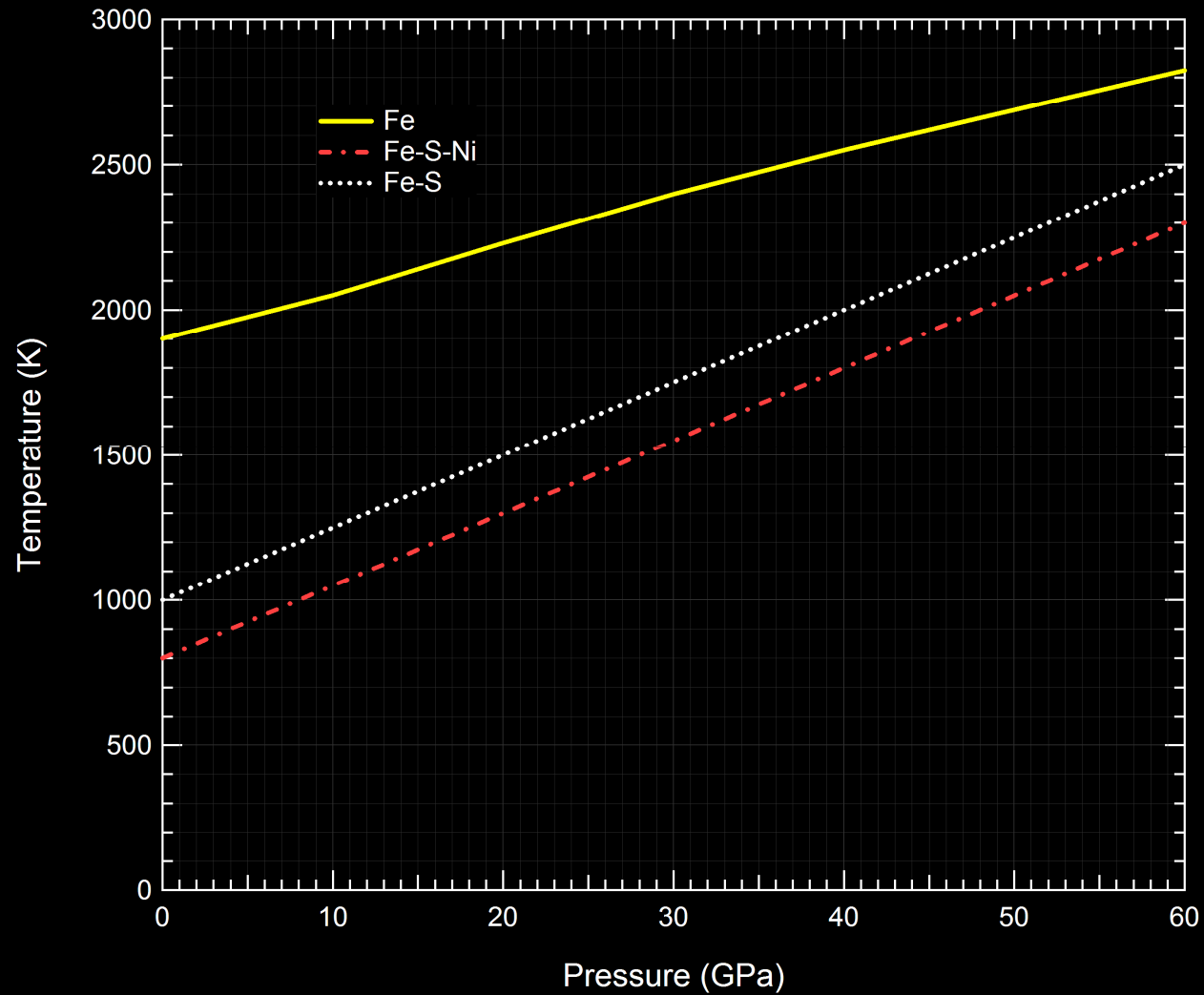
Exercice: structure interne de Mars



Exercice: structure interne de Mars



Exercice: structure interne de Mars



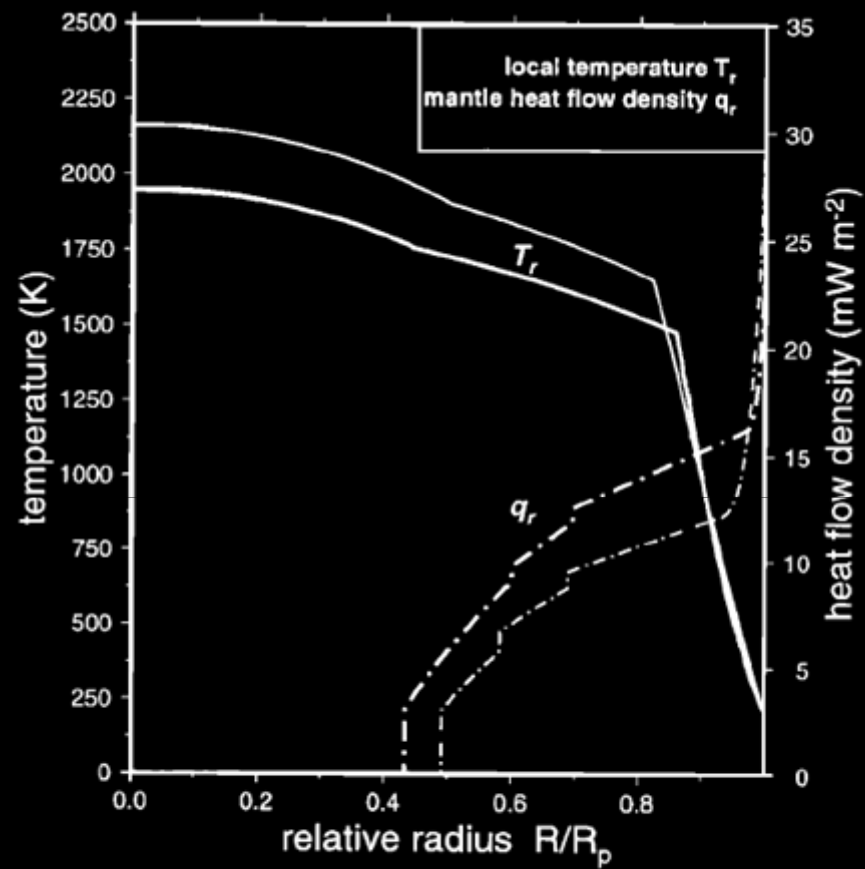
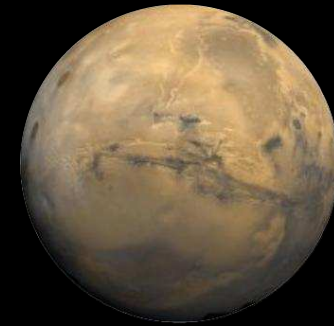
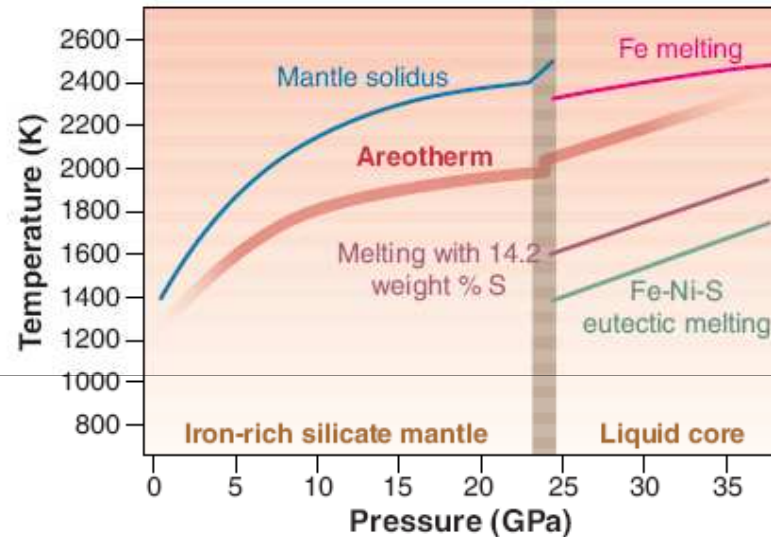
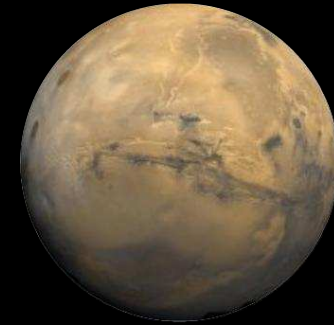


Figure 7. Radial distribution of temperature and heat-flow density for model A (heavy curve) and model B (light curve).

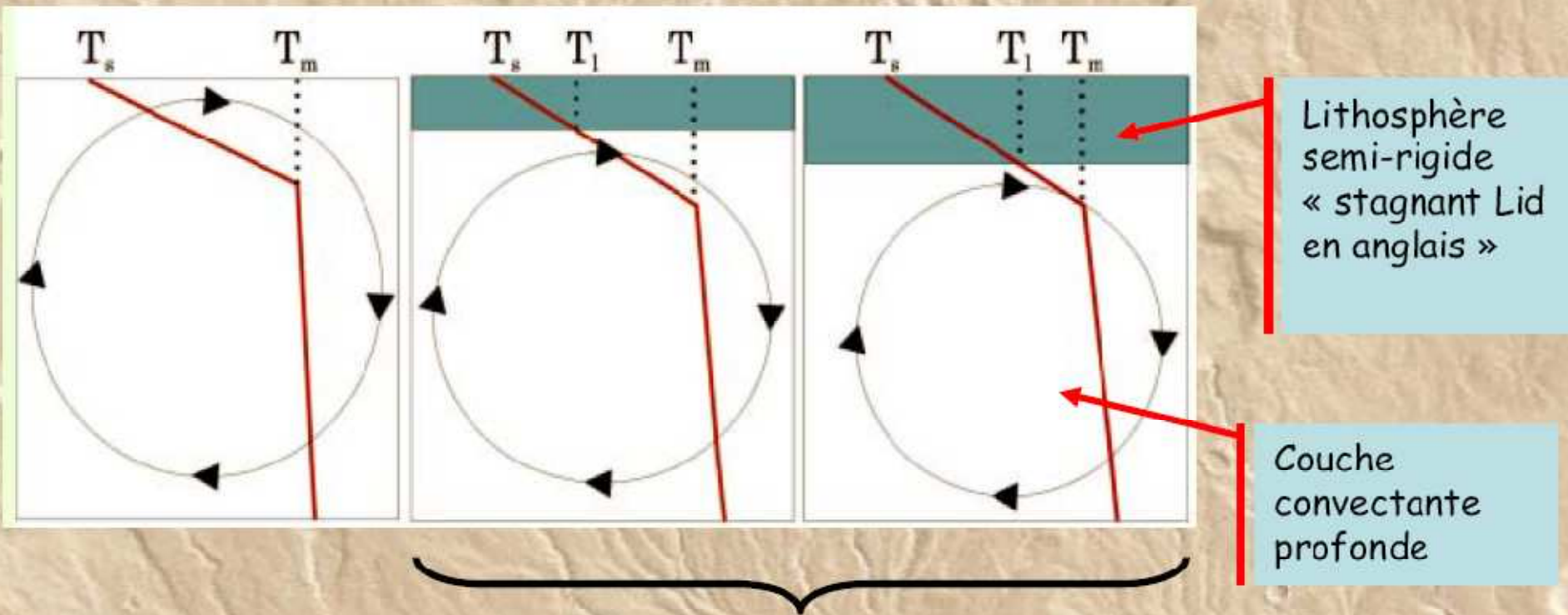




Evidence for a liquid core. Melting curves of putative martian mantle and core materials are compared with the estimated temperature profile (areotherm) for the martian interior. The martian mantle is expected to be solid, because its temperature is lower than the mantle solidus (the temperature at which 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.

Fei and Bertka, 2005

✓ Modèle d'évolution thermique de la mono-plaque



Tectonique des plaques

La croûte est constamment recyclée •
par de croissance verticale
Refroidit efficacement le manteau
Les hétérogénéités chimiques initiales de
la lithosphère océanique disparaissent

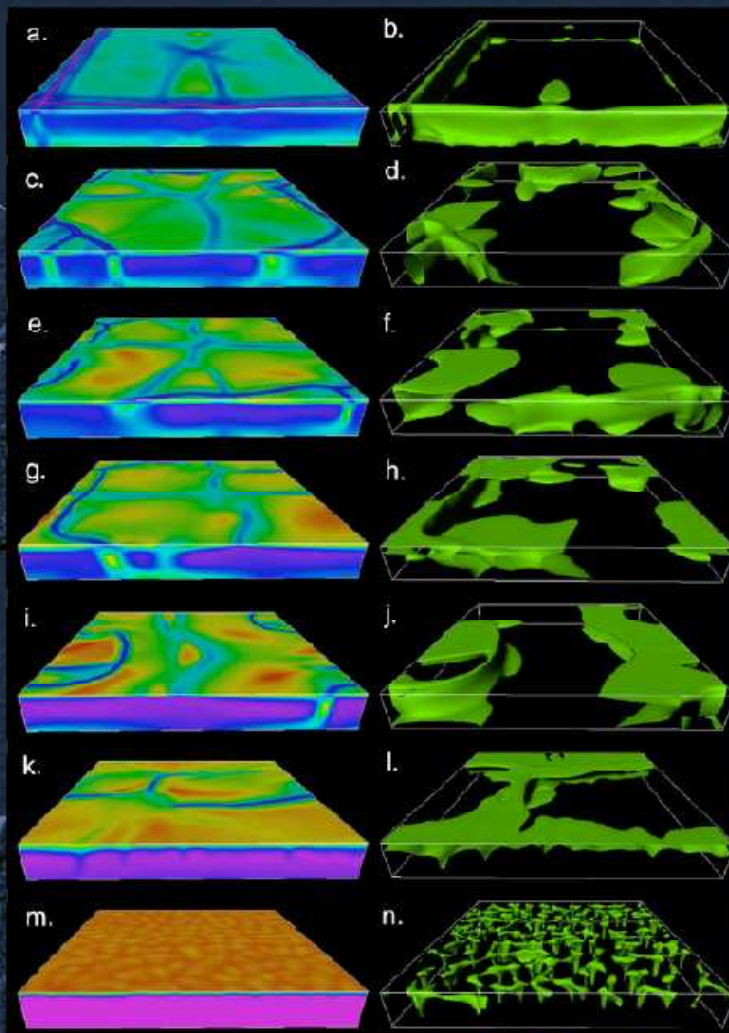
Mono-plaque

La lithosphère reste à peu près toujours
à même T mais s'épaissit au cours du
temps
 T toujours élevée de la couche
convectante profonde
Les hétérogénéités chimiques initiales de
la lithosphère demeurent

Mobile plates
(Earth)



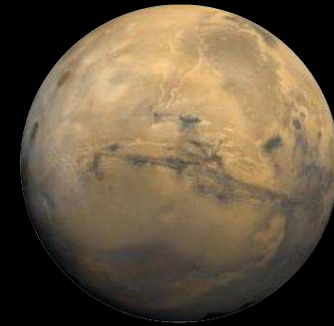
Stagnant lid
(Mars)



