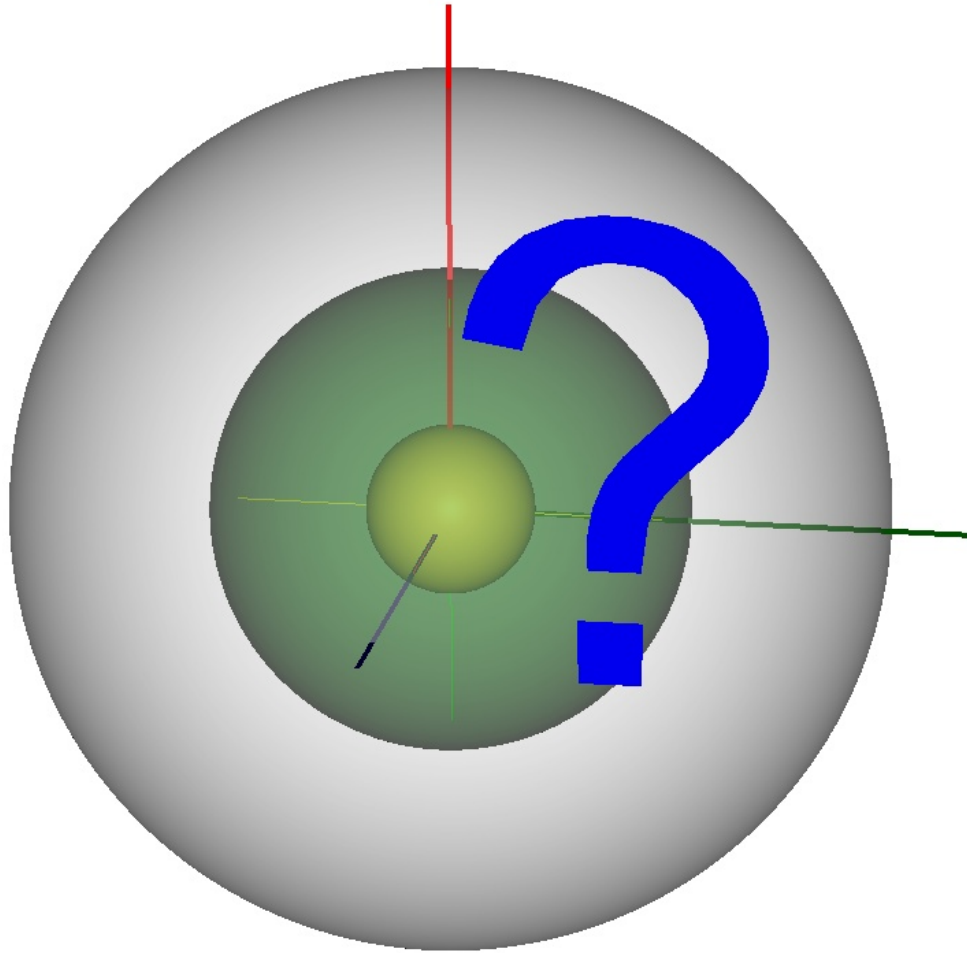


Physique de la Terre (solide) : Notes de cours



Alexandre Fournier (LGIT/UJF)

Ce document est une compilation -légèrement reformatée- des différentes présentations effectuées dans le cadre des cours magistraux de l'unité d'enseignement STE232, physique de la Terre (partie Terre solide), au département de la licence sciences et technologies de l'Université Joseph-Fourier.

J'encourage les étudiants suivant ce cours à me faire part de leurs remarques et critiques, de vive voix, ou par courriel : alexandre.fournier@ujf-grenoble.fr.

Sur les notations : dans les équations, un symbole en gras désigne un vecteur. Par exemple : $\vec{g}$ et $\mathbf{g}$ ont la même signification.

Je remercie mon feu pour ses suggestions.

Table des matières

1	Bibliographie	7
1.1	Pour ce cours	7
1.2	Ouvrages d'un niveau plus avancé	7
1.3	Ouvrages de culture géophysique générale	7
2	Gravitation universelle et structure moyenne de la Terre et des planètes	9
2.1	Mesure du rayon de la Terre	9
2.2	Masse, densité, moment d'inertie	9
2.2.1	La loi de gravitation universelle	10
2.2.2	Mesure de g :	10
2.3	Potentiel gravitationnel	10
2.4	BAO : L'opérateur gradient <i>grad</i> (ou ∇)	11
2.5	Potentiel gravitationnel (reprise)	11
2.6	Et en plus elle tourne (sur elle-même)!	12
2.6.1	Potentiel axifuge (centrifuge)	12
2.6.2	Figure d'équilibre de la Terre	12
2.7	Rotation et moment d'inertie	13
3	Géoïde et anomalies gravimétriques	15
3.1	Modèle de référence du champ de pesanteur	15
3.2	La forme de la Terre et le géoïde	16
3.2.1	Définition	16
3.2.2	La forme de la Terre – Le géoïde mesuré par les satellites	16
3.2.3	Causes des élévations du géoïde	17
3.2.4	Anomalies du géoïde	17
3.2.5	Anomalies du géoïde de petite échelle	18
3.3	Anomalies gravimétriques	18
3.3.1	Mesure de la pesanteur	18
3.3.2	Anomalies – Définitions	19
3.3.3	Le cas idéal (qui n'existe pas)	19
3.3.4	Correction et anomalie à l'air libre	19
3.3.5	Correction de plateau et anomalie de Bouguer simple	19
3.3.6	Correction de terrain et anomalie de Bouguer « complète »	20
3.3.7	En résumé	20
4	Sismologie	21
4.1	Introduction	21
4.1.1	Définition	21
4.1.2	La rupture	21
4.1.3	Les différents types de faille	21
4.1.4	Magnitude	22

4.1.5	Fréquence	22
4.1.6	La sismicité mondiale	23
4.2	Observations des failles actives	24
4.2.1	Observations géologiques	24
4.2.2	Observations sismologiques	25
4.2.3	Sismomètres	25
4.2.4	Distribution des stations	25
4.2.5	Sismogrammes	26
4.2.6	Interprétation	26
4.3	Mécanique des milieux continus	26
4.3.1	Introduction – Définition	26
4.3.2	Notion de contrainte	26
4.3.3	Notion de déformation	27
4.3.4	Relation entre contrainte et déformation	28
4.4	Cycle sismique d’une faille active	28
4.5	Les ondes sismiques	28
4.5.1	Introduction	28
4.5.2	Les ondes élastiques de volume	29
4.5.3	Polarisation des ondes de volume	29
4.5.4	Vitesse de propagation des ondes de volume	29
4.5.5	Les ondes de surface	30
4.6	Propagation des ondes de volume	30
4.6.1	Notion de surface d’onde – Principe de Huygens	30
4.6.2	Comportement d’une onde à l’interface entre 2 milieux	31
4.7	Hodochrones	33
4.7.1	Définition	33
4.7.2	Les hodochrones de la Terre	34
4.8	Phases sismiques terrestres	35
4.8.1	Les phases du manteau	35
4.8.2	Les phases réfléchies à la FNM	35
4.8.3	Les phases du noyau	35
4.8.4	Les phases de la graine	35
4.8.5	En résumé	36
4.8.6	Quand on a l’œil	36
4.8.7	La zone d’ombre du noyau	37
4.9	Modèles sismologiques de Terre	37
4.10	Notions de tomographie sismique	38
4.10.1	Introduction	38
4.10.2	Comment faire ?	38
4.10.3	Un exemple de tomographie d’ondes P	39
5	Géothermie	41
5.1	Introduction	41
5.2	Origine de la chaleur interne de la Terre	41
5.2.1	Désintégration des éléments radioactifs	41
5.2.2	Rappels sur la radioactivité :	41
5.2.3	Chaleur de changement d’état et de différenciation	42
5.2.4	Refroidissement séculaire	43
5.2.5	Dilatation thermique et variation d’énergie potentielle	44
5.2.6	Et les marées solides ?	44
5.2.7	Bilan	46

5.3	Chaleur : définition et transport	46
5.3.1	Transport par rayonnement	46
5.3.2	Transport par conduction	46
5.3.3	Transport par convection	48
5.4	Distribution du flux de chaleur à la surface de la Terre	51
5.4.1	Principe des mesures	51
5.4.2	Distribution du flux de chaleur	52
5.4.3	Le flux de chaleur à la surface des océans	52
5.4.4	Flux de chaleur à la surface des continents	53
5.4.5	Exemple de l'Amérique du Nord	54
5.4.6	Bilan océans–continents	54
5.5	Le géotherme	54
5.5.1	Définition	54
5.5.2	Points d'ancrage du géotherme	55
6	Géomagnétisme	57
6.1	Définition	57
6.2	Mesures et observations	57
6.2.1	Instruments	57
6.2.2	Observations	58
6.2.3	Notations	59
6.2.4	Cartes	60
6.3	Analyse spatiale	61
6.3.1	Les harmoniques sphériques	61
6.3.2	Morphologie du champ principal	62
6.3.3	Lignes du champ créé par un aimant	63
6.3.4	Quelques définitions	64
6.3.5	Autres échelles (plus petites) : analyse spectrale	64
6.3.6	Prolongement vers le bas à la frontière noyau–manteau	65
6.4	Variations temporelles	66
6.4.1	Sur une journée	66
6.4.2	Variation séculaire : de l'année à quelques siècles	68
6.4.3	Variation séculaire et mouvements à la surface du noyau	69
7	Paléomagnétisme	71
7.1	Introduction	71
7.2	Les milieux aimantés	72
7.2.1	Influence d'un champ magnétique sur un moment magnétique	72
7.2.2	Aimantation d'un milieu	72
7.2.3	Courbe de première aimantation	73
7.2.4	Température de Curie	74
7.3	Aimantation des minéraux et des roches	74
7.3.1	Laves basaltiques (dorsales+volcans)	74
7.3.2	Roches sédimentaires	74
7.4	Prélèvements et mesures	75
7.5	Paléoposition du pôle	76
7.6	Paléomagnétisme et dérive des continents	77
7.7	Inversions du champ magnétique	77
7.7.1	Le tapis roulant océanique	78
7.7.2	Variation du moment dipolaire	79
7.7.3	Échelles des inversions	79

Chapitre 1

Bibliographie

1.1 Pour ce cours

- C. Larroque et J. Virieux, *Physique de la terre solide, observations et théorie*, Gordon and Breach Science Publisher. Un bon texte en français qui introduit tous les aspects de la géophysique interne.
- J.-P. Poirier, *Les profondeurs de la Terre*, Masson. Texte précis et concis, écrit par un géophysicien de renom.
- C.M.R. Fowler, *The Solid Earth - An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press. De nombreux exercices.

1.2 Ouvrages d'un niveau plus avancé

- D.L. Turcotte and G. Schubert, *Geodynamics*, Cambridge University Press. Un texte de référence.
- S. Stein and M. Wysession, *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell publishing. Texte récent (2003), très pédagogique et bien illustré. Niveau L3-M1, avec certaines parties abordables.

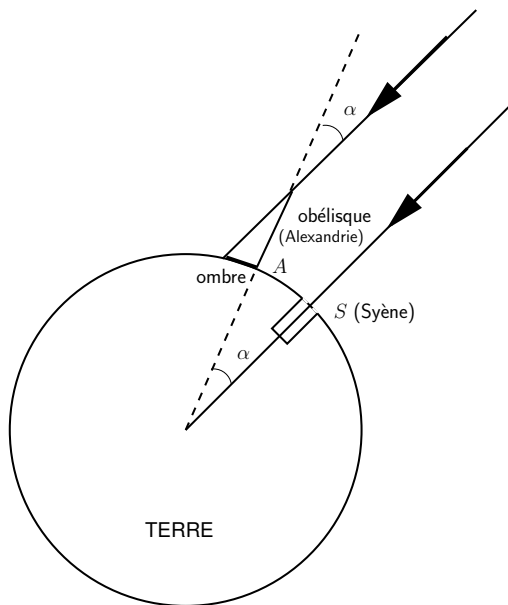
1.3 Ouvrages de culture géophysique générale

- J.-P. Poirier, *Le noyau de la Terre*, collection Dominos, Flammarion.
- C. Allègre, *L'écume de la terre*, Fayard. Existe en poche.
- V. Courtillot, *La vie en catastrophes*, Fayard.
- H.-C. Nataf et Joël Sommeria, *La physique et la Terre*, Belin-CNRS éditions.

Chapitre 2

Gravitation universelle et structure moyenne de la Terre et des planètes

2.1 Mesure du rayon de la Terre



Eratosthène (v 284 – v 192 av. J.-C.)
 $\alpha = 7^{\circ}12'$,
 $AS = 5000$ stades
(1 stade ≈ 185 m)

$$\begin{aligned} R_{\oplus} &= \frac{AS}{\alpha(\text{en rad})} \\ &= 40000 \text{ stades} \\ &= 7361 \text{ km} \end{aligned}$$

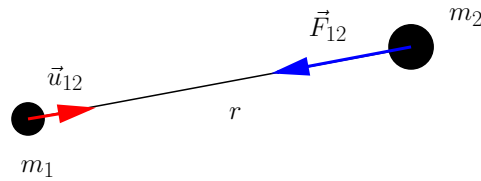
Valeur moderne (à retenir) : $R_{\oplus} = 6371 \text{ km}$.

À retenir aussi : la durée d'une année et celle du jour !

