Cours introductif : Forme et structure de la Terre actuelle

La Terre



Plan

I- Forme de la Terre

1.1 Le rayon de la Terre

1.2 La Terre, une ellipsoïde

1.3 Le géoïde, forme réelle de la Terre

1.4 La masse et la densité de la Terre

II- Structure de la Terre

2.1 Découverte et structuration de la Terre solide

2.2 Composition chimique, minéralogie et pétrologie des différentes enveloppes

2.3 Chaleur et géotherme

2.4 Dynamique des enveloppes de la Terre

III- Comparaison avec les autres planètes du système solaire

3.1 Les planètes telluriques

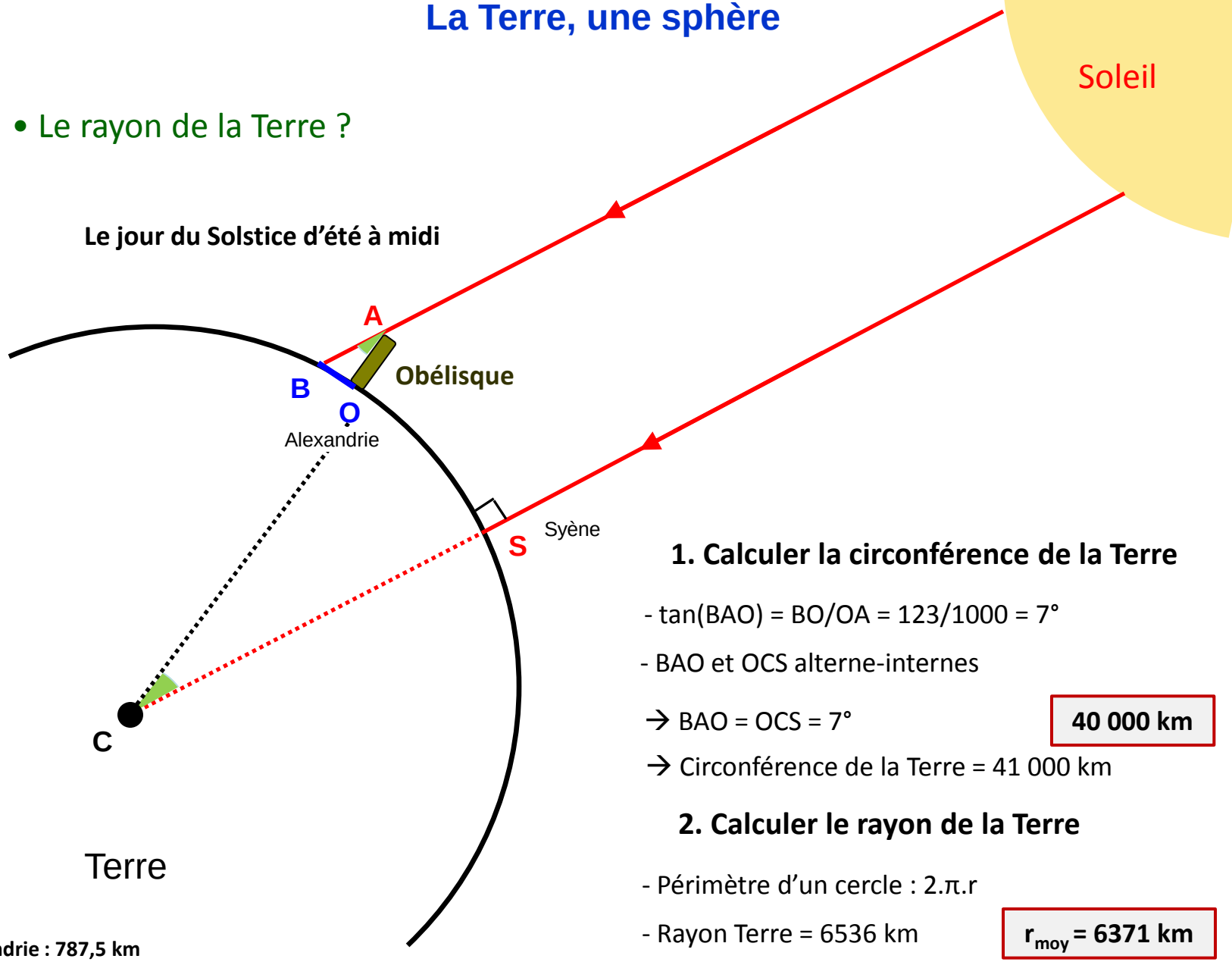
3.2 Les planètes gazeuses

Introduction

I- Forme de la Terre

La Terre, une sphère

- Le rayon de la Terre ?



Obélisque : 10 m

Ombre : 123 cm

Distance Syène-Alexandrie : 787,5 km

1. Calculer la circonférence de la Terre

- tan(BAO) = BO/OA = 123/1000 = 7°

- BAO et OCS alterne-internes

→ BAO = OCS = 7°

→ Circonférence de la Terre = 41 000 km

40 000 km

2. Calculer le rayon de la Terre

- Périmètre d'un cercle : 2.π.r

- Rayon Terre = 6536 km

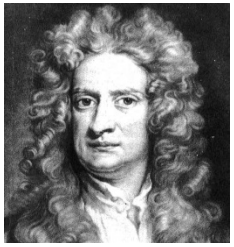
r_{moy} = 6371 km

Introduction

I- Forme de la Terre

La Terre est aplatie

- Deux modèles

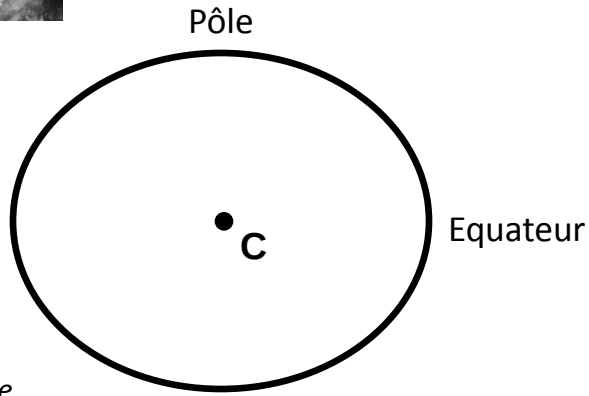


Newton

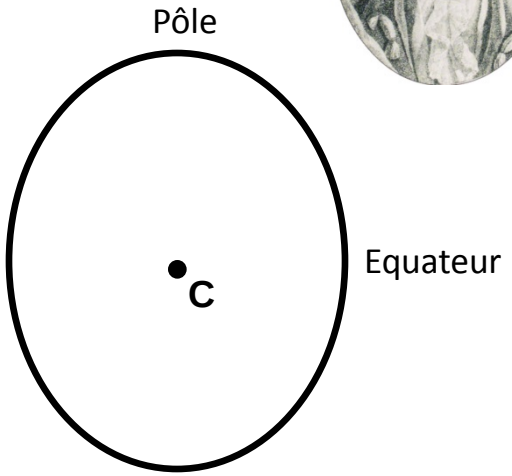
Au XVII^{ème}

Cassini





Retard de pendule en Guyane



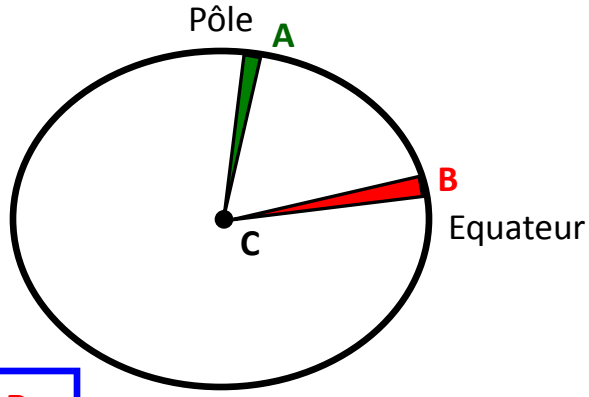
Mesure d'arc de méridien

Introduction

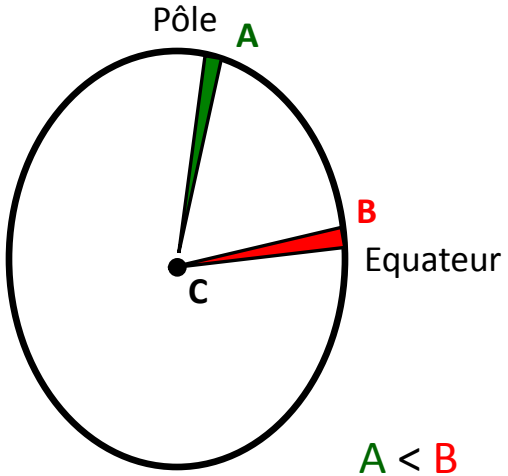
I- Forme de la Terre

La Terre est aplatie

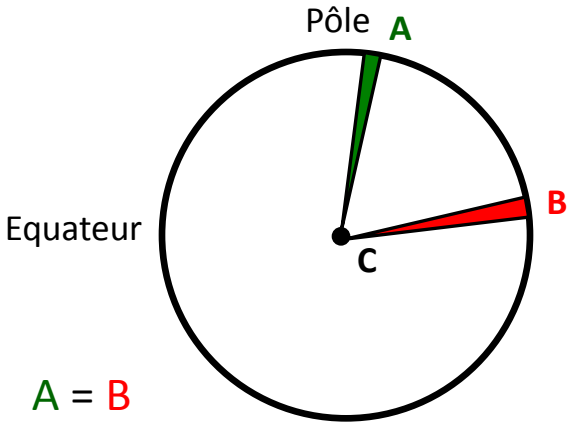
- Mesure d'un arc de méridien



A > B



A < B



A = B



En Laponie :

Clairaut

Maupertuis

Au Pérou :

De la Condamine

Bouguer

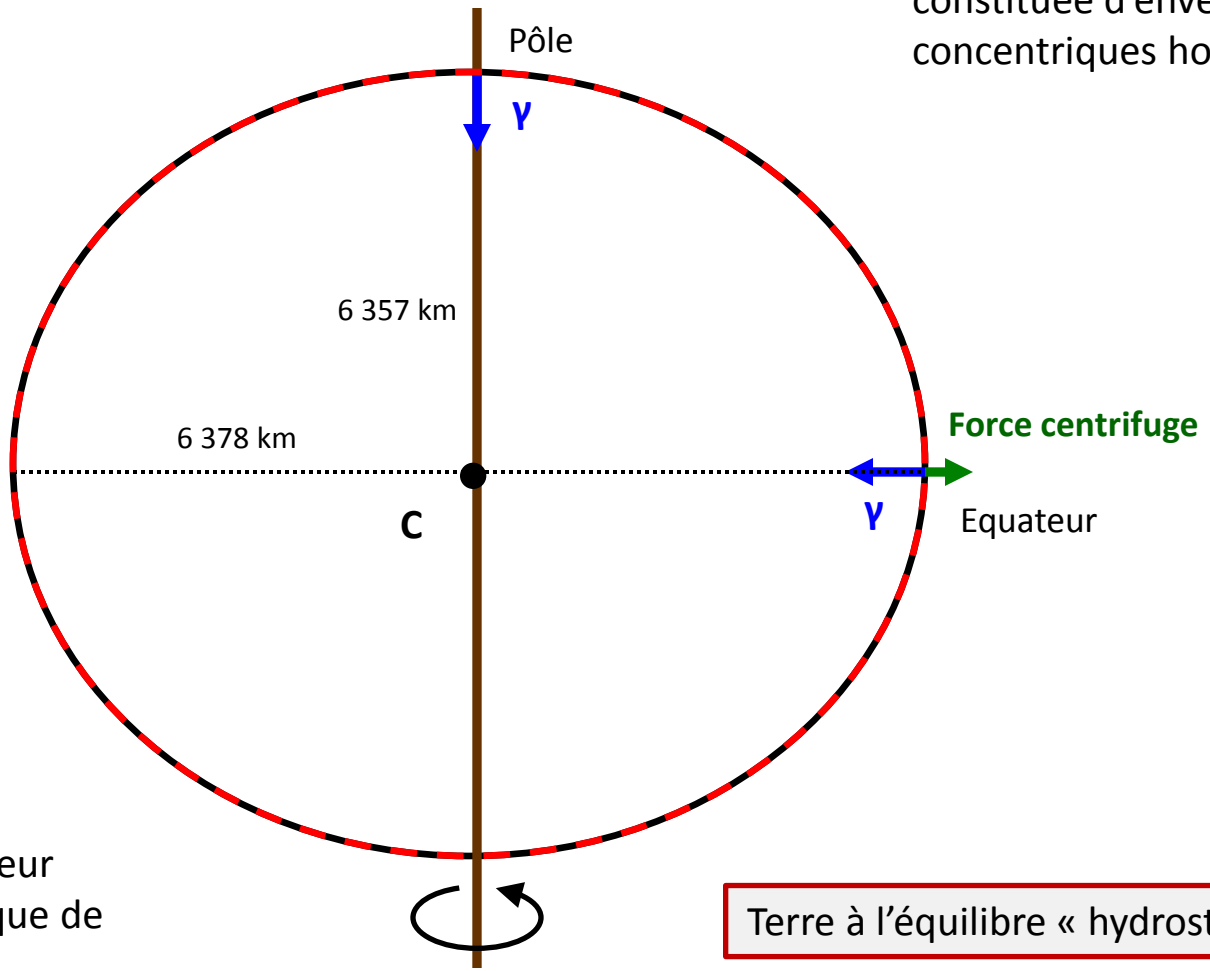


Introduction
I- Forme de la Terre

La Terre, une ellipsoïde de révolution

- Un modèle théorique

Hypothèse : La Terre est constituée d'enveloppes concentriques homogènes



Ellipsoïde de référence : équipotentielle de pesanteur théorique = forme théorique de la Terre

Terre à l'équilibre « hydrostatique »

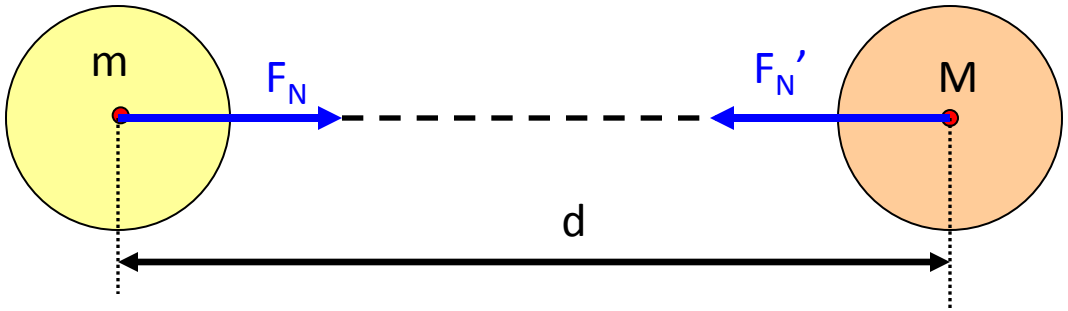
Introduction
I- Forme de la Terre

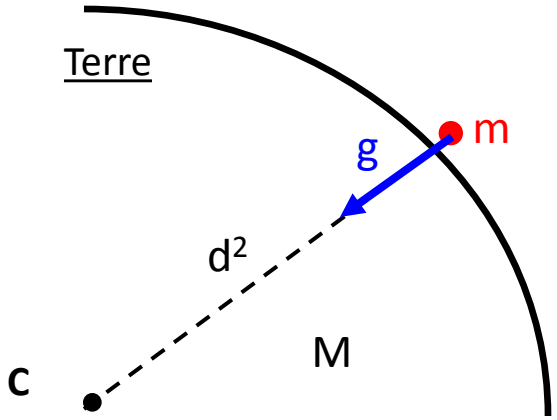
La gravité

Loi d'attraction gravitationnelle

$$F_N = G \frac{m \cdot M}{d^2}$$

G : constante gravitationnelle





g : intensité du champ gravitationnel

$$F_N = m \frac{G \cdot M}{d^2}$$

$$F_N = m \cdot g$$

g dépend de la distance d par rapport au centre de la Terre (latitude et altitude)

Introduction

I- Forme de la Terre

Gravité et pesanteur

Force d'attraction gravitationnelle : effet de l'attraction universelle entre un corps (m) et la masse de la Terre (M)

$$F_N = G \frac{m \cdot M}{d^2}$$

Terre en rotation sur elle-même

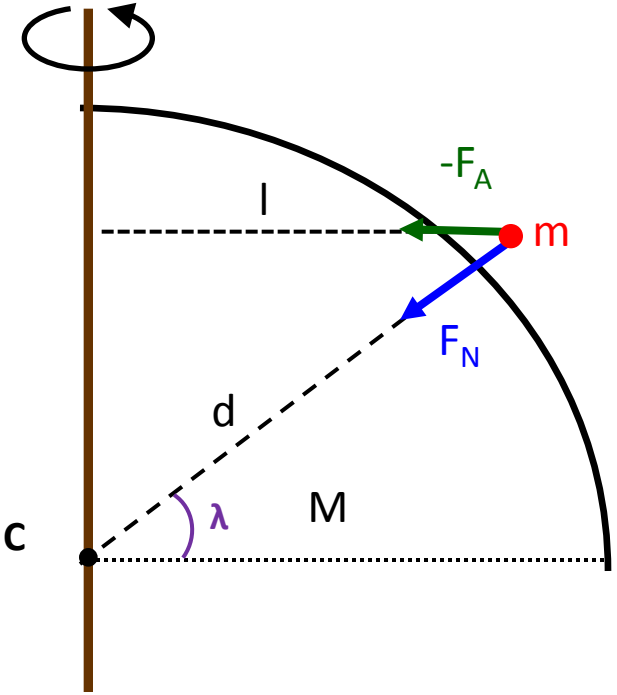
Force axifuge (F_A)

$$F_A = 2\,\pi.\omega^2\, l$$

ω : vitesse angulaire

F_A est nulle aux pôles et égale à 0,3% de F_N à l'équateur

$l = d.\cos(\lambda)$



Pesanteur : Résultante de la force d'attraction gravitationnelle (F_N) et de la force axifuge (F_A)

$$P = F_N + F_A = m.\gamma$$

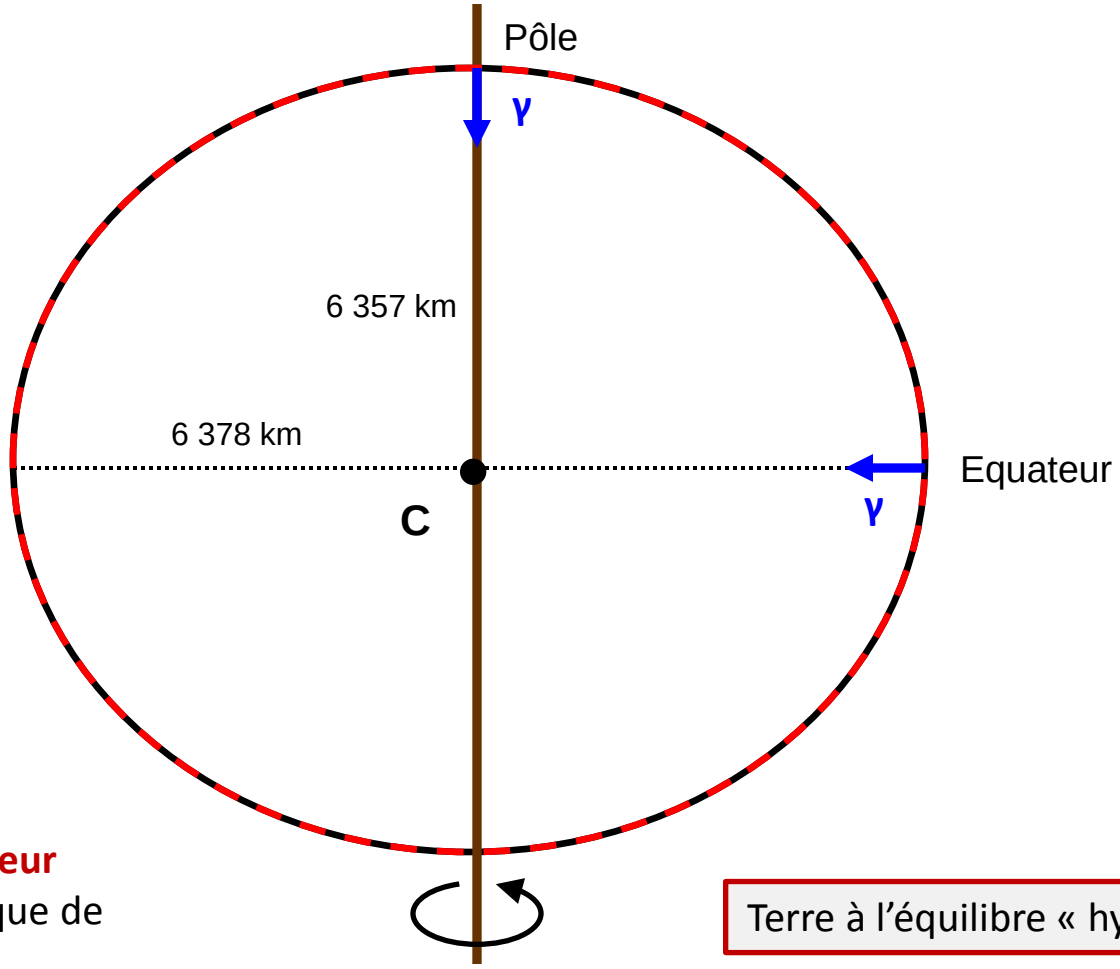
En réalité FA est négligée et g ≈ γ

Introduction

I- Forme de la Terre

La Terre, une ellipsoïde de révolution

- Un modèle théorique



Ellipsoïde de référence : équipotentielle de **pesanteur** théorique = forme théorique de la Terre

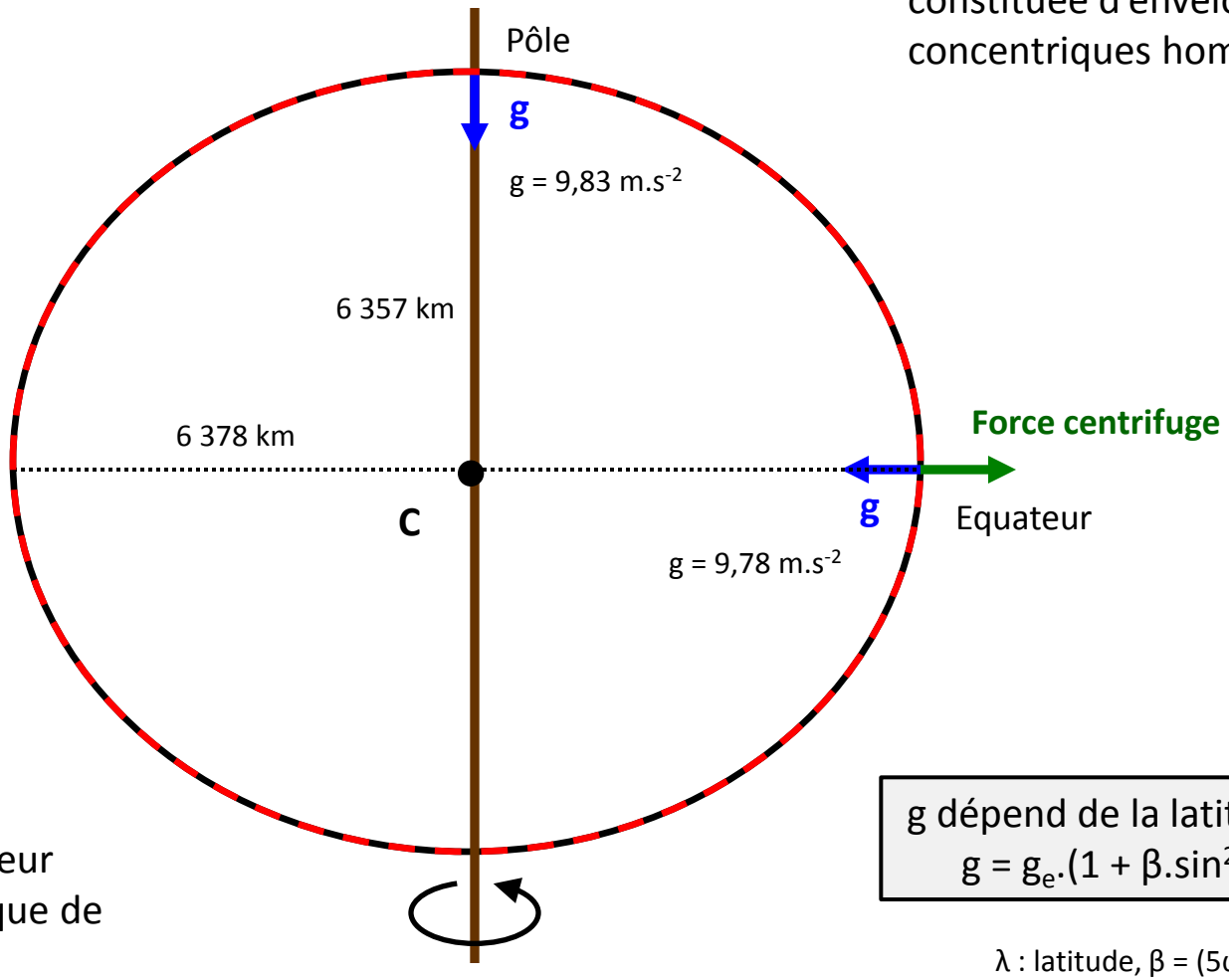
Terre à l'équilibre « hydrostatique »

Introduction
I- Forme de la Terre

La Terre, une ellipsoïde de révolution

- Un modèle théorique

Hypothèse : La Terre est constituée d'enveloppes concentriques homogènes



Ellipsoïde de référence : équipotentielle de pesanteur théorique = forme théorique de la Terre

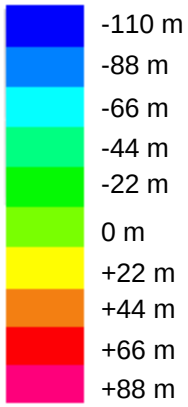
g dépend de la latitude :
$g = g_e.(1 + \beta.\sin^2\lambda)$