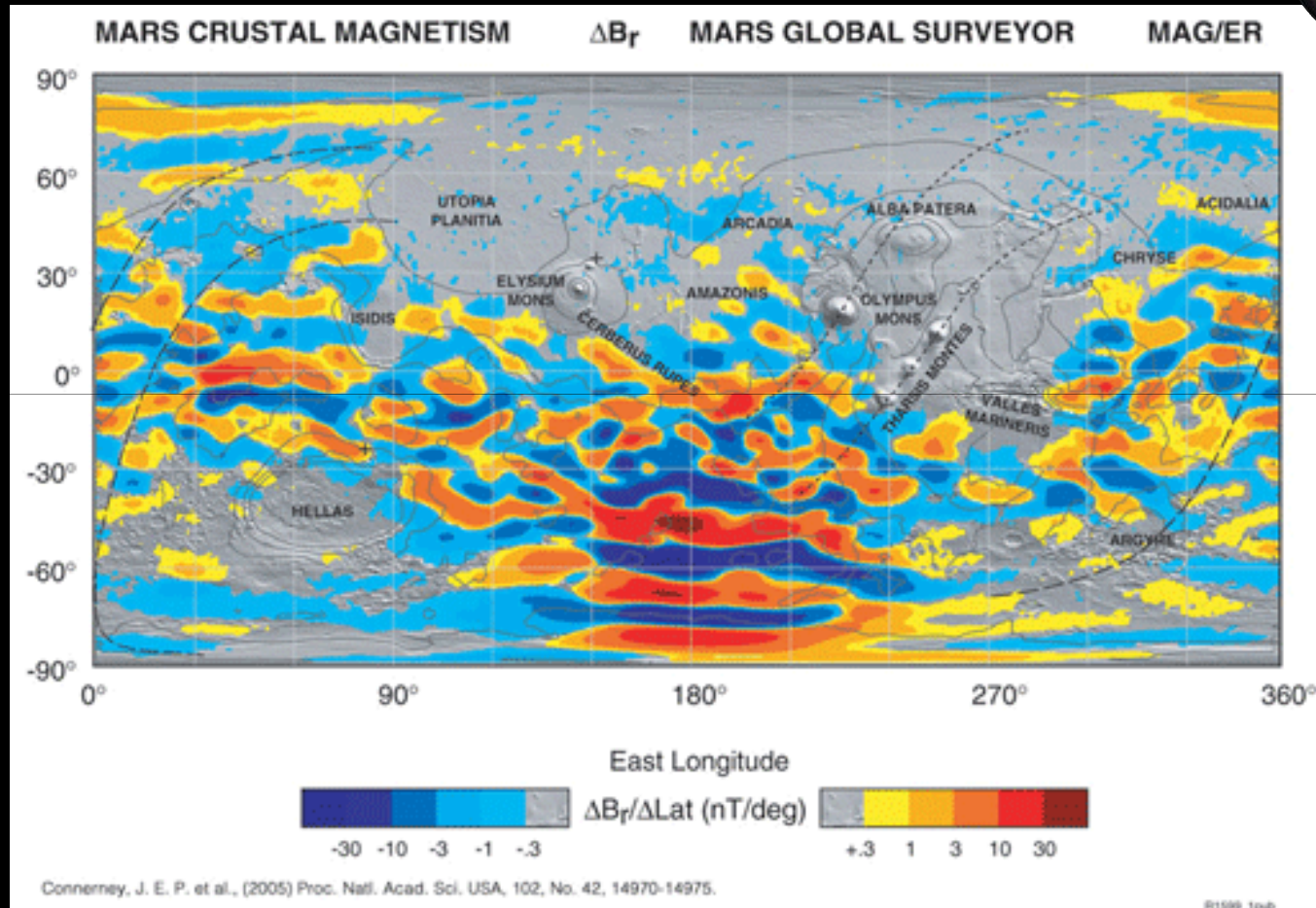
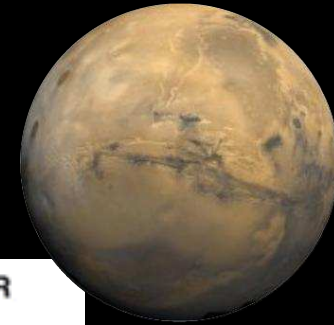
viscosity

isotherm

Decreasing yield strength



Mars, Magnetism



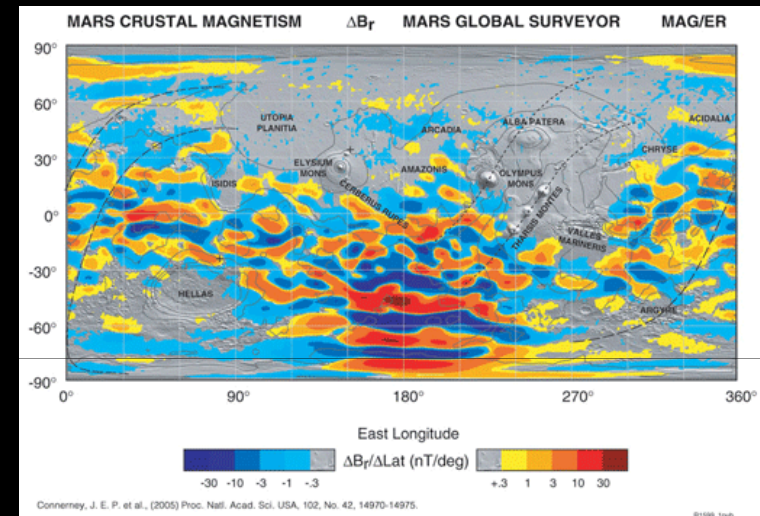
Connerney et al., PNAS, 2005

Mars, champ magnétique

Rencontré uniquement dans la croute ancienne.

Intensité entre 0.1 et 10 la Terre.

Dépend de la quantité de minéraux ferromagnétiques dans la croute.



Connerney et al., PNAS, 2005

Mars, Magnetism

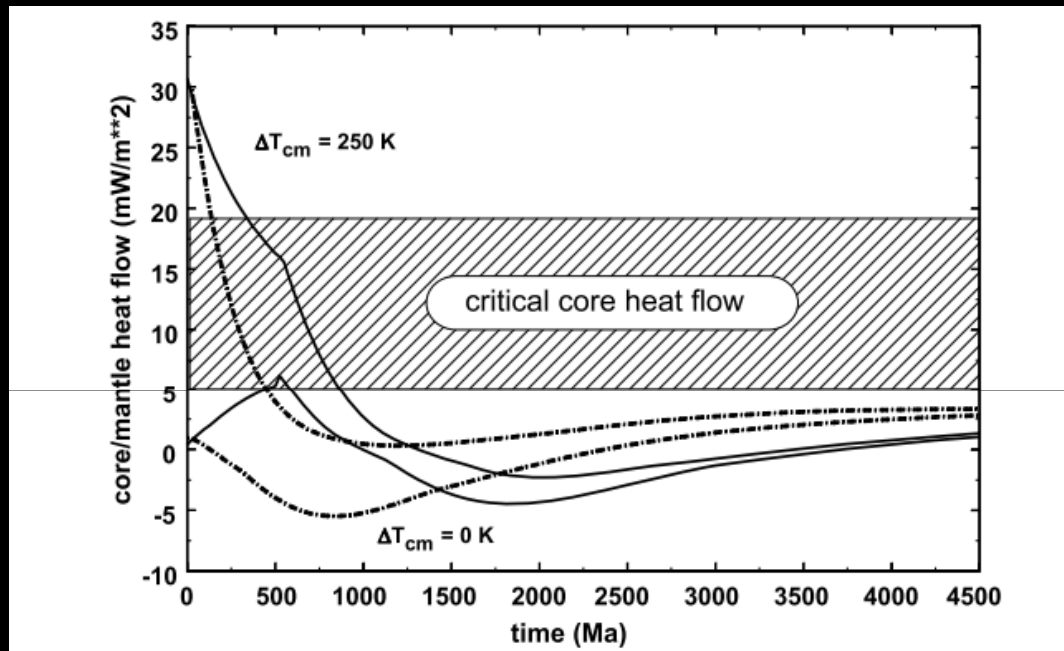


Fig. 8 Core-mantle heat flow as a function of time for models of Mars with early plate tectonics (*solid line*) and with stagnant lid convection throughout the entire evolution (*dash-dotted line*). The initial temperature differences assumed across the core-mantle boundary are $\Delta T_{\text{cm}} = 0$ and $\Delta T_{\text{cm}} = 250 \text{ K}$ (from Breuer and Spohn 2003). An early magnetic field can be generated if the heat flow out of the core is larger than the critical core heat flow. Estimates of the latter range between 5 and 19 mW m^{-2}

Breuer et al., SSR, 2010

La dynamique interne de Vénus



Sur Terre dichotomie
océans/continents.

Celle-ci est absente sur
Vénus.

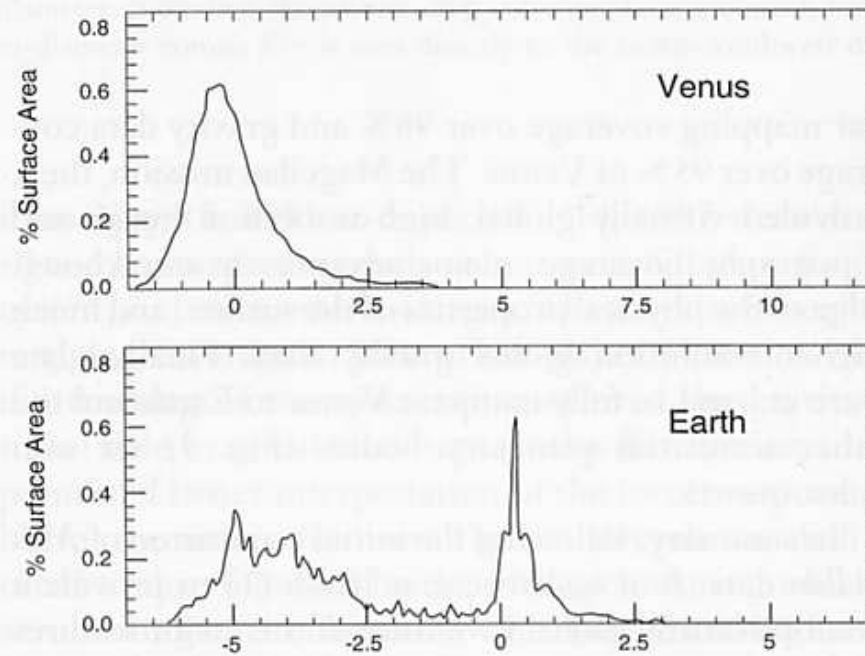
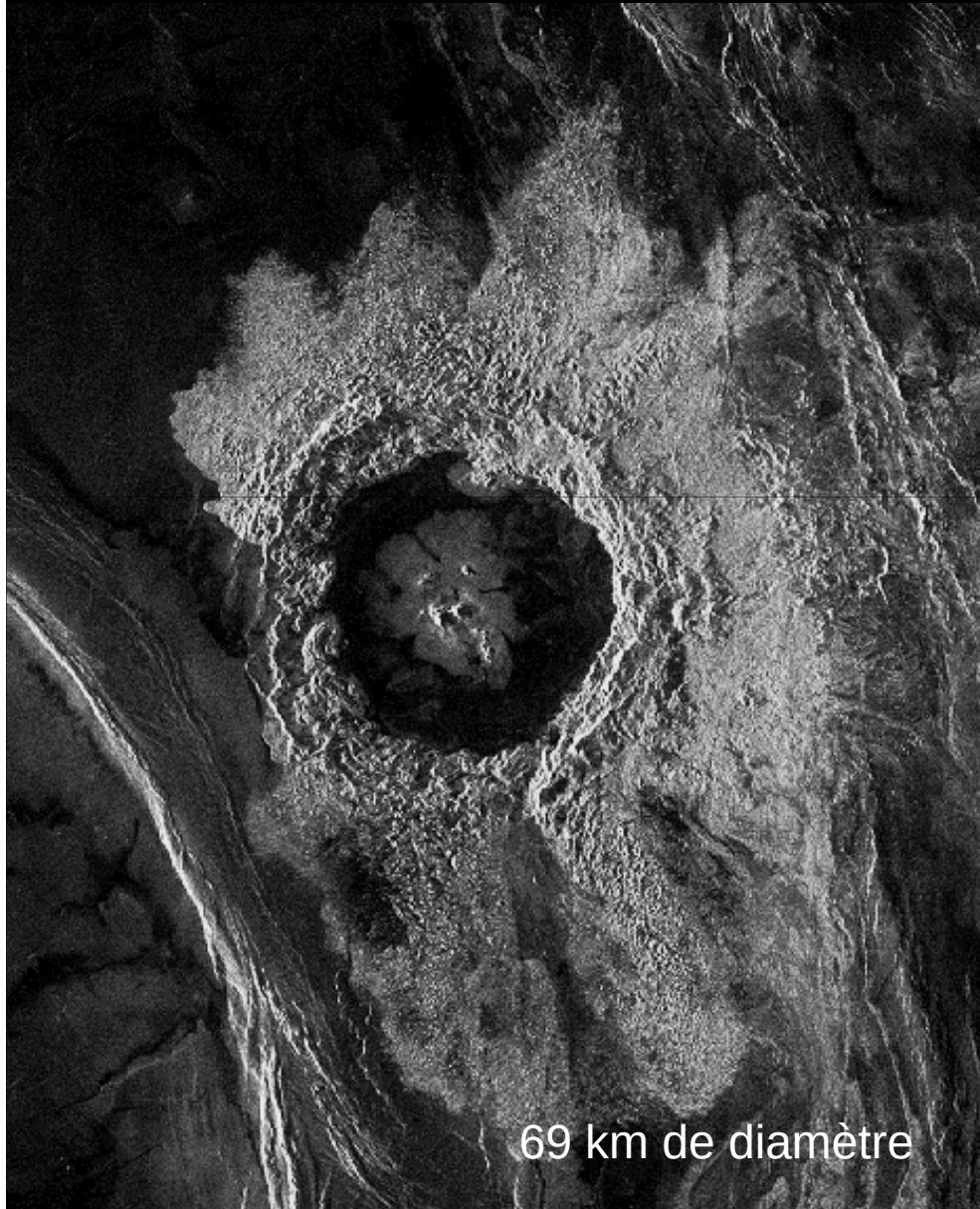