2.2 Masse, densité, moment d'inertie

? Composition $\rightarrow$ masse volumique (ρ) $\rightarrow$ masse $\leftarrow$ gravité g

2.2.1 La loi de gravitation universelle



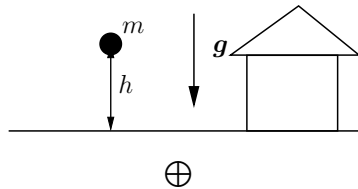
Force exercée par m_1 sur m_2 :

$$\mathbf{F}_{12} = -\mathcal{G} \frac{m_1 m_2}{r^2} \mathbf{u}_{12} \quad \left(\text{varie} \propto \frac{1}{r^2} \right)$$

© Gotlib

$\mathcal{G}$: constante de gravitation universelle ; $\mathcal{G} = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$

2.2.2 Mesure de g :



$$\mathbf{g} = -g\mathbf{u}_z.$$

Chute libre $\rightarrow g = 9,80 \text{ m.s}^{-2}$. [cf. TD]

$$g = \mathcal{G} \frac{M_{\oplus}}{R_{\oplus}^2} \text{ donne } \mathbf{M}_{\oplus} = \mathbf{5,95.10^{24} \text{ kg.}}$$

Autre approche : 3^{ème} loi de Kepler pour les satellites de la Terre (naturels ou artificiels).

$$\frac{T^2}{R_s^3} = \frac{4\pi^2}{\mathcal{G}M_{\oplus}}.$$

Lune $\rightarrow M_{\oplus} = 6,1.10^{24} \text{ kg}$. Masse volumique moyenne :

$$\bar{\rho}_{\oplus} = \frac{M_{\oplus}}{\frac{4}{3}\pi R_{\oplus}^3} = \frac{3M_{\oplus}}{4\pi R_{\oplus}^3} = \mathbf{5500 \text{ kg.m}^{-3}}.$$

Pour les roches de la croûte : $2800 \text{ kg.m}^{-3} \leq \rho_c \leq 3500 \text{ kg.m}^{-3}$. **L'intérieur doit être plus dense en moyenne.**

2.3 Potentiel gravitationnel

Le potentiel gravitationnel créé par une masse m_1 est donné par

$$V_1(r) = -\mathcal{G} \frac{m_1}{r} \quad \left(\text{varie} \propto \frac{1}{r} \right),$$

r mesurant la distance par rapport à m_1 .

$$\mathbf{F}_{12} = -\mathcal{G} \frac{m_1 m_2}{r^2} \mathbf{u}_{12} = -m_2 \frac{dV_1}{dr} \mathbf{u}_{12}.$$

On dit que la force $\mathbf{F}_{12}$ **dérive** du potentiel V_1 .

Plus exactement, l'accélération g_1 de la masse m_2 vers m_1 peut être écrite en terme du potentiel V_1 sous la forme :

$$g_1 = \frac{dV_1}{dr}.$$

(attention au signe) En généralisant à 3 dimensions :

$$\vec{g}_1 = -\mathbf{grad}V_1,$$

où **grad** est l'opérateur gradient.



2.4 BAO : L'opérateur gradient *grad* (ou ∇)

Le gradient d'un champ **scalaire** T est un **vecteur** qui décrit les variations (fluctuations) de T dans l'espace.

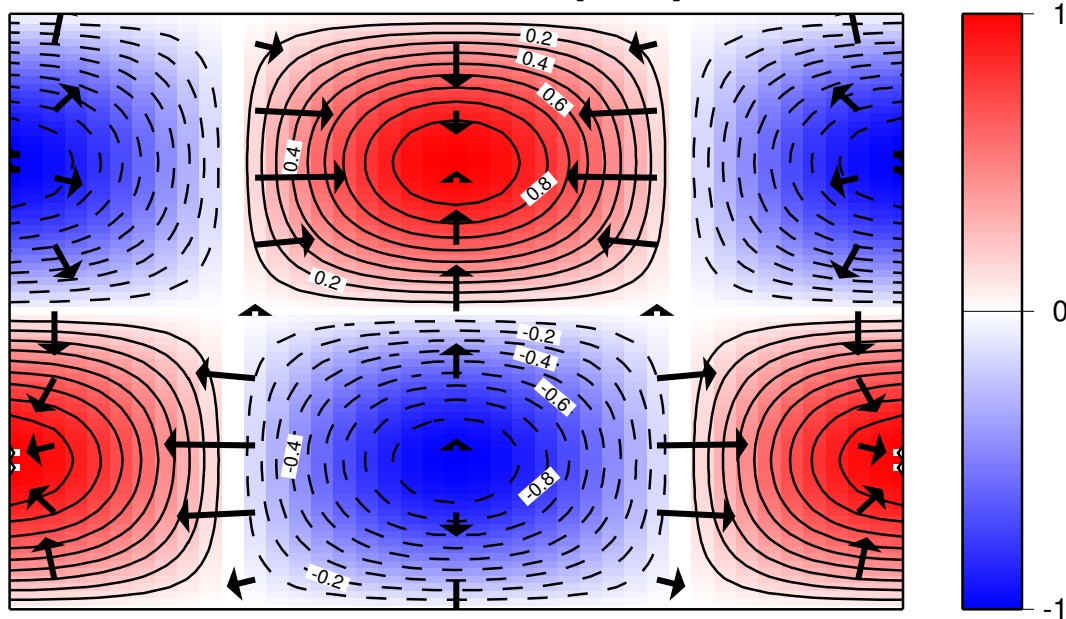
La composante de ***grad* T** dans une direction donnée de l'espace est le taux de variation de T dans cette direction particulière.

En coordonnées cartésiennes, dans un repère $(\vec{e}_x, \vec{e}_y, \vec{e}_z)$, la composante selon $\vec{e}_x$ de ***grad* T** est $\frac{\partial T}{\partial x}$, sa composante y est $\frac{\partial T}{\partial y}$, et sa composante z est $\frac{\partial T}{\partial z}$.

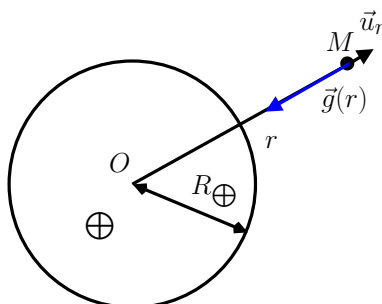
$$\mathbf{grad}T = \nabla T = \frac{\partial T}{\partial x}\vec{e}_x + \frac{\partial T}{\partial y}\vec{e}_y + \frac{\partial T}{\partial z}\vec{e}_z = \left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right).$$

∇T est perpendiculaire aux surfaces d'égale valeur de T .

Dans le cas où T est un potentiel (comme le potentiel gravitationnel), on dit que ∇T est perpendiculaire aux **surfaces équipotentielles** [cf. TD].



2.5 Potentiel gravitationnel (reprise)



Tout point M situé à une distance $r > R_{\oplus}$ du centre O de $\oplus$ est donc soumis au potentiel gravitationnel

$$V_{\oplus}(r) = -\mathcal{G} \frac{M_{\oplus}}{r}.$$

[Q : Quelles sont les surfaces équipotentielles associées ?]

Il subit une accélération gravitationnelle dirigée vers O

$$\begin{aligned} \mathbf{g}(r) &= -\nabla V_{\oplus}(r) \\ &= -\frac{dV_{\oplus}}{dr} \mathbf{u}_r \\ &= -\mathcal{G} \frac{M_{\oplus}}{r^2} \mathbf{u}_r. \end{aligned}$$

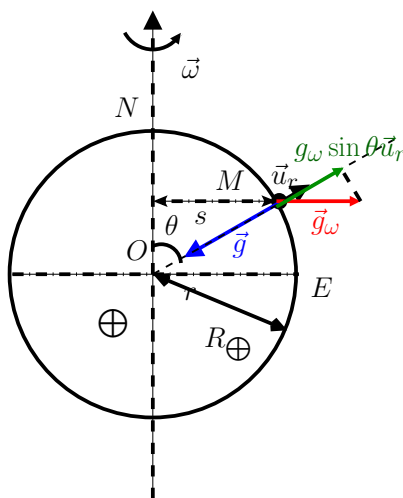


(expression du gradient en coordonnées sphériques : plus tard.) À la surface de la Terre ($r = R_{\oplus}$), nous retrouvons

$$g = \mathcal{G} \frac{M_{\oplus}}{R_{\oplus}^2}.$$

2.6 Et en plus elle tourne (sur elle-même) !

2.6.1 Potentiel axifuge (centrifuge)



La rotation de la Terre sur elle-même –à une vitesse angulaire $\vec{\omega}$ – fait qu'un point M situé à sa surface subit une accélération centrifuge $\vec{g}_{\omega}$ de norme

$$g_{\omega} = \omega^2 s,$$

où s mesure la distance de M à l'axe de rotation de la Terre. En introduisant la colatitude θ ,

$$g_{\omega} = \omega^2 R_{\oplus} \sin \theta.$$

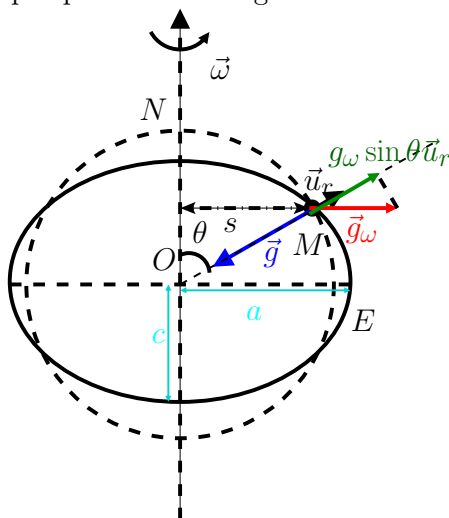
Cette accélération dérive également d'un potentiel appelé potentiel centrifuge V_{ω} [cf. TD]

$$V_{\omega}(r, \theta) = -\frac{1}{2} r^2 \omega^2 \sin^2 \theta$$

NB : $\omega = 7,2722 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$. EXO : Calculer $\frac{g_{\omega}}{g}$ à l'équateur. $[3,461 \cdot 10^{-3}] \simeq 1/290$

2.6.2 Figure d'équilibre de la Terre

Terre pas parfaitement rigide $\rightarrow$ déformation sous l'effet de sa propre rotation.



Ellipsoïde à symétrie axiale : **sphéroïde**.

– a : demi-grand axe.

– c : demi-petit axe.

L'aplatissement est mesuré par exemple par l'ellipticité :

$$e = \frac{a - c}{a}.$$

Pour la Terre, $e_{\oplus} \simeq 1/298$.

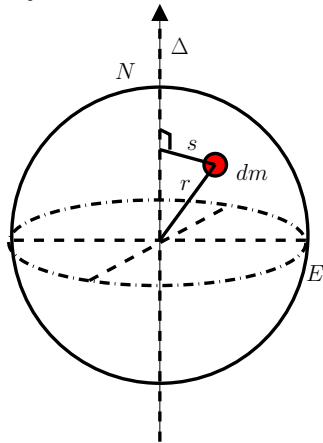


2.7 Rotation et moment d'inertie

– Quantité de mouvement = MASSE $\times$ VITESSE

– Moment cinétique = MOMENT D'INERTIE $\times$ VITESSE ANGULAIRE

Étude du moment cinétique d'une planète $\rightarrow$ autre manière de contraindre sa composition moyenne.



Le moment d'inertie d'une planète (qui occupe un volume V) par rapport à un de ses axes Δ est donné par la formule :

$$C = \int_V s^2 dm.$$

(s distance de la masse élémentaire dm à Δ).

Pour une planète homogène de masse M et de rayon a , **[cf. TD]**

$$C = \frac{2}{5} Ma^2 = 0,4Ma^2.$$

Quelques exemples :

	$\oplus$	Lune	Mars	Vénus
C/Ma^2	0.3307007	0.3935	0.366	0.33

Des commentaires ?

Chapitre 3

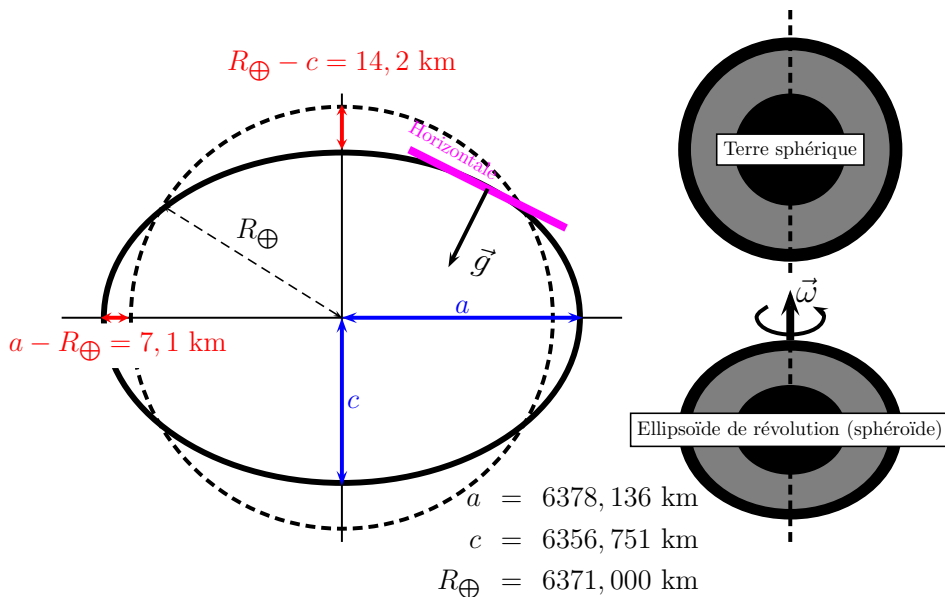
Géoïde et anomalies gravimétriques

On veut caractériser les distributions de densité dans la Terre en mesurant l'accélération de la gravité (la pesanteur). → Il faut se donner des références.