λ : latitude, $\beta = (5\omega^2.a/2g_e)$

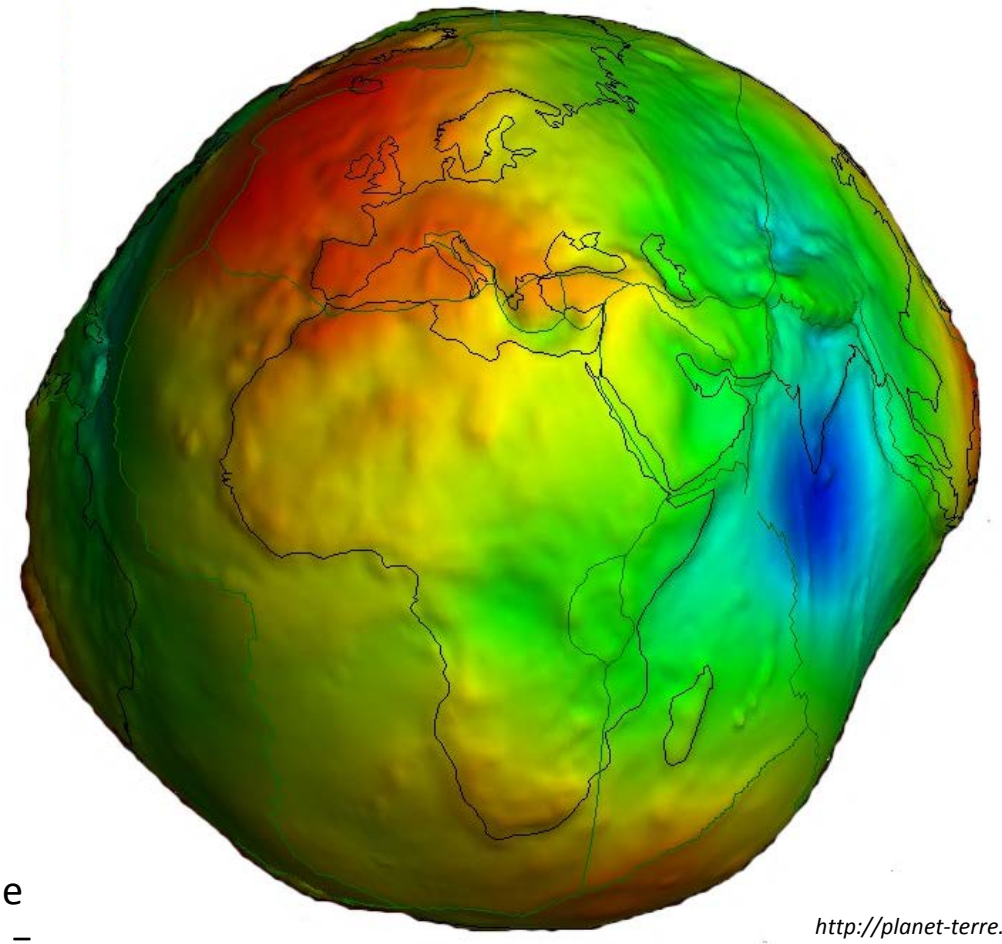
Introduction

I- Forme de la Terre

Le géoïde, équipotentielle de pesanteur mesurée (réelle)



En référence à l'ellipsoïde



http://planet-terre.ens-lyon.fr

Creux et bosses du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence

Géoïde : équipotentielle de pesanteur réelle/mesurée = **forme réelle de la Terre**

Introduction

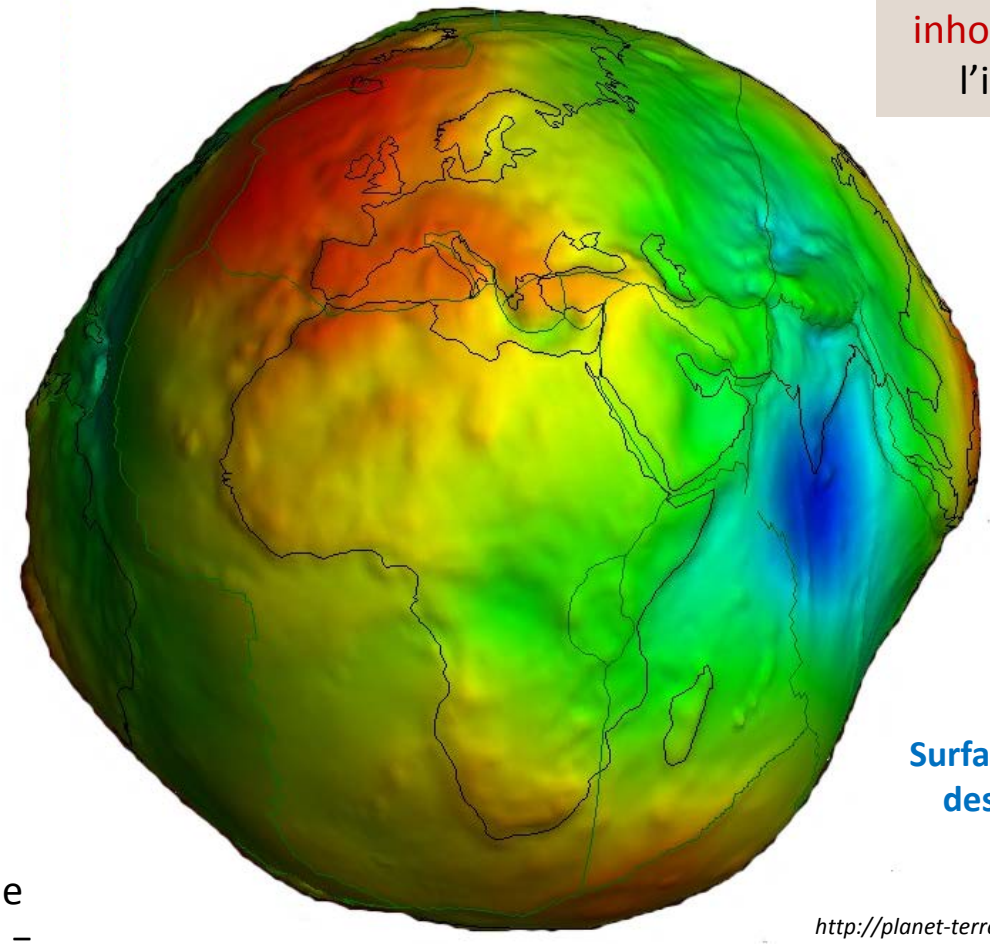
I- Forme de la Terre

Le géoïde, équipotentielle de pesanteur mesurée (réelle)

-110 m
-88 m
-66 m
-44 m
-22 m
0 m
+22 m
+44 m
+66 m
+88 m

En référence à l'ellipsoïde

Répartition complexe et inhomogène des masses à l'intérieur de la Terre



Surface moyenne des océans !!

http://planet-terre.ens-lyon.fr

Géoïde : équipotentielle de pesanteur réelle/mesurée = **forme réelle de la Terre**

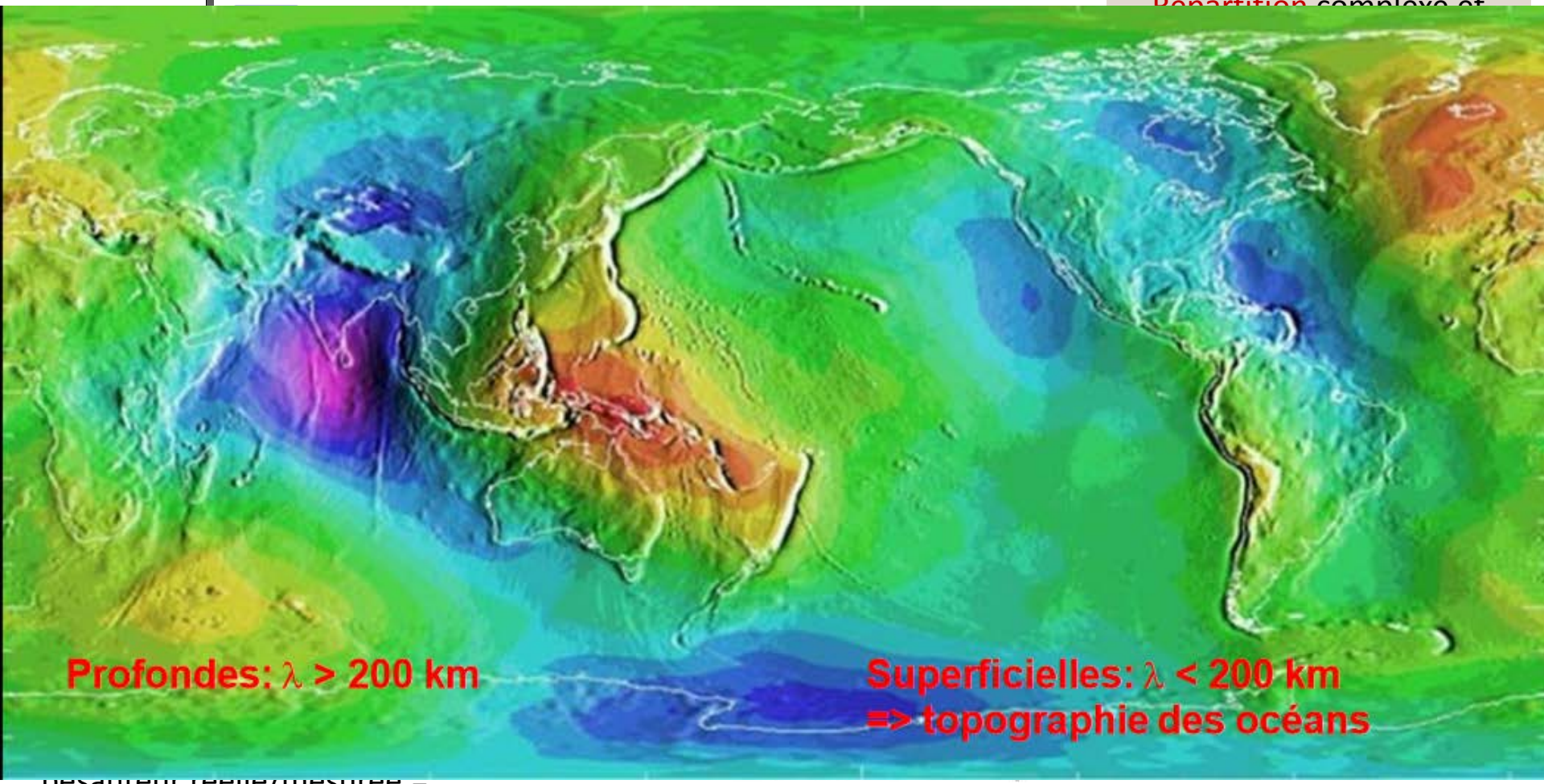
Creux et bosses du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence

Introduction

I- Forme de la Terre

Le géoïde, équipotentielle de pesanteur mesurée (réelle)

Répartition complexe et



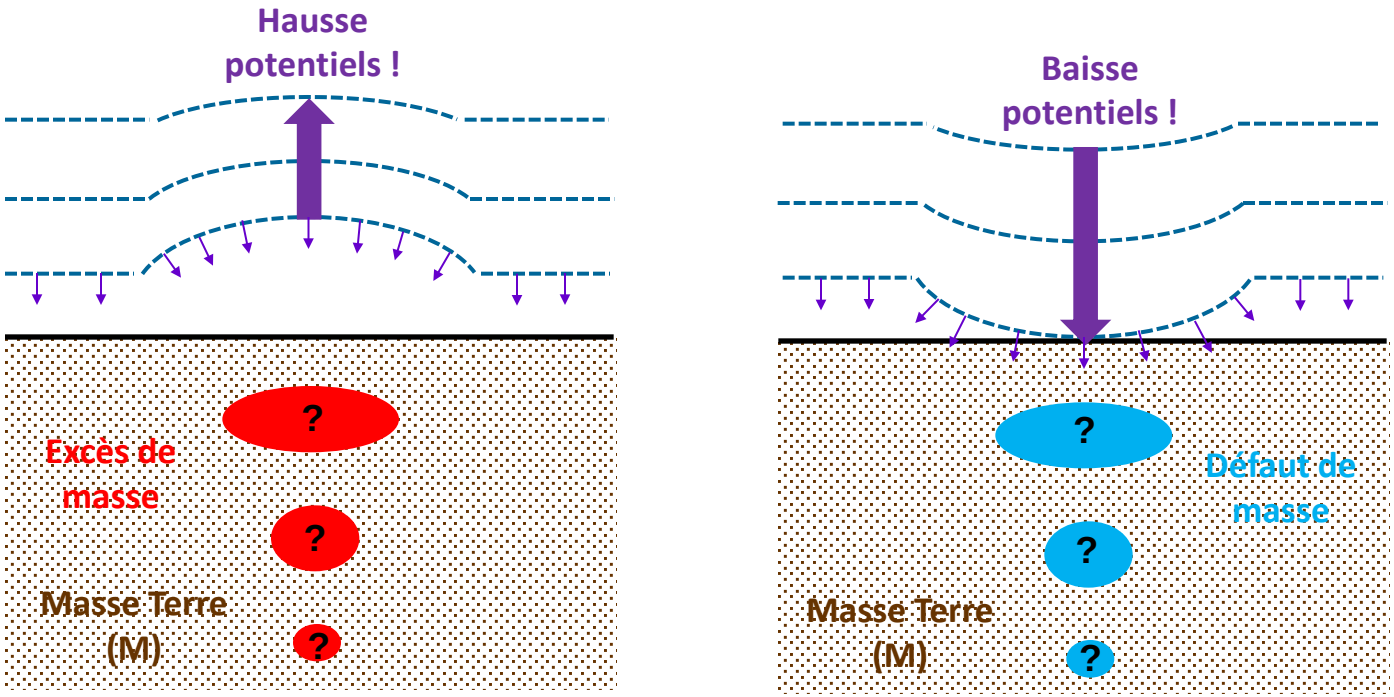
pesanteur réelle/mesurée =
forme réelle de la Terre

Creux et bosses du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence

Introduction

I- Forme de la Terre

Interpréter les « creux » et les « bosses » du géoïde



Les hétérogénéités de masse au sein du globe expliquent les irrégularités de la surface du géoïde

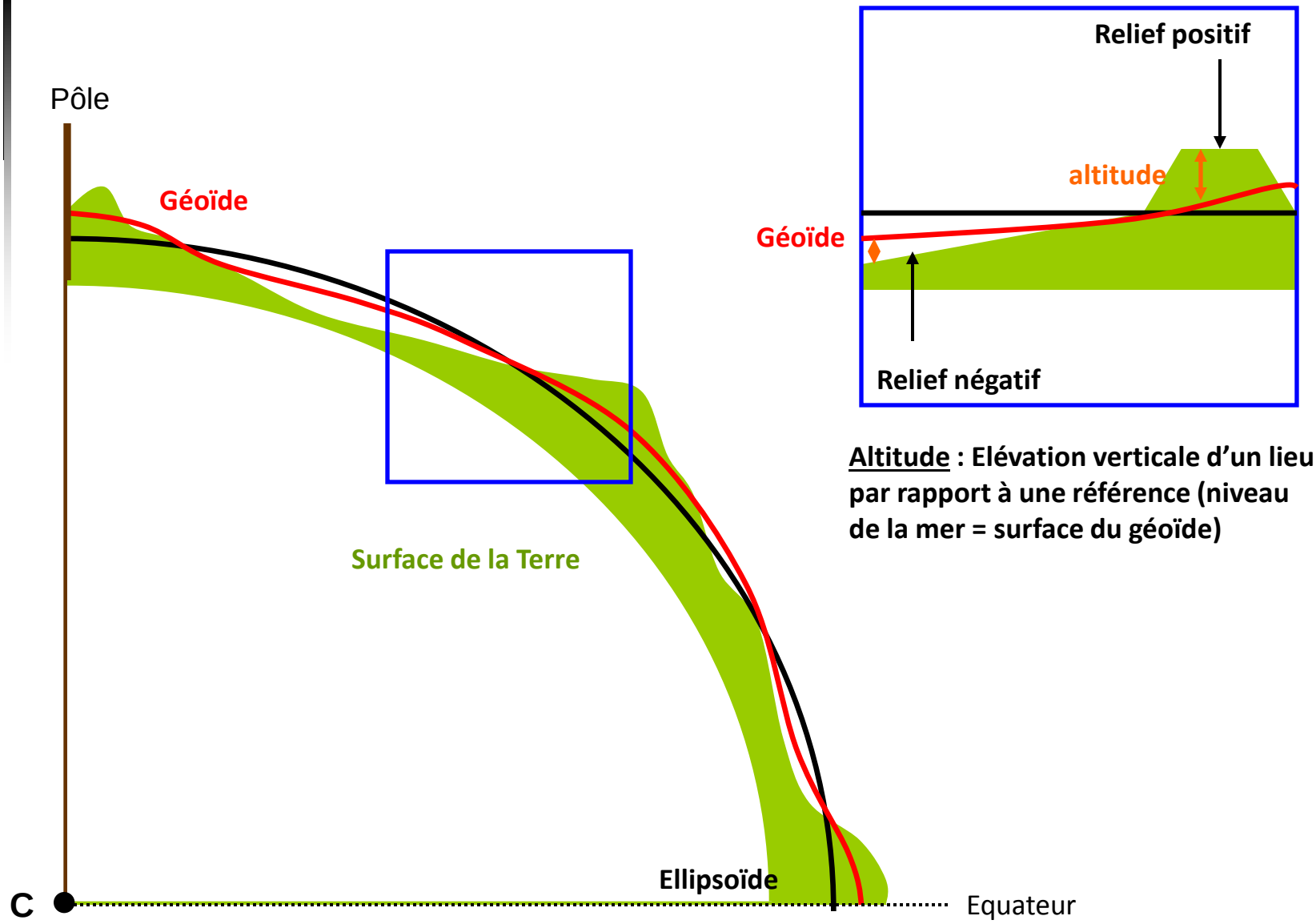
- Dépendant de la longueur d'onde des ondulations (plus elle est élevée, plus les hétérogénéités sont profondes)

➡ La **gravimétrie** permet de **sonder l'intérieur de la Terre**

Introduction

I- Forme de la Terre

Altitude, relief et géoïde



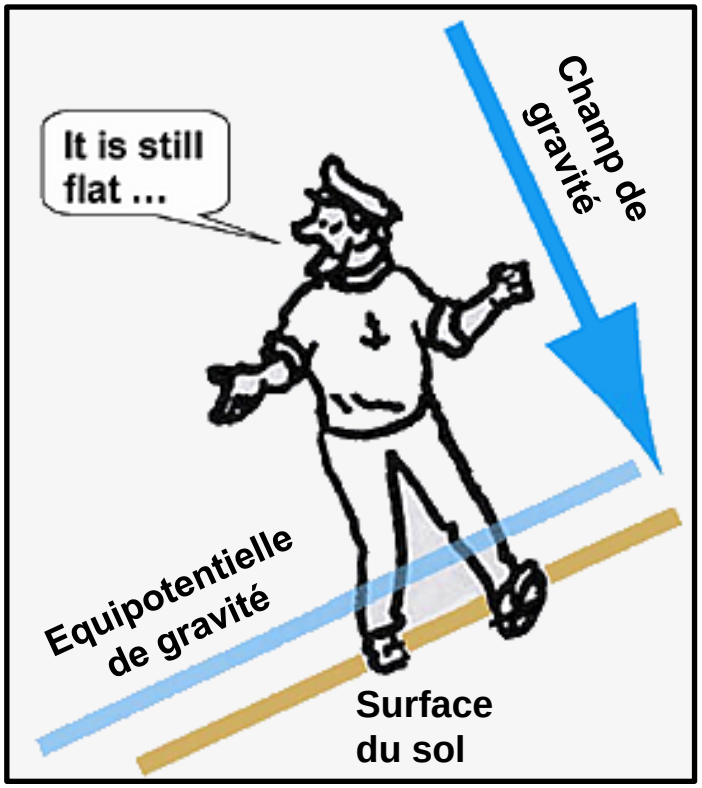
<u>Altitude</u> : Elévation verticale d'un lieu par rapport à une référence (niveau de la mer = surface du géoïde)

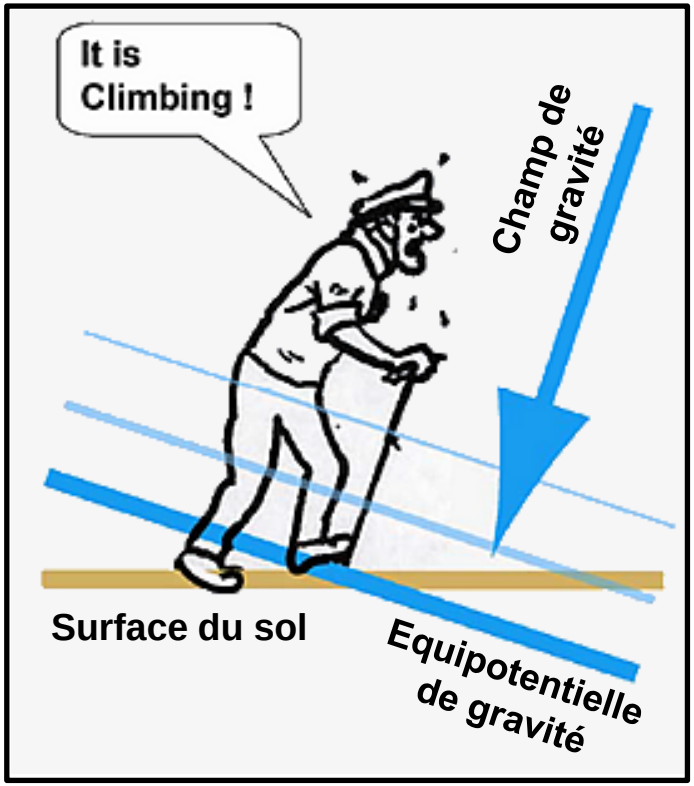
Introduction

I- Forme de la Terre

Altitude, relief et géoïde

<u>Altitude</u> : Elévation verticale d'un lieu par rapport à une référence (niveau de la mer = surface du géoïde) : elle est définie à partir du potentiel de gravité.





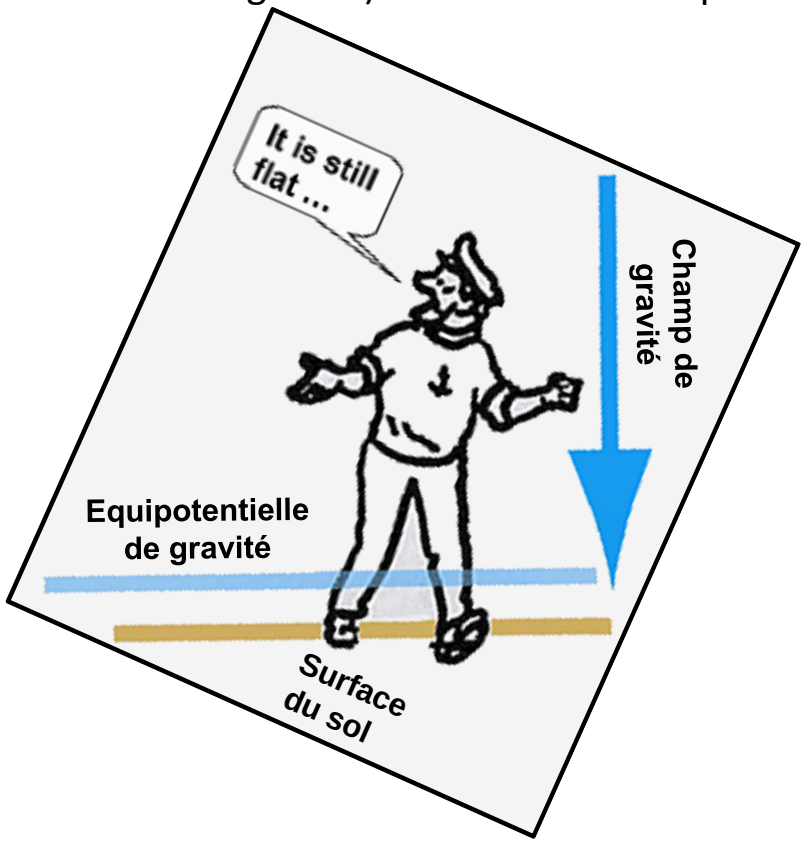
Autrement dit, l'horizontale est définie comme la surface du géoïde, la verticale comme colinéaire à la gravité

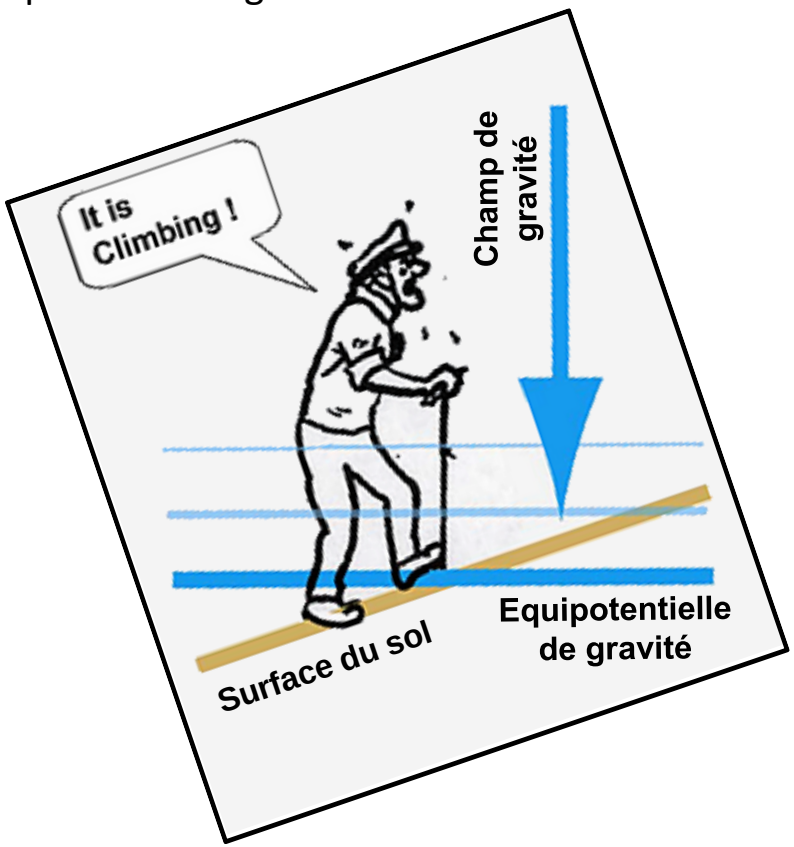
Introduction

I- Forme de la Terre

Altitude, relief et géoïde

Altitude : Elévation verticale d'un lieu par rapport à une référence (niveau de la mer = surface du géoïde) : elle est définie à partir du potentiel de gravité.