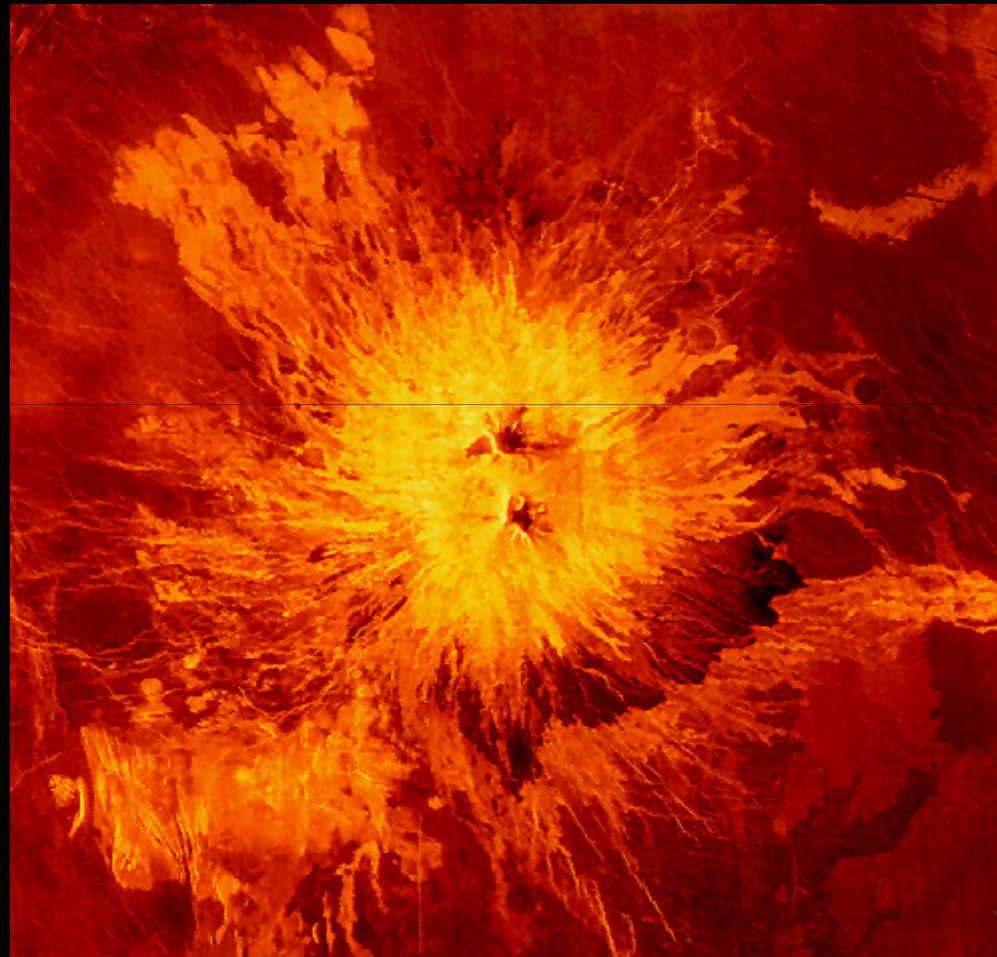
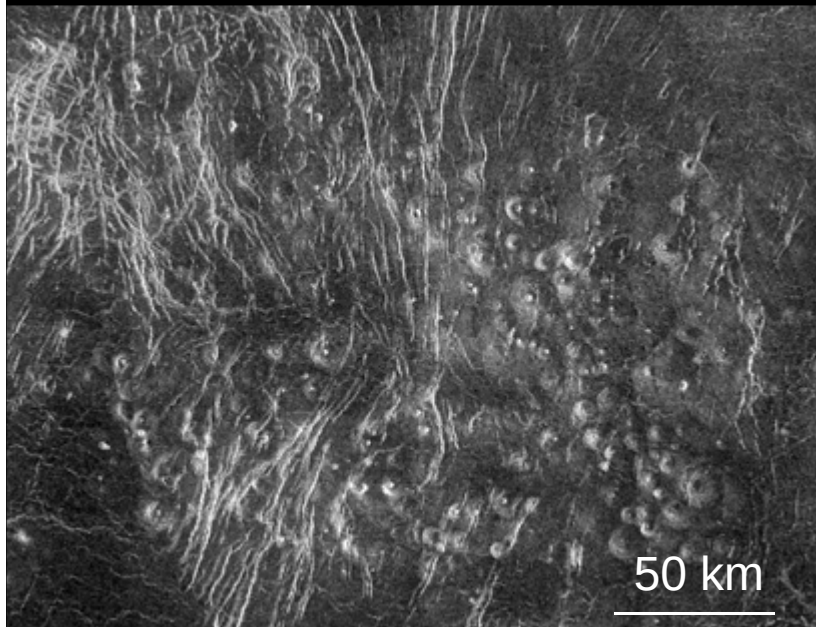
FIGURE 5 Altitude frequency distribution of topography for Venus and Earth shown as hypsometric curves [representing the percentage of surface area at different elevations relative to mean sea level on Earth or mean planetary radius (MPR) on Venus].



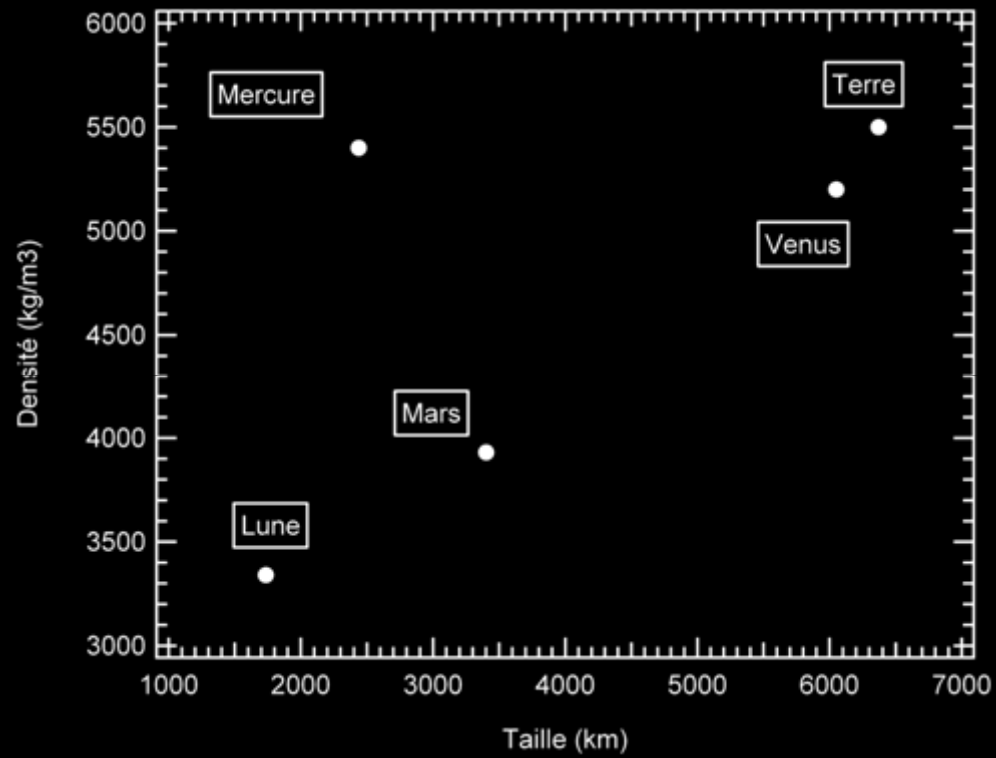
~1000 cratères sur Vénus
Pas de cratère $< 5\text{km}$ (atmosphère)
Datation difficile

70 > 100 km
1200 > 20 km
1 000 000 plus petits

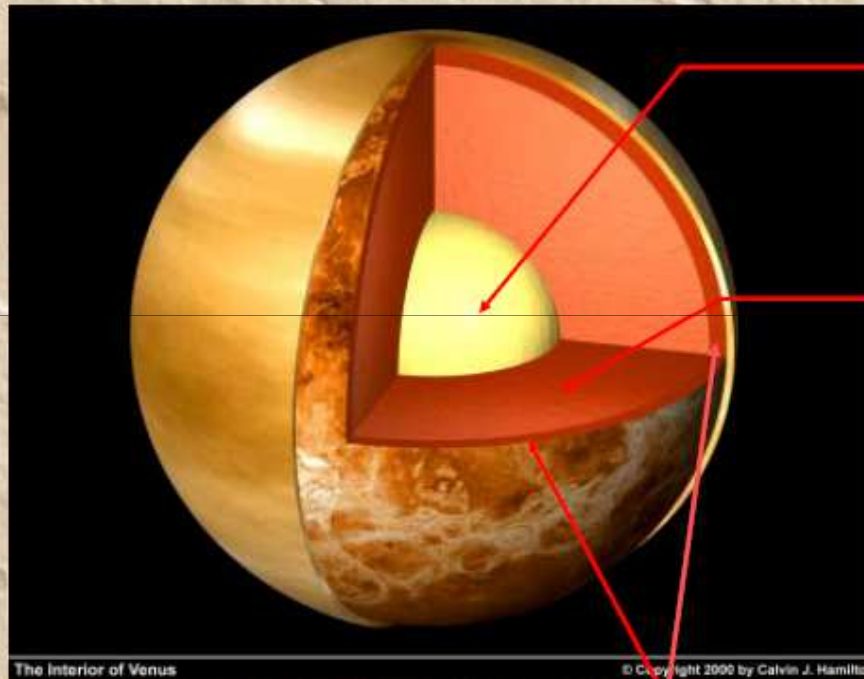
Forte pression atmosphérique
Pas de volcanisme explosif



400 km de diamètre
5 km de haut



Structure interne



Rayon 3270 km
35,5 % masse totale

Manteau 2780 km
64,5% masse totale

Absence de
champ
magnétique
interne

épaisseur de la lithosphère
➤ 400-500 km pour Beta Regio
➤ 200-400 km en moyenne

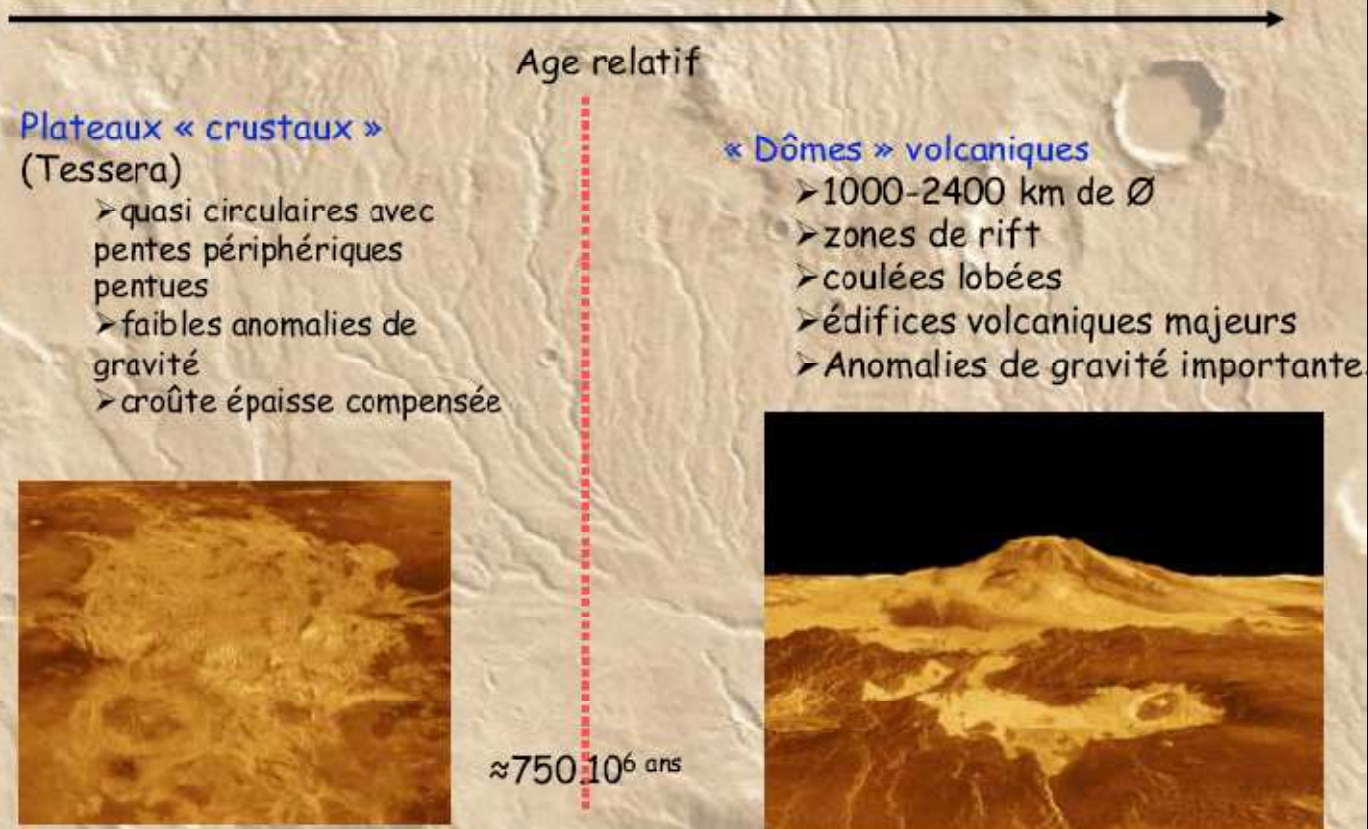
Croûte
entre 25 et 60 km

The Interior of Venus

© Copyright 2000 by Calvin J. Hamilton



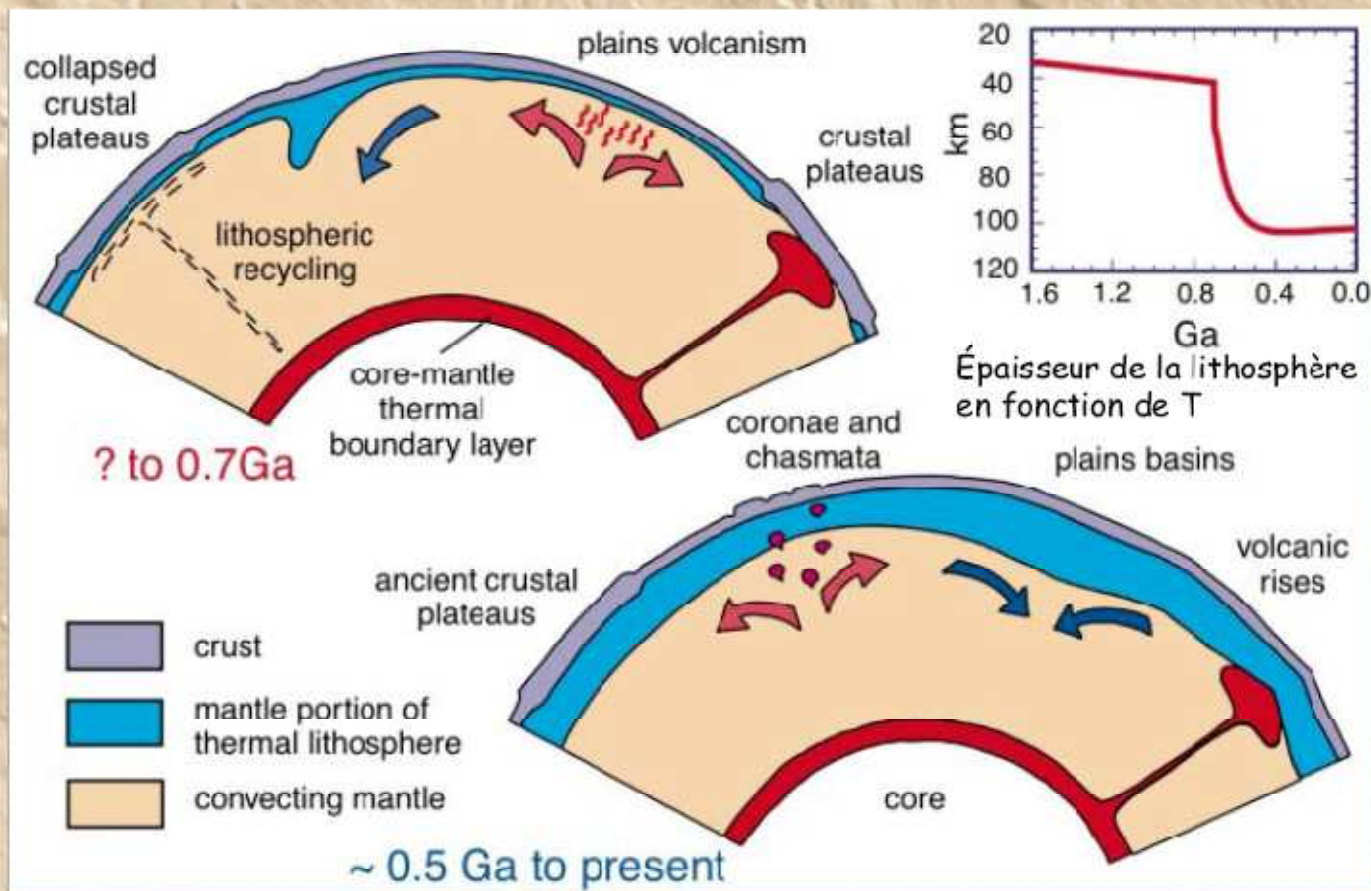
Deux régimes tecto-volcaniques globaux, deux structures emblématiques ...