3.1 Modèle de référence du champ de pesanteur

Il prend en compte :

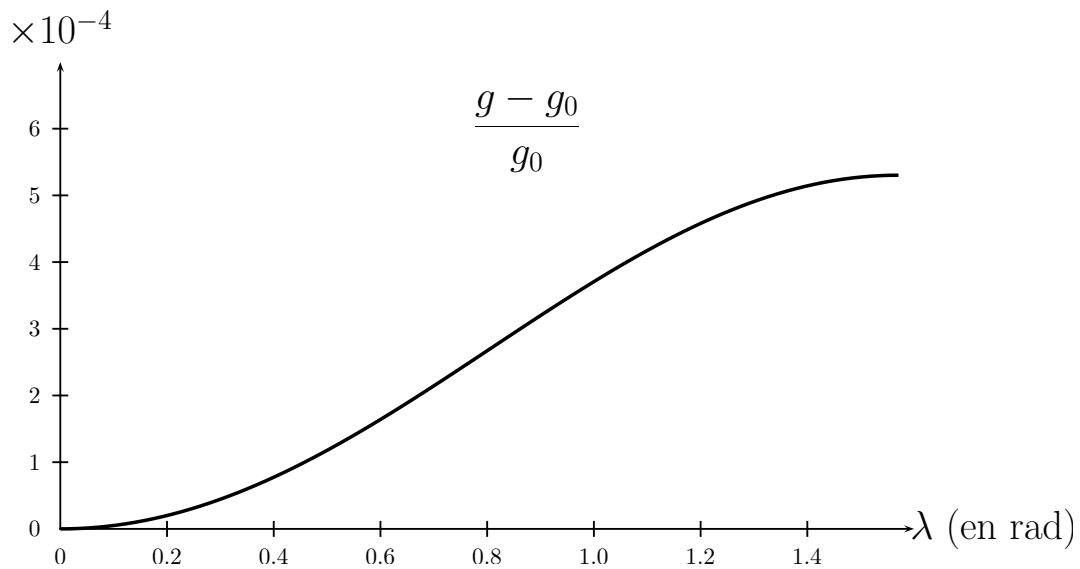
- L'effet de l'ellipticité dans le calcul de l'attraction due à $M_{\oplus}$.
- L'accélération centrifuge due à $\vec{\omega}$.



Le modèle théorique de g adopté par l'Union Géophysique et Géodésique Internationale depuis 1967 sur l'**ellipsoïde de référence** est

$$g = g_0 [1 + k_1 \sin^2 \lambda + k_2 \sin^2(2\lambda)] .$$

- g_0 : valeur théorique de la pesanteur à l'équateur. $g_0 = 9,780318 \text{ m.s}^{-2}$.
- λ : latitude.
- k_1 et k_2 : constantes qui dépendent de l'ellipticité de la Terre et de ω . $k_1 = 0,00053024$ et $k_2 = -0,0000058$.



Hypothèse : pas de variation latérale de densité.

3.2 La forme de la Terre et le géoïde

3.2.1 Définition

Le géoïde est défini comme la **surface équipotentielle occupée par la surface moyenne des océans**. [La surface d'un fluide au repos est une équipotentielle (sinon elle se déforme pour le devenir).]

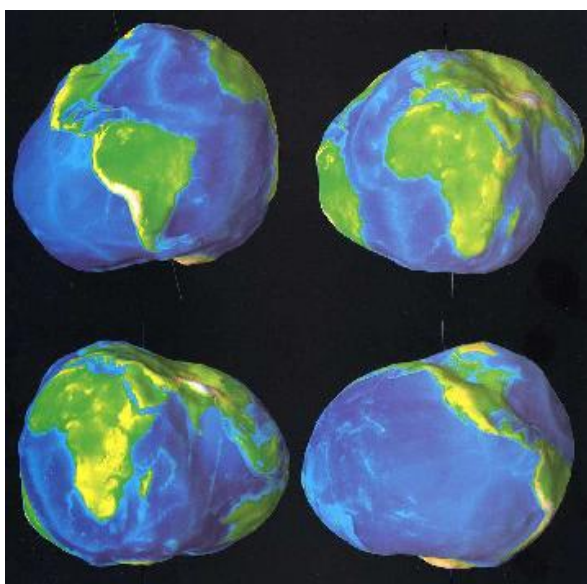
(niveau à bulle $\sim$ niveau des océans pour l'horizontale.) Le potentiel en question ici est le **géopotential** : potentiel d'attraction gravitationnel dû à la masse présente dans $\oplus$ + potentiel centrifuge.

Mesure du géoïde : altimétrie satellitaire au-dessus des océans.

Au niveau des continents, le géoïde correspond au niveau moyen de l'eau si des canaux reliés aux océans étaient creusés.



3.2.2 La forme de la Terre – Le géoïde mesuré par les satellites



On distingue :

- l'applatissage au pôle,
- le bourrelet équatorial,
- les **ondulations du géoïde**.

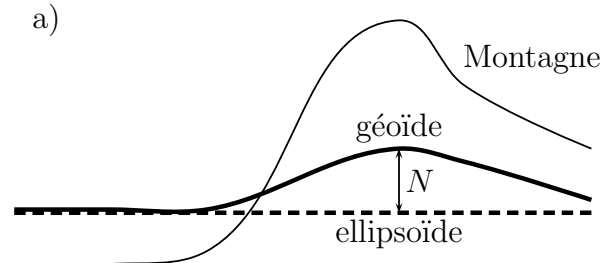


→ forme qu'aurait la terre si elle était uniformément recouverte par les océans au repos.

3.2.3 Causes des élévations du géoïde

Il doit exister des variations latérales de densité.

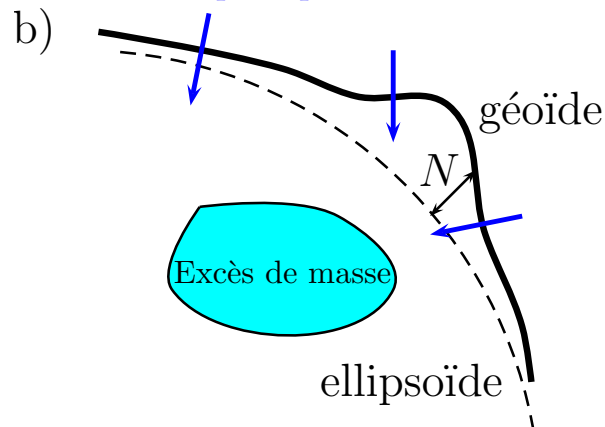
(a) la présence de masse au-dessus de l'ellipsoïde de référence



L'écart N est appelé ondulation du géoïde. ($N < 100$ m presque partout).

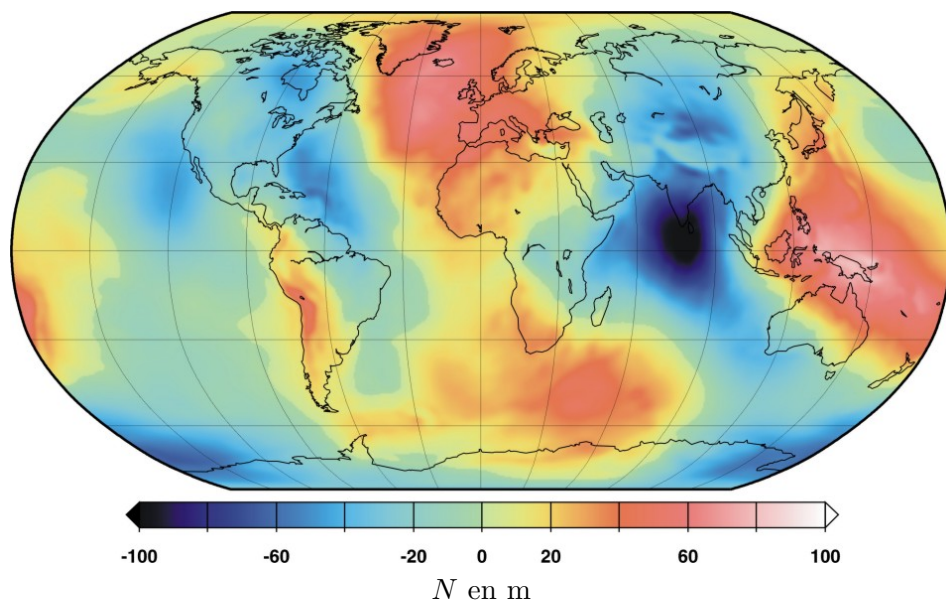
Pour un creux du géoïde ?

(b) la présence d'un corps de densité élevée sous l'ellipsoïde de référence
champ de pesanteur local



Pour un creux du géoïde ?

3.2.4 Anomalies du géoïde

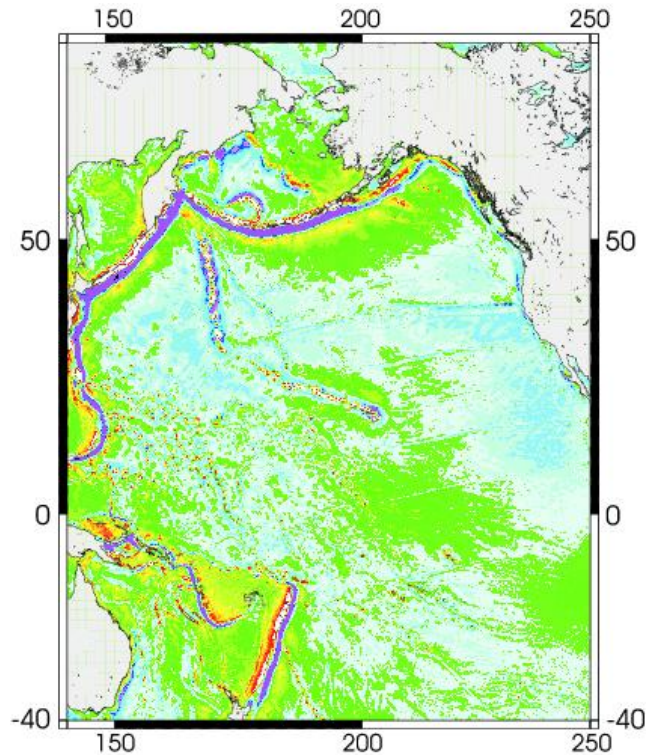


→ Pas de relation avec les structures de surface.

→ Indicateur des courants de convection dans le manteau.
Renseignements à grande échelle (> 1000 km).

3.2.5 Anomalies du géoïde de petite échelle

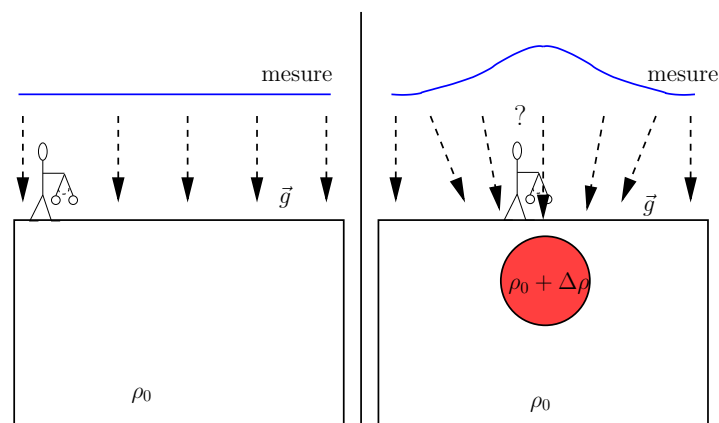
- On soustrait le signal grande échelle ($\simeq$ degré 2).
- Surtout sensible à la topographie dynamique.
- Sur la carte de droite : anomalies de ± 3 m. (Larroque & Virieux)



Pour voir à plus petite échelle : campagnes gravimétriques.

3.3 Anomalies gravimétriques

Mesure à petite échelle. Contraindre les variations latérales de densité dans la Terre sous-jacente.



3.3.1 Mesure de la pesanteur

Mesures relatives et absolues.

- **mesures absolues** : chute libre d'une masse dans le vide ; appareils de très grand volume (la moitié d'une salle), notamment pour s'affranchir de l'activité microsismique. Précision de l'ordre du millièrme de milliGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$) sur la pesanteur directement

MAIS appareillage pas aisément transportable et donc inutilisable pour cartographier un terrain d'étude.

- **mesures relatives** : appareils plus petits. Ils sont calibrés en un endroit où une mesure absolue est connue et en mesurant les écarts par rapport à cette référence (souvent appelée "**base**"). → cartographie des anomalies gravimétriques. Masse accrochée au bout d'un ressort. Précision : 1 voire 0,1 mGal.

3.3.2 Anomalies – Définitions

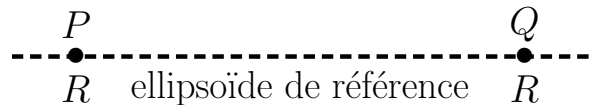
Définition : l'anomalie de gravité est la différence entre la gravité mesurée expérimentalement en un endroit et la gravité théoriquement attendue au même endroit.

Cette dernière est extrapolée à partir de la **valeur connue sur le géoïde**. Si N est faible, on utilise la valeur sur l'ellipsoïde de référence.

Il existe plusieurs types d'extrapolation (**de correction**) qui définissent plusieurs anomalies.

3.3.3 Le cas idéal (qui n'existe pas)

On fait la mesure sur le géoïde (qu'on suppose confondu avec l'ellipsoïde de réf. ici). Il n'y a pas de correction à faire.



3.3.4 Correction et anomalie à l'air libre

Corrections des effets dus à la prise de mesure à une hauteur h par rapport au géoïde (=ellipsoïde sur le dessin).

$$g(R_{\oplus} + h) = g(R_{\oplus}) - 2 \frac{g(R_{\oplus})}{R_{\oplus}} h.$$

Soit

$$g(R_{\oplus} + h) = g(R_{\oplus}) - 0.3086 \times 10^{-5} h.$$



[cf. TD]

On définit la correction à l'air libre $g_{al}(h) = -0.3086 \times 10^{-5} h$.