Autrement dit, l'horizontale est définie comme la surface du géoïde, la verticale comme colinéaire à la gravité

Introduction

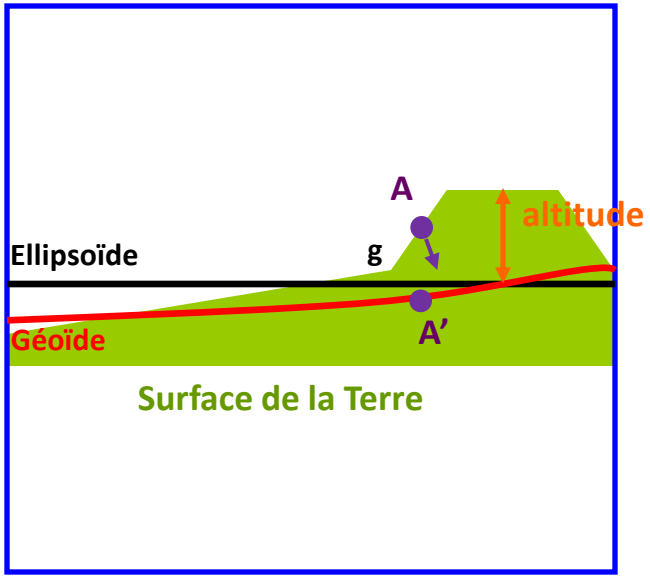
I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre

Valeur de $g_{réelle}$ (mesurée en A) …

Corrections

- **Dépend de l'altitude**
- **Dépend de la topographie**
- **Dépend de la matière terrestre entre le point A et le géoïde**
- ~~**Dépend de la latitude**~~



Après correction, $g_{m\ corrigée}$ = g à altitude 0 en ce point

… comparée à ….

… valeur de g_{th} (théorique en A' sur l'ellipsoïde de référence théorique)

c'est-à-dire à l'altitude 0, approximée par la valeur de g à même latitude sur l'ellipsoïde

- ~~**Dépend de la latitude**~~

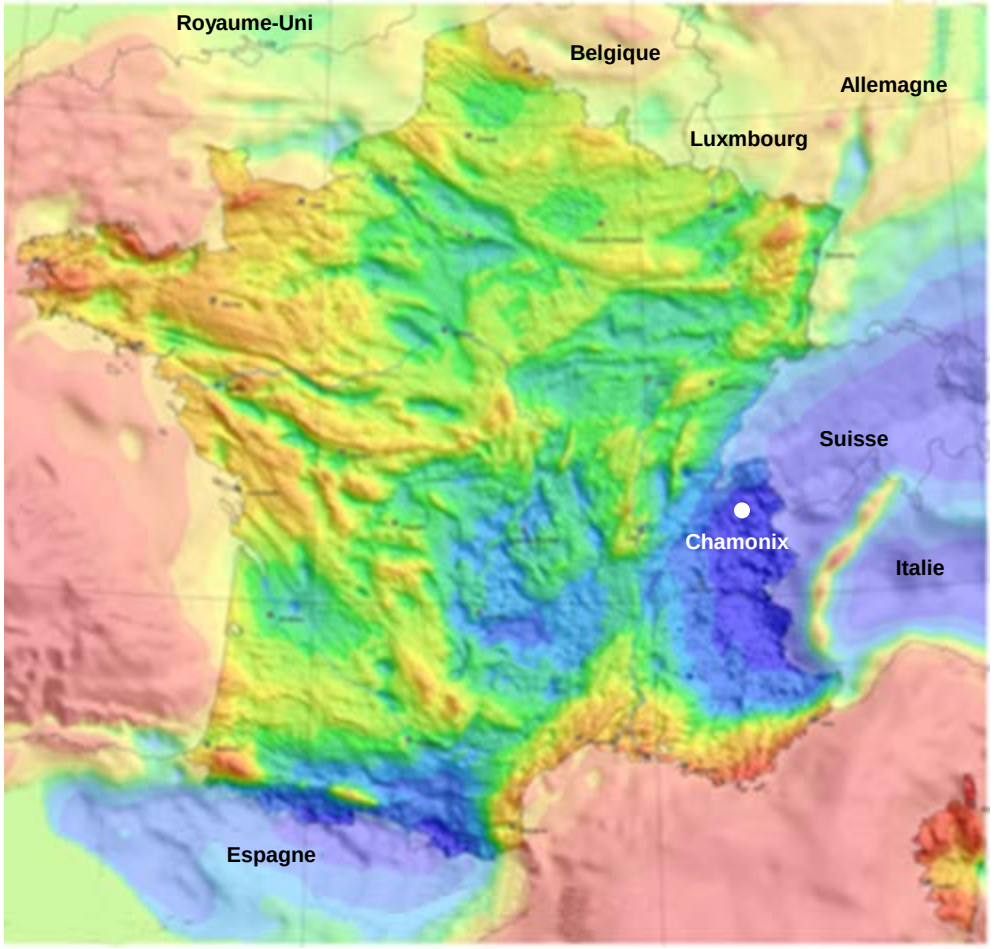
⇒ Cartographie des anomalies de gravité ($g_{m\ corrigé}$ - g_{th})

Une cartographie de la répartition des masses à l'intérieur de la Terre

Introduction

I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre



Anomalies gravimétriques (dites de Bouguer)

($g_{m\ corrigé} < g_{th}$) - + ($g_{m\ corrigé} > g_{th}$)

Introduction
I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre

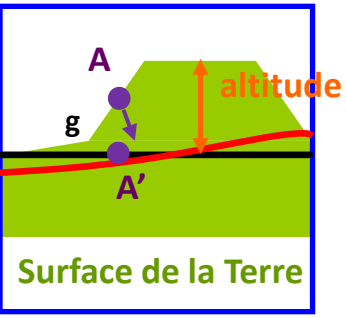
Application numérique (à Chamonix 1038m)

$g_{mesurée}$: 980 332,9 mGal

Valeur de g (mesurée en A) …

Corrections

- **Dépend de l'altitude** — **+ 320,3 mGal** — $g_{m\ corrigée}$: 980 653,2 mGal
- **Dépend de la topographie** — **+ 34 mGal** — $g_{m\ corrigée}$: 980 687,2 mGal
- **Dépend de la matière terrestre entre le point A et le géoïde** — **- 118 mGal** — $g_{m\ corrigée}$: 980 569,2 mGal
- ~~**Dépend de la latitude**~~



… comparée à ….

… valeur de g (théorique en A') — $g_{théorique}$: 980 712,7 mGal

c'est-à-dire à l'altitude 0, approximée par la valeur de g à même latitude sur l'ellipsoïde

- ~~**Dépend de la latitude**~~

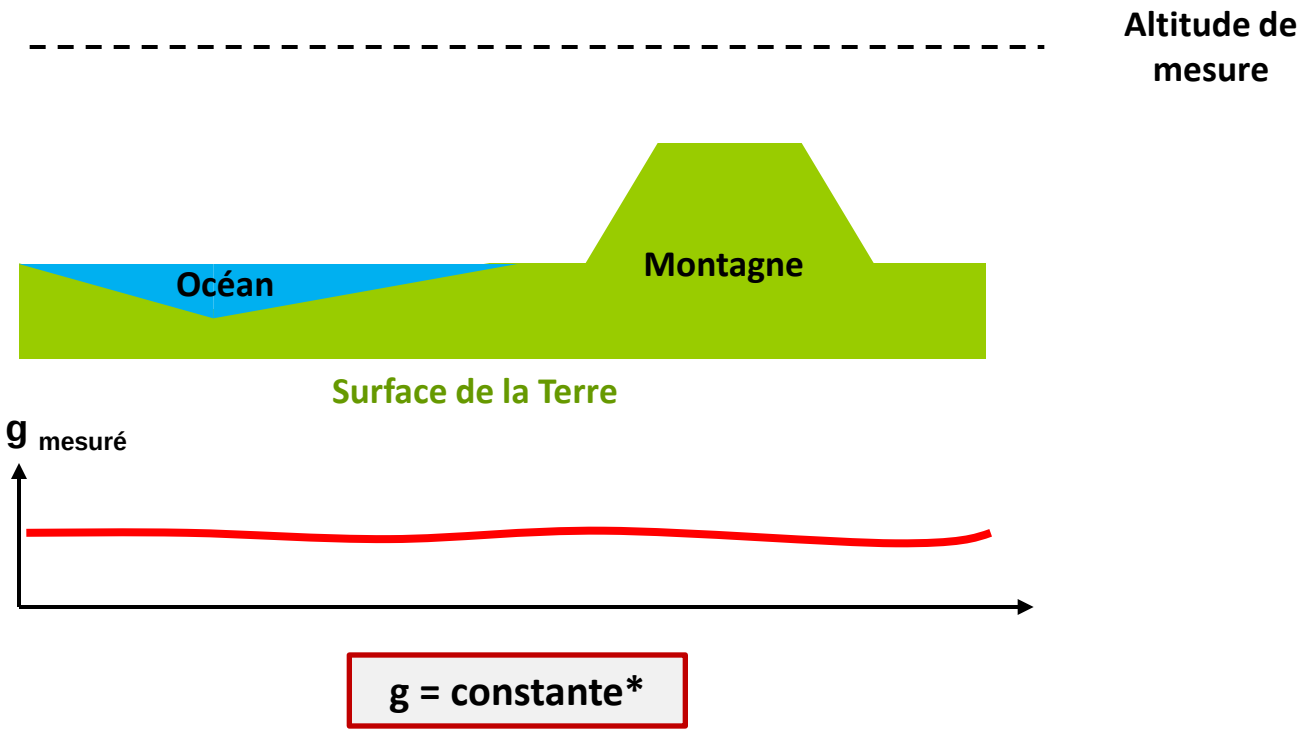
Les corrections autres que l'altitude et topographie amplifient la différence entre valeur théorique et valeur mesurée ???

Introduction

I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre

Comment varie g à altitude constante au-dessus de la Terre, montagne et océans ?



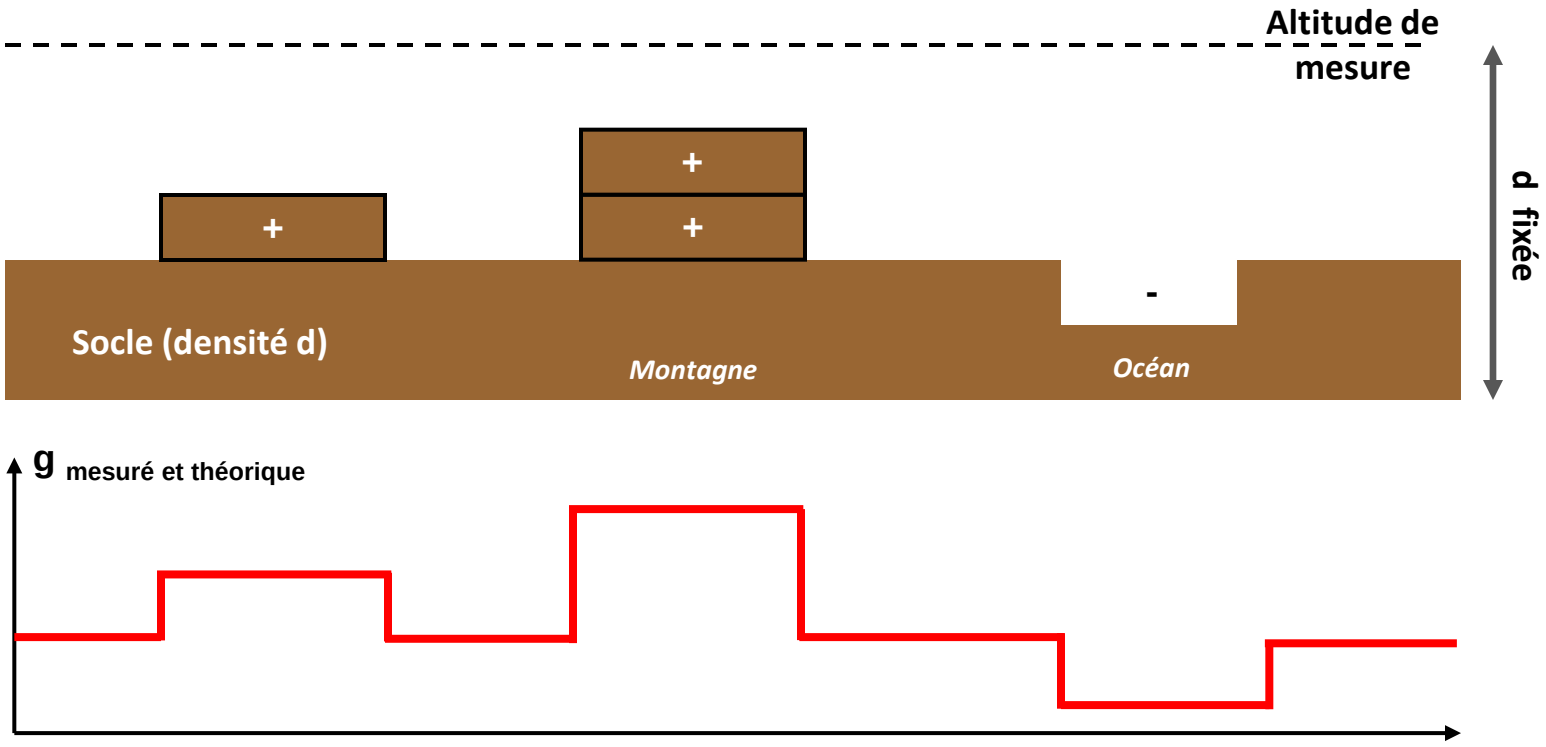
g = constante*

* À quelques petites variations près et à petite longueur d'onde

Introduction

I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre



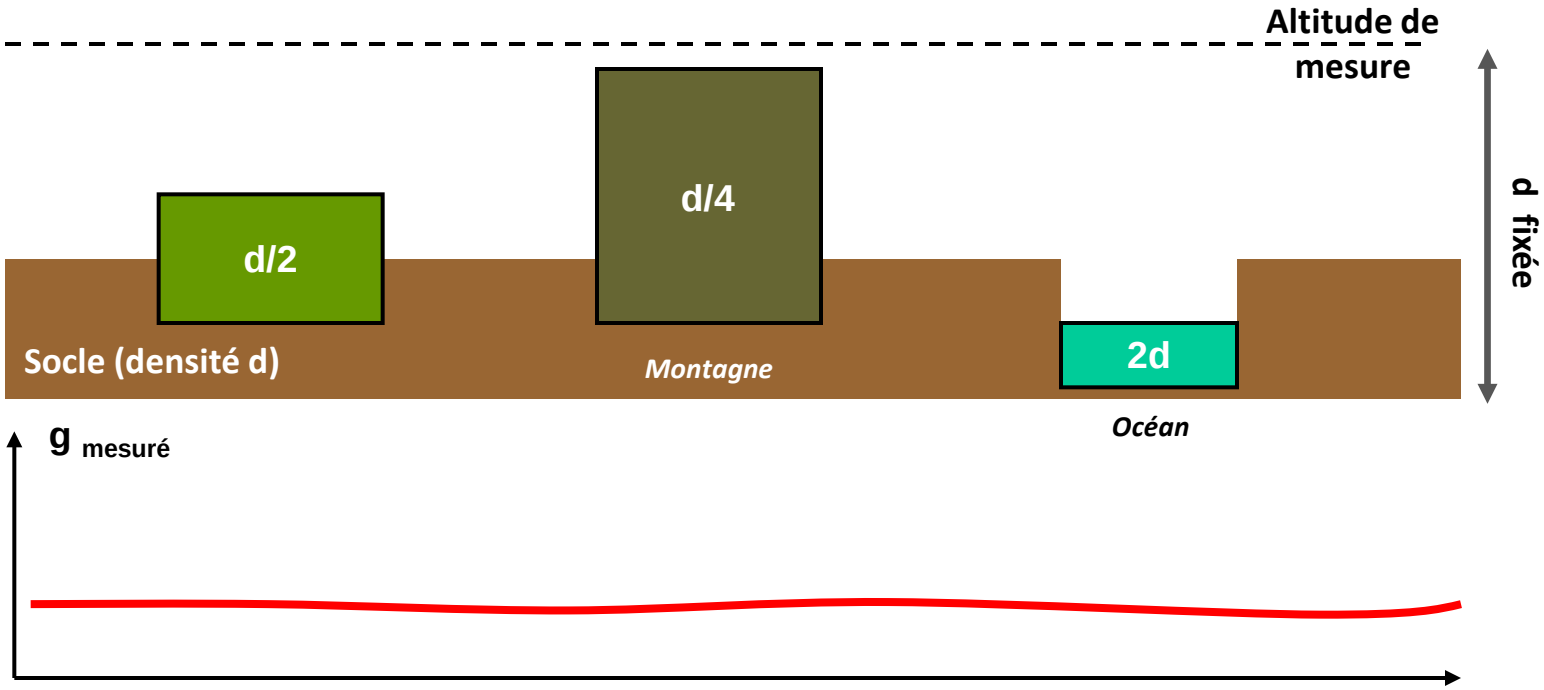
g est forte au niveau des bosses et faible au niveau des creux : Comment expliquer les résultats précédents ?

Introduction

I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre

Solution 1 : Bosses et creux sont associés à des inégalités de densité



g = constante et la masse est constante sur toute la longueur

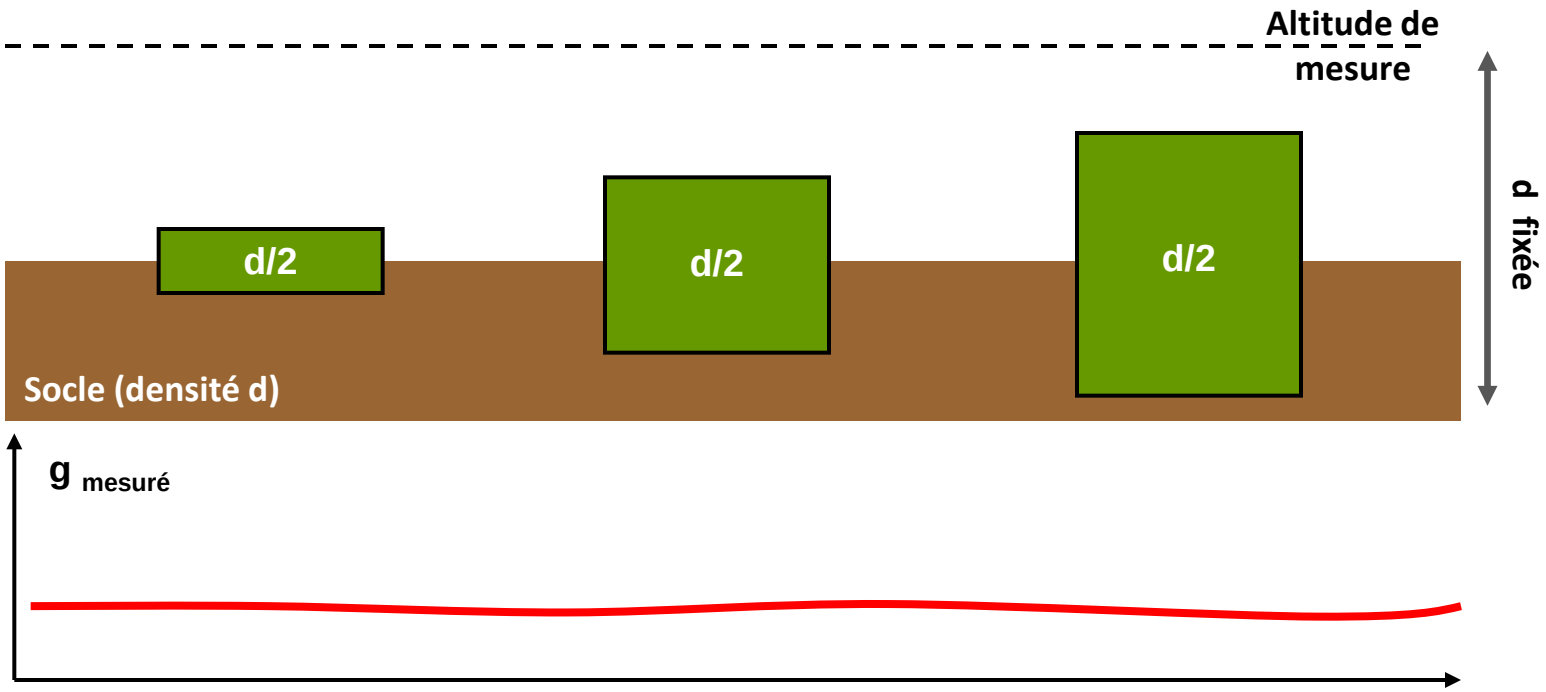
Introduction

I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre

Solution 2 : Bosses et creux sont associés à des corps flottants de même densité mais d'épaisseur inégale

Les cubes « flottent comme des icebergs »



g = constante et la masse est constante sur toute la longueur

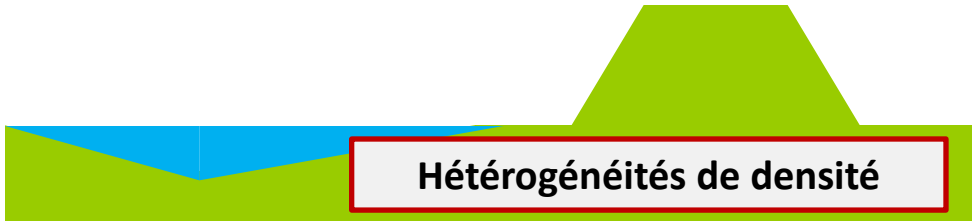
Introduction

I- Forme de la Terre

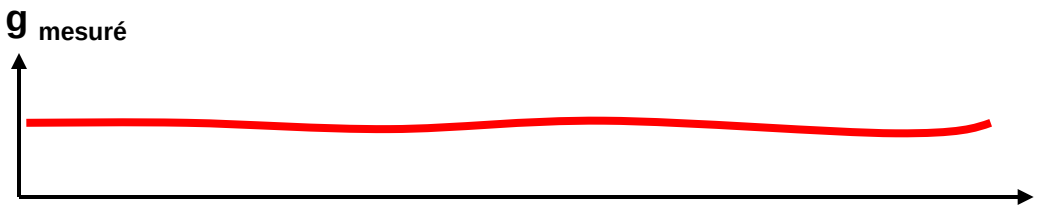
Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre

Comment varie g à altitude constante au-dessus de la Terre, montagne et océans ?