... formées par l'interaction de panaches mantelliques avec une lithosphère d'épaisseur différente



Modèle d'évolution de la structure interne et de la dynamique vénusienne

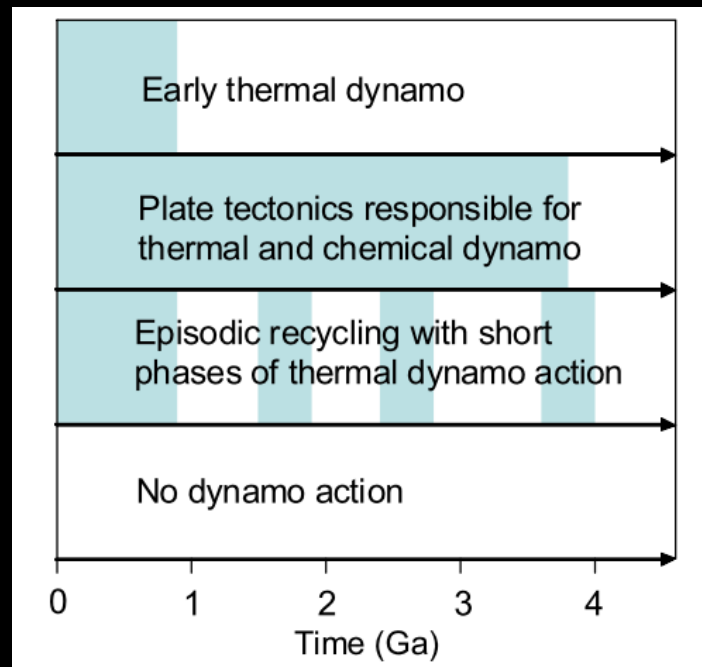


Vénus, champ magnétique

Depuis, Mariner on sait que le champ est $< 10^{-5}$ le champ terrestre...

La Température de surface est de ~ 740 K, proche de la température de Curie.

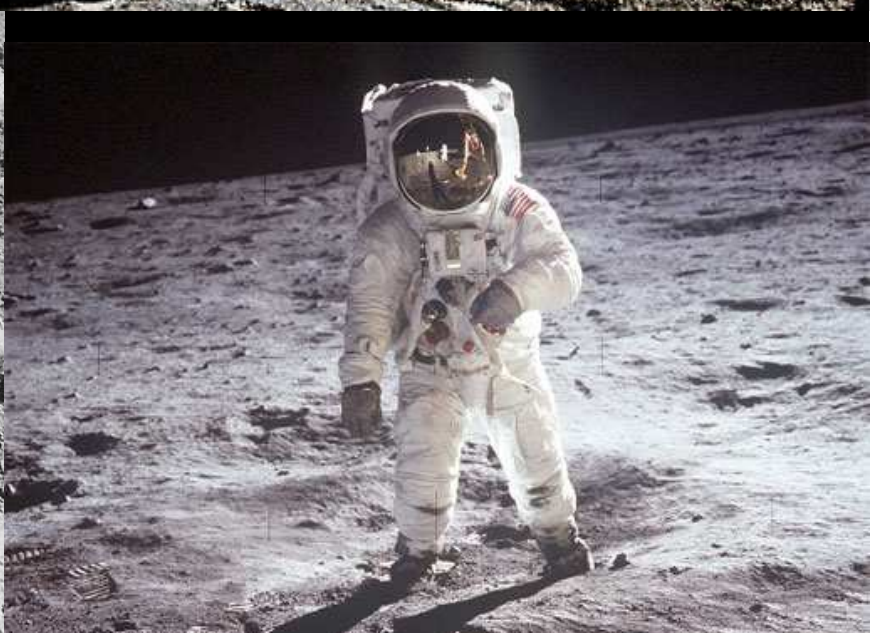
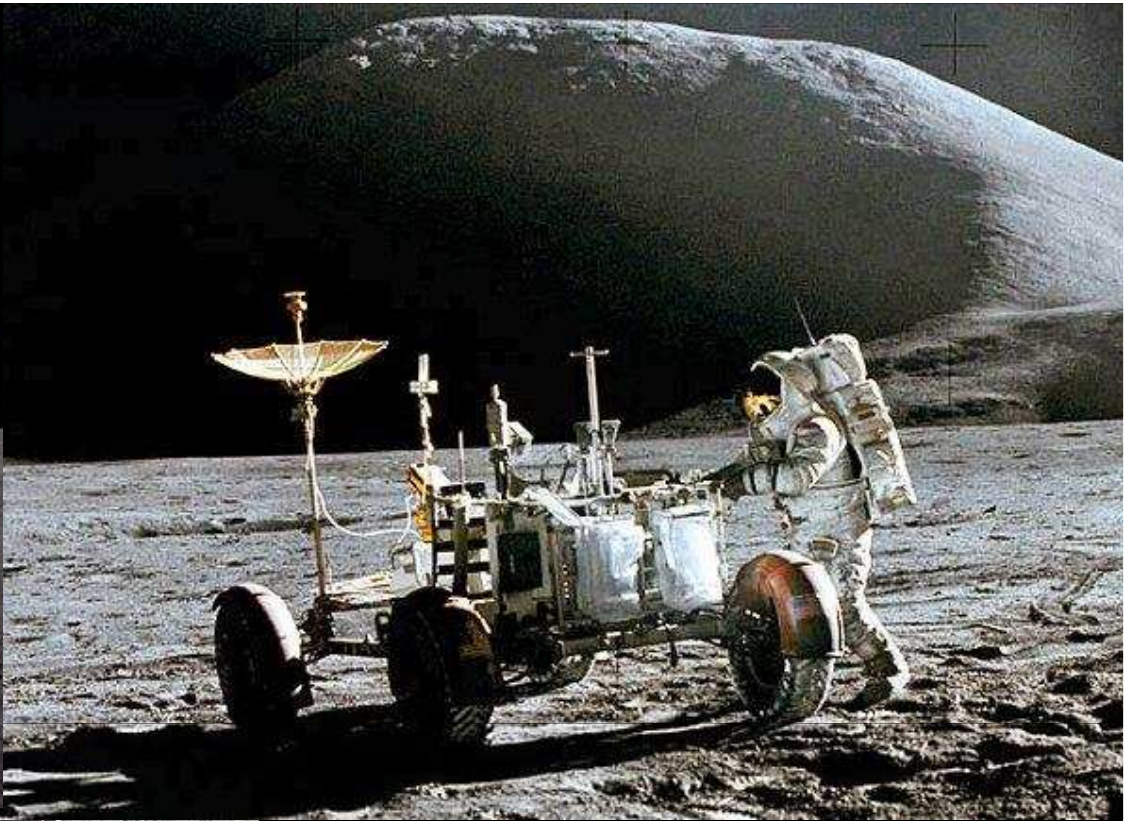
Arrêt du magnétisme au moment du resurfacing (300-800 Ma)?