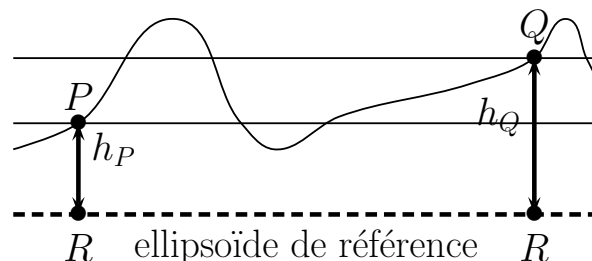
L'anomalie à l'air libre Δg_{al} est définie par

$$\Delta g_{al}(h) = g_{mes}(h) - g_{ref} - g_{al}(h).$$

g_{ref} est la valeur de référence mesurée à la **base**.

3.3.5 Correction de plateau et anomalie de Bouguer simple

Prise en compte de l'existence de masse entre la référence et le point de mesure. Hypo : la gravité supplémentaire créée l'est par un **plan infini** d'épaisseur h et masse volumique moyenne ρ .



La correction de plateau (ou de Bouguer) est donnée par

$$g_b(\rho, h) = 2\pi\mathcal{G}\rho h,$$

et l'anomalie de Bouguer simple par

$$\Delta g_b(\rho, h) = g_{\text{mes}}(h) - g_{\text{ref}} - g_{\text{al}}(h) - g_b(\rho, h).$$

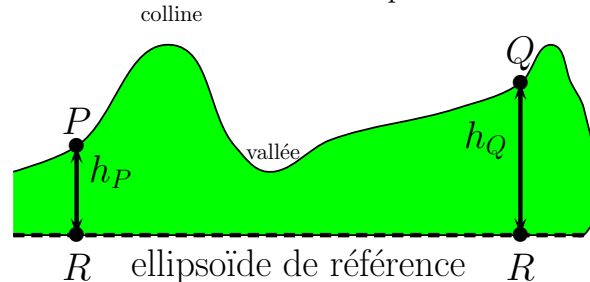
[cf. TD]next week.

3.3.6 Correction de terrain et anomalie de Bouguer « complète »

Terrain de mesure accidenté : un simple modèle type « plateau » ne suffit pas.

Il faut calculer plus finement la correction due à la topographie (ici vallée ou colline) g_t .

Correction complexe : ordinateur + modèles numériques de terrain.



L'anomalie de Bouguer complète est

$$\Delta g_b(\rho, h) = g_{\text{mes}}(h) - g_{\text{ref}} - g_{\text{al}}(h) - g_b(\rho, h) - g_t.$$

3.3.7 En résumé

- Pesanteur mesurée =
- attraction de l'ellipsoïde de référence
 - + effet de l'élévation au-dessus du niveau de la mer (air libre)
 - + effet de la masse normale au-dessus du niveau de la mer (Bouguer et terrain)
 - + variations dépendant du temps (marées)
 - + **effet des variations de densité dans le « sous-sol » (croûte et manteau).**

Pour expliquer les anomalies observées, des modèles de lithologie doivent être proposés. **Un modèle n'est pas unique : des géométries différentes avec des densités différentes peuvent expliquer une seule et même observation.**

Il faut donc tenir compte des connaissances **géodynamiques** et **géologiques** de la zone. Une utilisation **conjointe** de la gravimétrie avec **l'imagerie sismique** est en général fructueuse.



Chapitre 4

Sismologie

4.1 Introduction

Bibliographie : Chapitre 3 de “Physique de la Terre solide” par C. Larroque et J. Virieux. (Gordon and Breach Science Publisher).

Toutes les figures in English : “An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure” by Stein and Wysession.

4.1.1 Définition

La sismologie est l'étude des tremblements de Terre et de la propagation des ondes (vibrations) qu'ils génèrent.

La rupture se produit lorsque les contraintes accumulées dans l'écorce terrestre dépassent la résistance des matériaux.

3 classes de séismes selon profondeur z :

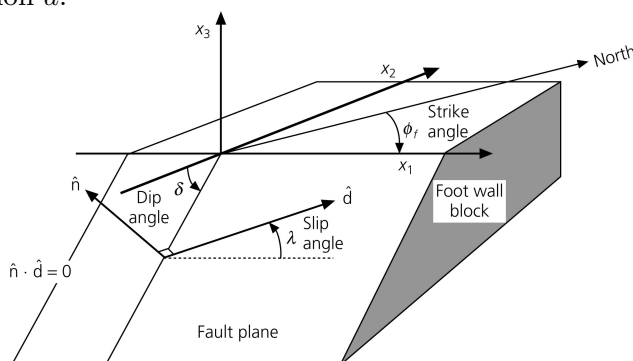
- Séisme superficiel : $z < 30\text{km}$.
- Séi. intermédiaire : $30\text{km} < z < 200\text{km}$.
- Séi. profond : $z > 200\text{km}$.



Potsdam (1889).

4.1.2 La rupture

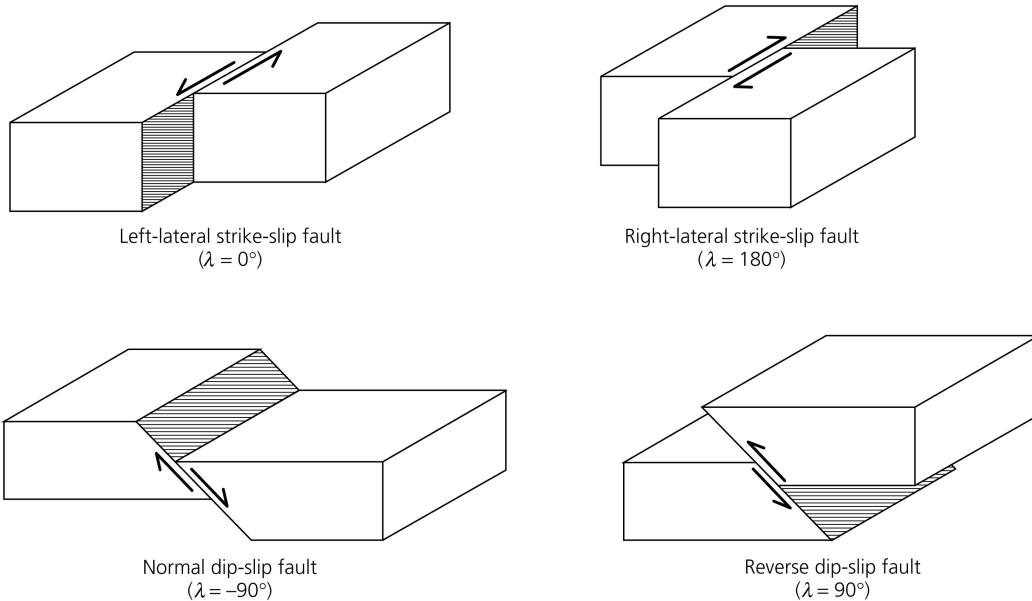
La rupture se produit sur le plan de faille (normale $\hat{n}$) et le déplacement des blocs s'effectue selon $\hat{d}$.



- fault plane : plan de faille
- strike : azimuth
- dip angle : pendage
- foot wall block : plan chevauché
- slip angle : pitch (slip=glissement).

4.1.3 Les différents types de faille

Les études tectoniques ont montré que tout mouvement sur un plan de faille peut se décomposer suivant des types de mouvement principaux : allongement (faille normale), raccourcissement (faille inverse), ou coulisage horizontal (faille décrochante).



4.1.4 Magnitude

Critère quantitatif, à ne pas confondre avec l'intensité (crit. qualitatif). Il existe plusieurs définitions de la magnitude. Retenons que la magnitude de moment M_w est donnée par

$$\log M_0 = 1,5M_w + 9,1,$$

où M_0 est le moment sismique, dont l'expression est donnée par

$$M_0 = \mu dA,$$

μ étant la rigidité du matériau, d le glissement moyen le long de la faille, et A la surface de la faille s'étant déplacée. **Le moment sismique est homogène à une énergie.**

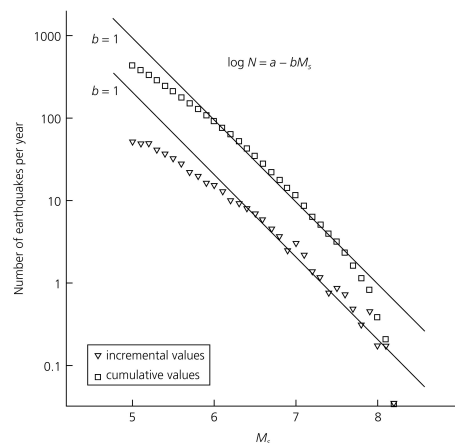
Q : Quel est le rapport d'énergie libérée par deux séismes dont la magnitude diffère d'une unité ?

4.1.5 Fréquence

De façon empirique, Gutenberg et Richter ont déterminé que

$$\log N = a - bM,$$

où N représente le nombre de séismes dont la magnitude est comprise entre M et $M + \delta M$ pour un certain intervalle de temps dans une certaine zone. La valeur du paramètre b est proche de l'unité.



Q : Quel est le rapport du nombre de séismes de magnitude 7 sur le nombre de séismes de magnitude 6 ?



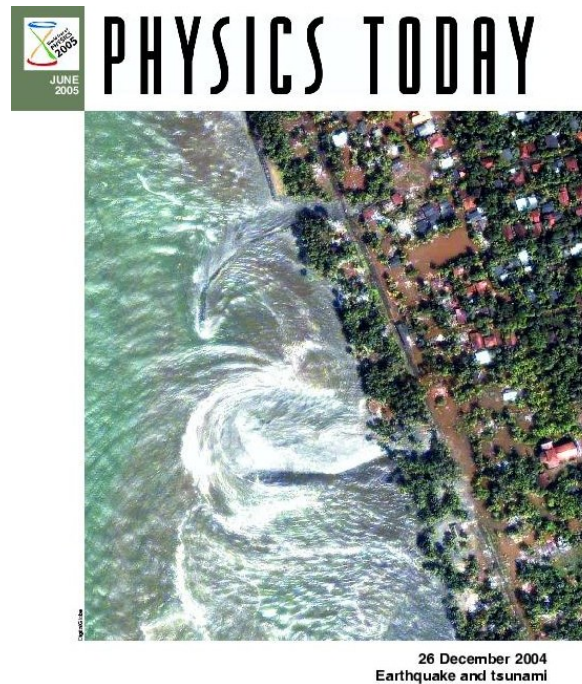
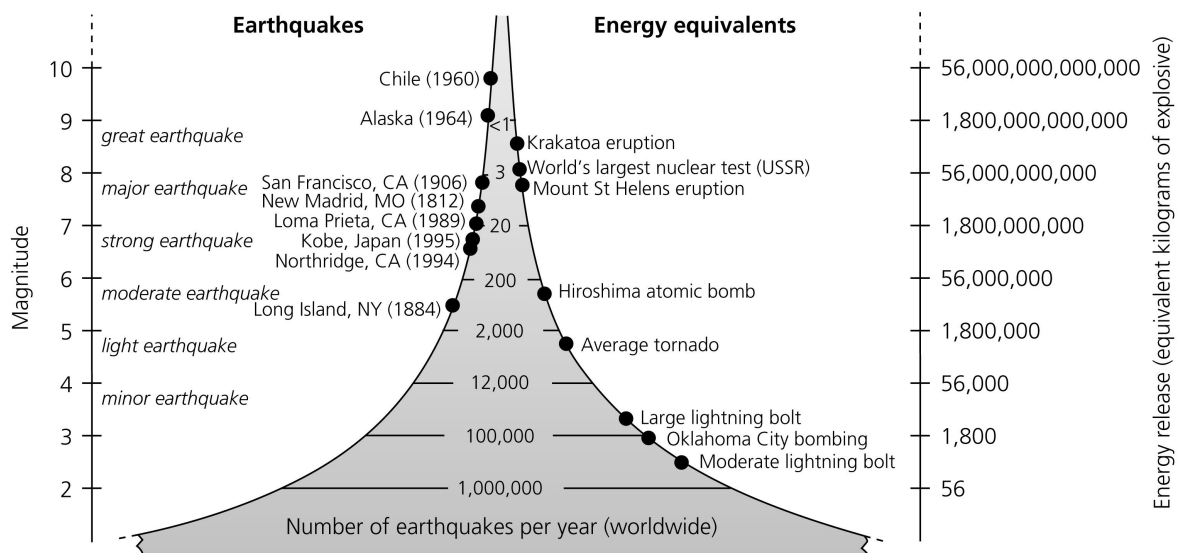
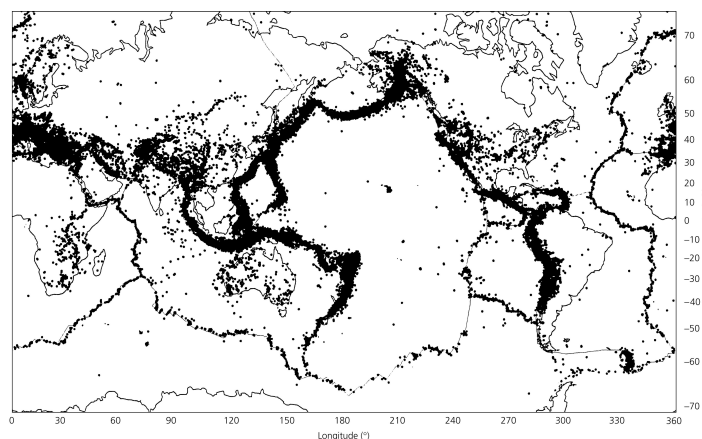


Illustration (tirée de Stein & Wysession) :



4.1.6 La sismicité mondiale



Épicentres des séismes de magnitude > 4 entre 1963 et 1995. (plus ou moins diffus selon la frontière de plaques).

- $\sim 90\%$ de l'énergie : zones de subduction.
- $\sim 5\%$ de l'énergie : zones transformantes.
- $\sim 5\%$ de l'énergie : séismes intraplaques.