Altitude de mesure



Surface de la Terre



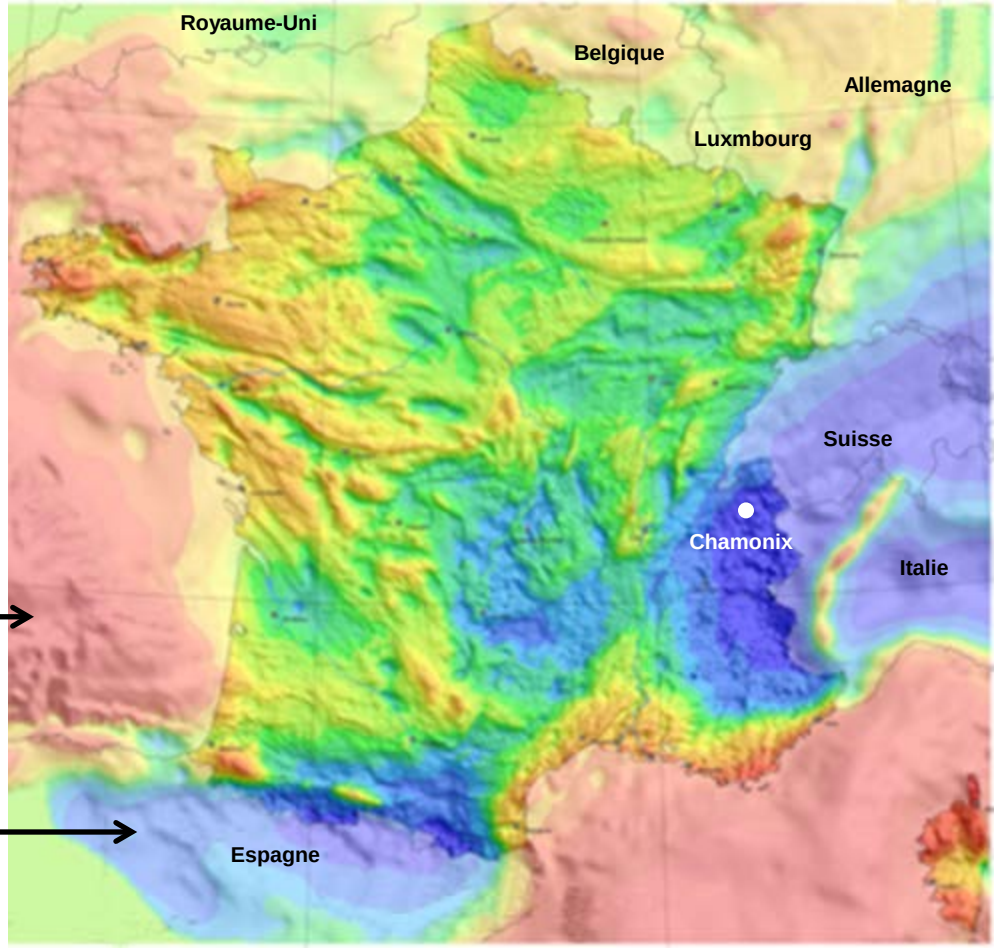
g = constante*

* À quelques petites variations près

Introduction

I- Forme de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre



Roches « plus denses » sous les reliefs négatifs →

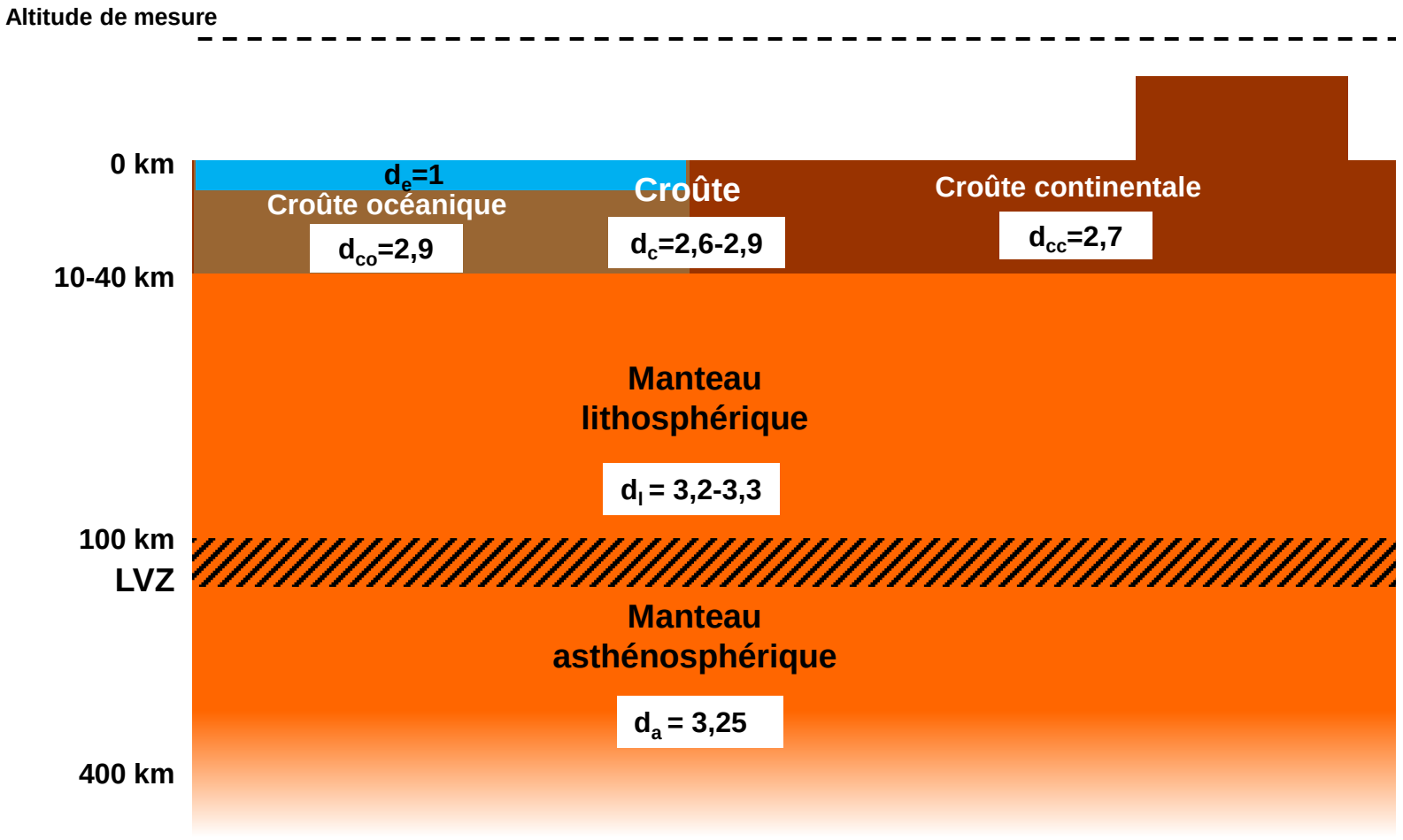
Roches « moins denses » sous les reliefs positifs →

Anomalies gravimétriques (dites de Bouguer)

($g_{m\ corrigé} < g_{th}$) - + ($g_{m\ corrigé} > g_{th}$)

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

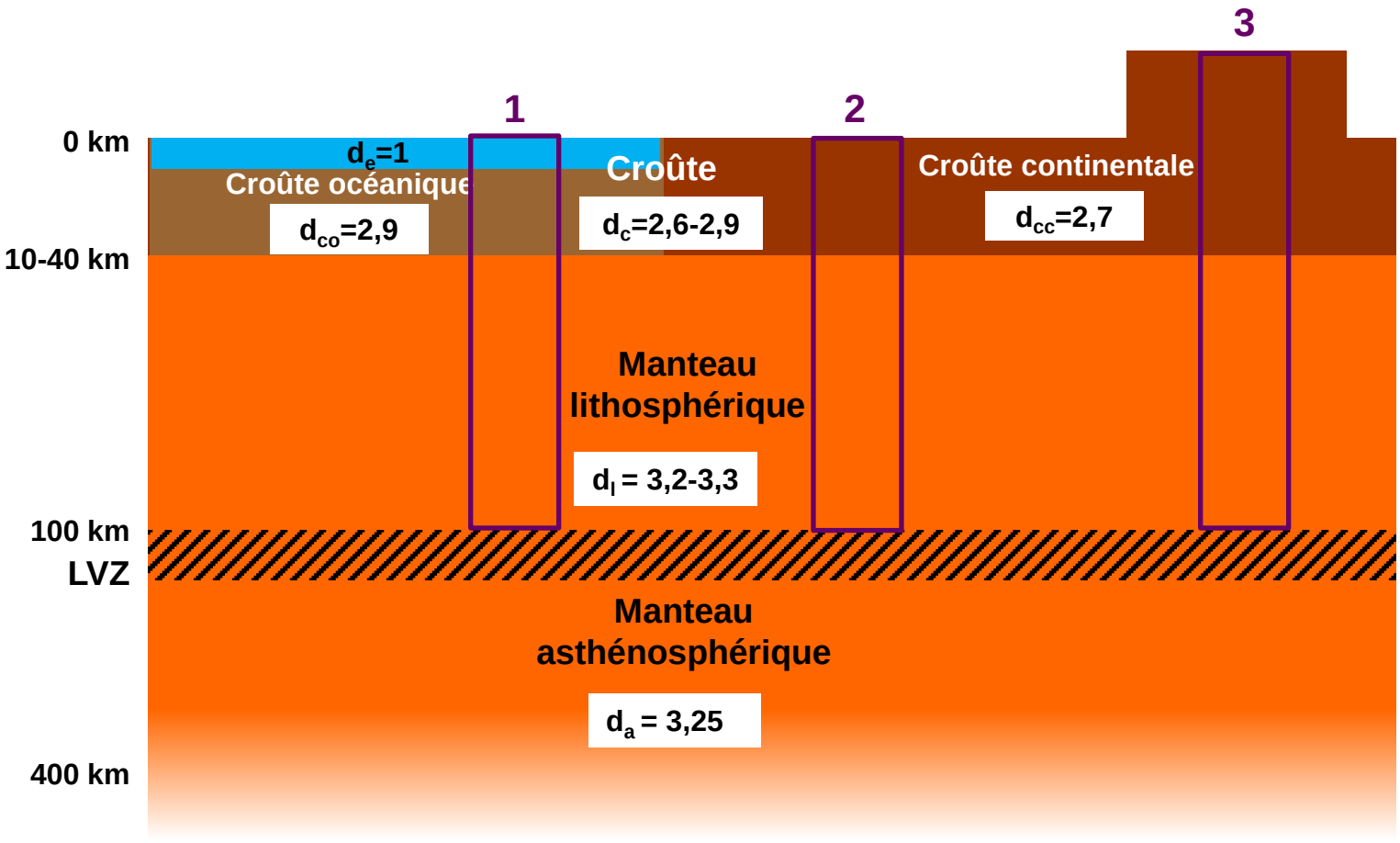
Dynamique interne et mobilité verticale de la lithosphère



Comment expliquer que g = constante ?

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Dynamique interne et mobilité verticale de la lithosphère

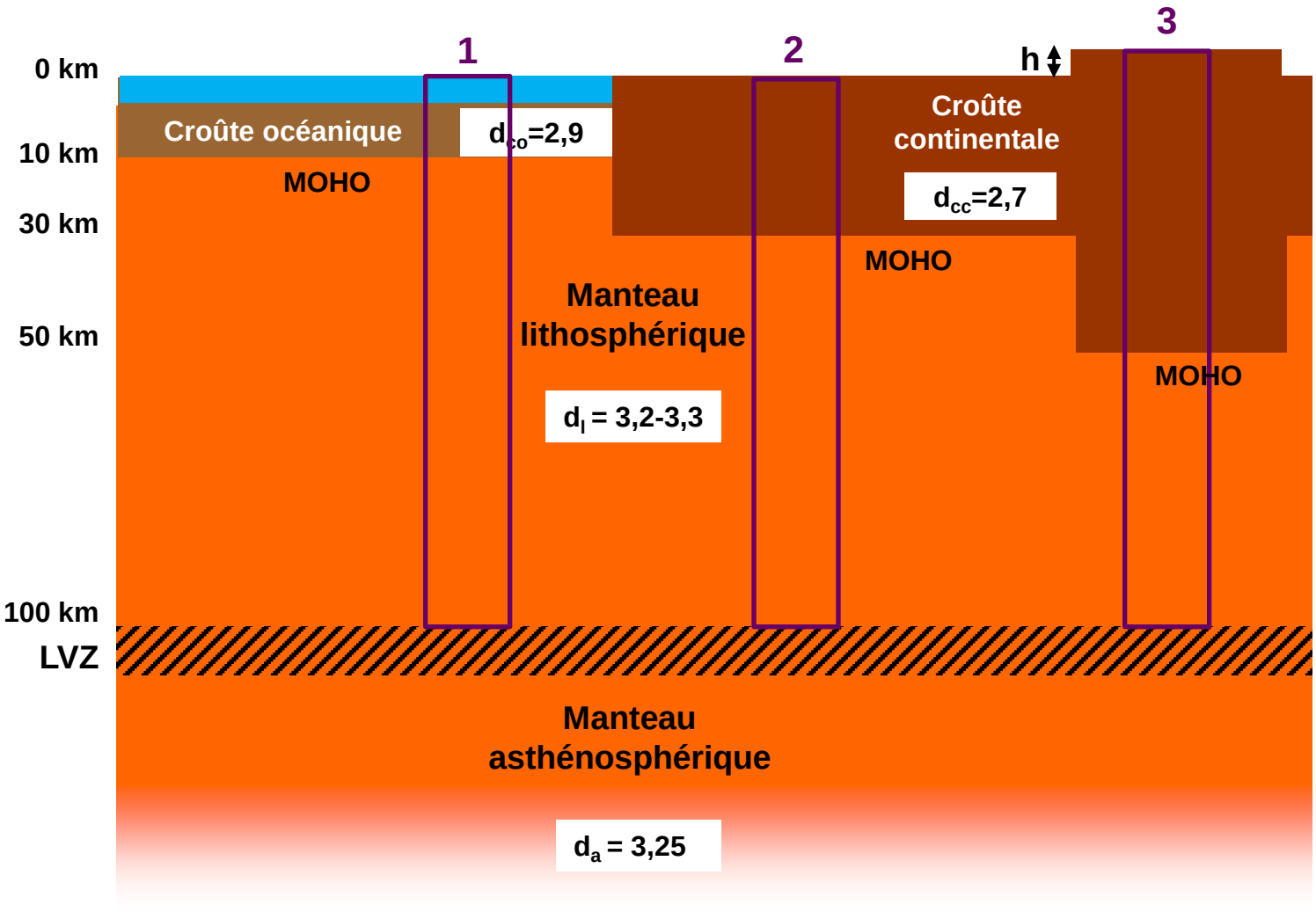


g = constante si $M_1 = M_2 = M_3$

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Dynamique interne et mobilité verticale de la lithosphère

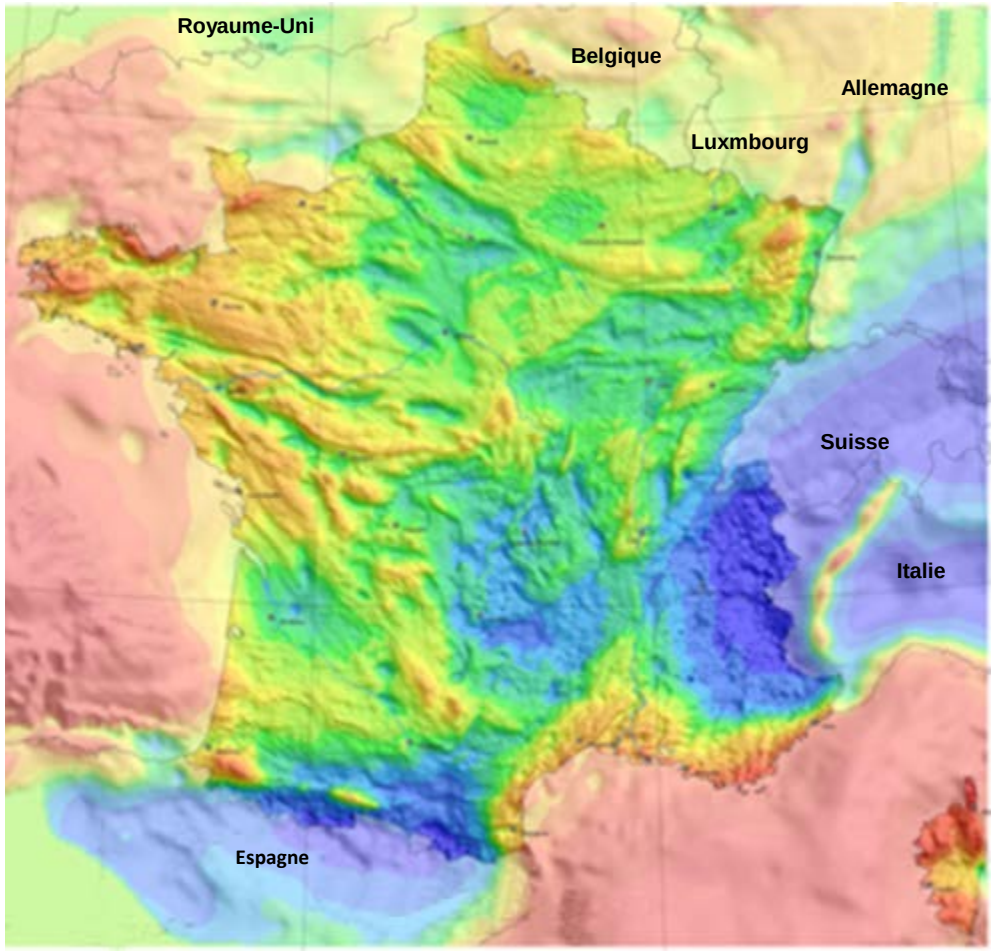
Avec un schéma à l'échelle ….



h = 5 km

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Champ de pesanteur, anomalies gravimétriques et intérieur de la Terre



Anomalies gravimétriques (dites de Bouguer)

\- +

Ces informations sont très utiles pour les analyses de géodynamique …

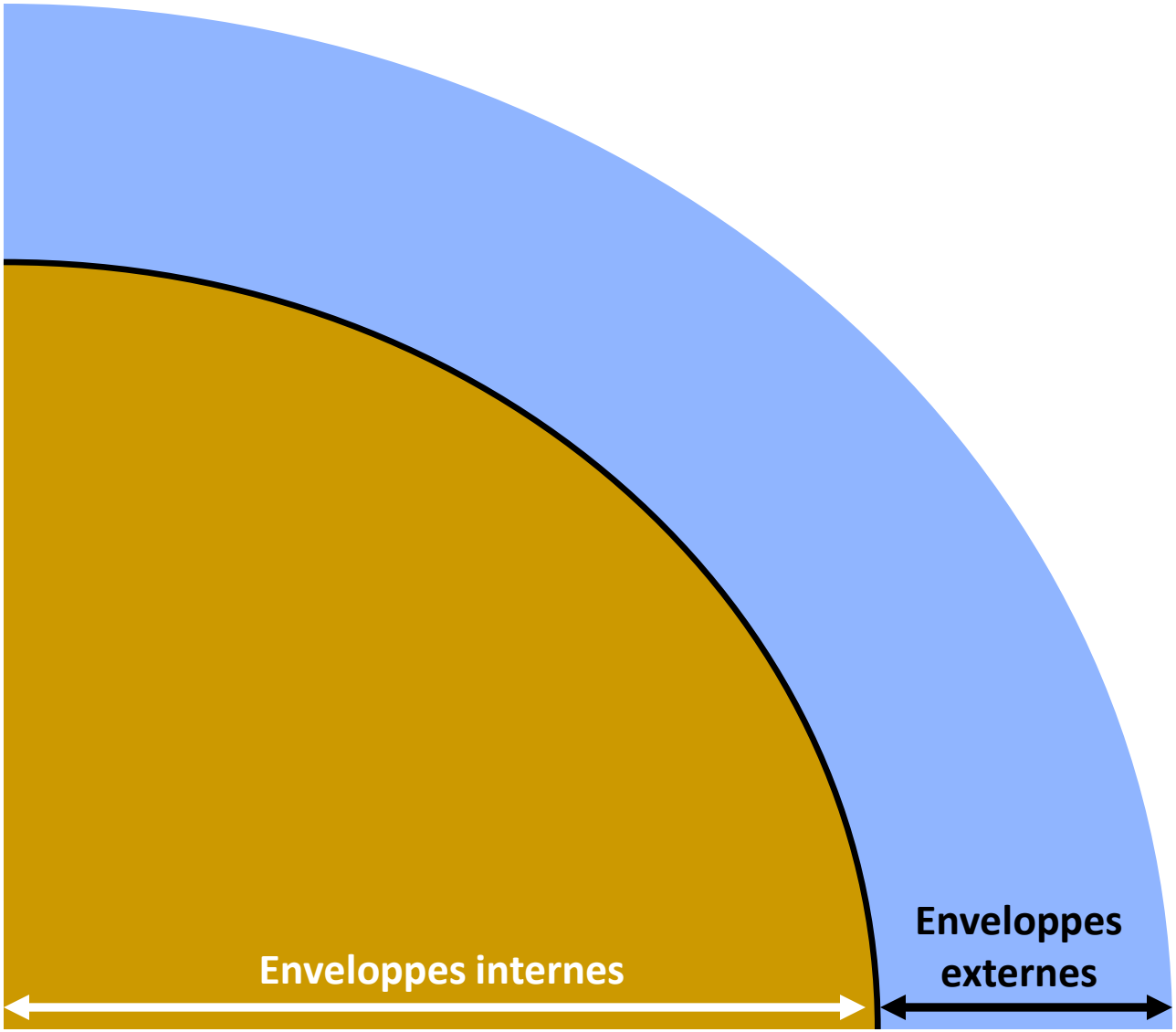
Existence de mouvements verticaux de la lithosphère

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

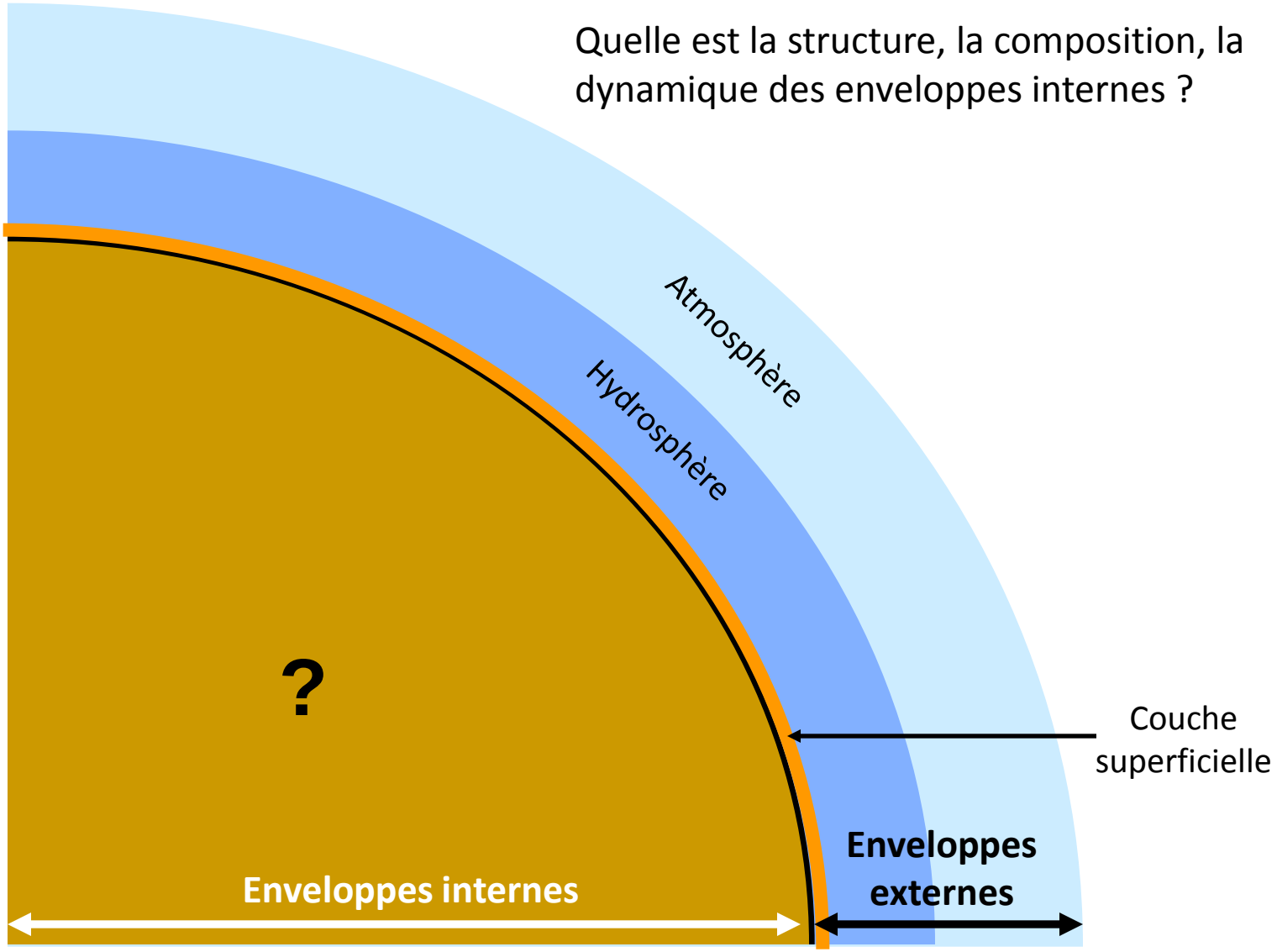
Structure de la Terre



Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

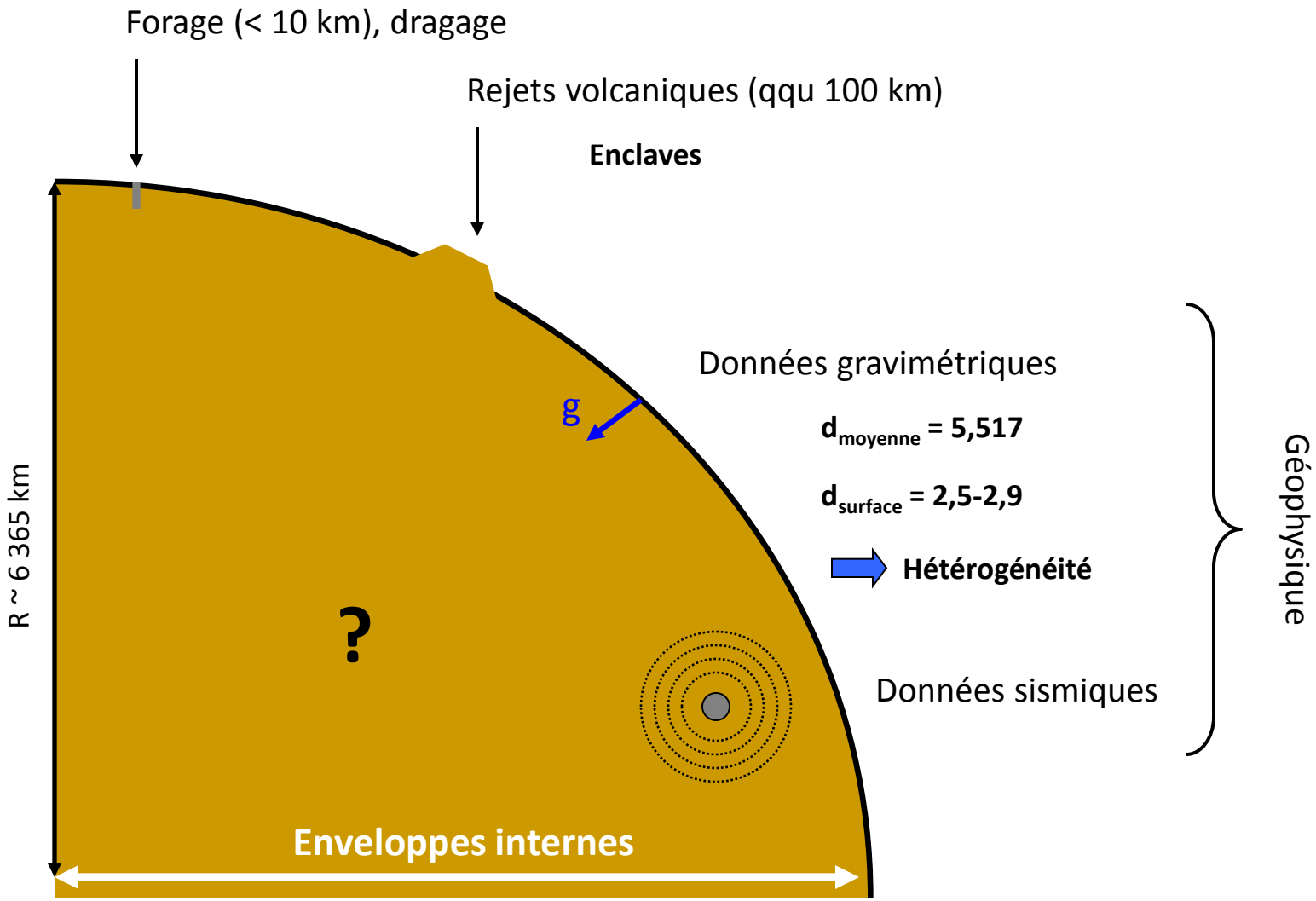
Structure de la Terre

Quelle est la structure, la composition, la dynamique des enveloppes internes ?