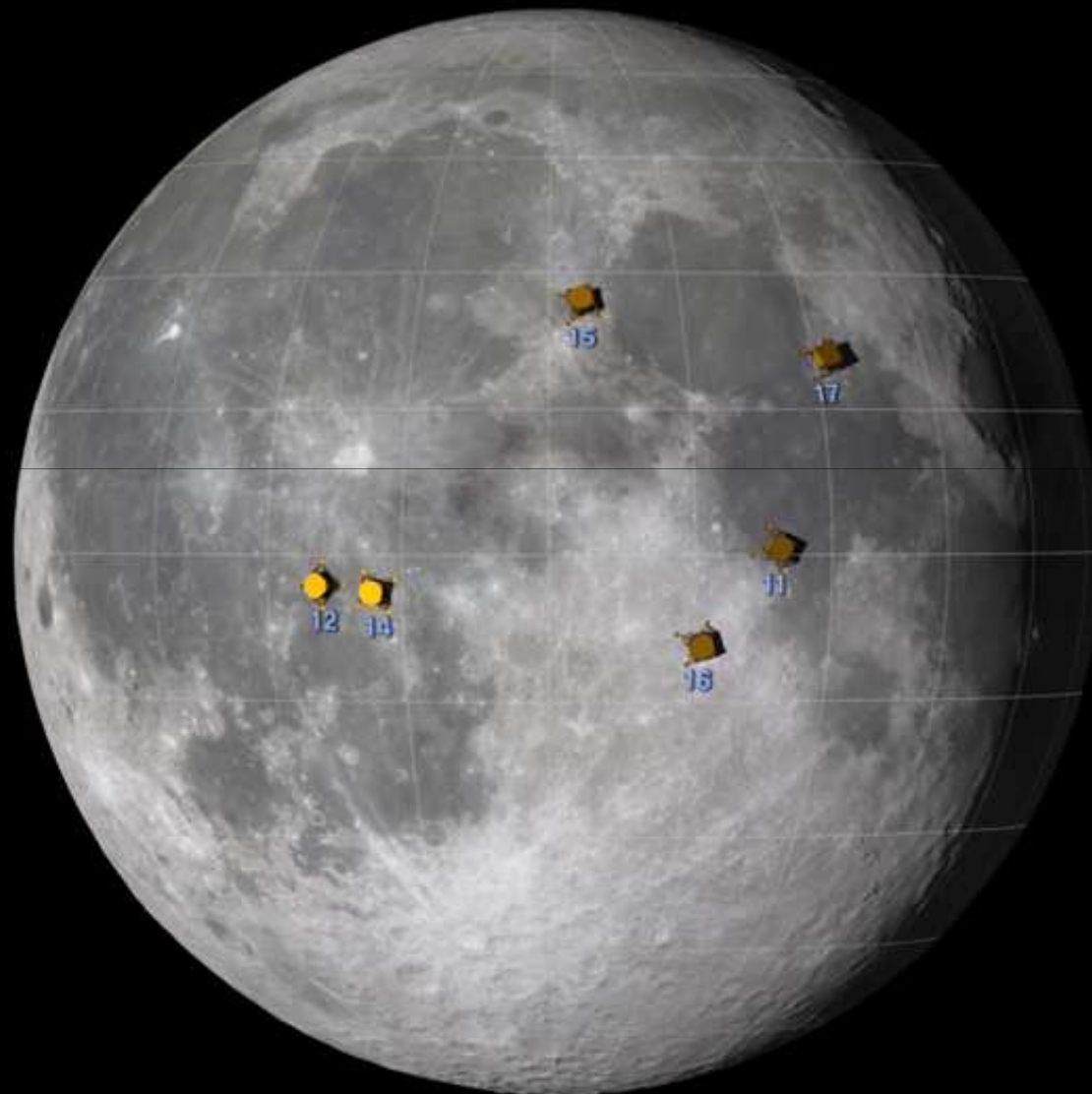
Breuer et al., SSR, 2010

Structure et dynamique interne de la Lune



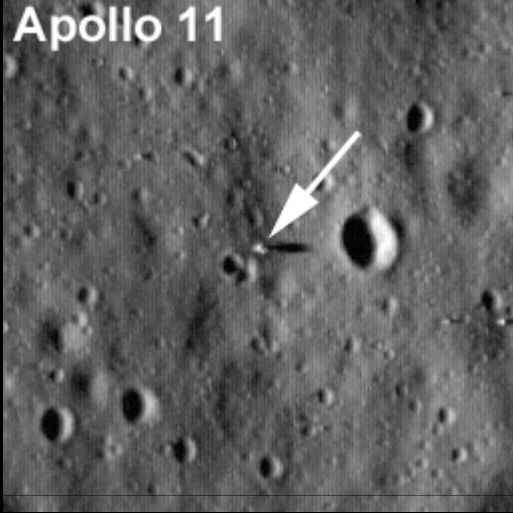


Les missions Apollo

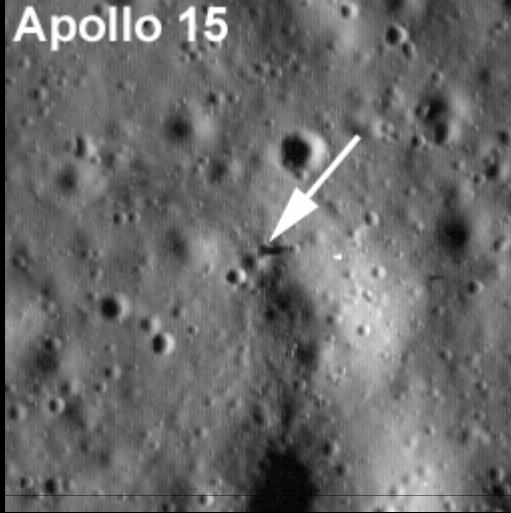


Les missions Apollo

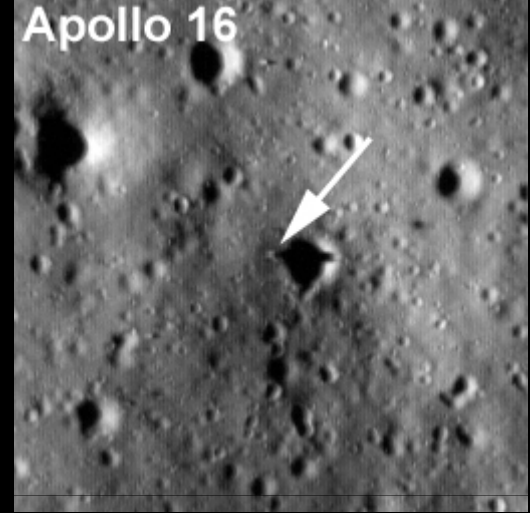
Apollo 11



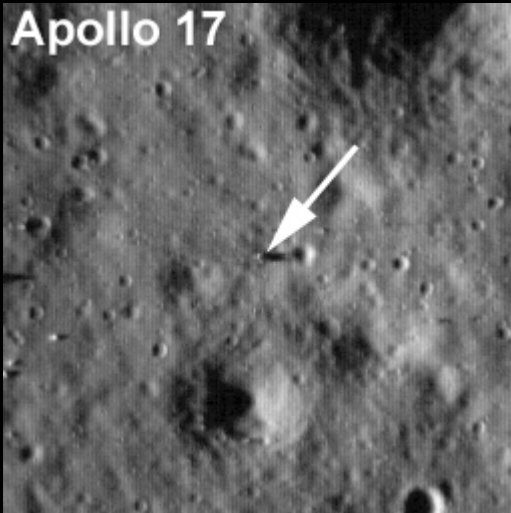
Apollo 15



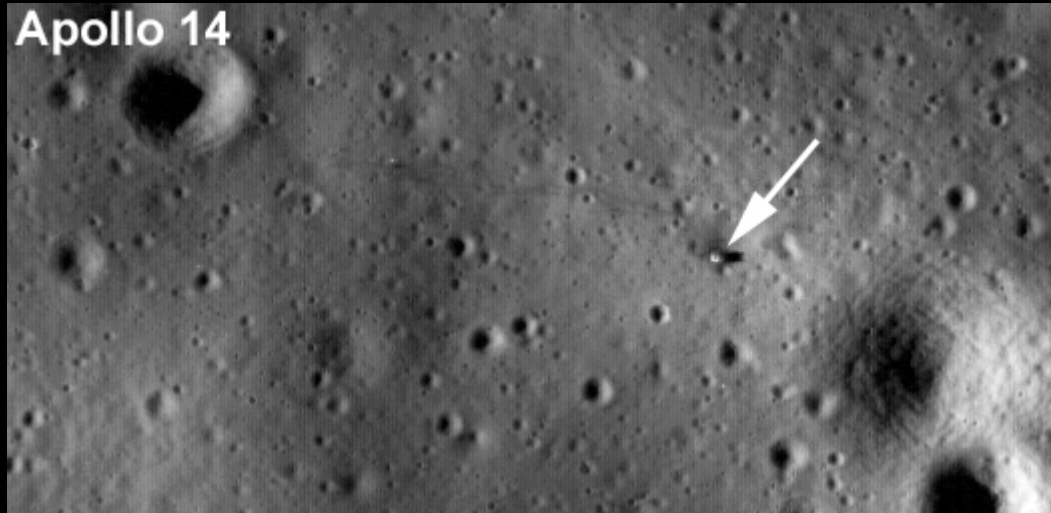
Apollo 16

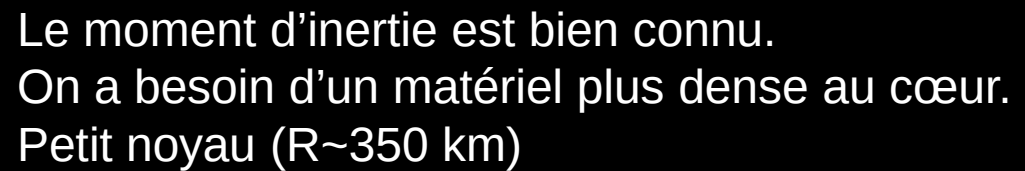


Apollo 17



Apollo 14





La Lune, flux de chaleur

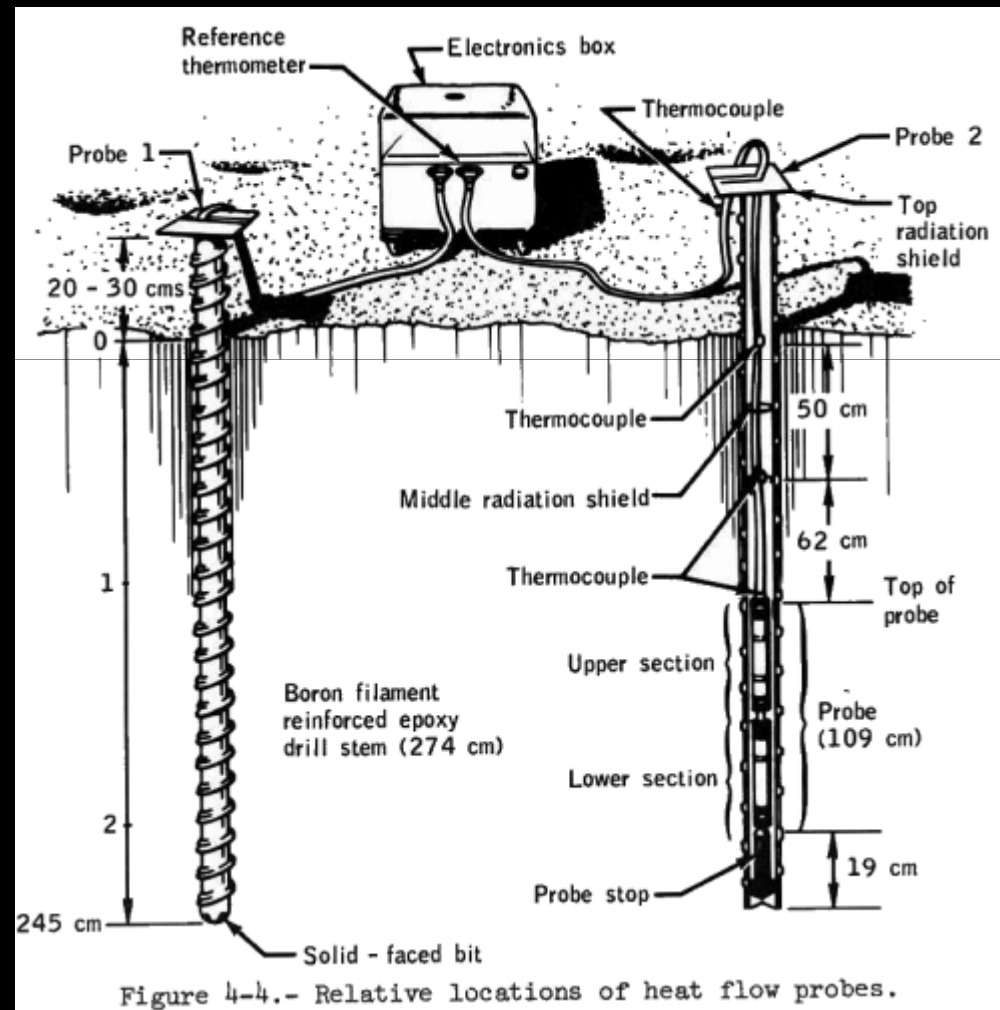
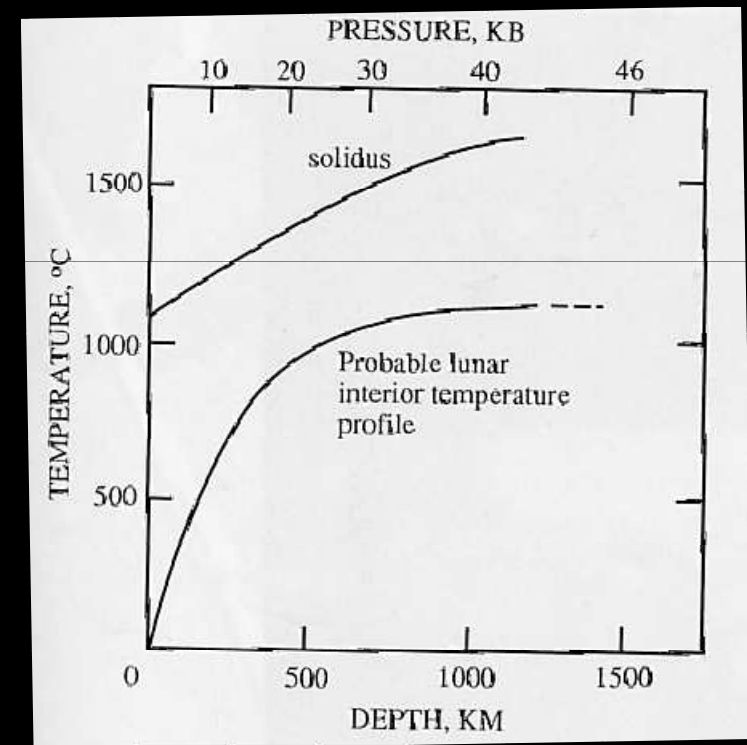
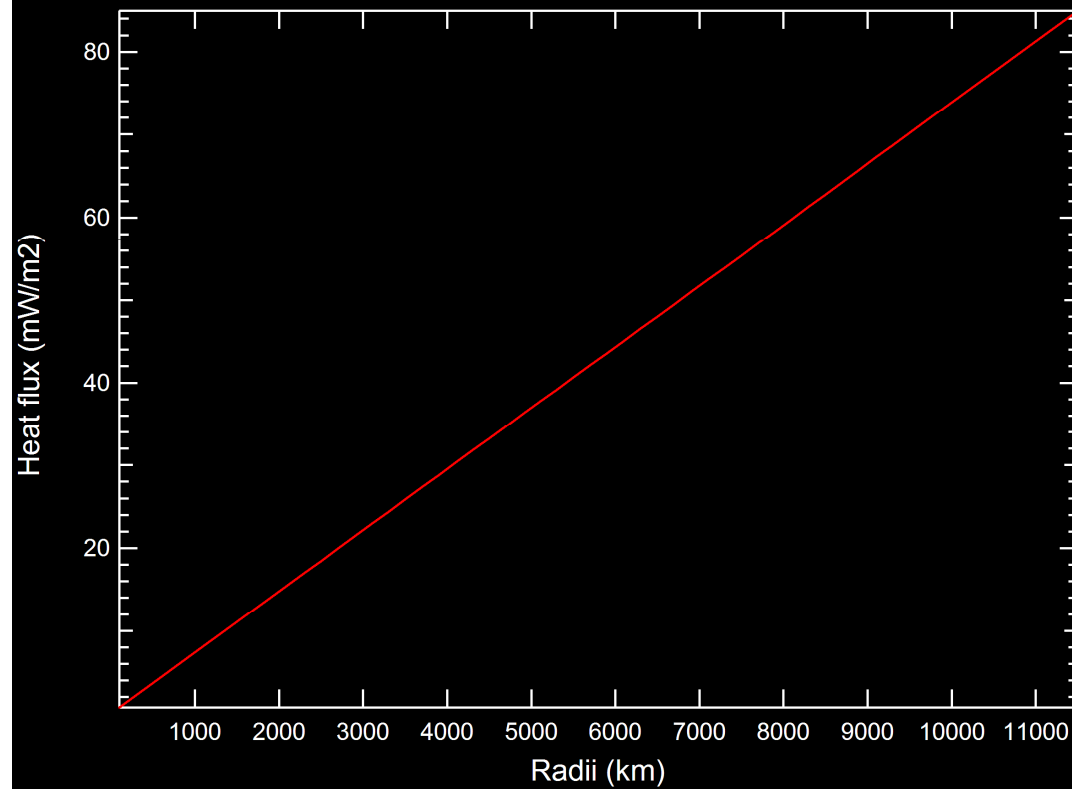


Figure 4-4.- Relative locations of heat flow probes.

La Lune, flux de chaleur

Flux de chaleur mesuré = 15 mW/m²



La Lune, sismologie

L'épaisseur de la croute est de 70-80 km

Présence de séismes jusqu'à 800 km
(lithoshère très épaisse)

Zone de 20 km d'épaisseur où on a une diffusion très forte des ondes:
mégaréglithe

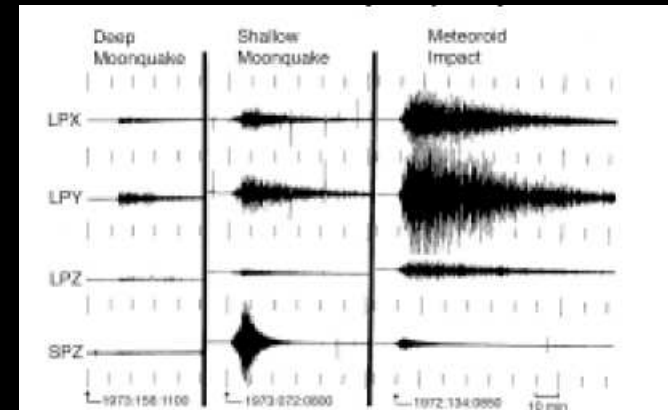


Figure 1: Representative lunar seismograms (taken from Nakamura et al. [10,11]) in compressed time. All are taken from the Apollo 16 station. LPX, LPY, and LPZ = 3 orthogonal components of a long-period instrument. SPZ = short-period vertical component. A typical thermal moonquake (not shown) would appear as a signal of very short duration only on SPZ.

La Lune, champ magnétique

Présence d'un champ intense il y 4 Ga ($10 \mu\text{T}$)

Il diminue à $1 \mu\text{T}$ à 3.2 Ga

Présence d'une dynamo malgré un si petit noyau?

Magnétisme lié aux impacts?