4.2 Observations des failles actives

4.2.1 Observations géologiques

Condition nécessaire : suffisamment d'énergie pour que la rupture arrive en surface. Mesure du décalage et de la direction de la rupture.



Glissement le long de la faille Impériale, El Centro, California, 15/10/1979.

Le plan de faille n'est pas un mythe !



Crowley Lake, California.

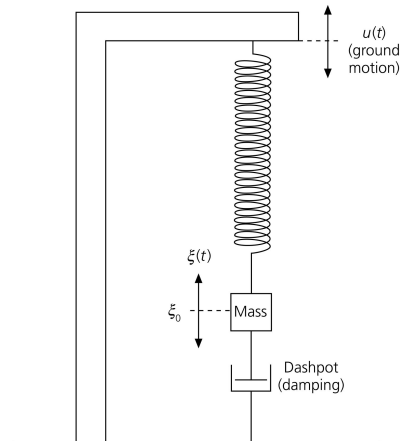


4.2.2 Observations sismologiques

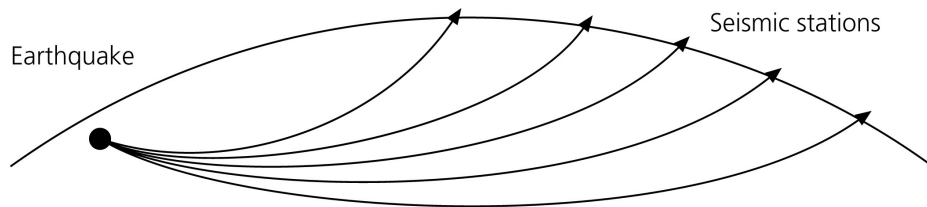
Pour surveiller l'activité d'une faille, le sismologue étudie les sismogrammes enregistrés en surface pendant un séisme survenu sur cette faille. Un sismogramme est un enregistrement des mouvements du sol en fonction du temps, et est obtenu par les sismomètres.

Aujourd'hui :

- Sensibles au μm (amplification électronique).
- Bonne horloge (vitesses des ondes de plusieurs km.s^{-1}).



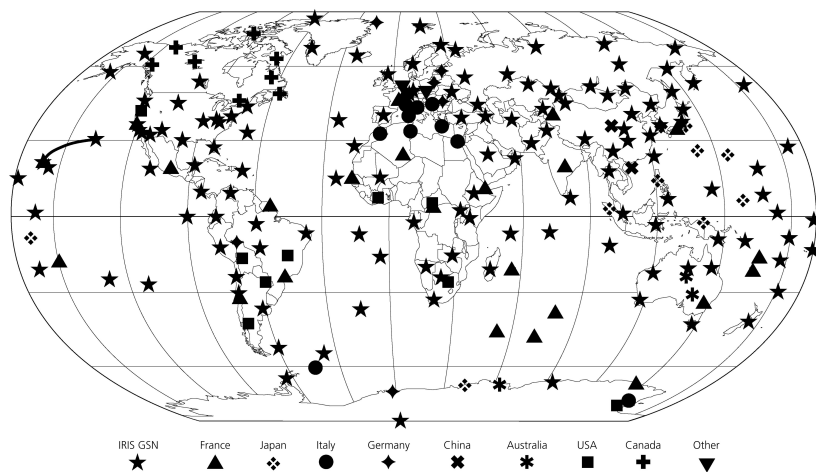
4.2.3 Sismomètres



Ordre de grandeur des quantités mesurées :

	Durée	fréquence	accélération	déplacement
région épiscoptrale	0,01–150s	0,005–100 Hz	0,5–20 m.s^{-2}	cm au m
région éloignée	min à h	0,005–100 Hz	10^{-2} – 10^{-6} m.s^{-2}	μm au mm

4.2.4 Distribution des stations



État des lieux en 1999

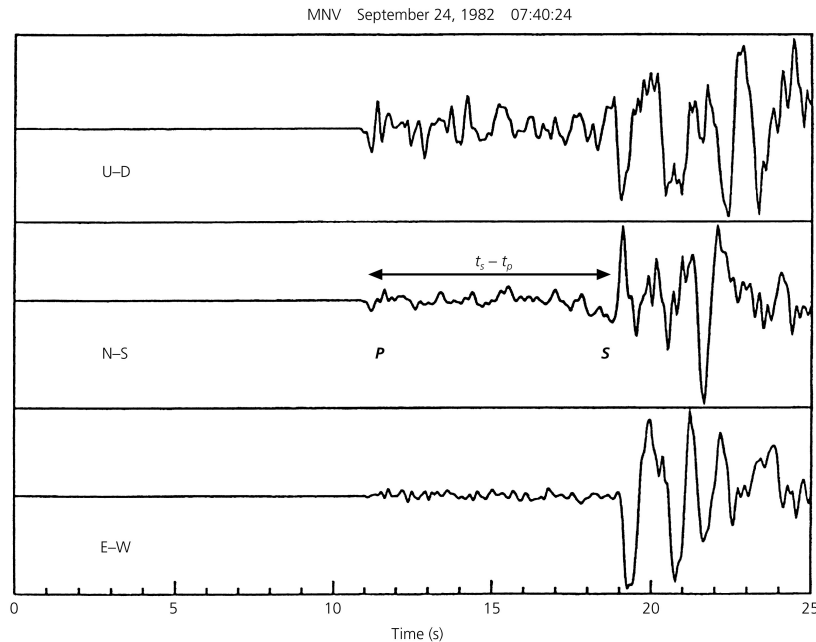
Commentaires ?

Le contraste NS commence à être gommé. Et bientôt : Ocean Bottom Seismometers (OBS).



4.2.5 Sismogrammes

3 composantes : Verticale, NS, EW.

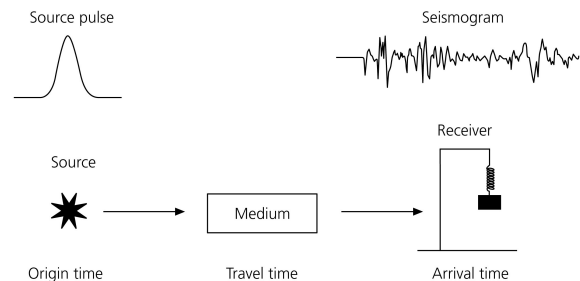


Enregistrement d'un magnitude 4.9 (superficiel) à 64 km de distance. P : Onde P ; S : Onde S (on y reviendra la semaine prochaine).

4.2.6 Interprétation

Permet souvent de localiser l'épicentre et de déterminer l'heure origine du séisme (p. ex. en utilisant $t_S - t_P$).

Pour aller plus loin, il faut mener une analyse discriminatoire.

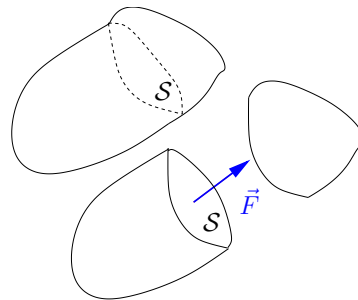


4.3 Mécanique des milieux continus

4.3.1 Introduction – Définition

Notre but : décrire les forces internes qui assurent la cohésion des roches pour mieux comprendre le processus de rupture et de propagation des ondes sismiques, et les relier aux déformations subies par le milieu.

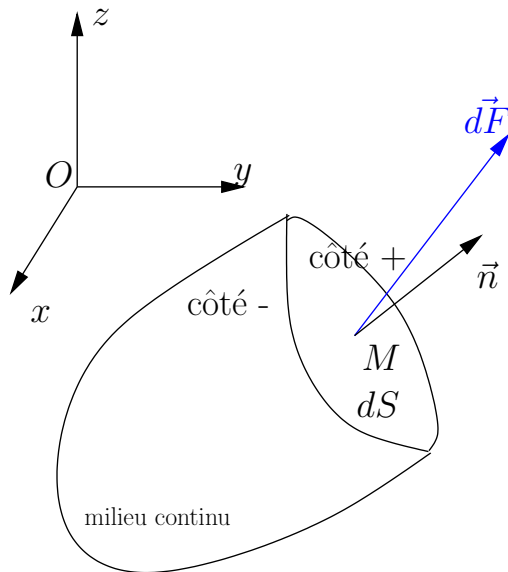
Un milieu continu est défini comme un milieu sans variation brutale de ses propriétés à l'échelle des observations utilisées.



4.3.2 Notion de contrainte

Passage d'une description surfacique à une description ponctuelle.



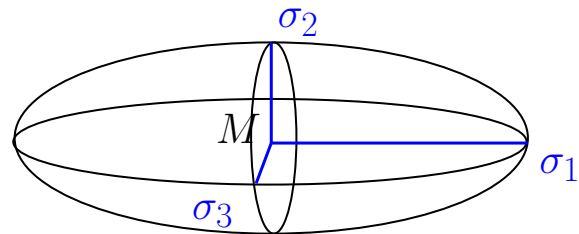


On appelle *traction* en un point M du MC (autour duquel on définit une surface élémentaire dS de normale $\vec{n}$) la force $d\vec{F}$ exercée sur cette surface par le côté $+$ sur le côté $-$. La contrainte $\vec{\sigma}(\vec{n})$ est définie comme

$$\vec{\sigma}(\vec{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{d\vec{F}}{dS}.$$

C'est une force par unité de surface, homogène à une **pression**. La contrainte dépend de la surface à partir de laquelle on la définit, d'où la dépendance en $\vec{n}$. Elle se décompose en une contrainte normale $\vec{\sigma}_n(\vec{n})$ et une contrainte tangentielle $\vec{\tau}(\vec{n})$.

On admettra qu'il existe toujours trois directions principales ($\vec{e}_1, \vec{e}_2, \vec{e}_3$) appelées *directions de contrainte principale* telles que les **contraintes tangentielles soient nulles dans les plans orthogonaux à ces directions**. Conventions : σ_1 : contrainte principale maximale (selon $\vec{e}_1$) ; σ_2 : contrainte principale intermédiaire (selon $\vec{e}_2$) ; σ_3 : contrainte principale minimale (selon $\vec{e}_3$).



Ellipsoïde des contraintes – M point du MC.

Dans la nature : les contraintes varient de quelques MPa (10^6 Pa) à quelques centaines de GPa (10^9 Pa) en profondeur.

contrainte normale à la base de la croûte océanique	500 MPa
contrainte normale à la base de la croûte continentale	1 GPa
contrainte normale à la base de la lithosphère	15 GPa
contrainte cisailante pour la rupture d'un calcaire en surface	250 MPa

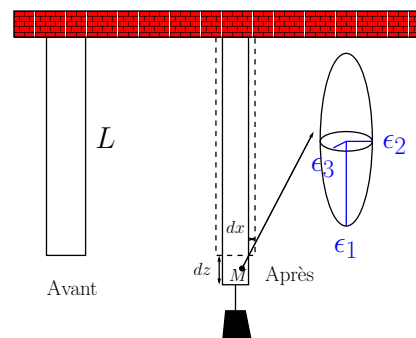
4.3.3 Notion de déformation

Soit un barreau de roche de longueur L au repos. Déformation normale : $\epsilon_{zz} = \delta z/L$; Déformations cisailantes : $\epsilon_{zx} = \delta x/L, \epsilon_{zy} = \delta y/L$.

De même, 3 directions principales de déformation et ellipsoïde associé.

Sans unité. Au laboratoire : $\epsilon \sim 10^{-3} - 10^{-4}$.

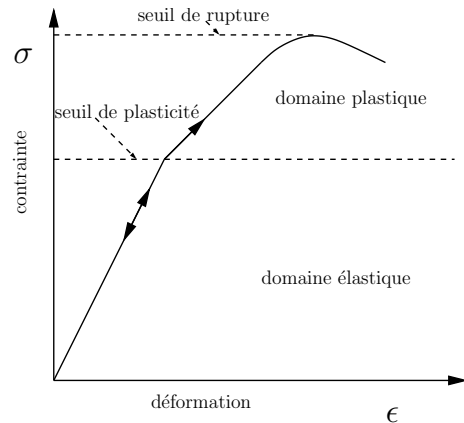
Dans la nature : $\epsilon \sim 10^{-6}$.



4.3.4 Relation entre contrainte et déformation

But : Relation constitutive entre contrainte et déformation pour fermer le problème.

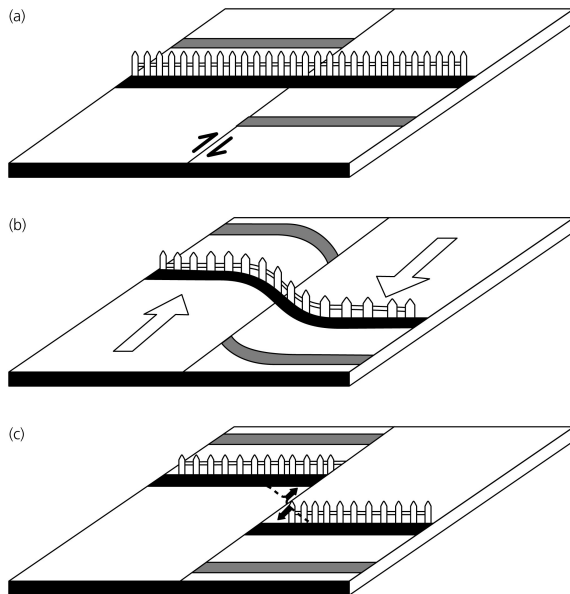
- Élasticité : **relation linéaire** entre contrainte et déformation. (Loi de Hooke, 1676).
- Réversibilité.
- Les coefficients de proportionnalité dépendent pour certaines roches de la direction selon laquelle on regarde (notion d'**anisotropie**).
- Valable uniquement pour des déformations modérées.



Questions :

- Au niveau des sources sismiques, comportement réversible ou irréversible ?
- Et pour les régions visitées par les ondes sismiques ?