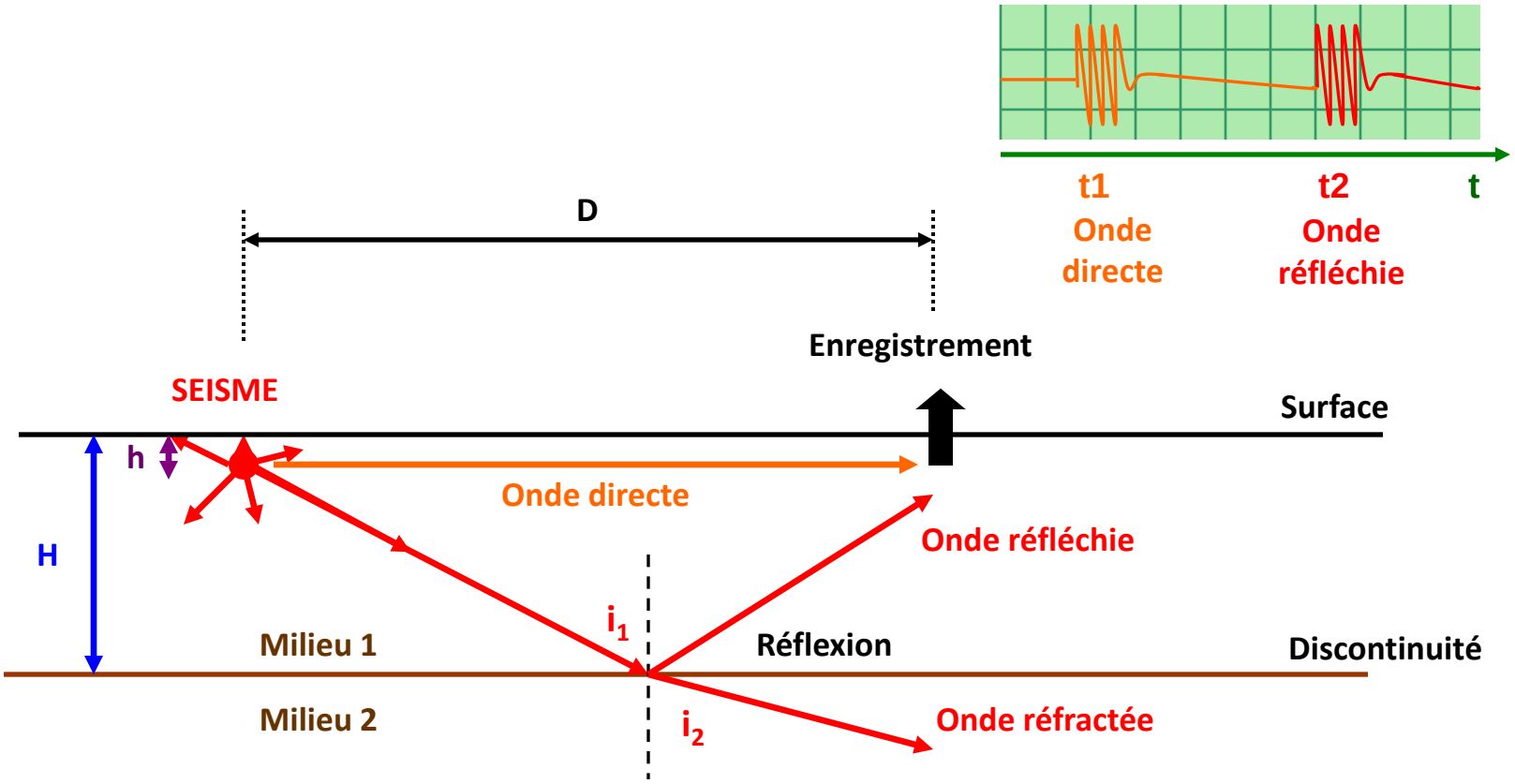
Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Découverte des enveloppes profondes



Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Apport de la sismologie



Quelle est la profondeur de la discontinuité ?

Séisme : t = 1h

t_1 = 1h 54min 50,7s **D = 95,4 km**

t_2 = 1h 54min 53,4s **h = 6 km**

Réfraction (Loi de Snell) :

$\sin i_1/V_1 = \sin i_2/V_2$

V_1 : vitesse onde milieu 1

V_2 : vitesse onde milieu 2

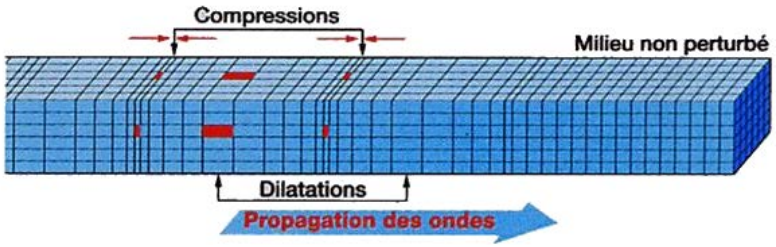
Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

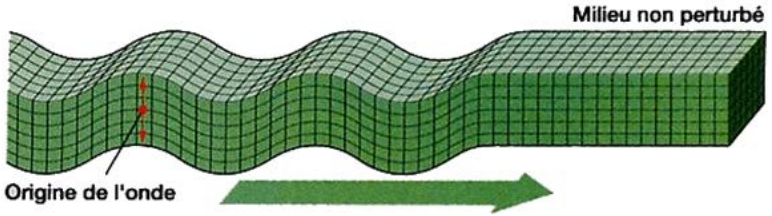
Apport de la sismologie

Ondes P (de compression)



$V_p = \sqrt{((\kappa + 4/3\mu)/\rho)}$

Ondes S (de cisaillement)



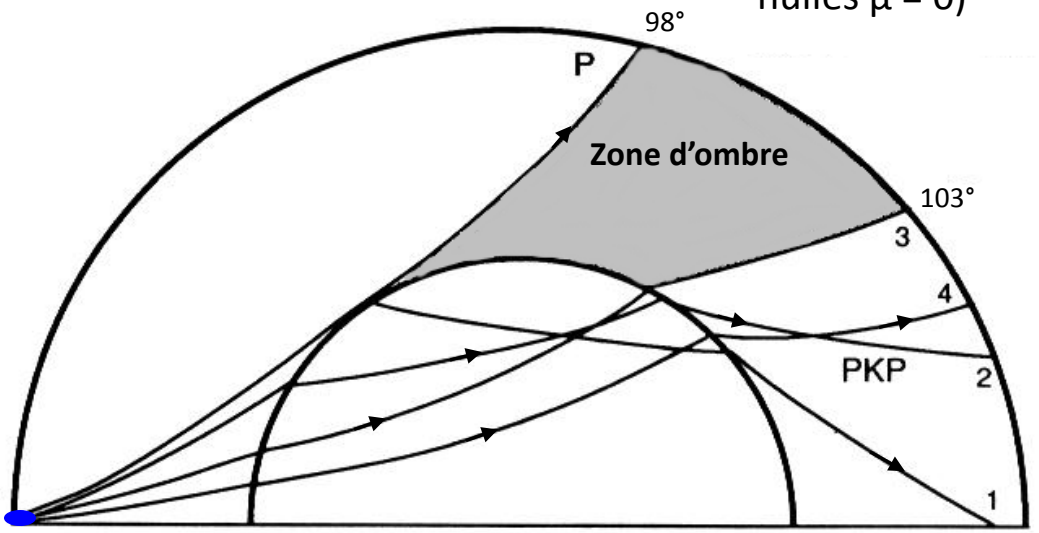
$V_s = \sqrt{(\mu/\rho)}$

Ne sont pas propagées en milieu liquide (forces de cisaillement nulles $\mu = 0$)

ρ : densité du milieu

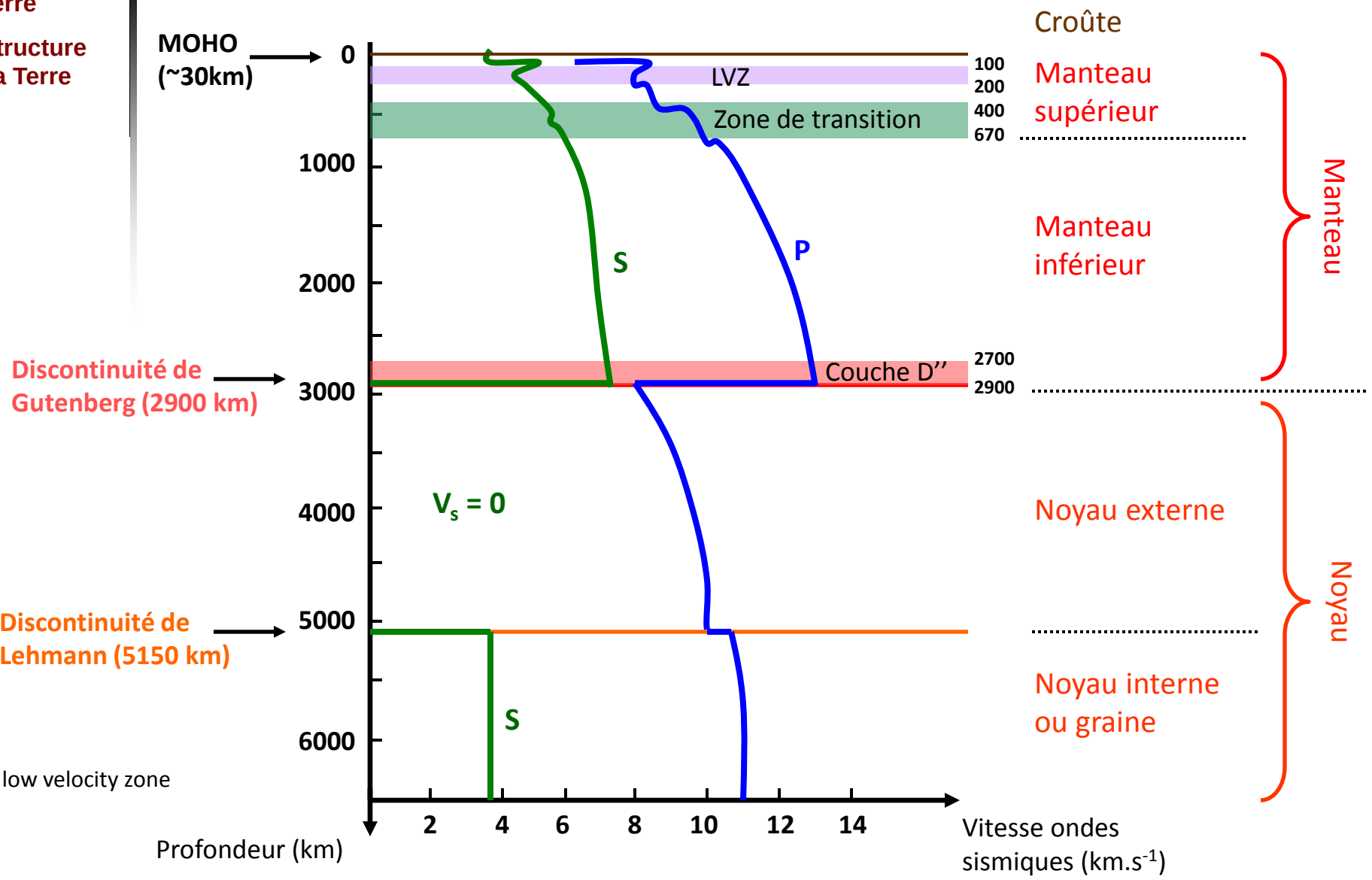
κ : module d'incompressibilité

μ : module de cisaillement



Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le modèle PREM



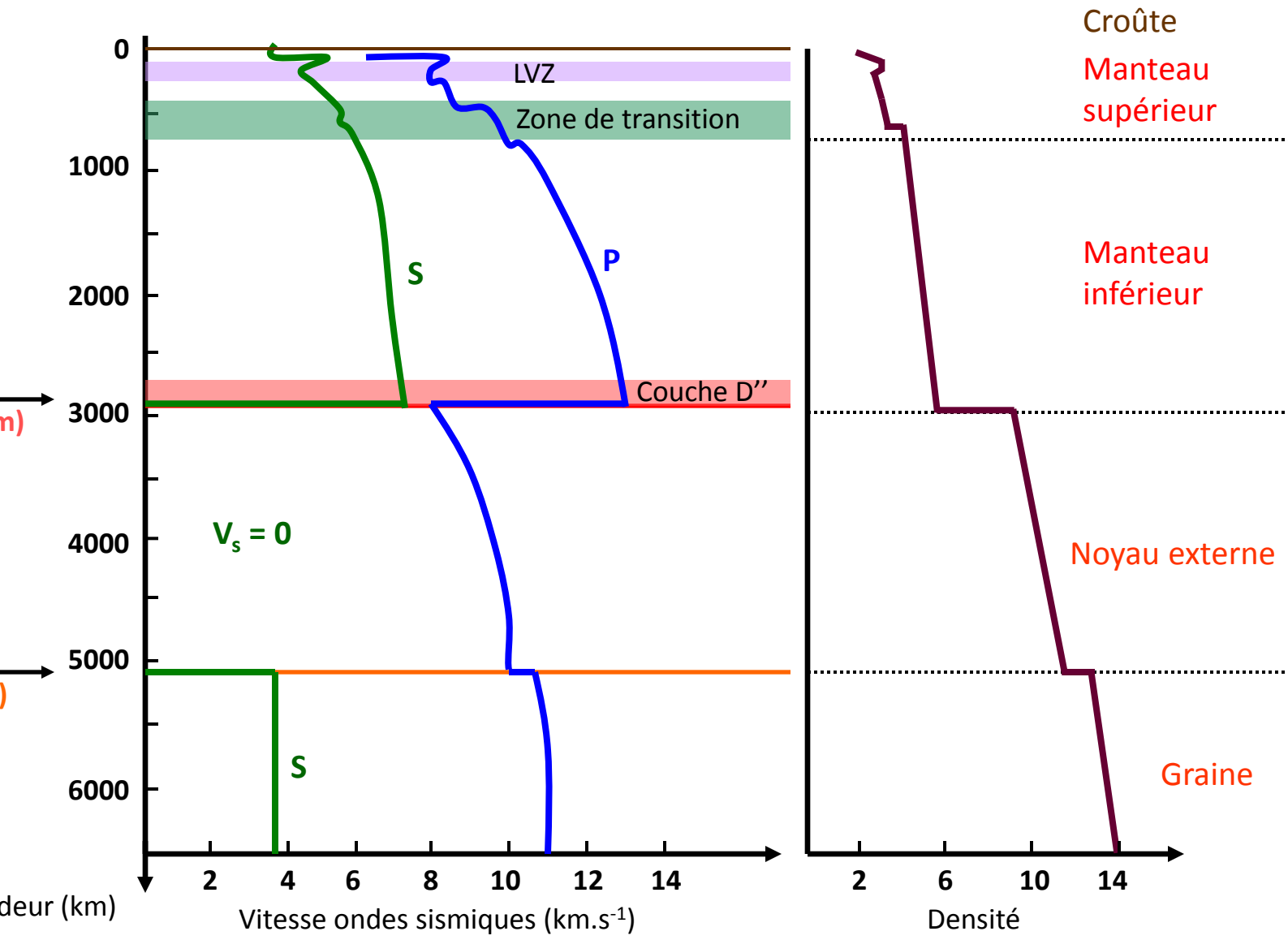
LVZ : low velocity zone

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

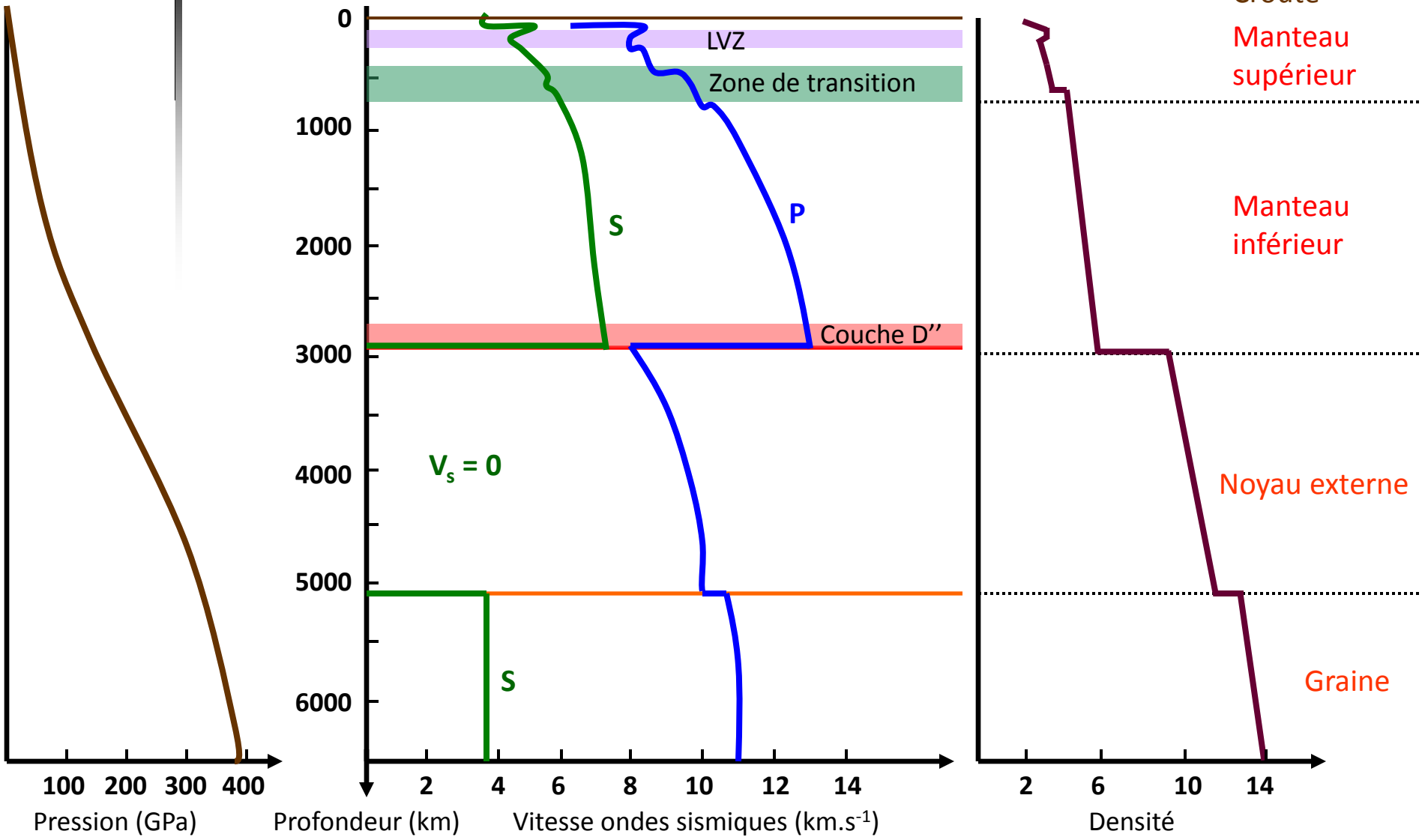
Le modèle PREM



Introduction

I- Forme de la Terre

Le modèle PREM



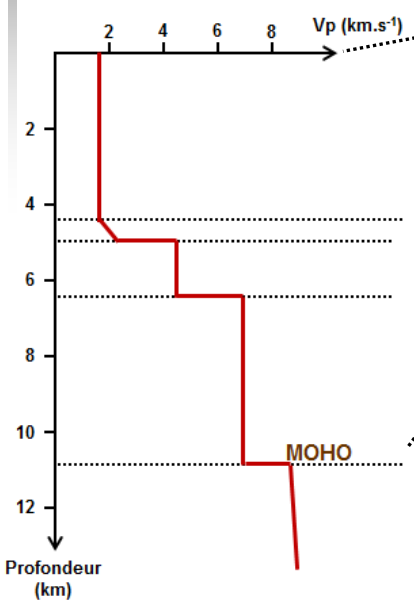
Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

La croûte

Croûte océanique



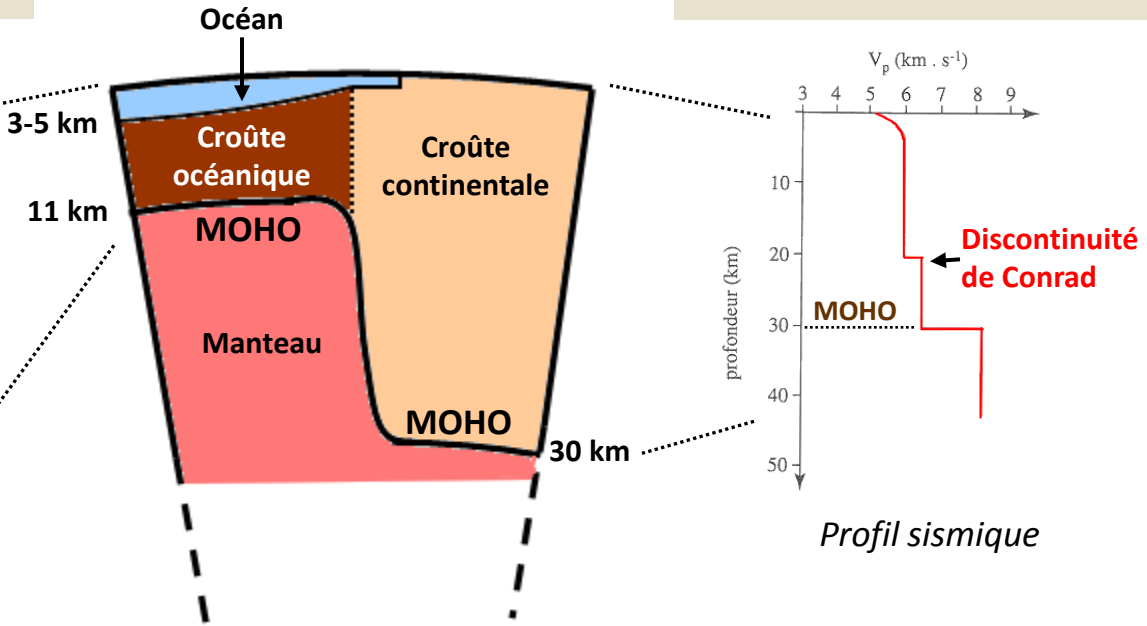
Profil sismique

d = 2,9



Basalte en pillow

Croûte continentale



Profil sismique

d = 2,3-2,7



Granite

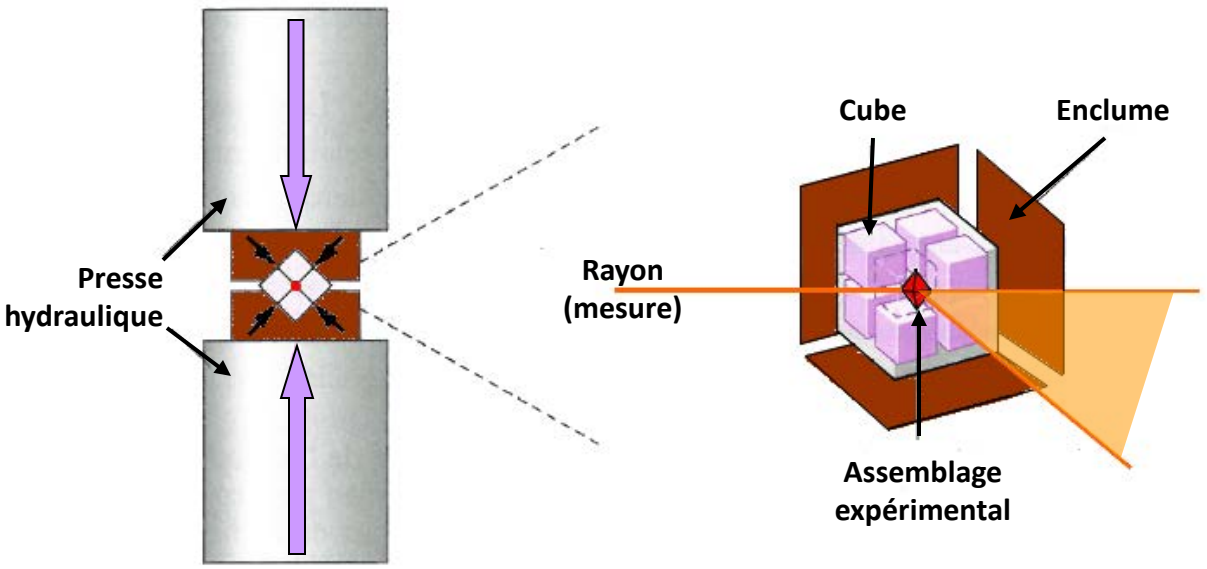
Caron p59 et 140

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Composition chimique des enveloppes de la Terre

- Des progrès techniques récents

Génération des conditions de pression et température régnant au sein du globe



Presse gros volume

P, T atteintes : P ≤ 30 GPa T ≤ 3000 K

Volume échantillon : 1 mm^3 à 1 cm^3

→ **Manteau supérieur**

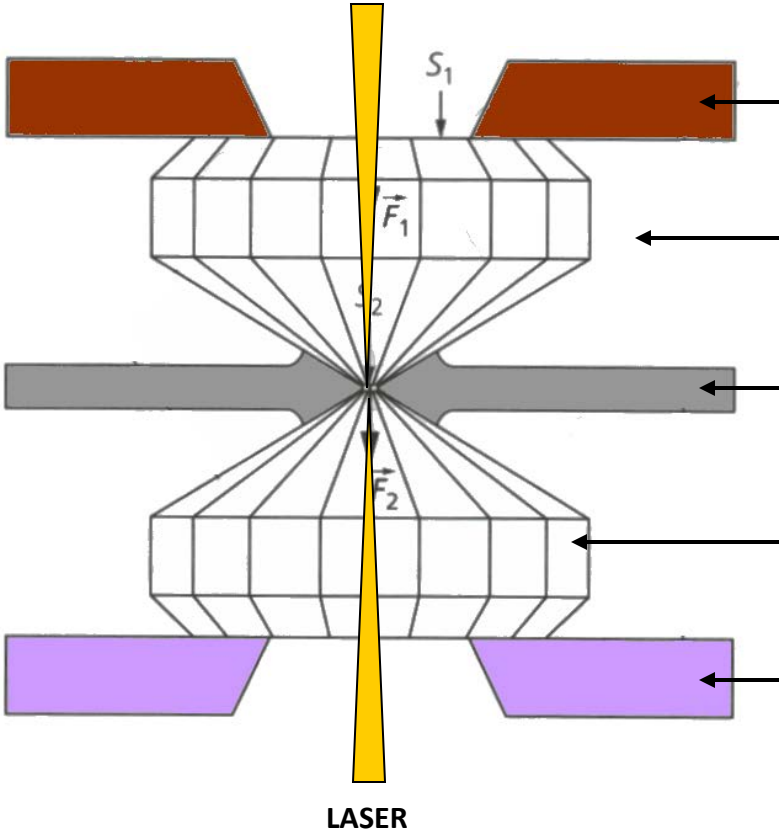
Dewaele et Sanloup p29

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Composition chimique des enveloppes de la Terre

- Des progrès techniques récents

Genèse des conditions de pression et température régnant au sein du globe



Cellule à enclumes de diamant

Conversion d'une pression uniaxiale en pression hydrostatique

P, T atteintes

$P \leq 300$ GPa $T \leq 2600$ K

Volume échantillon

1 μm^3 à 1 mm^3

L'ensemble de la Terre accessible

Dewaele et Sanloup p29

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Composition chimique des enveloppes de la Terre

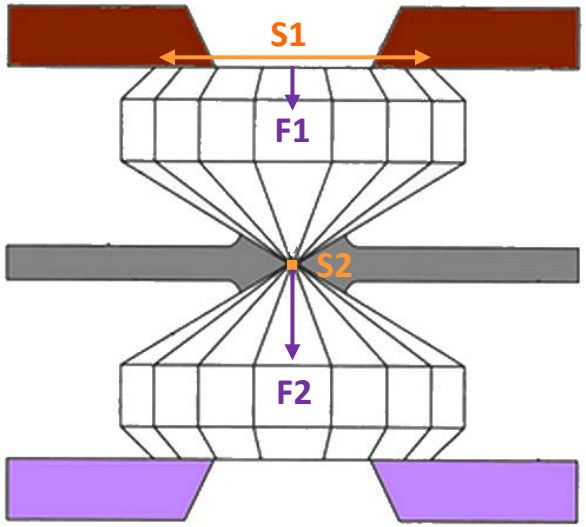
- Des progrès techniques récents

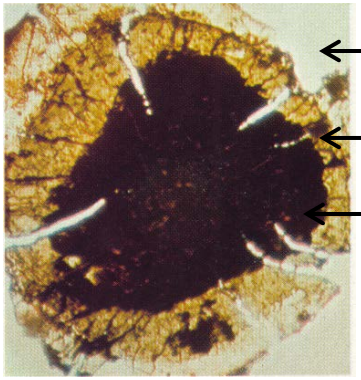
Quelle force appliquer sur le piston d'une enclume à diamants pour atteindre une pression de 100 GPa ?