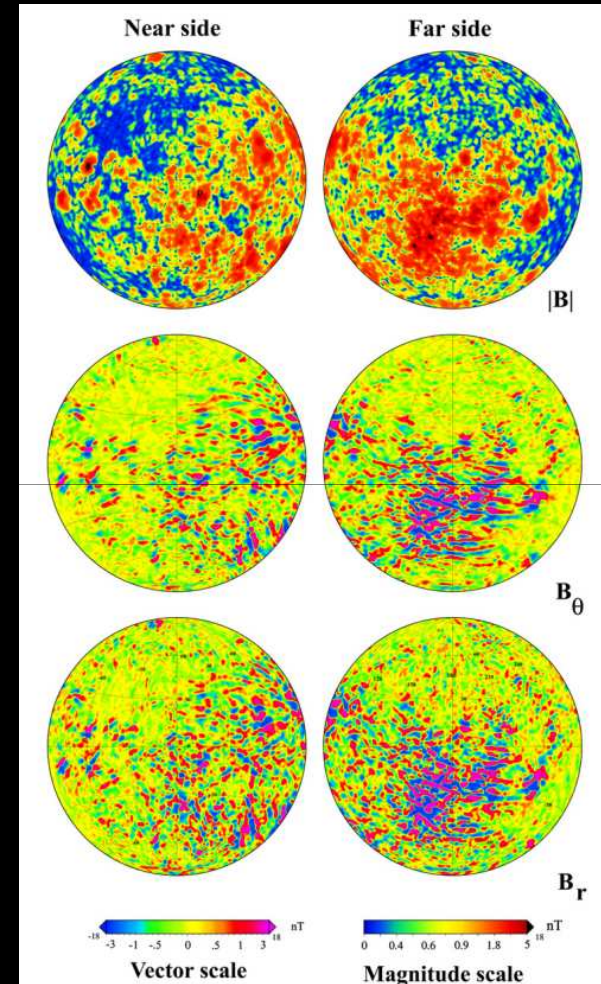
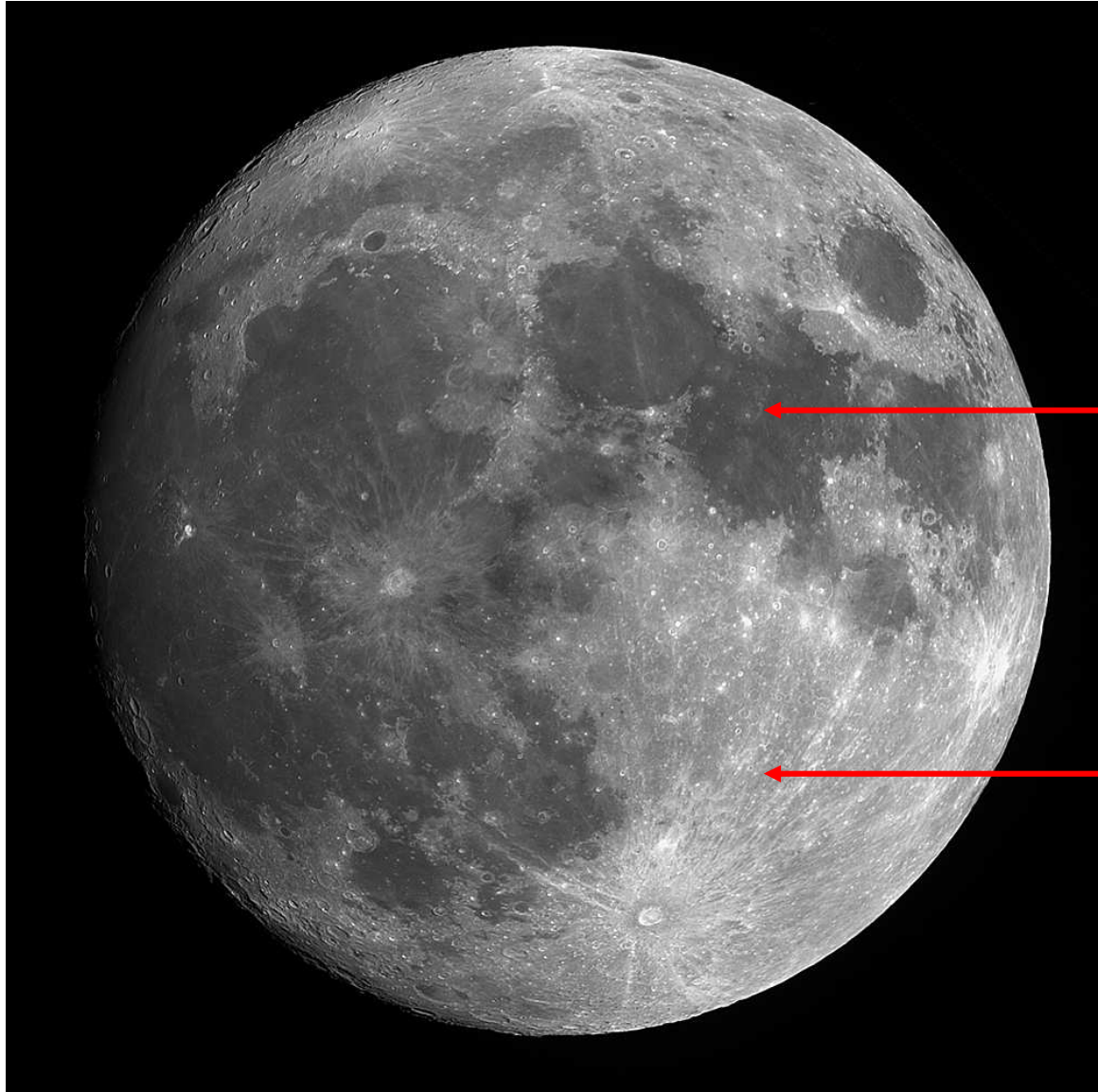


Fig. 3. Global spherical harmonic model of the lunar magnetic field at an altitude of 30 km above the lunar mean radius. From top to bottom: Scalar magnitude, theta component, and radial component fields. Near side maps are shown on the left, far side on the right. D locates the Descartes anomaly of Richmond et al. (2003). The maximum and minimum field values are shown on the right and left ends of the color scale. Lambert equal area projection.

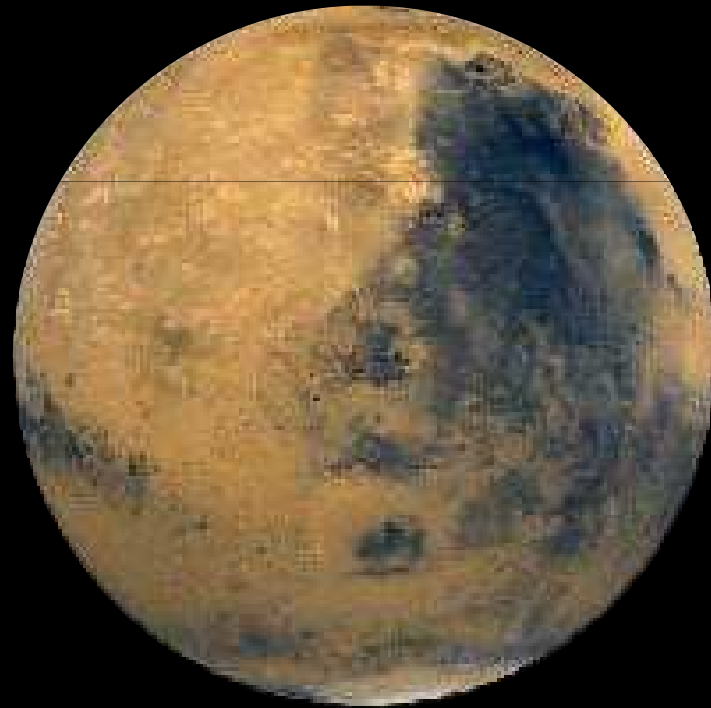
Purucker, Icarus, 2008



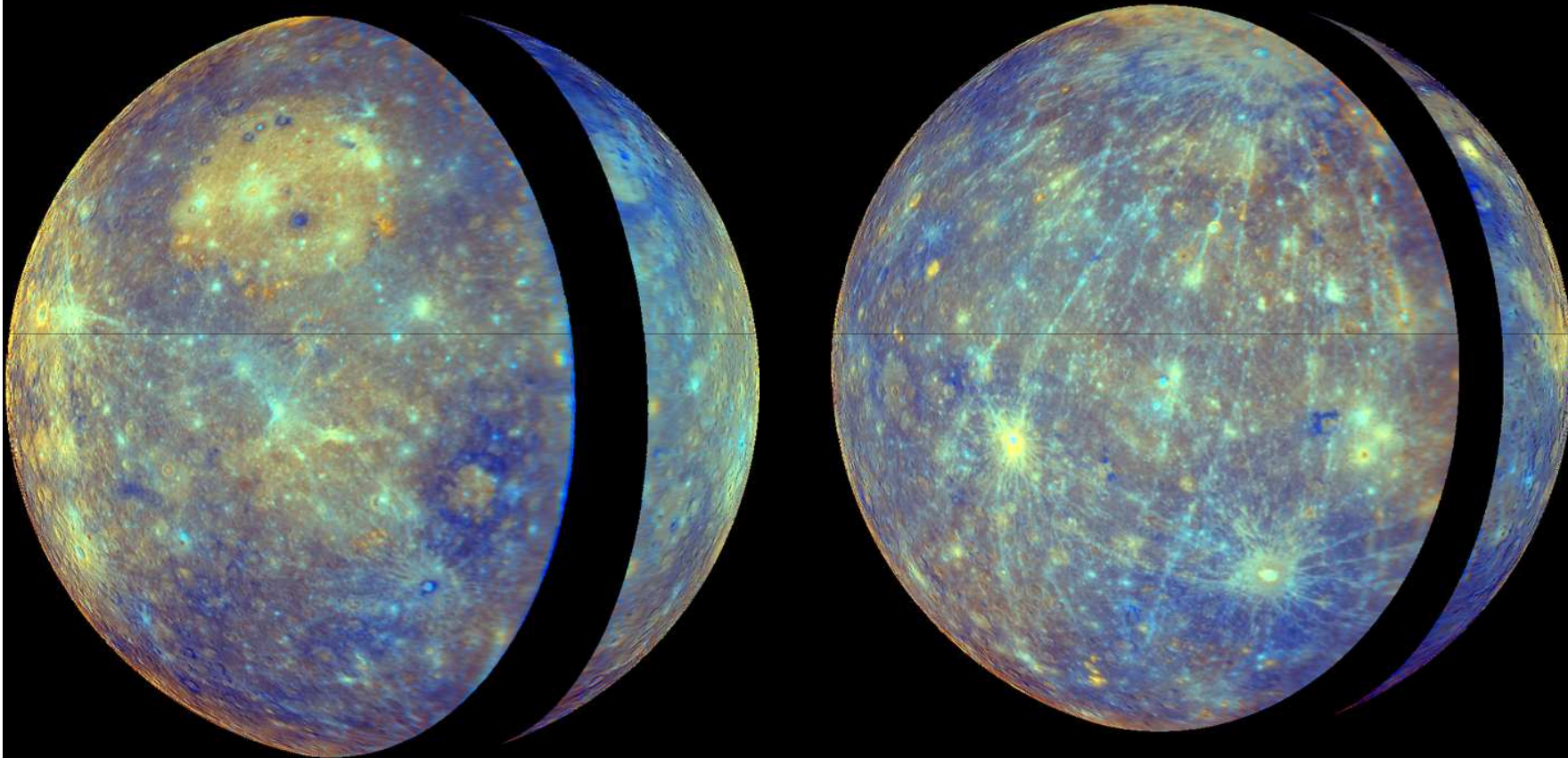
Mer (+jeune)

Highland (-jeune)

Structure et dynamique interne de Mercure



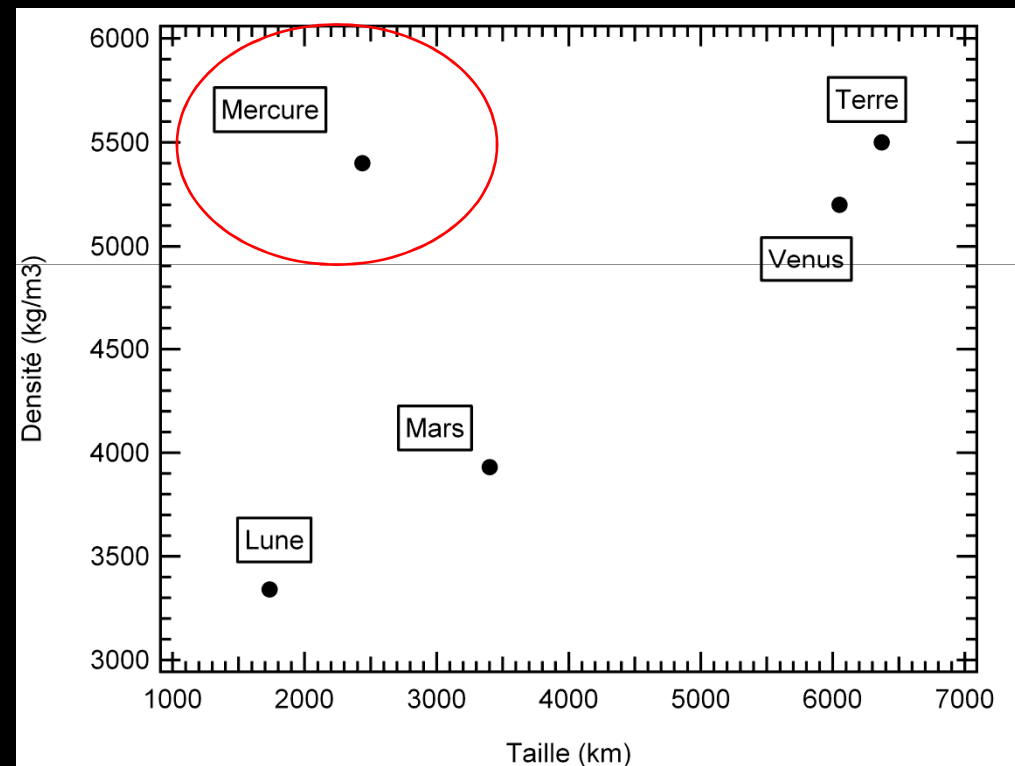
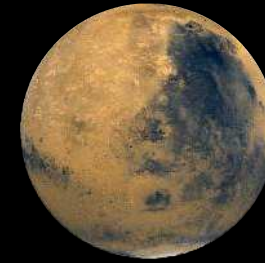
Mercure, une Planète ancienne

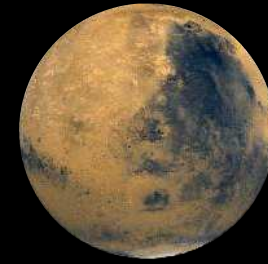


Mercure, les fentes de contraction



Mercure, densité



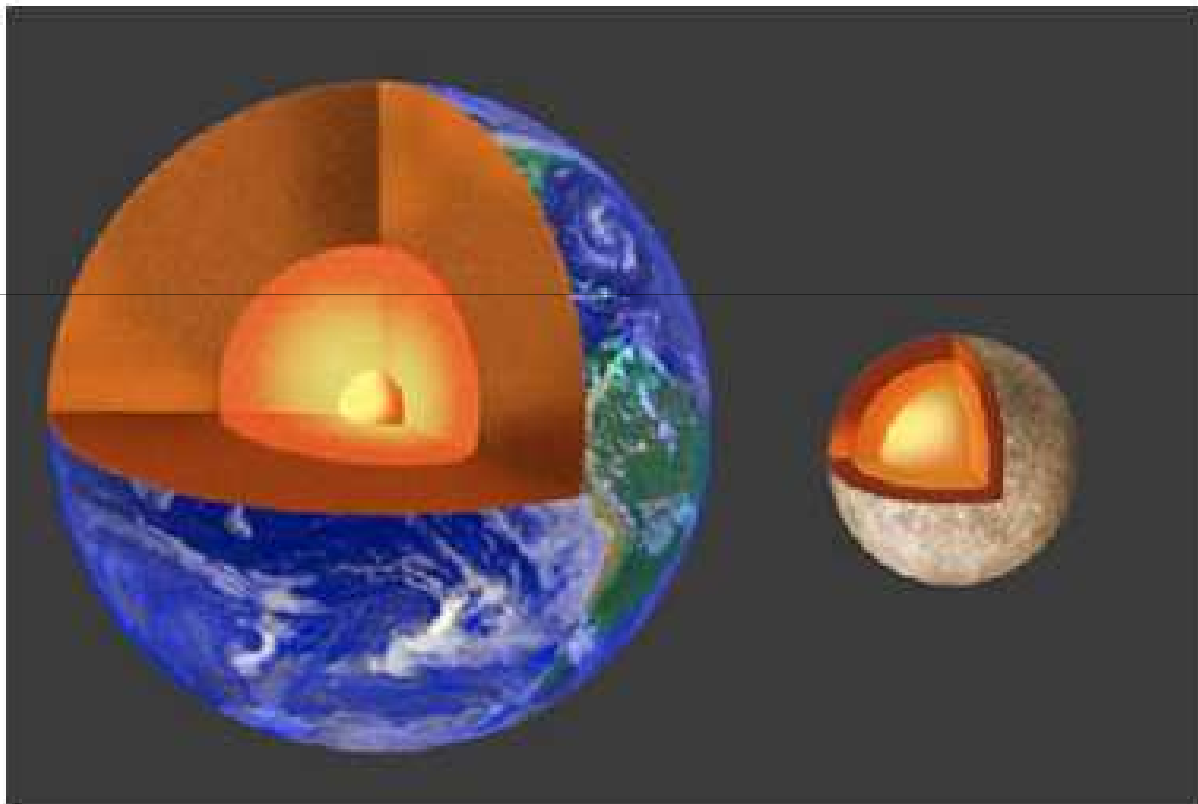
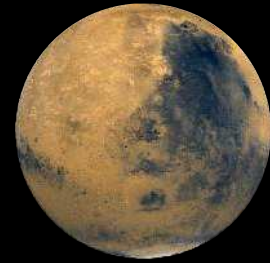


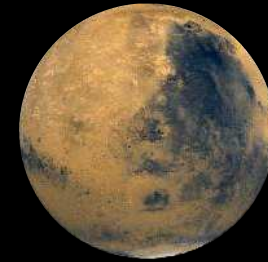
La composition chimique de Mercure et sa structure radiale sont très mal connus.