4.4 Cycle sismique d'une faille active



a) Situation au début d'un cycle, immédiatement après un séisme majeur (contraintes rééquilibrées)

b) Matériau sous contrainte tectonique, mais le seuil de rupture n'a pas été atteint. Glissement *asismique*.

c) Après la rupture. Décalage.

4.5 Les ondes sismiques

4.5.1 Introduction

Une onde : propagation d'énergie sans propagation de matière.

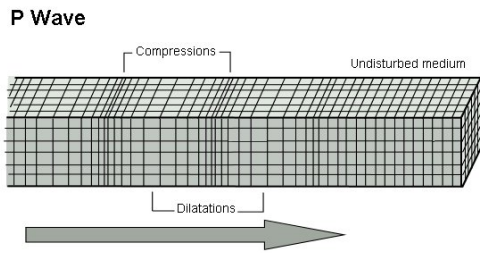
Les ondes sismiques sont des ondes élastiques dans les régions solides de la Terre, et des ondes acoustiques dans ses régions fluides.



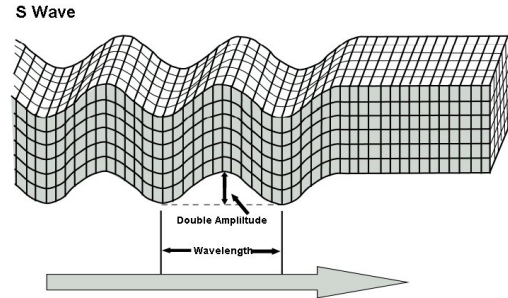
4.5.2 Les ondes élastiques de volume

Solide linéaire, élastique, homogène et isotrope.

Ondes de compression : ondes P

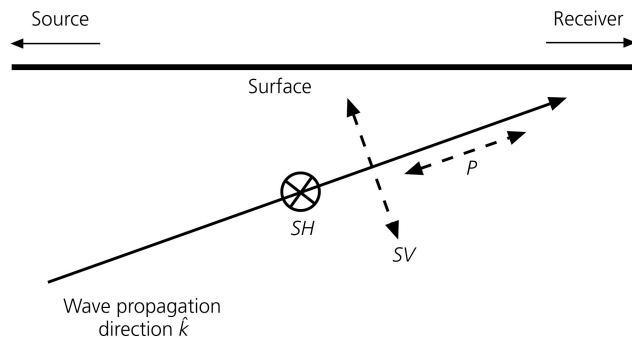


Ondes de cisaillement : ondes S



wavelength : longueur d'onde.

4.5.3 Polarisation des ondes de volume



Vecteur d'onde : vecteur qui indique la direction dans laquelle l'onde se propage. Souvent noté $\vec{k}$ (ou $\hat{k}$).

- Le déplacement induit par le passage de l'onde P est dans la direction de propagation (// vecteur d'onde) : c'est une onde **longitudinale**.
- Le déplacement induit par le passage de l'onde S (SV+SH) est dans le plan orthogonal au vecteur d'onde : c'est une onde **transversale**.

4.5.4 Vitesse de propagation des ondes de volume

Notations : α (resp. β) est la vitesse de propagation des ondes P (resp. S).

$$\alpha = \sqrt{\frac{\kappa + 4/3\mu}{\rho}}, \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

avec :

- κ : module d'incompressibilité. En Pa. Granite : $3,8 \cdot 10^{10}$ Pa ;
Eau : $0,2 \cdot 10^{10}$ Pa.
- μ : module de rigidité (ou de cisaillement). En Pa. Granite : $1,6 \cdot 10^{10}$ Pa ;
Eau : 0 Pa $\rightarrow \beta = 0$: **un fluide ne peut pas être cisailé.**
- ρ : masse volumique.

À retenir : α/β n'est jamais très loin de $\sqrt{3}$. Dans la croûte, $\alpha \simeq 6 \text{ km.s}^{-1}$

Loi empirique de Birch ¹ : La vitesse varie linéairement avec la densité

$$\alpha = a + b\rho.$$

¹Dans un de ses articles fondateurs publié en 1952, Francis Birch écrit : *Ordinary language undergoes modification to a high pressure form when applied to the interior of the earth ; a few examples of equivalents follow :*

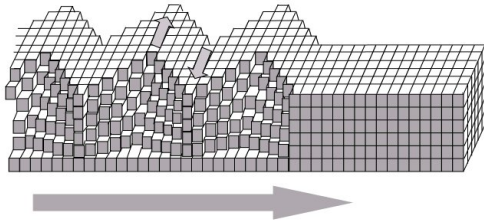


4.5.5 Les ondes de surface

Ondes guidées à la surface de la Terre.

Ondes de Love

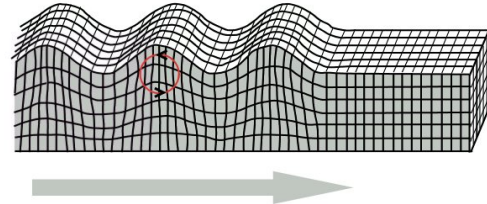
Love Wave



Analogie en surface des ondes SH. Vitesse $\simeq 0,96\beta$.

Ondes de Rayleigh

Rayleigh Wave



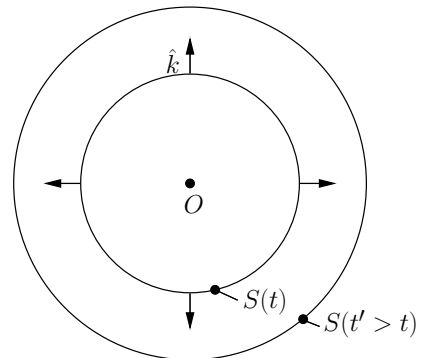
Mouvement elliptique rétrograde. Analogie en surface de $P + SV$. Vitesse $\simeq 0,92\beta$.

4.6 Propagation des ondes de volume

4.6.1 Notion de surface d'onde – Principe de Huygens

Surface d'onde : surface (quand elle existe) définie par un ensemble de points vibrant en phase, atteints au même instant après émission à la source.

Le vecteur d'onde est normal à la surface d'onde (wave-front).

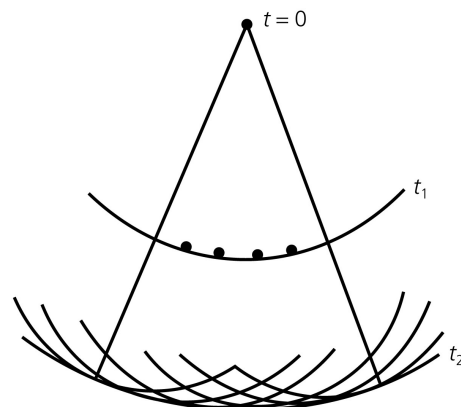


Principe de Huygens (1678) : Chaque point d'une surface d'onde atteint à un instant t peut être considéré comme une source secondaire qui émet des ondelettes sphériques. À un instant postérieur à t , la nouvelle surface d'onde est l'enveloppe des surfaces d'onde émises par les sources secondaires.

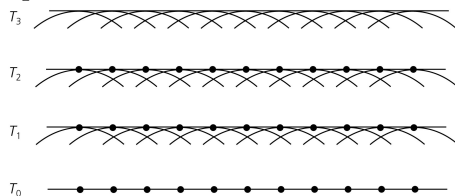


Huygens, Christian (1625–1695)

Onde sphérique :



Onde plane :



Ordinary meaning :

*dubious
perhaps
vague suggestion
trivial objection
uncertain mixture of all the elements*

High pressure form :

*certain
undoubtedly
positive proof
unanswerable argument
pure iron*

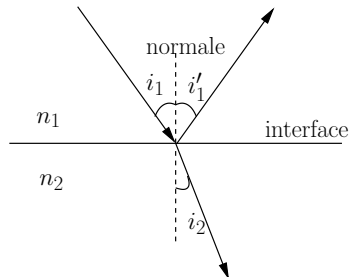


4.6.2 Comportement d'une onde à l'interface entre 2 milieux

Rappels d'optique

Dans un milieu homogène d'indice optique n , la lumière se propage en ligne droite à la vitesse c/n .

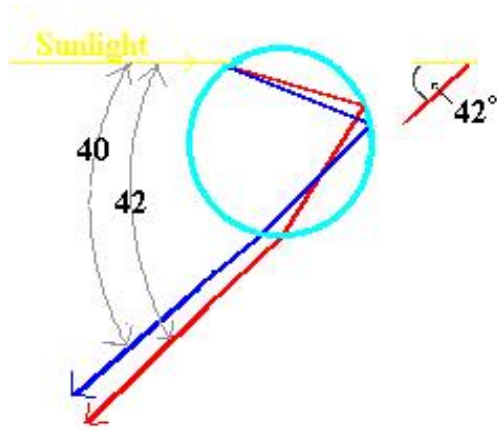
Lois de Snell–Descartes à l'interface entre 2 milieux pour déterminer les angles de réflexion et de réfraction :



$$\begin{aligned} i_1' &= i_1, \\ n_1 \sin i_1 &= n_2 \sin i_2, \\ \text{soit } \frac{\sin i_1}{V_1} &= \frac{\sin i_2}{V_2}. \end{aligned}$$

Résultat basé sur le principe de Fermat [cf. TD].

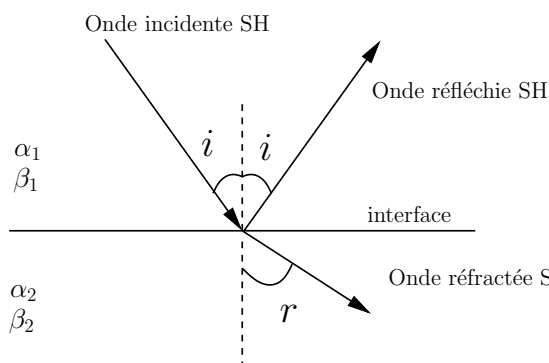
Si l'indice optique n dépend de la longueur d'onde :



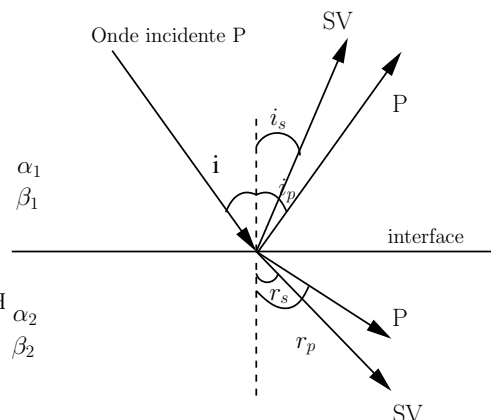
En sismologie

Il peut y avoir conversion $P \rightarrow P+SV$, $SV \rightarrow P + SV$. Une onde SH reste SH. Les lois de Snell–Descartes s'appliquent.

Cas plan :



$$\frac{\sin i}{\beta_1} = \frac{\sin r}{\beta_2} = p$$



$$\frac{\sin i_p}{\alpha_1} = \frac{\sin i_s}{\beta_1} = \frac{\sin r_p}{\alpha_2} = \frac{\sin r_s}{\beta_2} = p$$

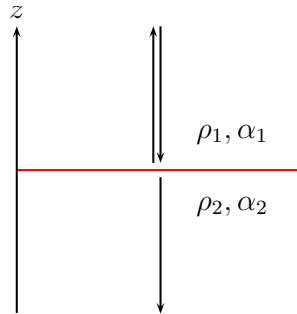
p est le **paramètre du rai**. Ce paramètre contrôle la géométrie du rai sismique quand celui-ci traverse des milieux de vitesse différente. Le long d'un rai donné, p reste constant.

Transmission et réflexion : une partie de l'énergie est transmise, et son complémentaire est réfléchi. Dans le cas d'une onde P en incidence **normale** ($i = 0$), on montre que :

$$\frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_1 \alpha_1 - \rho_2 \alpha_2}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1}, \quad \frac{A_t}{A_i} = \frac{2 \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1}.$$

- A_i : amplitude de l'onde incidente,
- A_r : amplitude de l'onde réfléchie,
- A_t : amplitude de l'onde transmise.

Démonstration ★ Pour faire le lien avec votre cours de physique, démontrons les formules donnant les coefficients de transmission et de réflexion en amplitude, et également en énergie, pour une onde P arrivant en incidence normale à l'interface ($z = 0$) entre 2 milieux de masse volumique ρ_1 (ρ_2) et vitesse des ondes P α_1 (α_2).



Dans le cas d'une onde plane monochromatique (une seule fréquence pour l'onde), le déplacement de matière s'écrit

- $u_i = A_i \cos(\omega t + k_1 z)$ pour l'onde incidente,
- $u_r = A_r \cos(\omega t - k_1 z)$ pour l'onde réfléchie (qui se propage en sens opposé),
- $u_t = A_t \cos(\omega t + k_2 z)$ pour l'onde transmise.

À l'interface, assurons la continuité

- du déplacement : déplacement total côté (1) = déplacement total côté (2) soit

$$A_i \cos(\omega t) + A_r \cos(\omega t) = A_t \cos(\omega t)$$

soit

$$A_i + A_r = A_t. \quad (4.1)$$

- de la contrainte : la théorie de l'élasticité nous dit (dira pour vous) que dans ce cas précis, la contrainte vaut $\rho \alpha \partial_z u$ pour un déplacement u (u_i, u_r , ou u_t). On va noter Z le produit $\rho \alpha$ (c'est l'impédance). La continuité de la contrainte de part et d'autre de l'interface se traduit maintenant par

$$Z_1(A_i - A_r) = Z_2 A_t. \quad (4.2)$$

Ce qui conduit, après élimination, à

$$\frac{A_r}{A_i} = r = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2},$$

$$\frac{A_t}{A_i} = t = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2}.$$

Dans le cas d'une incidence non normale, l'écriture des continuités devient plus délicate, ainsi que la résolution.