$S1 = \pi . (2\ mm)^2$

$S2 = \pi . (50\ \mu m)^2$

Le diamant transmet intégralement les forces F1 = F2





Transformations minéralogiques sous presse

F1 = 800 N (soit le poids d'un homme de 80 kg)

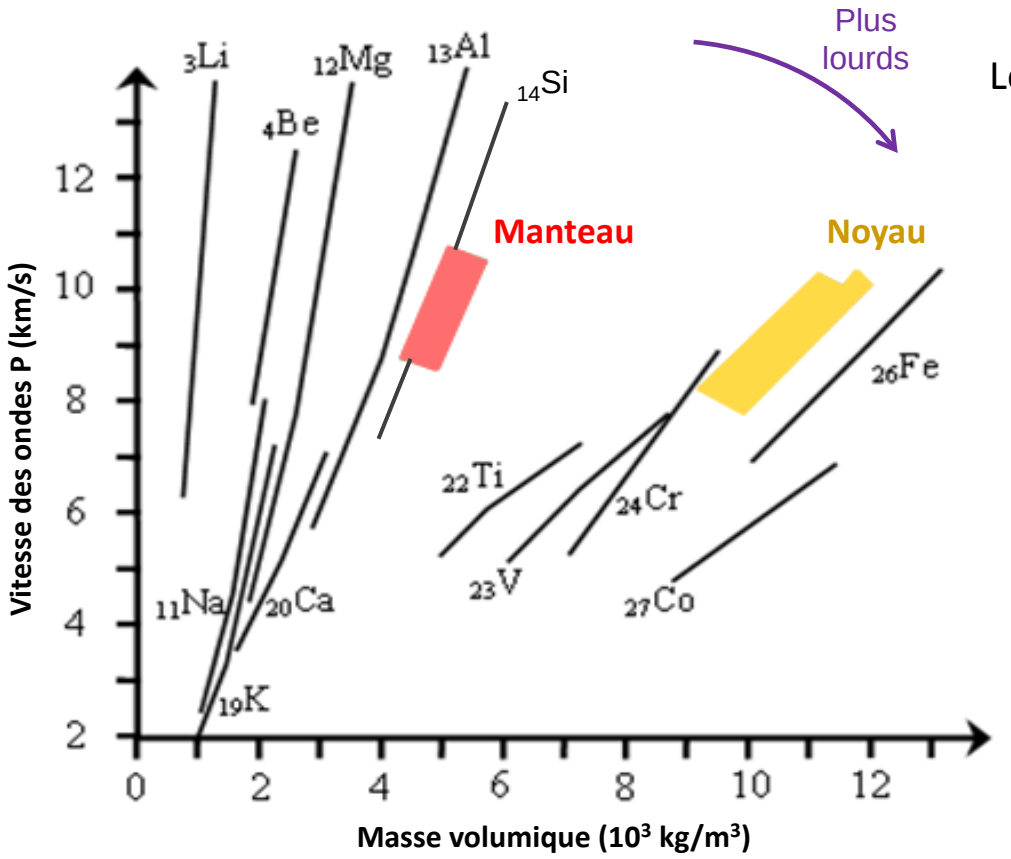
Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

Composition chimique des enveloppes de la Terre

- Les expériences de Birch



Loi de Birch : $Vp = a.\rho + b.M$

M : Masse atomique de l'élément

ρ : masse volumique de l'élément

Manteau : silicates ferro-magnésiens (Mg, Si, O)

Noyau : Fe (+ éléments légers)

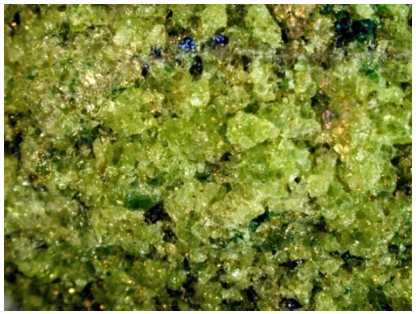
Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

Le manteau supérieur : les péridotites

Composition pétrologique	Composition minéralogique	Composition chimique (%)



Péridotite

Composition minéralogique

Olivines $(Mg_{1-x},Fe_x)_2SiO_4$

Fe → Mg

Orthopyroxènes $(Mg_{1-x},Fe_x)SiO_3$

Fe → Mg

Clinopyroxènes

$(Mg_{1-x-y},Fe_x,Ca_y)SiO_3$

Minéraux alumineux

Plagioclases

ou

Grenats

ou

Spinelles

Composition chimique (%)

SiO_2 : 43,5

MgO : 41,5

FeO : 8,2

CaO : 3,2

Al_2O_3 : 3,6

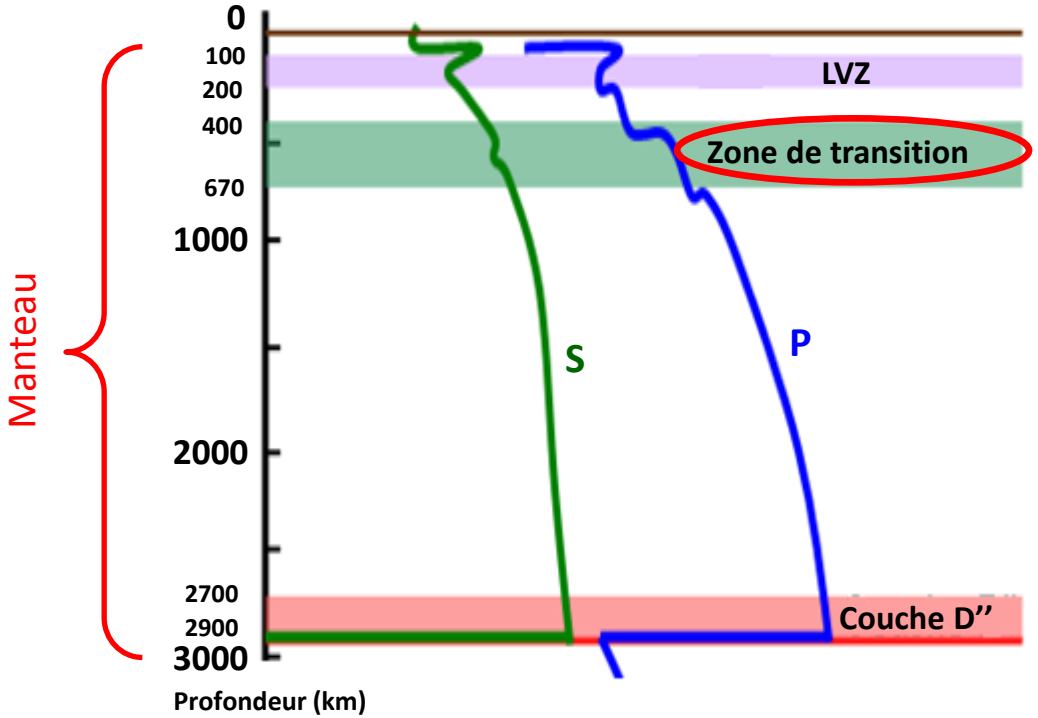
Pourcentage massique

Dewaele et Sanloup p42

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le manteau supérieur : les péridotites

Comment expliquer les variations de vitesse des ondes P et S ?



Avec ou sans modification de composition chimique ?

Avec ou sans modification physique ?

→ Minéralogie à haute pression

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le manteau supérieur : les péridotites

- Les diagrammes de phase

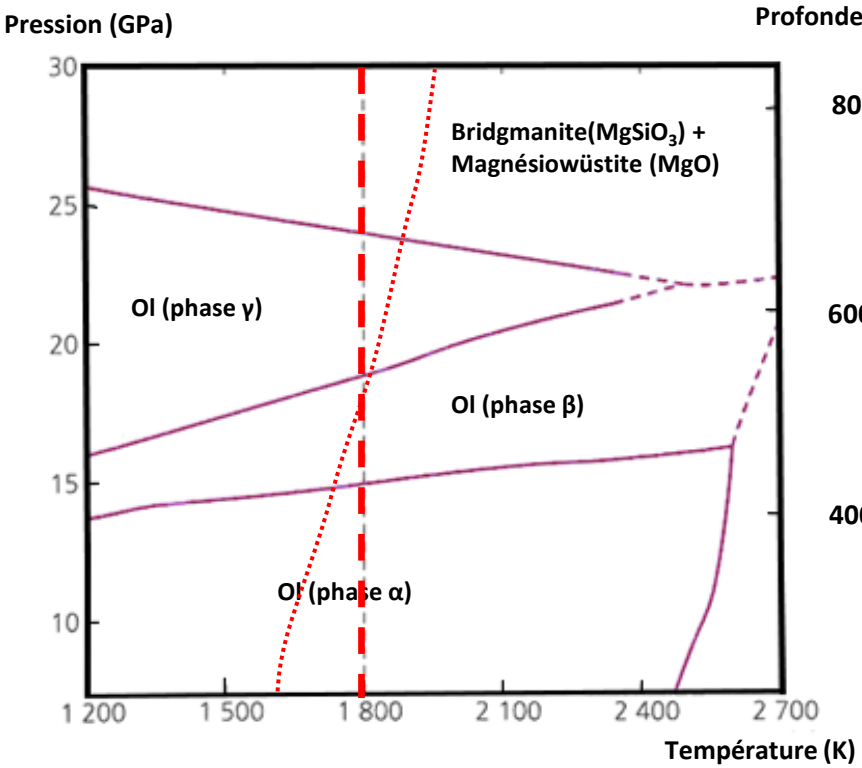
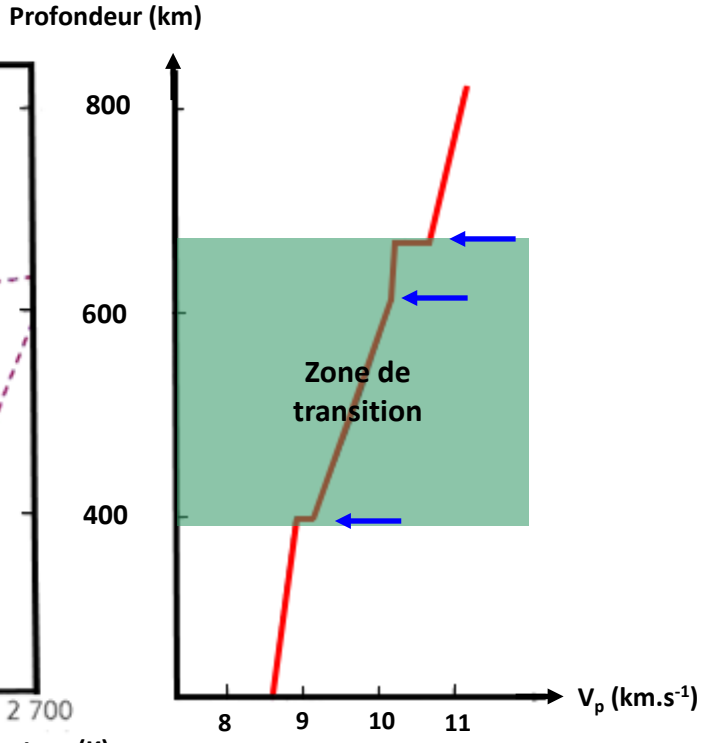


*Diagramme de phase de la **forstérite (Olivine) (Mg_2SiO_4)***



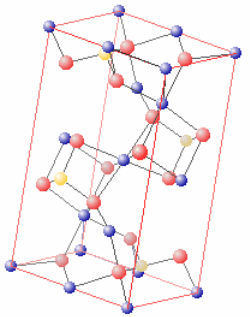
Profil de vitesse des ondes P

Dans un mélange minéralogique complexe, ces diagrammes de phase rendent compte des variations de Vp

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

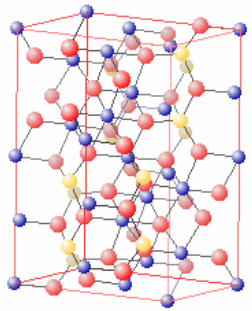
Le manteau supérieur : les péridotites

- Les différentes phases de l'olivine



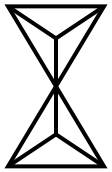
Olivine phase α

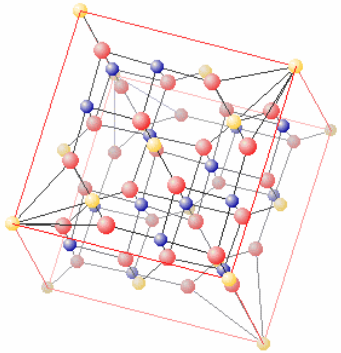




Olivine phase β

= wadsleyite





Olivine phase γ

= ringwoodite



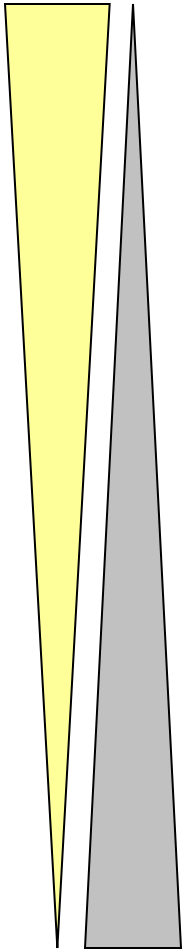
Atome Mg

Atome O

Atome Si

Manteau supérieur

Taille maille élémentaire



Masse volumique

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

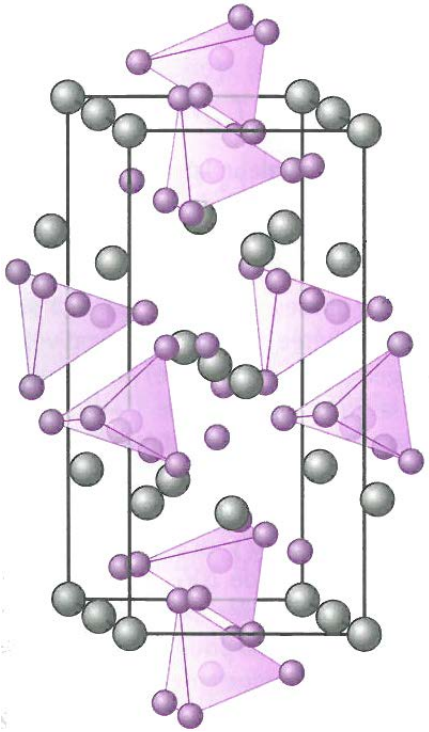
Le manteau inférieur : La pérovskite

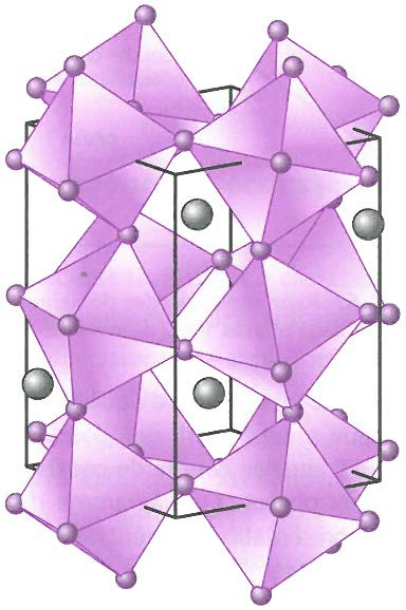
Structure cristalline de type pérovskite (orthorhombique)

Ce n'est pas un minéral !

$Mg_{1-x-y},Fe_x,Al_y)(Si_{1-y}Al_y)O_3$-pérovskite

Manteau inférieur





Atome Mg

Atome O

Structure Mg_2SiO_4 phase α

Structure $MgSiO_3$ - bridgmanite

Taille maille élémentaire :

Masse volumique :

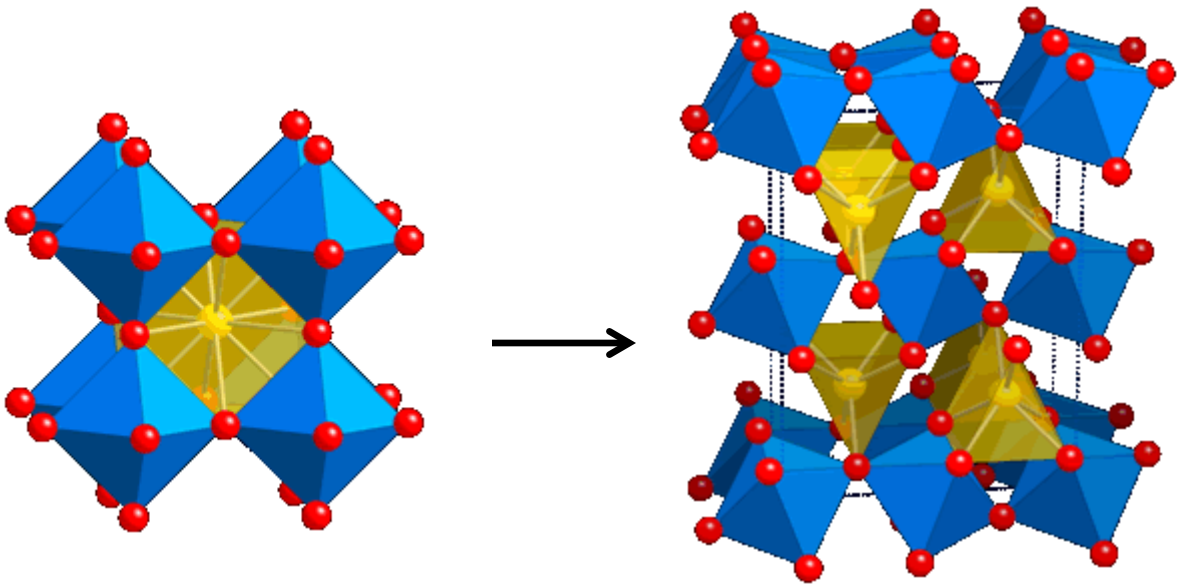
Environ 10%

Dewaele et Sanloup

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La couche D'' : la post-pérovskite

Nouvelle transition de phase observée dans une cellule à enclumes de diamants



Bridgmanite *Post-pérovskite*

Manteau inférieur **Couche D''**

Atome O

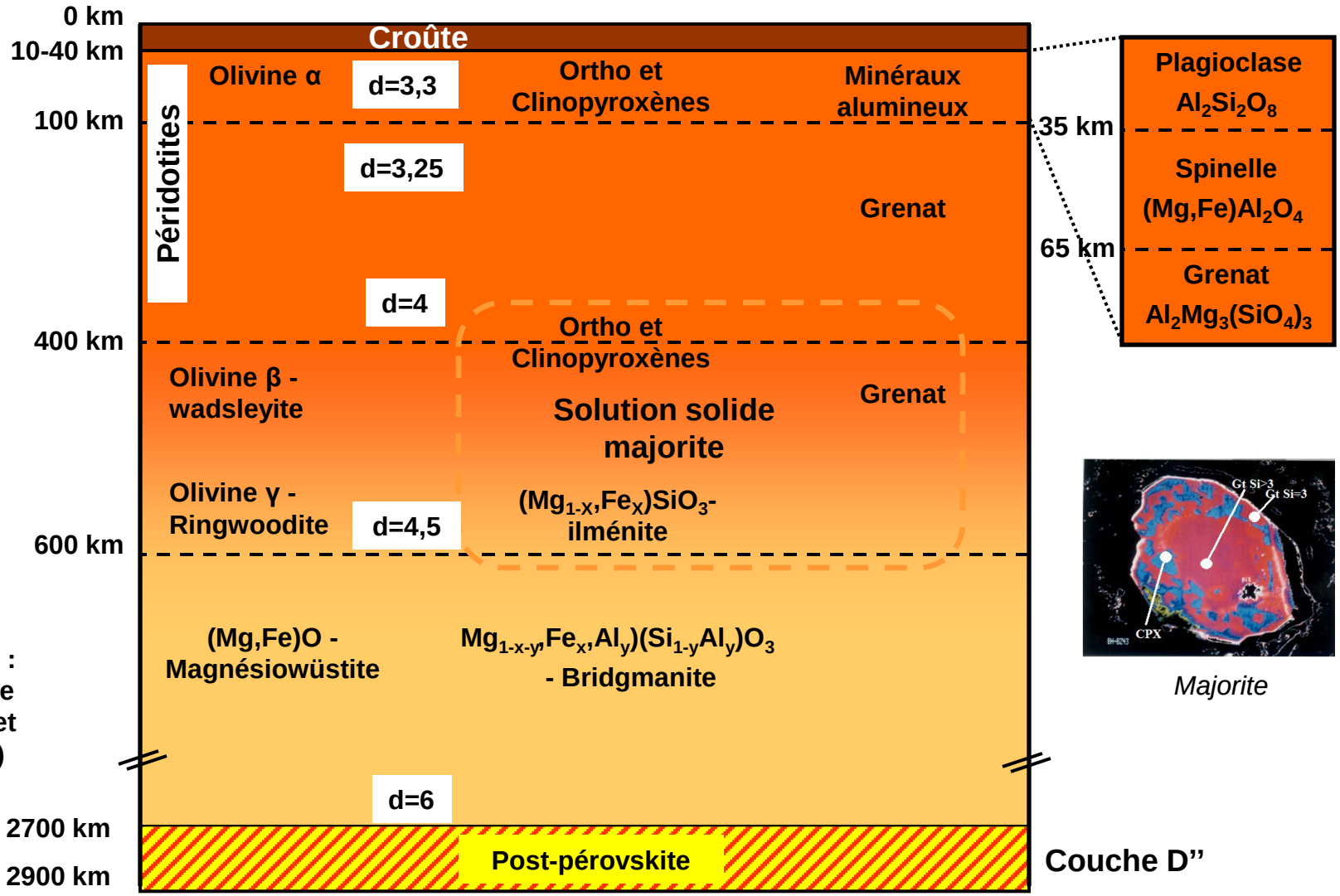
Atome Mg

Augmentation de 1 à 1,2% de la densité

Daprès Hirose et al., Geophys. Res. Lett.