On ne connaît pas son moment d'inertie.

La croûte ressemble à celle de Lune (plagioclase)

Mercure, structure interne





Mercure est une planète très dense.

Vieille théorie: plus près du soleil. Enrichissement en métal lors de l'acrétion.

Théories actuelles:

- évaporation du manteau ($T_{\text{surf}} \sim 800\text{K}$)
- impact géant sur une planète deux fois plus grosse déjà différenciée

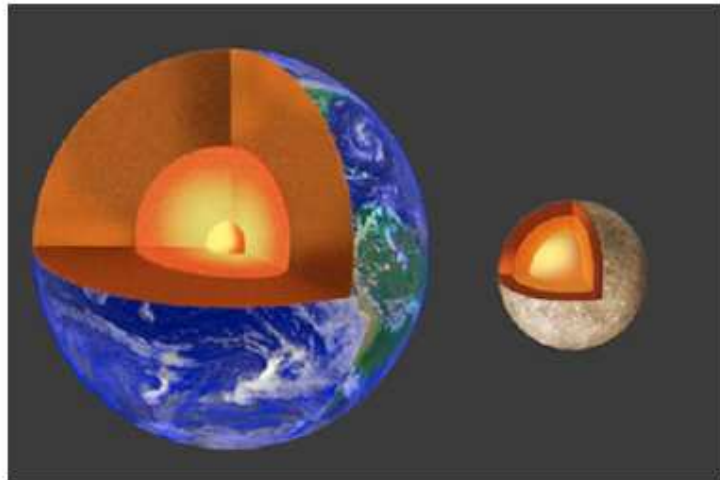
Mercure, noyau liquide?



Large Longitude Libration of Mercury Reveals a Molten Core

J. L. Margot,^{1*} S. J. Peale,² R. F. Jurgens,³ M. A. Slade,³ I. V. Holin⁴

Observations of radar speckle patterns tied to the rotation of Mercury establish that the planet occupies a Cassini state with obliquity of 2.11 ± 0.1 arc minutes. The measurements show that the planet exhibits librations in longitude that are forced at the 88-day orbital period, as predicted by theory. The large amplitude of the oscillations, 35.8 ± 2 arc seconds, together with the Mariner 10 determination of the gravitational harmonic coefficient C_{22} , indicates that the mantle of Mercury is decoupled from a core that is at least partially molten.



Mercure a un champ magnétique bi-polaire
Noyau liquide??

Mercure, champ magnétique

Mercure a un champ magnétique bi-polaire
Noyau liquide??

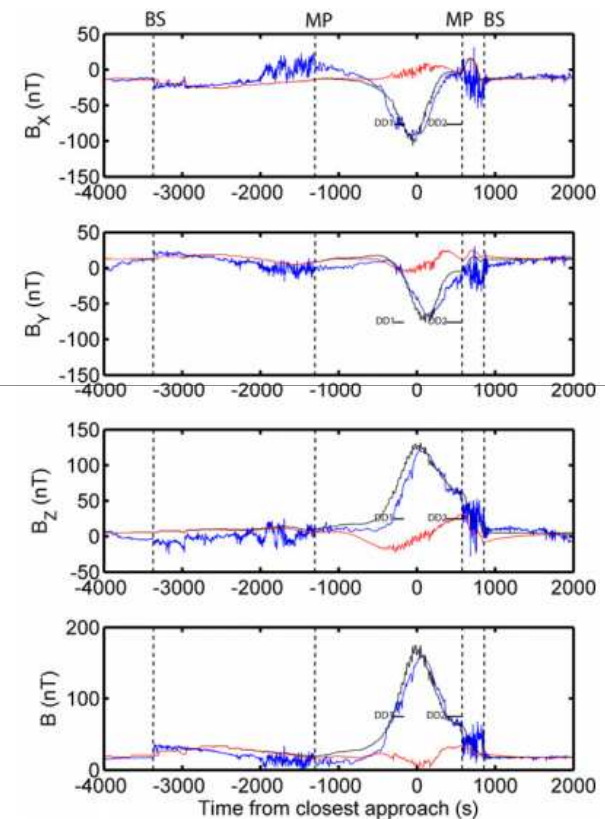
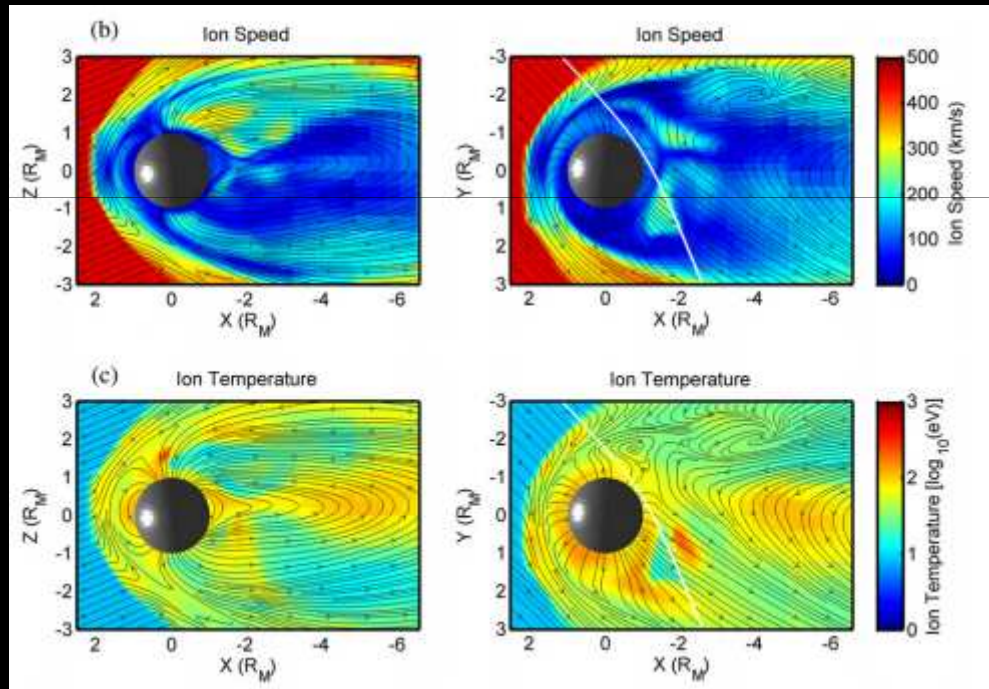
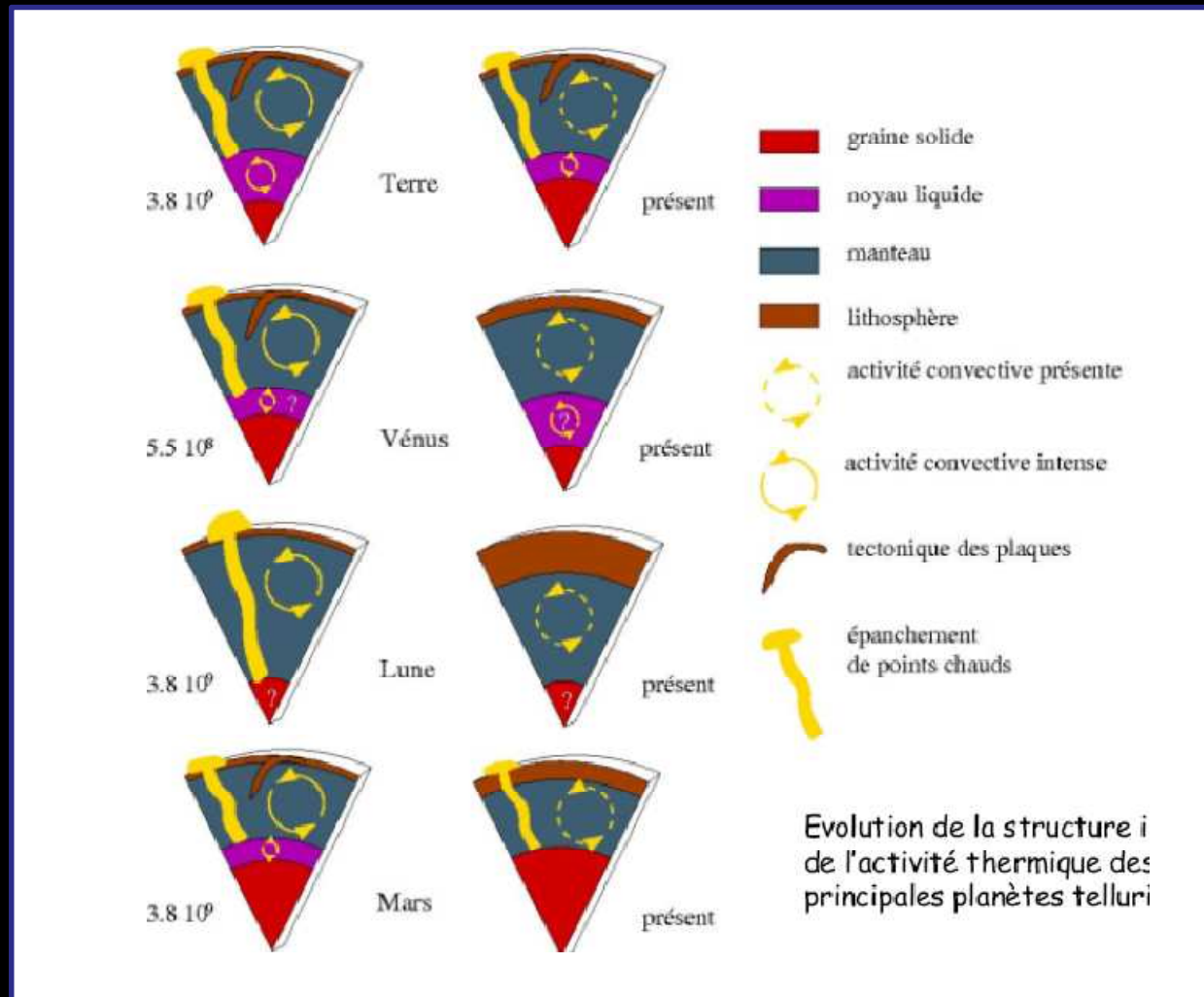


Fig. 5. Comparison between the modeled magnetic field (black) and the MAG measurements (blue) along the MESSENGER flyby trajectory (Anderson et al., 2008). The magnitude of the induced magnetic field is depicted in red. The inbound and outbound bow shock (BS) and magnetopause (MP) crossings are shown by the vertical dashed lines. The locations of the diamagnetic decreases (DDs) are indicated by the two horizontal lines.

Evolution comparée des Planètes telluriques



Questions:

-pourquoi il y a de l'eau sur Terre et pas sur Vénus?

-pourquoi la tectonique des plaques s'arrête sur Mars

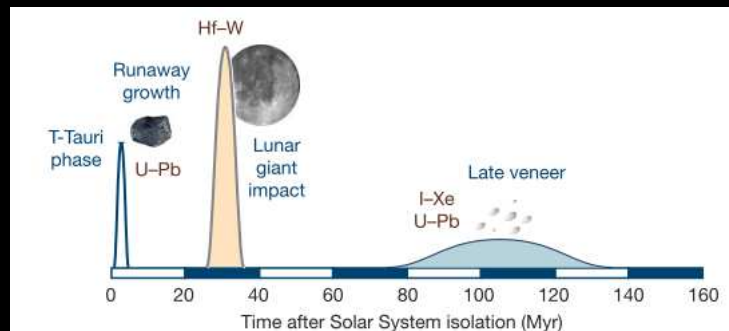
Pourquoi il y a de l'eau sur Terre et pas sur Vénus?