En énergie :

La densité volumique moyenne d'énergie e associée au déplacement u varie comme $\rho < (\partial u / \partial t)^2 >$. Il vient $e_i \propto Z_1 A_i^2$ (en utilisant $\omega = \alpha_1 k_1$). Ainsi,

$$\frac{e_r}{e_i} = R = \frac{Z_1 A_r^2}{Z_1 A_i^2} = r^2,$$

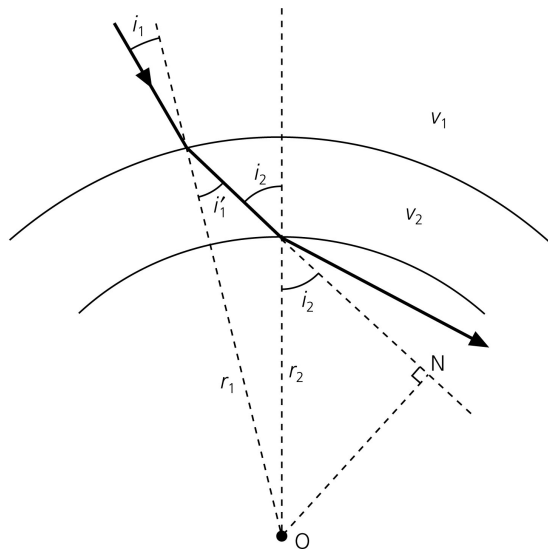
$$\frac{e_t}{e_i} = T = \frac{Z_2 A_t^2}{Z_1 A_i^2} = \frac{Z_2}{Z_1} t^2.$$

(Ce sont les équivalents mécaniques des relations de Fresnel en optique.)

Le paramètre pertinent est l'**impédance** ($\rho \alpha$) (masse volumique $\times$ vitesse). C'est le contraste d'impédance entre les 2 milieux qui compte.



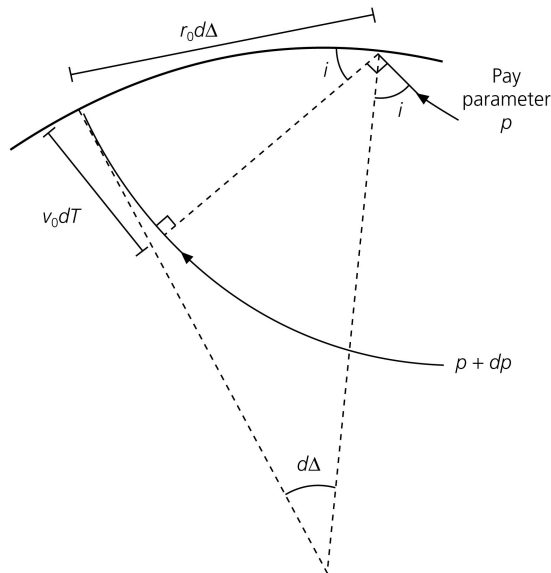
Cas sphérique :



Le paramètre de rai devient

$$p = \frac{r \sin i}{V}.$$

Si le milieu n'est plus continu par morceaux mais continu tout court :



α et β sont des fonctions de r .

Le rai se courbe. Si la vitesse augmente avec la profondeur, le rai remonte.

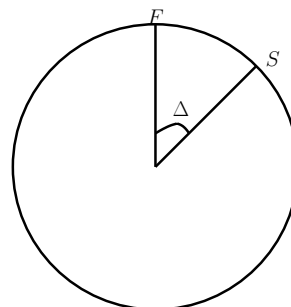
Q : Que se passe-t-il dans la Terre ?

4.7 Hodochrones

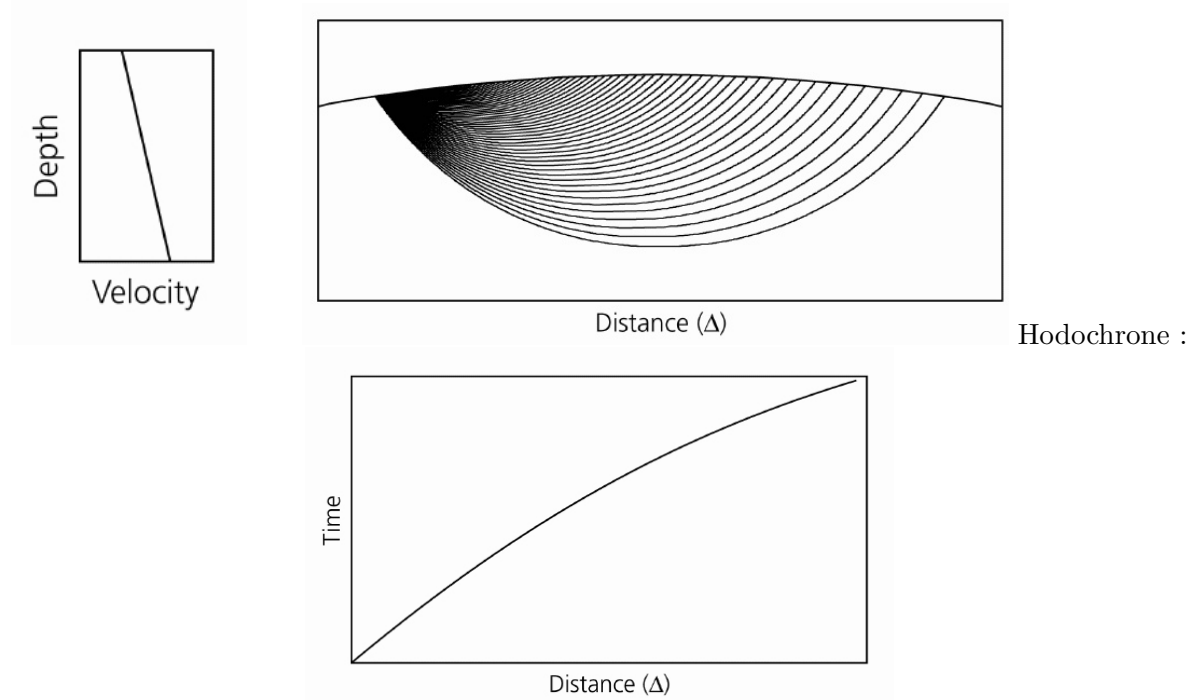
4.7.1 Définition

Si on connaît les profils radiaux de vitesse $\alpha(r)$ et $\beta(r)$, on peut tracer les rais dans la planète et construire les hodochrones associées.

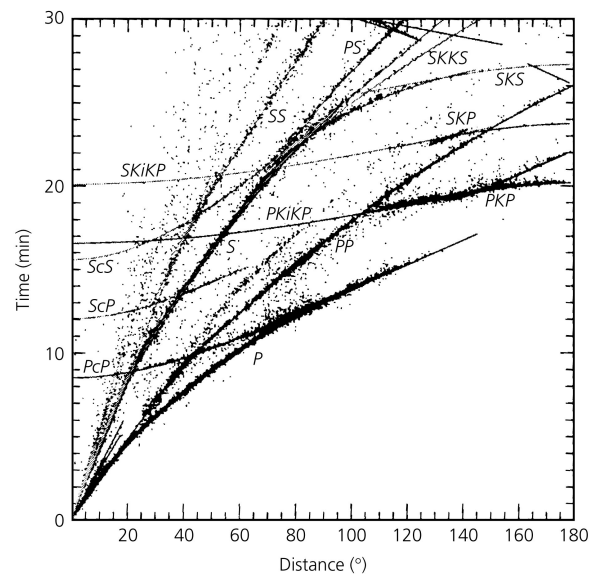
Une hodochrone est une courbe donnant le temps d'arrivée d'une onde émise par une source en fonction de la distance à cette source Δ . Δ s'exprime en degrés.



Exemple dans le cas d'un gradient de vitesse constant :



4.7.2 Les hodochrones de la Terre

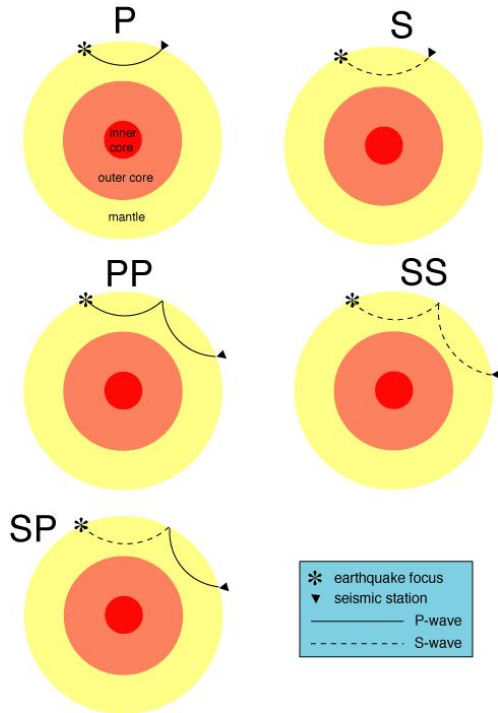


Leur observation a permis d'éplucher la structure en oignon de la Terre. Les lettres que vous voyez correspondent à différentes phases sismiques.