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Composition chimique et minéralogique du manteau



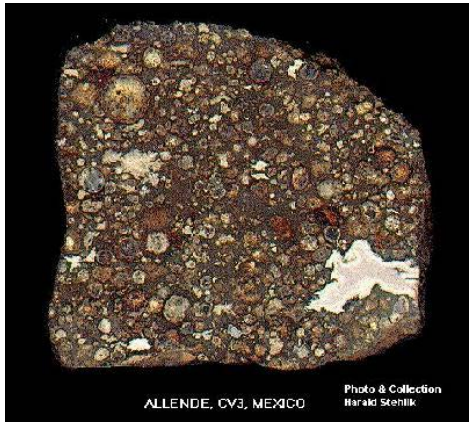
Magnésiowustite : solution solide de périclase (MgO) et de wüstite (FeO)

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le noyau

- Apports des modèles géochimiques globaux

Composition Terre globale	=	Composition manteau	+	Composition noyau	+	Composition croûte ?
↓		↓		↓		↓
Matériau météoritique		Péridotite (ferreuse)		?		Négligeable



Chondrite de type C, carbonée (Ex : météorite d'Allende)

Proportions massiques :

du manteau : 0,68 M_{Terre}

du noyau 0,32 M_{Terre}

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le noyau

- Apports des modèles géochimiques globaux

(Proportions massiques)

Elément	Terre globale	Manteau	Noyau
O	31,29	44,0	4,28
Fe	27,79	6,4	73,24
Si	16,28	20,4	7,5
Mg	14,65	25,0	-7,34
S	4,80	-	15,0
Ni	1,65	-	5,13
Al	1,33	1,9	-
Ca	1,45	2,3	-

Noyau essentiellement constitué de Fe, de Ni, Si, S en faible proportion et de quelques éléments légers

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

Le noyau

- Apports du comportement du Fe et de ses alliages à HP-HT

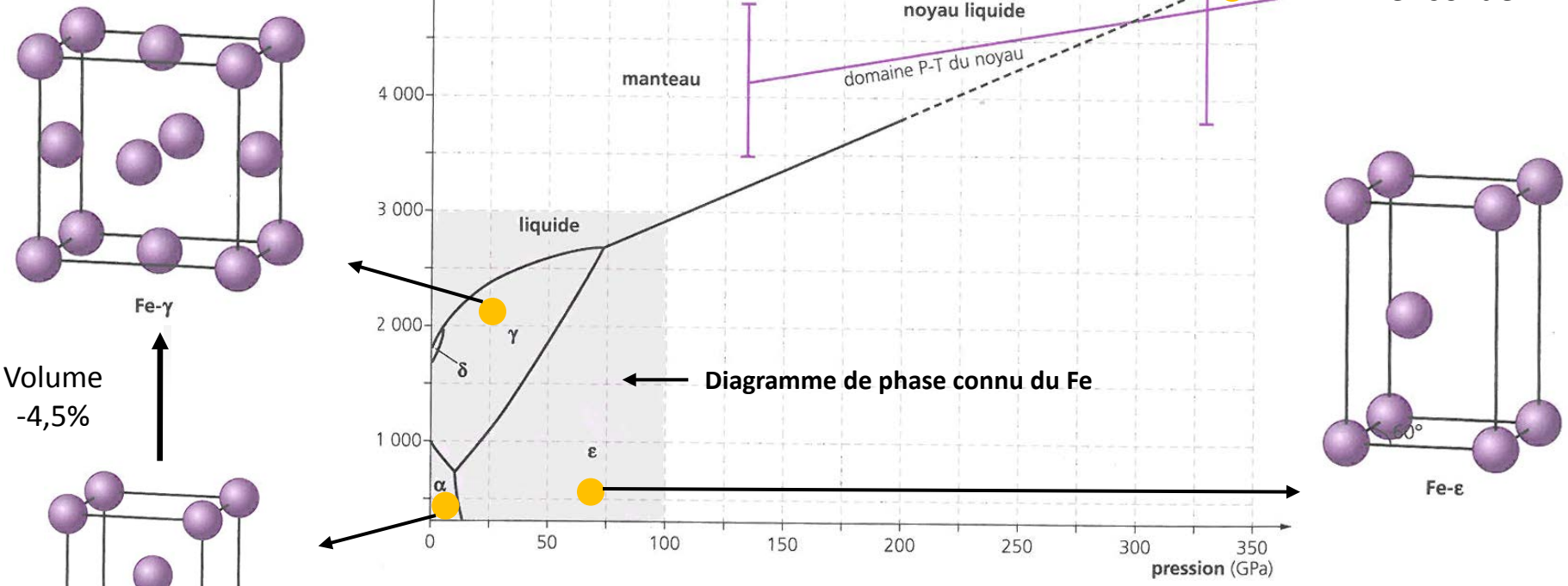


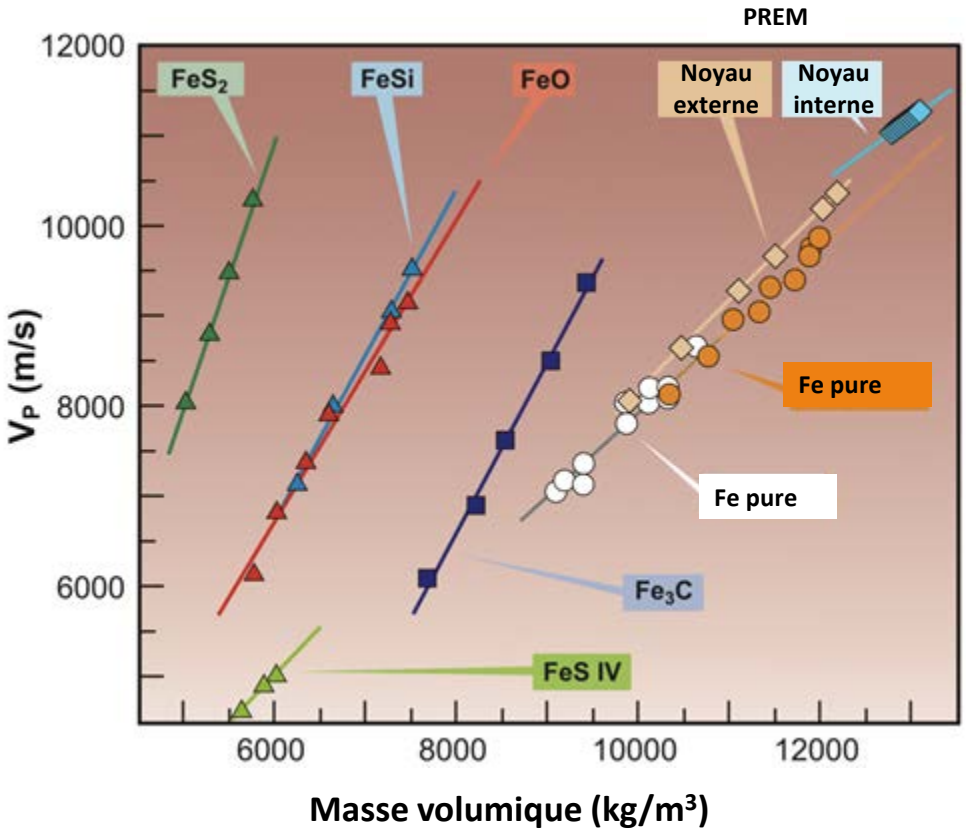
Diagramme de phase du Fe

Deweale et Sanloup p101

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le noyau

- Effet de l'ajout d'éléments légers sur la V_p



Badro et al., EPSL, 2007

L'ajout de Ni dans la solution ne modifie pas la pente de Fe pure

Loi de Birch extrapolable à tous les couples P,T

Noyau essentiellement constitué de Fe, de Ni en faible proportion pures dans le noyau interne associés à des éléments légers (entre 5 et 15%) dans le noyau externe

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le noyau

- Température de solidification du Fe à HP-HT

- D'après les expériences en presse à gros volume :

T_{fusion} = 5 000 K ± 500 K (330 GPa)

- La présence d'éléments légers ⇒ **Diminution de la température du solidus**

<u>Incertitudes</u> :
- **Nature et proportion des éléments légers**
- **Données incomplètes sur les diagrammes de phase des systèmes binaires et ternaires**

⇒ T_{fusion} = 4 800 K ± 1 000 K (330 GPa)

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le géotherme

- Quelle température à l'intérieur de la Terre ?

Température à la base de la lithosphère (100 km de profondeur) : 1 550 K

Points d'ancrage : les transitions de phase minéralogiques et conditions P, T

Transition olivine α → β à 410 km de profondeur : 1700 K

Transition olivine γ → (Mg,Fe)SiO_3-Bridgmanite + (Mg,Fe)O à 670 km de profondeur (23,8 GPa : 1 900 K ± 100K)

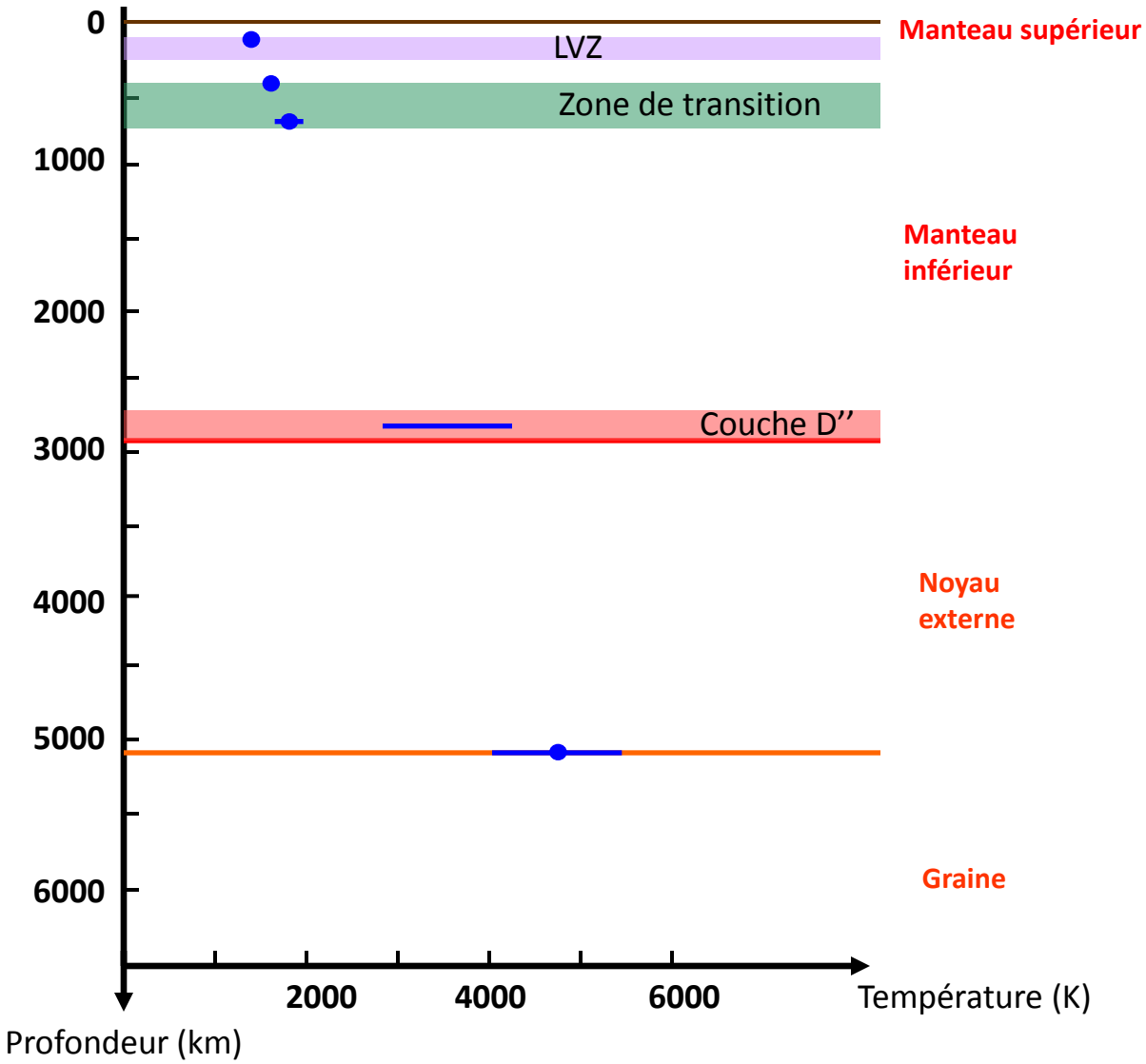
Solidus de l'alliage qui constitue la graine à 5150 km de profondeur (330 GPa) : 4 800 K ± 1000 K (incertitude sur la composition du noyau)

Manteau inférieur solide : T < 4 300 K

Noyau externe liquide : T > 4 100 K

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le géotherme



Géotherme

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La chaleur

Flux de chaleur : 80-100 $mW.m^{-2}$ Puissance totale dissipée : **40-44 TW**

- Sources de chaleur terrestres

- Chaleur primordiale ou d'accrétion
  - **Energie cinétique des planétoïdes**
  - **Désintégration radioactive des isotopes à courte période**

Refroidissement : ? (déduite par calcul) ……..…….. 13,3 TW

Solidification de la graine : ……..…… 4,7 TW

- Chaleur radioactive

		-3Ga
Dans la croûte et le manteau	**^{238}U : …… 9,6 TW**	**15,2 TW**
	^{235}U : ……0,4 TW	**8,1 TW**
	^{232}Th : …… 11,1 TW	**12,9 TW**
	^{40}K : …… 3,7 TW	**19,4 TW**
	25 TW	**55 TW**

Dans le noyau (^{40}K) : …… 1 TW

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La chaleur

- Modes de transport de la chaleur

- Conduction

Loi de Fourier : J = -k. $\frac{dT}{dz}$

A la surface de la Terre

$\frac{dT}{dz}$ = 40 K.km^{-1}

J : Flux de chaleur (100 mW.m^{-2})

k : conductivité thermique (2,5 W.m^{-1}.K^{-1})

$\frac{dT}{dz}$ **: gradient thermique**

Tout est fondu à partir de 500 km de profondeur ?!

- Radiation

Roches non transparentes aux rayonnements électromagnétiques

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La chaleur

- Modes de transport de la chaleur

- Convection

Mode de transport de la chaleur par mise en mouvement de l'ensemble de la matière

Hyp : Fluide chauffé par la base

Force d'Archimède : $F_A = -V.\Delta\rho.g$

(Δρ : différence de densité entre le fluide froid et la boule chaude)

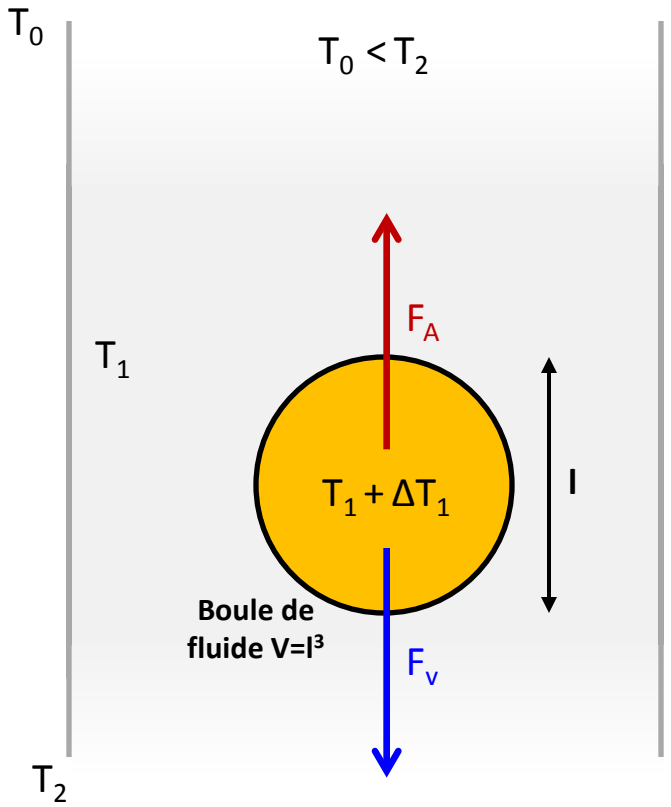
Avec $\Delta\rho = \alpha\ \rho.\Delta T$, $F_A = -V.\ \alpha\ \rho.\Delta T.g$

(α : coefficient de dilatation thermique volumique)

Force visqueuse **(pour un fluide newtonien)** :
$F_v = -\eta.l.u$

(η : viscosité dynamique du fluide et u : sa vitesse)

$F_v = F_A \Rightarrow u = \frac{l^2.\alpha.\rho.\Delta T.g}{\eta}$



Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La chaleur

- Modes de transport de la chaleur

- Convection ou conduction ?

t_C : temps mis par la boule pour bouger d'une distance d (d ≈ l)

$$t_c = \frac{l}{u} = \frac{\eta}{l.\alpha.\rho.\Delta T.g}$$

t_D : temps mis par la boule pour se refroidir par conduction

$$t_D = \frac{l^2}{\kappa}$$

κ : diffusivité thermique ($m.s^{-2}$)

Convection

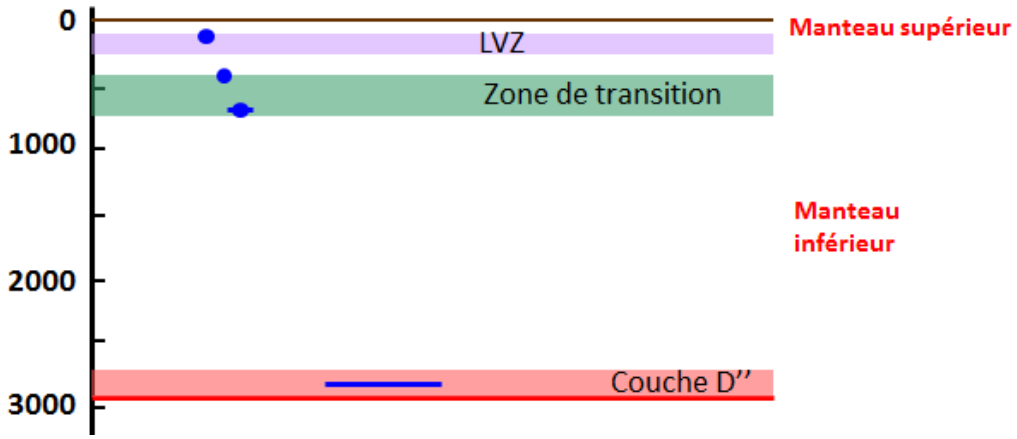
ssi $t_C << t_D$

ssi Ra > 2000

$$\text{Nombre de Rayleigh : } Ra = \frac{t_D}{t_C} = \frac{l^3.\alpha.\rho.\Delta T.g}{\kappa.\eta}$$

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La convection mantellique



Dans le manteau, le moteur de la convection est double : refroidissement par le sommet (chaleur évacuée par la croûte) et chauffage interne (par les désintégrations radioactives).

l = 2800 km

ρ est compris en 3,3 et 6 (d'après le model PREM)

η = 10^{21}Pa.s (déterminée à partir du rebond isostatique du bouclier scandinave)

κ : 10^{-6} m^2/s mesurés en laboratoire

α : $1{,}5.10^{5}$ K^{-1}

ΔT : > 2 000 K et < 4 500 K

$2000 << 10^6 < \mathbf{Ra} < 8.10^7$

Nombre de Rayleigh : $Ra = \frac{t_D}{t_C} = \frac{l^3.\alpha.\rho.\Delta T.g}{\kappa.\eta}$

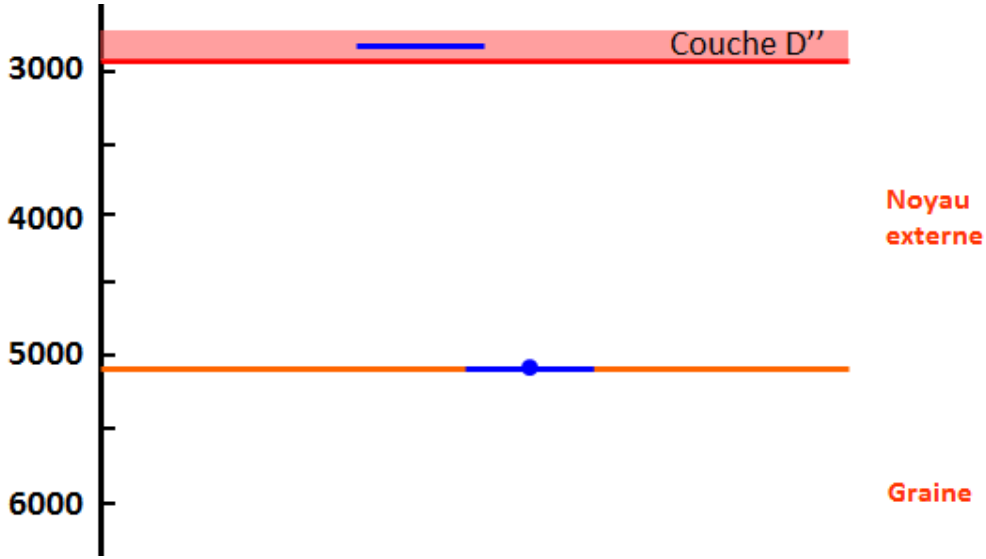
Le manteau convecte

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

La convection dans le noyau

- **Moteur thermique** : ΔT entre la base et le sommet du noyau

- **Moteur chimique** : la cristallisation de la graine qui rejette des éléments légers à la base du noyau externe.



l = 2200 km

ρ est voisin de 10 (d'après le model PREM)

η = 10^{-2} Pa.s (viscosité d'un liquide varie peu avec la pression mais effet des éléments légers ?)

κ : vraisemblablement faible

α : ?

ΔT : < 1 500 K

➡ D'après les simulations numériques

Le noyau externe convecte

Vitesse de la convection estimée : qqu mm/s

30 à 100 m^3 de graine cristallisée par jour

Introduction

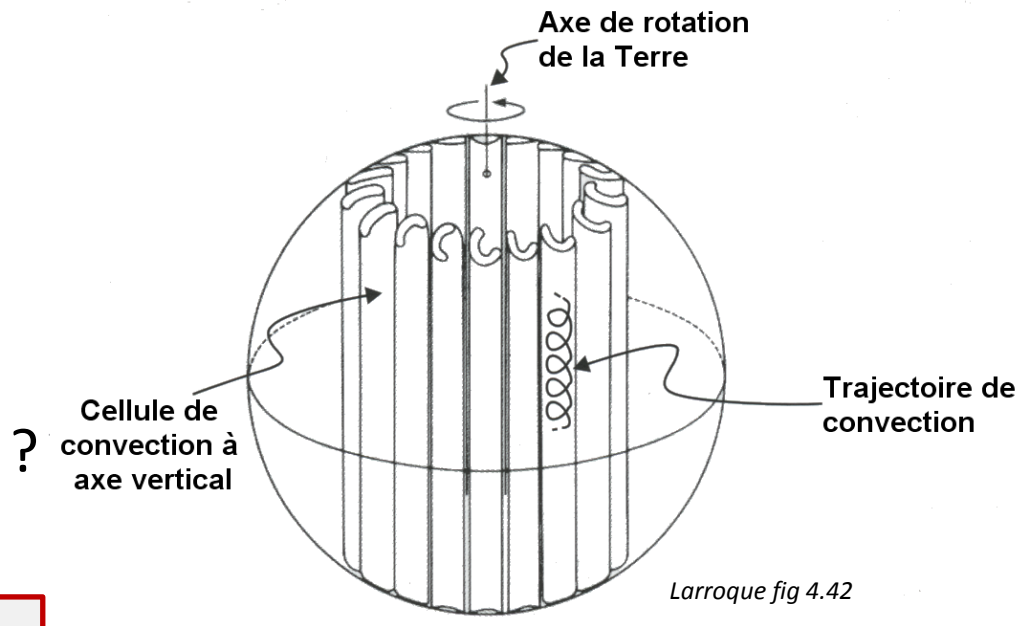
I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

La convection dans le noyau

Viscosité du noyau liquide très faible ➡ Mouvements turbulents

Sphère liquide en rotation rapide ➡ Mouvements contrôlés par la force de Coriolis

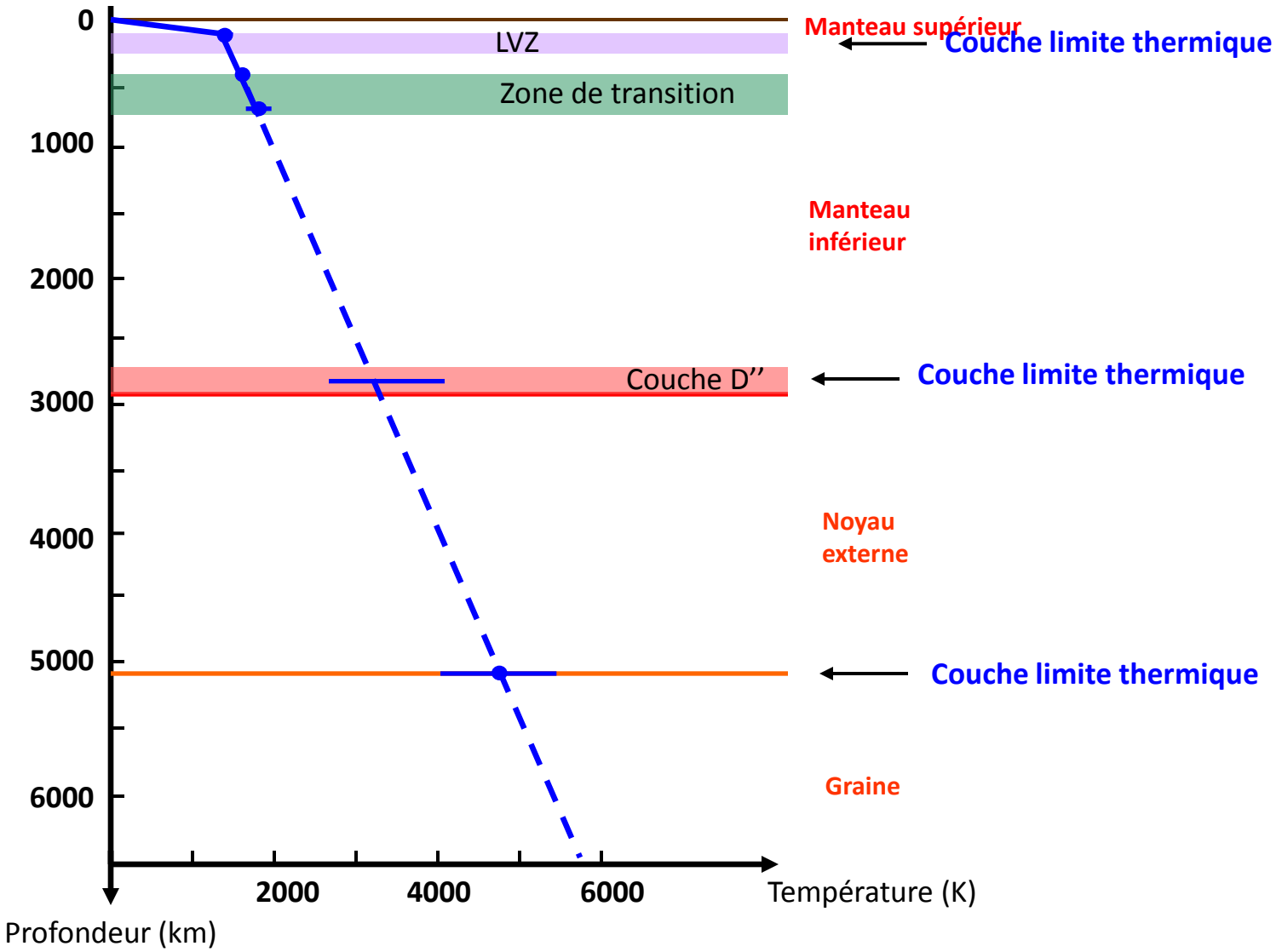


Organisation de la convection dans le noyau.