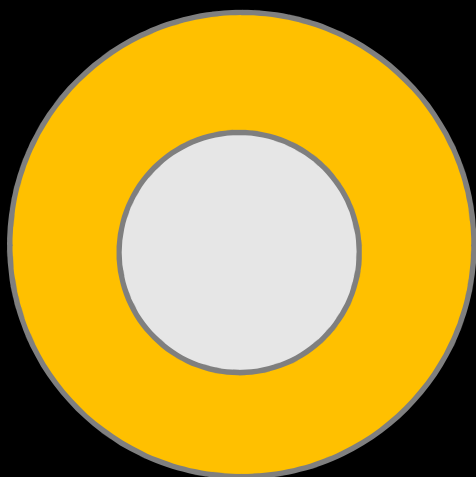
PROGRESS

Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications

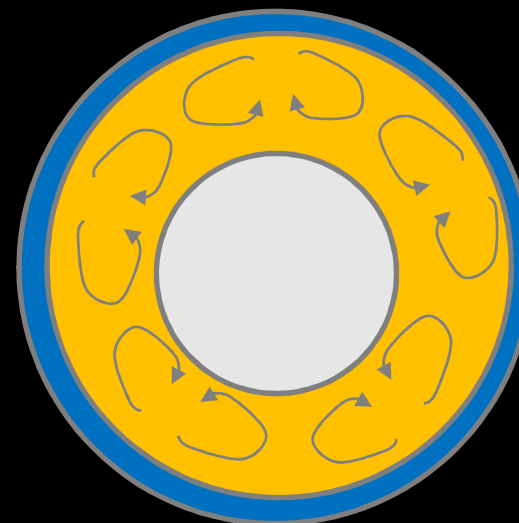
Francis Albarède¹

Vol 461|29 October 2009|doi:10.1038/nature08477

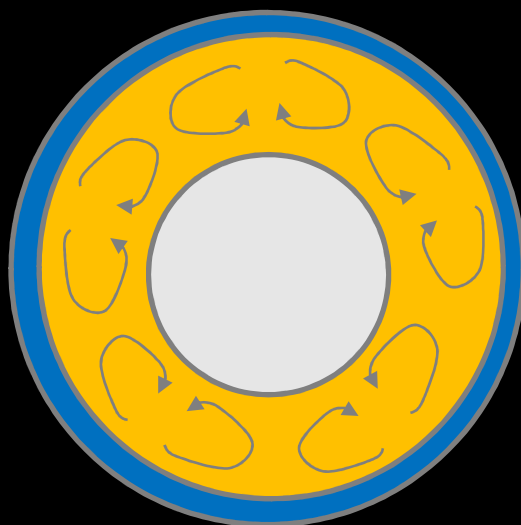




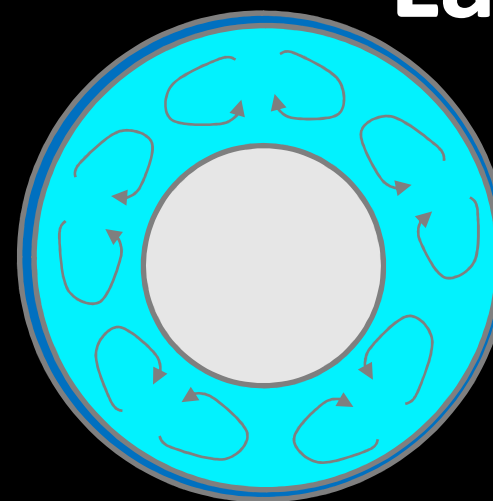
Accrétion sèche



Arrivée des volatiles

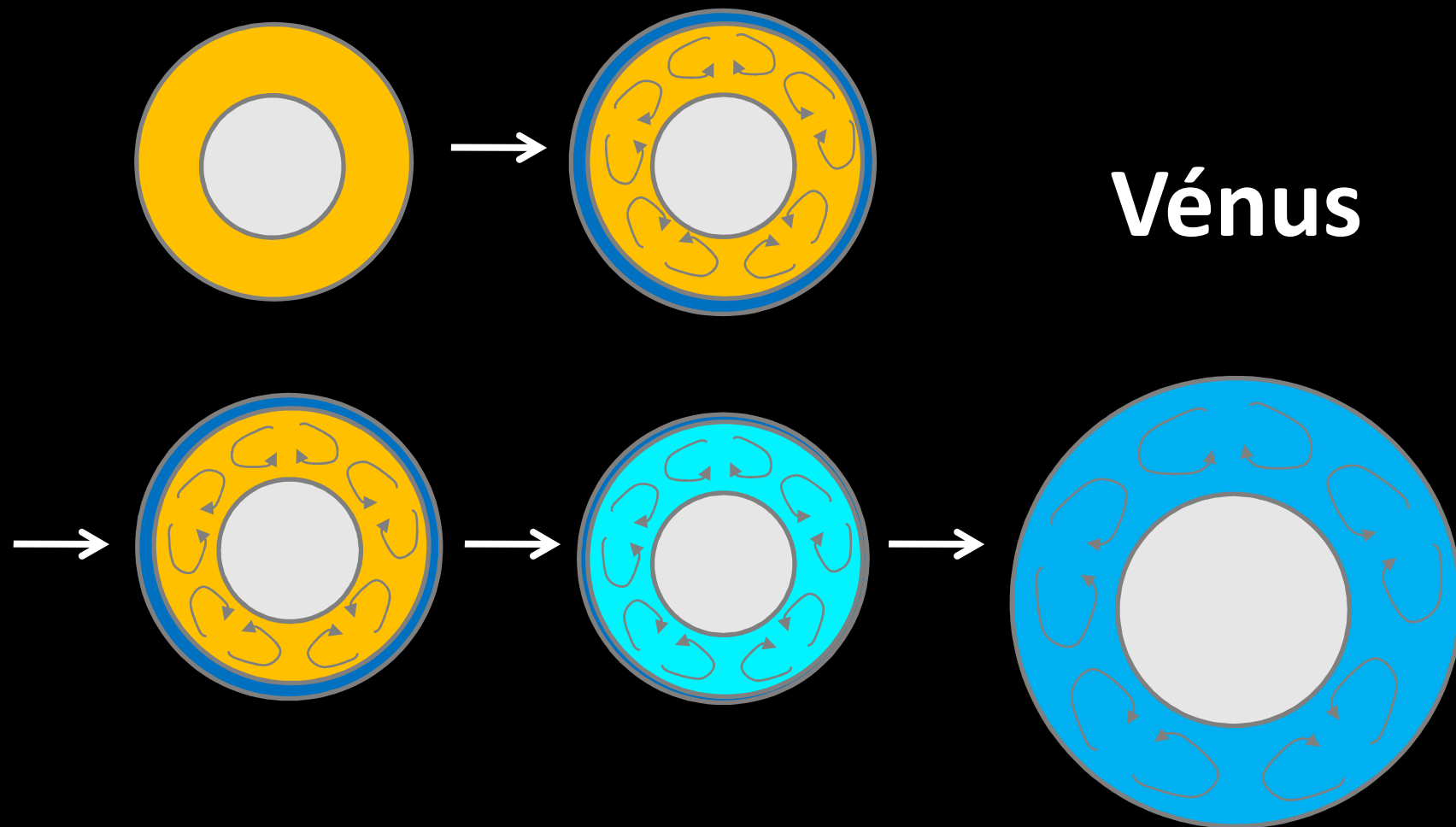


**Hydratation du manteau via
tectonique des plaques**



**La moitié du budget d'eau est dans le
manteau aujourd'hui**

La Terre



Vénus

Le cas de Mars

Trop petite pour maintenir une convection vigoureuse, et donc une tectonique des plaques et une dynamo.

L'eau s'est-elle alors échappée??

Bonus:

Les exoplanètes

1. Méthodes de détection

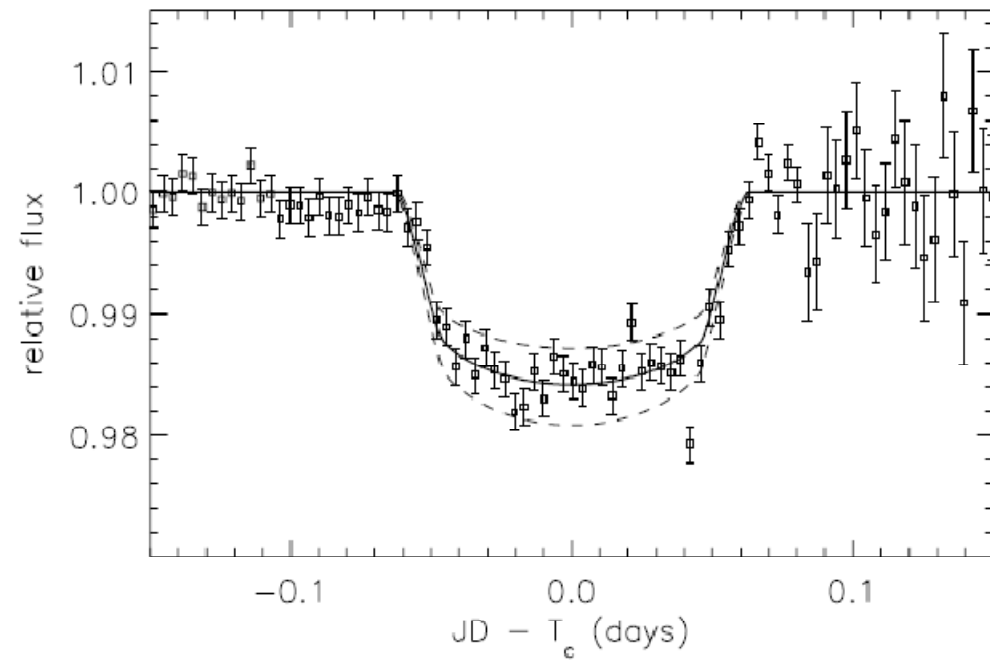
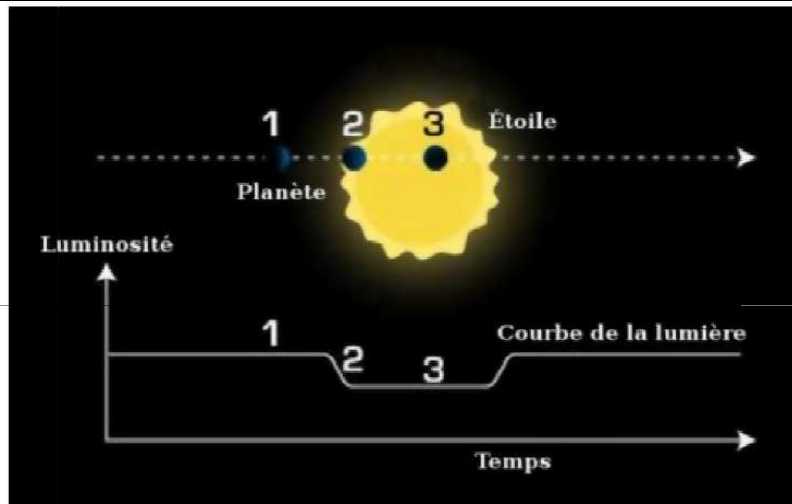
2. Classification

3. Ou va-t-on?

Bonus: Les exoplénètes

1. Méthodes de détection

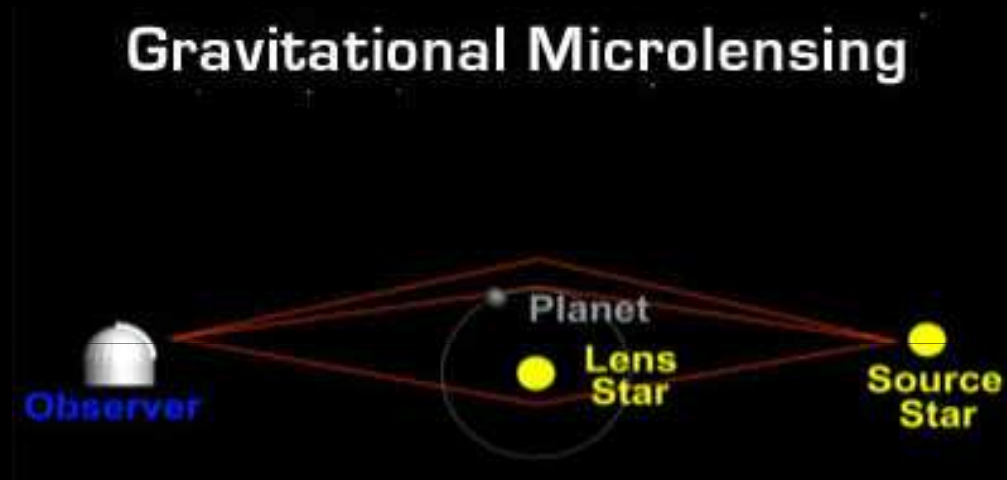
Transits



Bonus: Les exoplénètes

1. Méthodes de détection

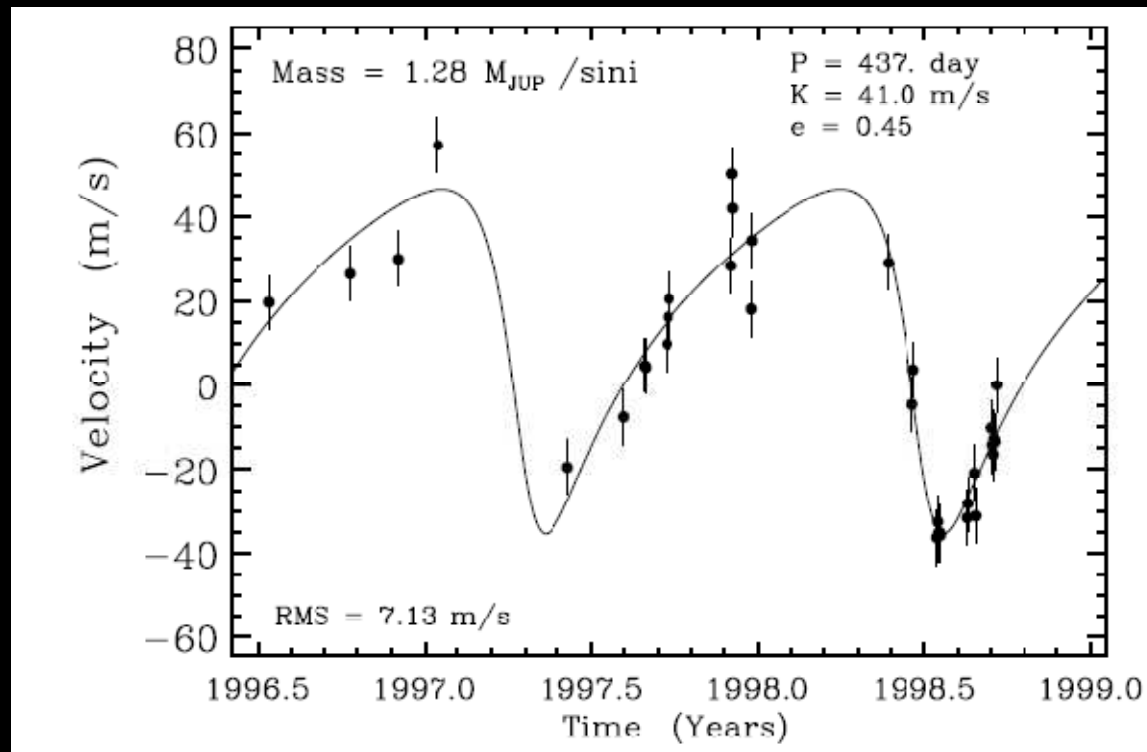
Lentilles gravitationnelles



Bonus: Les exoplanètes

1. Méthodes de détection

Vitesses radiales



Bonus: Les exoplanètes

1. Méthodes de détection

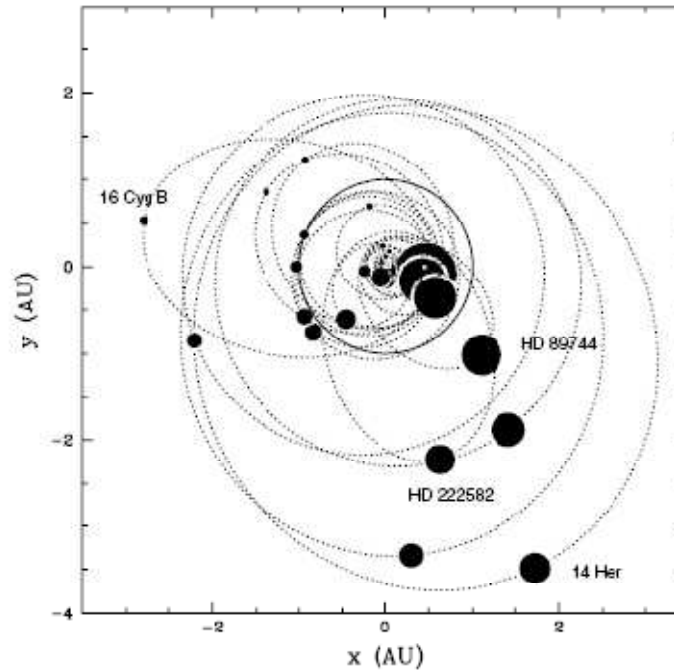
Méthodes directes



Bonus: Les exoplanètes

1. Méthodes de détection

La migration planétaire



Bonus:

Les exoplanètes

1. Méthodes de détection

2. Classification

3. Ou va-t-on?

Bonus: Les exoplanètes

1. Méthodes de détection

Masse vs Rayon de l'orbite