? Cellules de convection verticales parallèles à l'axe de rotation de la Terre

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le géotherme

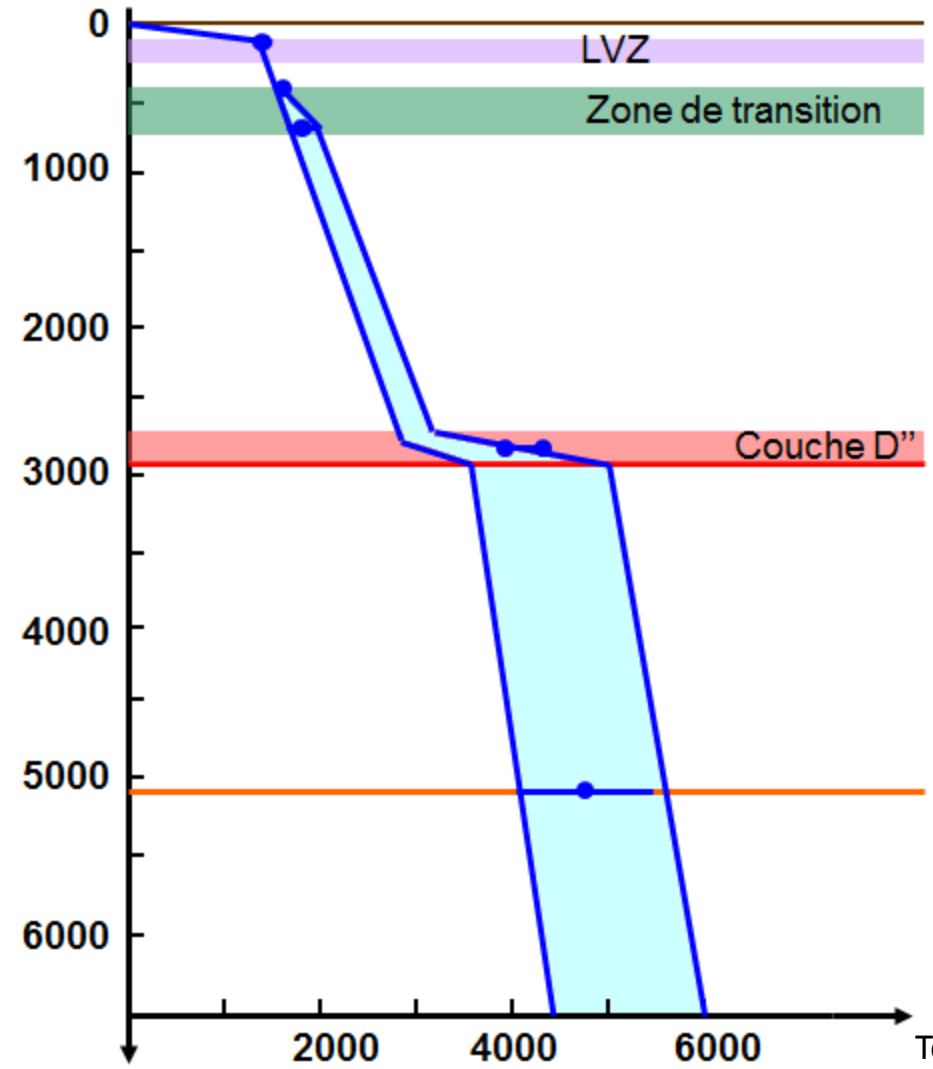


Hyp : couches limite thermique sans épaisseur

Géotherme

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Le géotherme



Manteau supérieur

Couche limite thermique

Manteau inférieur

Gradient adiabatique : manteau en convection

Couche limite thermique

Noyau externe

Gradient adiabatique : noyau externe en convection

Couche limite thermique

Graine

Hyp : couches limites thermiques sans épaisseur

Géotherme

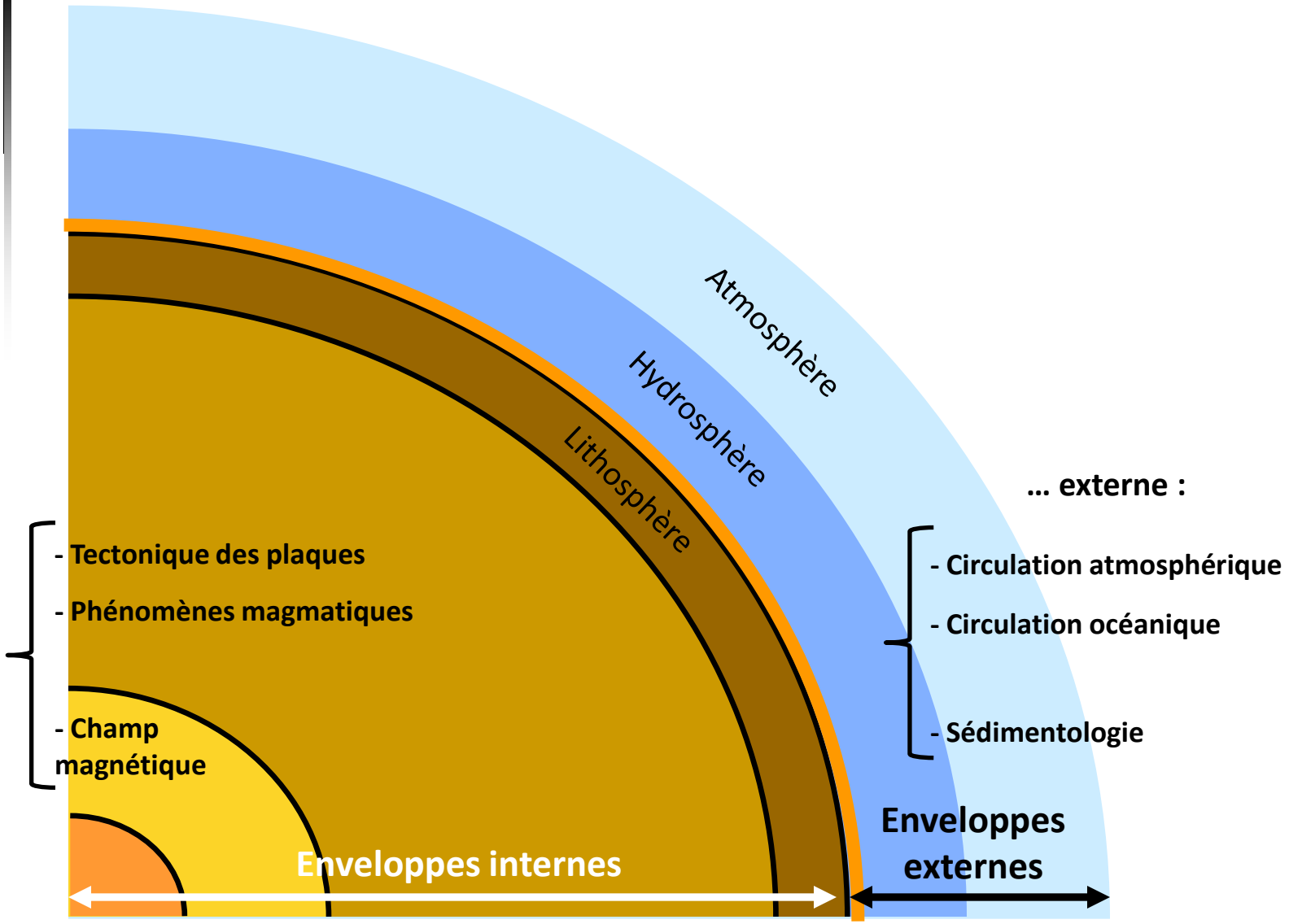
2.4 Dynamique des enveloppes de la Terre

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

Dynamique …



Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre

Dynamique du noyau et champ magnétique

- Comment créer un champ magnétique

L'écoulement d'un fluide métallique dans un champ magnétique crée des courants électriques qui entretiennent le champ magnétique et ainsi de suite ...

Analogie avec une *dynamo de vélo.*

Champ magnétique essentiellement dipolaire.

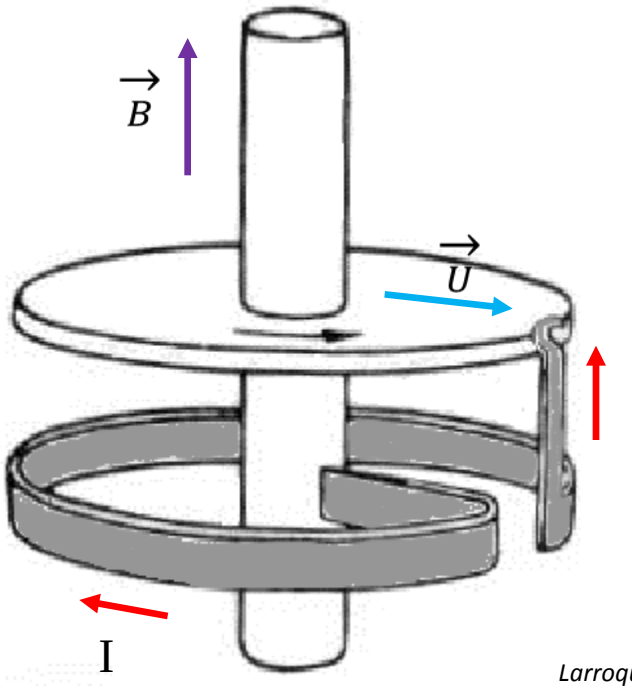
<u>D'où vient l'énergie ?</u>

Energie mécanique apportée par la convection

<u>D'où vient le champ initial ?</u> **?**

<u>Depuis quand le champ magnétique existe ?</u>

Dès l'existence du noyau, au moins 3,8 Ga



Larroque

Une dynamo auto-entretenue : la dynamo-disque homopolaire solide

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

Dynamique du noyau et champ magnétique

- Le problème des inversions magnétiques

Inversion non périodiques

Champ toujours dipolaire proche des pôles géographiques

Temps d'inversion : très rapide, 100-1000 ans ?

Pourquoi et comment le champ s'inverse t'il ?

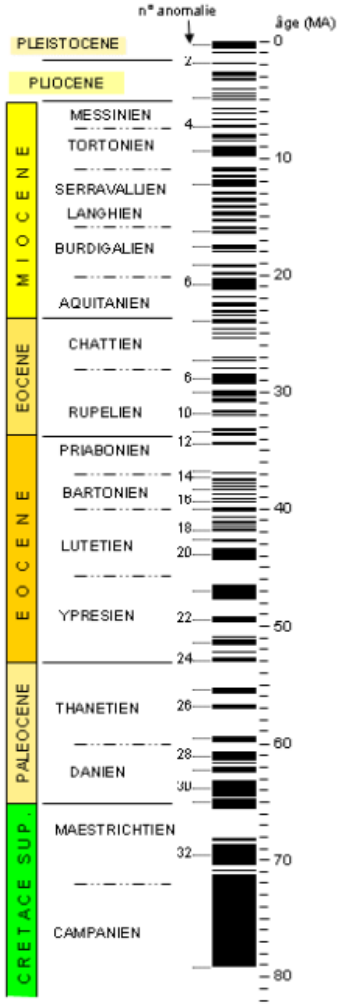
?

Quel impact sur le fonctionnement de la Terre ?

Magnétosphère et protection contre les vents solaires (aurore boréale)

- Orientation (boussole et migration des oiseaux)

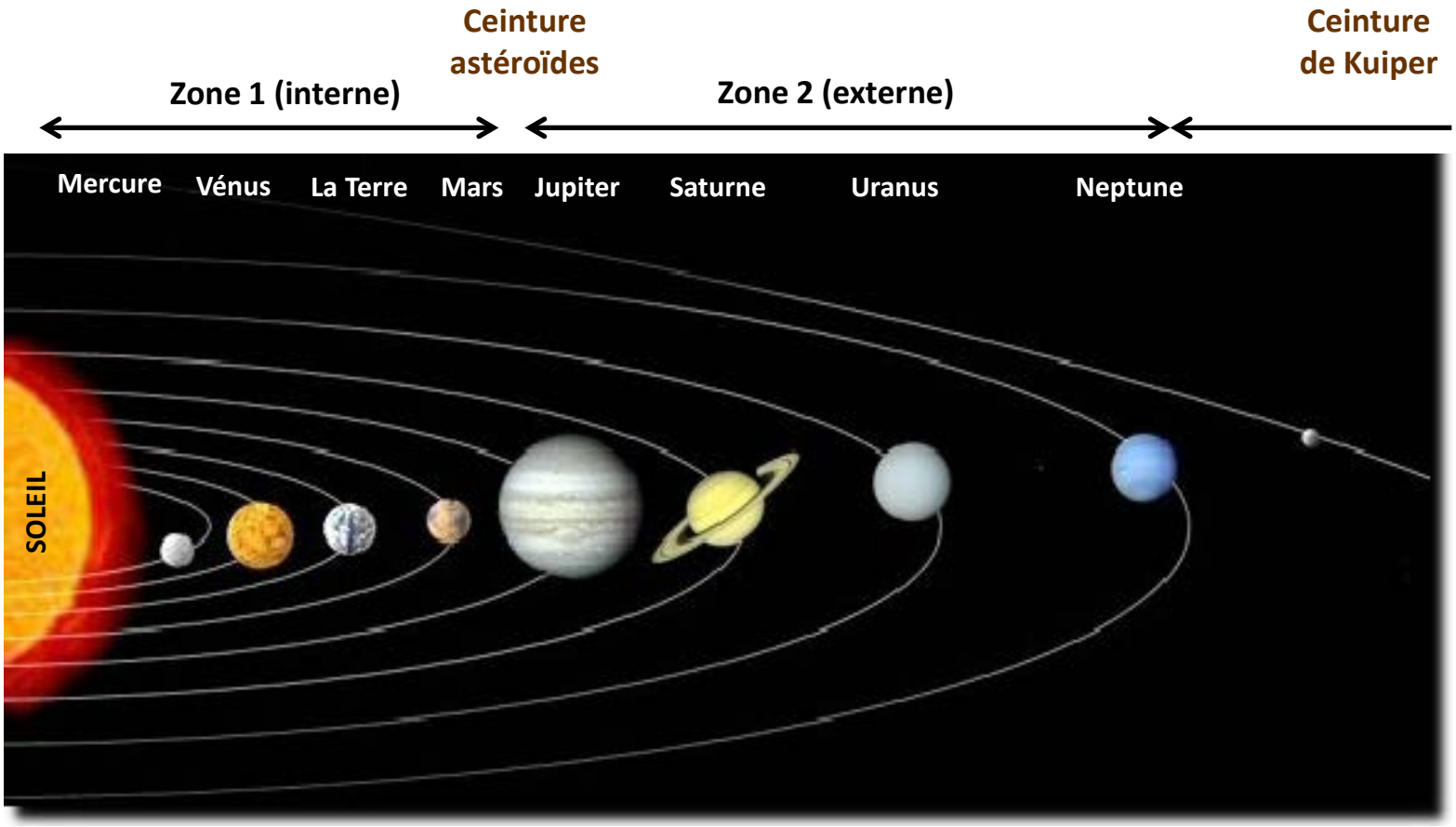
- Paléomagnétisme, datation et géodynamique



Extrait de l'échelle magnétostratigraphique

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre
III- Compar…

Caractéristiques des planètes du système solaire



NB : Cette représentation schématique est une vue d'artiste ne respectant pas les échelles

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre
III- Compar…

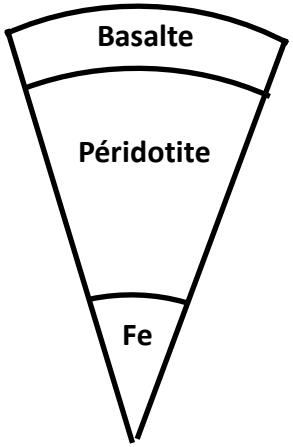
Structure interne des planètes telluriques

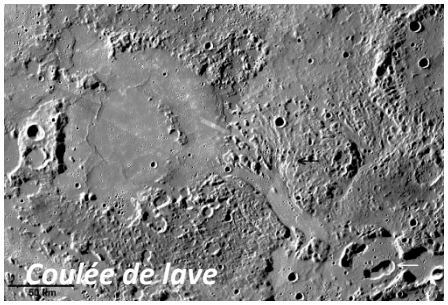
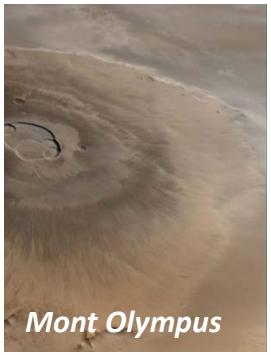
- Quelle pétrologie pour les planètes telluriques ?

Densité : 3-4 en surface, 8-10 en profondeur

Roche de surface basaltique : Fusion en profondeur d'un mélange olivine-pyroxène-silicate alumineux (= péridotite)

Différenciation d'une météorite (de type chondritique) : Constituants majeurs Fe, Olivine, Pyroxènes



Mercure	Vénus	Mars
 *Coulée de lave*	 *Le volcan Sif Mons*	 *Mont Olympus*
Volcanisme éteint depuis 3 Ga **Remplissant les dépressions « mers »**	**Volcanisme sous forme de points chauds, encore actif**	**Volcanisme éteint depuis 500 Ma** **Géodynamique mal comprise**

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre
III- Compar…

Activité interne des planètes telluriques

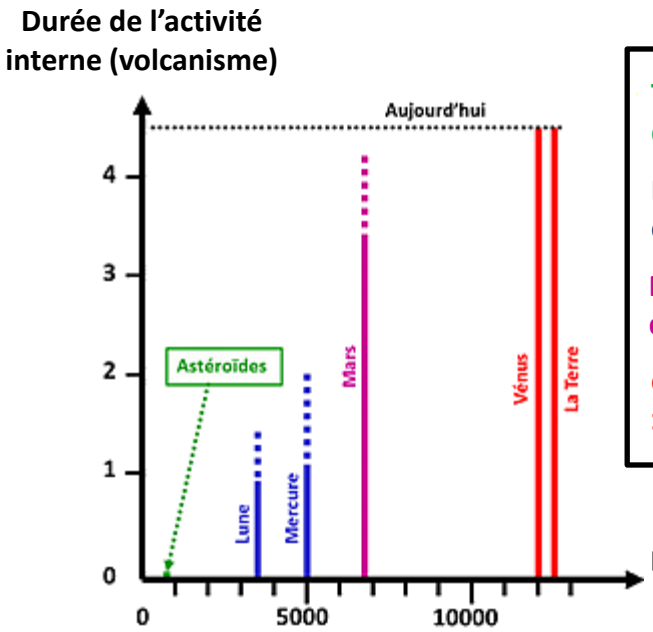
- Le volcanisme dans le système solaire

Le volcanisme à un instant t semble dépendre de la taille du corps : plus une planète est grosse plus elle est chaude …

- La production de chaleur, due essentiellement aux éléments radioactifs, se fait dans le volume, proportionnelle à R^3

- La perte de chaleur se fait en surface, proportionnelle à R^2

Ce qui fixe la température interne de chaque planète, c'est la « facilité » de l'évacuation de cette chaleur : plus le rapport S/V est faible, plus la chaleur s'évacue difficilement et plus la T° est élevée à un instant t.



Tout petit : peu ou pas d'activité

Petit : durée d'activité de 1 Ga

Moyen : Durée d'activité d'environ 4 Ga

Gros : Durée de l'activité > 4,5 Ga

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

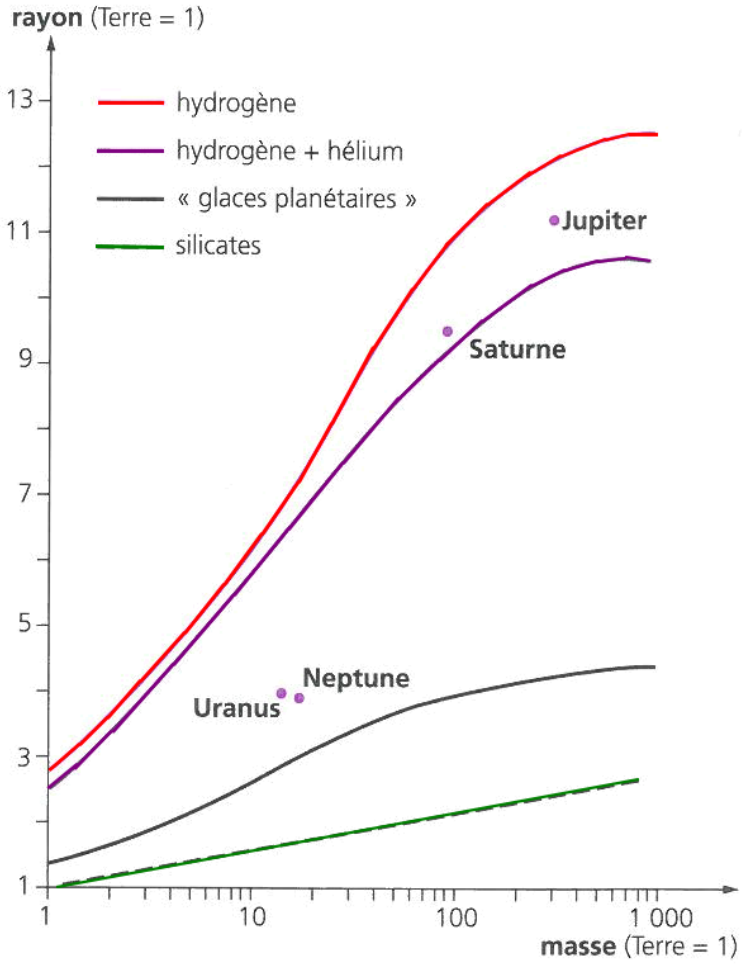
III- Compar…

Structure interne des planètes gazeuses

Constituants majeurs des planètes géantes :
H, He, glaces planétaires (H_2O, CH_4, NH_3)

Jupiter et Saturne :
essentiellement H et He

Uranus et Neptune :
essentiellement glaces planétaires



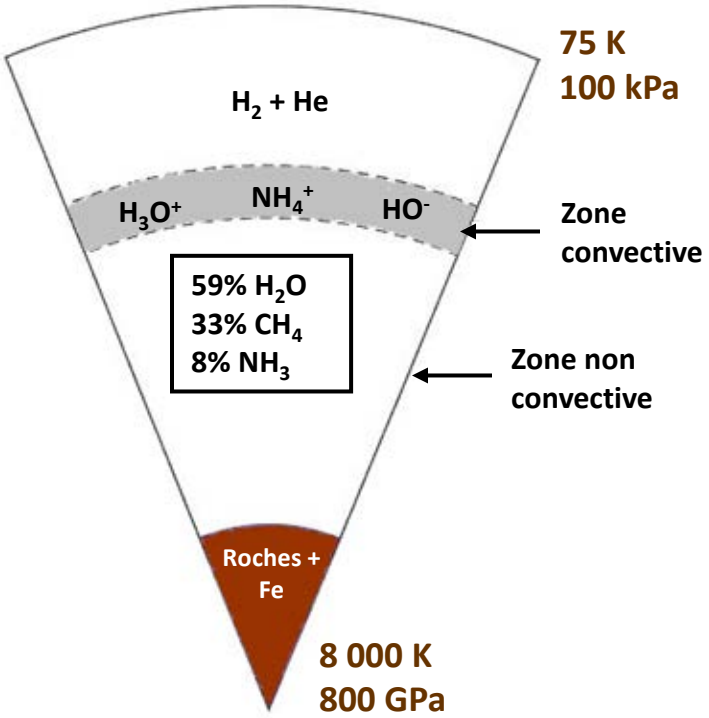
Relation masse rayon pour des corps homogènes de différente composition

Deweale et Sanloup fig 4.3

Introduction
I- Forme de la Terre
II- Structure de la Terre
III- Compar…

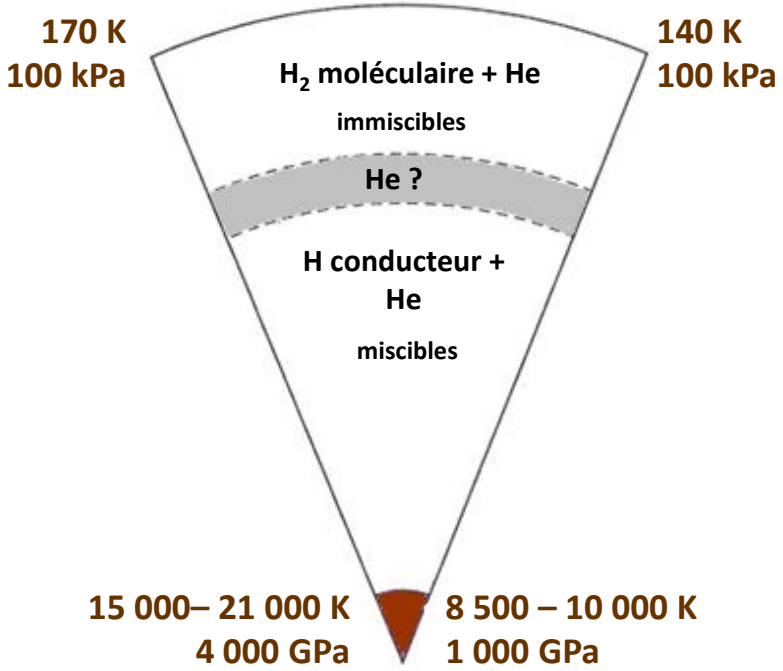
Structure interne des planètes gazeuses

Liquide conducteur en convection
produisant un champ magnétique



Uranus et Neptune

Glaces planétaires (H_2O, CH_4, NH_3)
sous forme ionisée



Jupiter et Saturne

Sédimentation de He

Deweale et Sanloup

Introduction

I- Forme de la Terre

II- Structure de la Terre

III- Compar…