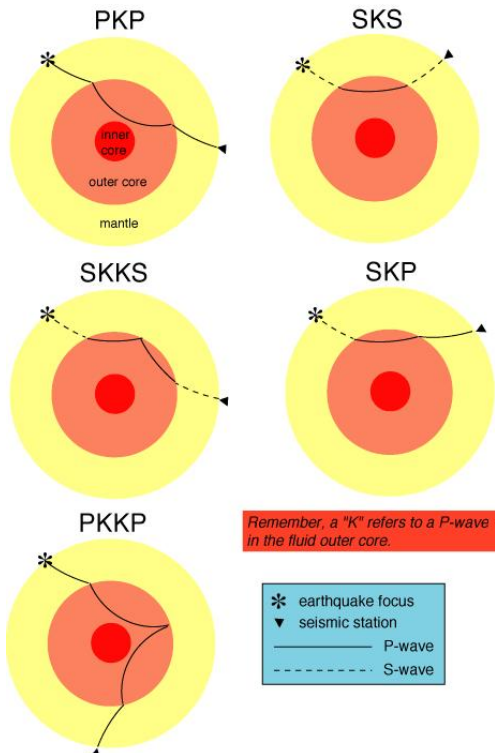
4.8 Phases sismiques terrestres

4.8.1 Les phases du manteau



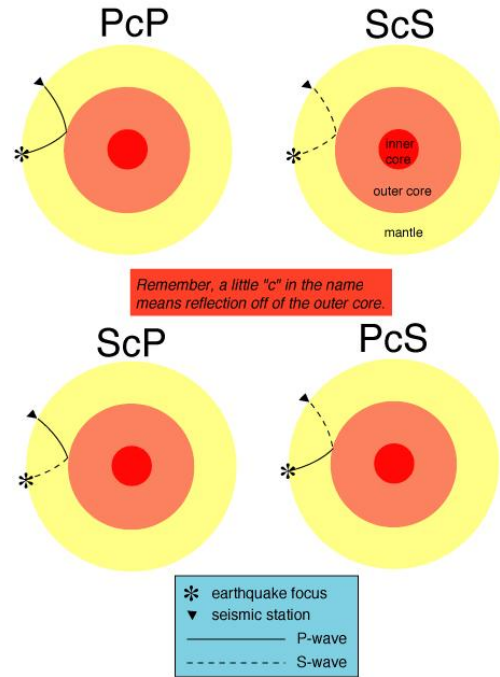
Source : Princeton University

4.8.3 Les phases du noyau



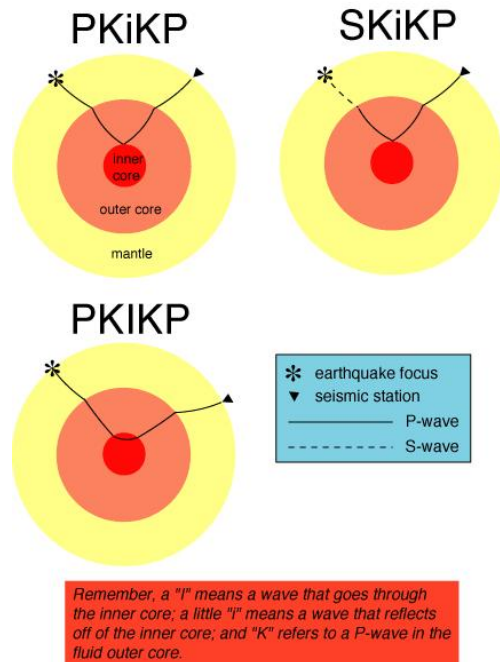
Source : Princeton University

4.8.2 Les phases réfléchies à la FNM



Source : Princeton University

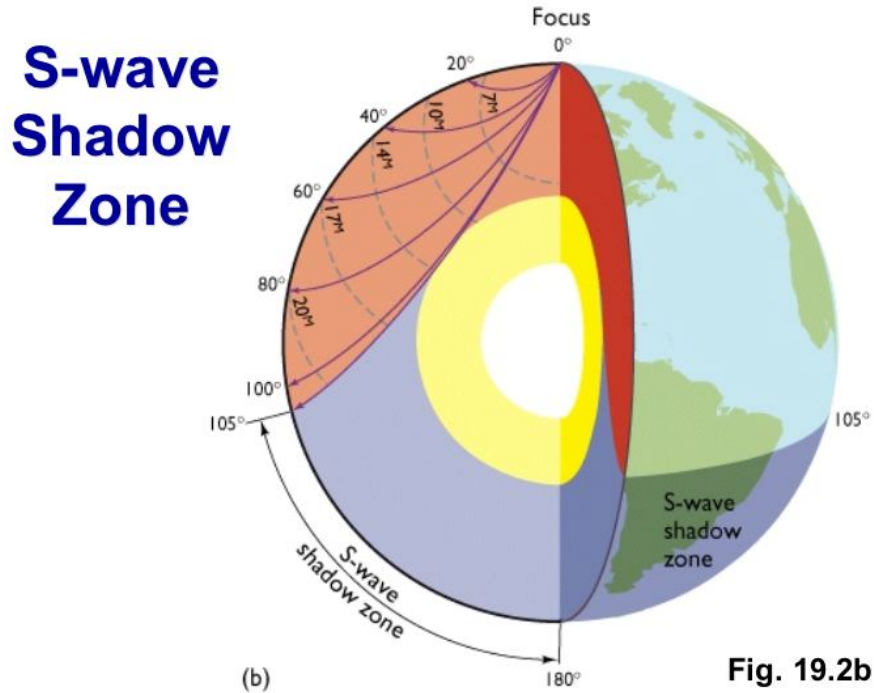
4.8.4 Les phases de la graine



Source : Princeton University

4.8.7 La zone d'ombre du noyau

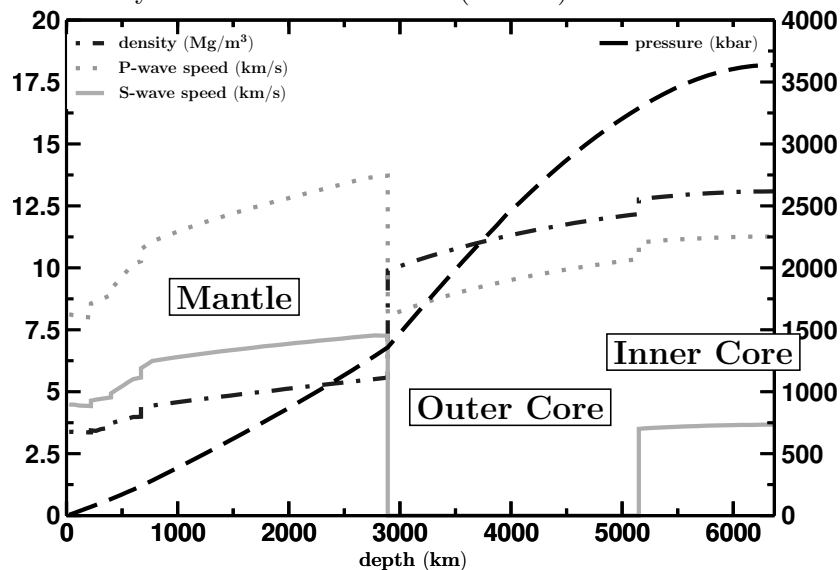
Sa mise en évidence a permis d'établir l'existence du noyau.



4.9 Modèles sismologiques de Terre

Donnent $\alpha(r)$, $\beta(r)$, and $\rho(r)$.

Exemple : le Preliminary Reference Earth Model (PREM) de Dziewonski & Anderson (1981).



NB : $M_{\oplus}$ et C sont deux contraintes pour la construction de ce type de modèle.

4.10 Notions de tomographie sismique

4.10.1 Introduction

Idée : passer d'une description 1D (r) à une description 3D (r, θ, ϕ). La tomographie sismique a pour but de fournir une carte tridimensionnelle de la vitesse des ondes sismiques dans la Terre.

PREM (ou un autre) sert de modèle de référence.

On veut contraindre les hétérogénéités latérales de vitesse :

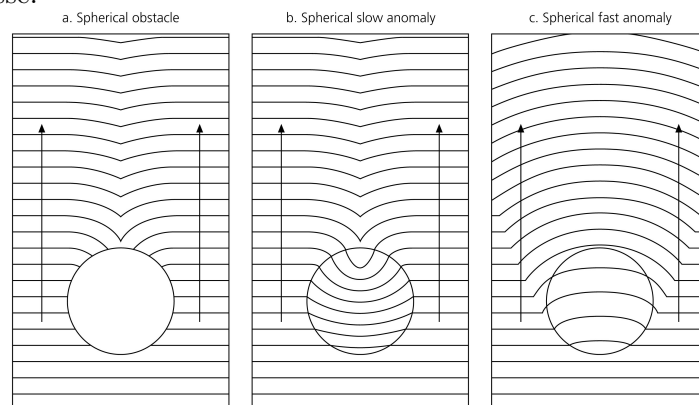
$$\alpha(r, \theta, \phi) = \alpha_0(r) + \delta\alpha(r, \theta, \phi)$$

- $\alpha_0(r)$ est la vitesse de référence,
- $\delta\alpha(r, \theta, \phi)$ est l'anomalie de vitesse.

$\delta\alpha/\alpha_0$ n'excède jamais quelques %.

4.10.2 Comment faire ?

Une technique consiste à mesurer des anomalies de temps de trajet pour contraindre les anomalies de vitesse.

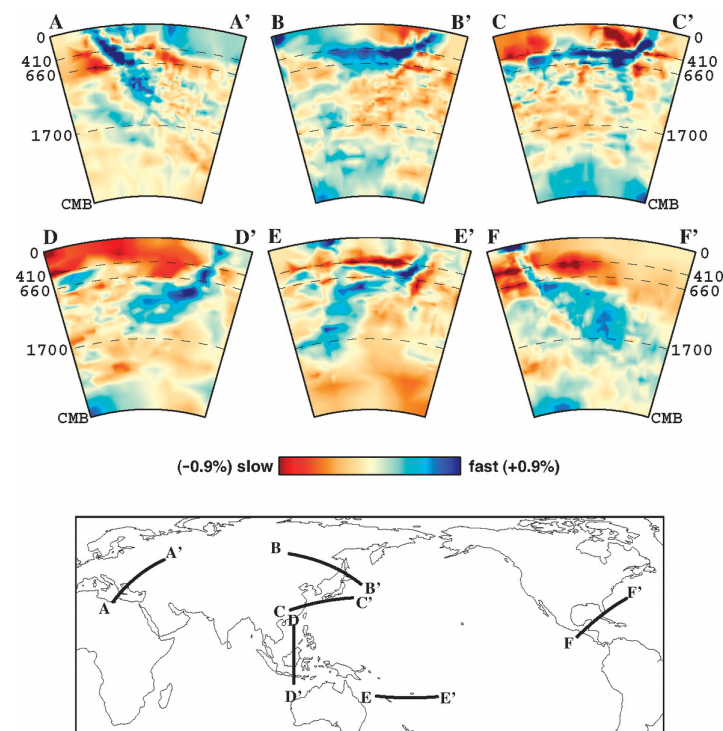


Les tomographes travaillent sur une phase donnée (P,S, etc.) et utilisent plusieurs milliers (millions) de données de temps de trajet.

NB : Huygens → les anomalies lentes sont moins faciles à détecter que les anomalies rapides (*wavefront healing*).



4.10.3 Un exemple de tomographie d'ondes P



(figure tirée d'un papier de revue de Romanowicz, 2003, *Annu. Rev. Geoph. Space Phys.* groupe de Van der Hilst, MIT)

- Vitesse rapide : matériel chaud ou froid ?
- Qu'observez-vous ?
- Qu'en déduisez-vous sur la convection dans le manteau ?



Chapitre 5

Géothermie

5.1 Introduction

La géothermie a pour objet l'étude des caractéristiques de la chaleur interne de la Terre et, par extension, l'exploitation de cette source d'énergie par les sociétés.

NB : La quasi-totalité de la chaleur d'origine externe est renvoyée par rayonnement par l'atmosphère et à la surface de la Terre.

$\oplus$: gigantesque machine thermique.

Dissipation de l'énergie interne contrôle sa dynamique actuelle et l'histoire de son évolution (formation de la croûte, du manteau, du noyau).

Température T : pas mesurable directement en profondeur (qqes km de profondeur au max).

$\Rightarrow$ Extrapolation des données de surface (sismologie + minéralogie HT/HP + hypothèses sur le transport de chaleur).

5.2 Origine de la chaleur interne de la Terre

5.2.1 Désintégration des éléments radioactifs

Les éléments radioactifs lors de leur désintégration émettent un dégagement d'énergie sous forme d'émission de rayonnement γ ou d'émission de particules (α , β , noyaux) dont le freinage dans les matériaux environnants dégage d'importantes quantités de chaleur. C'est ce même phénomène qui est utilisé pour produire de la chaleur dans les centrales nucléaires à fission.

Trois éléments participent principalement à la production de chaleur dans la Terre. Sont en jeu les isotopes

- de l'uranium, ^{238}U et ^{235}U ,
- du thorium, ^{232}Th ,
- du potassium, ^{40}K .

5.2.2 Rappels sur la radioactivité :

Le nombre d'atomes désintégrés entre t et $t+dt$ est proportionnel au nombre d'atomes présents à l'instant t , N . N passe donc de N à $N + dN$ ($dN < 0$) avec

$$dN = -\lambda N dt.$$

λ est la constante de désintégration. Si $N_0 = N(t=0)$:

$$N(t) = N_0 \exp(-\lambda t).$$

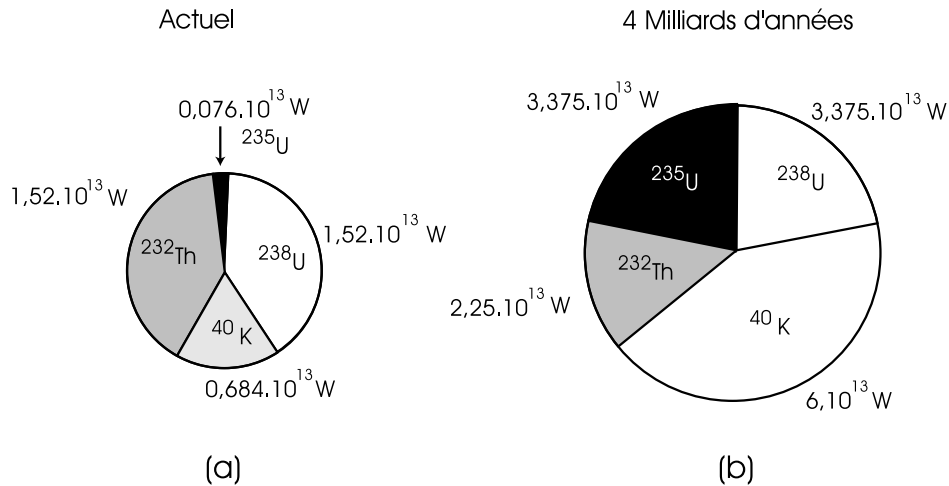
Période (demi-vie) τ : $N(\tau) = N_0/2 \Leftrightarrow \tau = \ln 2/\lambda$.

isotopes	^{235}U	^{238}U	^{232}Th	^{40}K
τ (Ga)	0,70	4,47	14,0	1,35

La radioactivité joue encore un rôle aujourd'hui.

Géochimie : concentration des différents isotopes dans la Terre.

⇒ Calcul de la chaleur produite par chacun de ces isotopes maintenant, et dans le passé [cf. TD].



Larroque & Virieux (2001)

Le Watt W : chaleur dégagée par unité de temps.

$$1 \text{ W} = 1 \text{ J.s}^{-1} = 1 \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-3}$$

L'unité appropriée à un objet de la taille de la Terre est le teraWatt :

$$1 \text{ TW} = 10^{12} \text{ W}.$$

5.2.3 Chaleur de changement d'état et de différenciation

Changement d'état (et transition de phase)

- Changement d'état liquide–solide → dégagement de chaleur (eau–glace).

C'est la chaleur latente de changement d'état L (en J.kg^{-1}).

Refroidissement de la terre → cristallisation du liquide du noyau → puissance calorifique P_L conduite et transportée jusqu'à la surface.

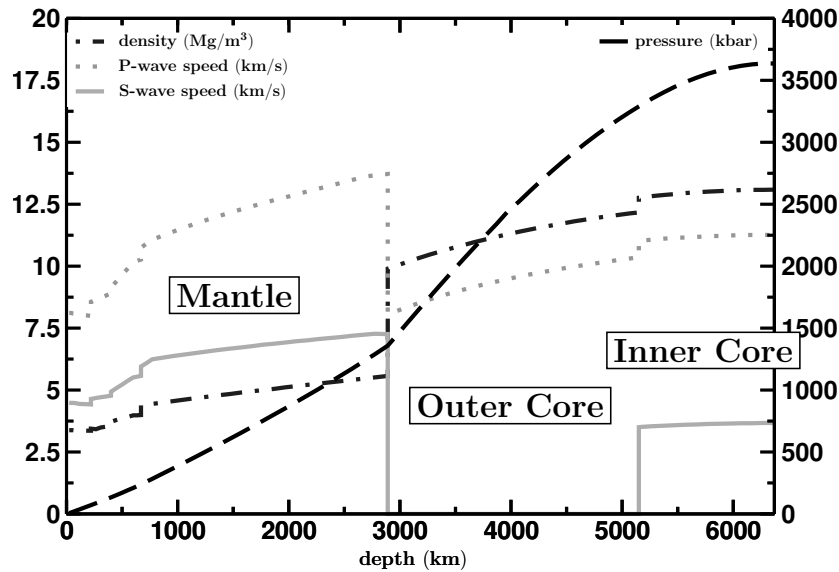
Estimation [cf. TD] :

$$P_L = 0,6.10^{12} \text{ W} = \mathbf{0,6 \text{ TW}}.$$

- Dans la zone de transition du manteau (410–670 km de profondeur) : changements de phase minéralogique ($\mathbf{0,6 \text{ TW}}$).

Rappel : un modèle 1D de la structure de la Terre : PREM.





Différentiation

- Mouvements $\Rightarrow$ différenciation entre éléments denses et légers.
 - $\rightarrow$ Croûte extraite du manteau.
 - $\rightarrow$ Cristallisation fractionnée de la graine : *Fe* et *Ni* vont préférentiellement dans le solide, *Si*, *O*, *S* (?) dans le liquide.
- $\Rightarrow$ Diminution de l'énergie potentielle qui se transforme en chaleur.

Estimation de la puissance associée : 1 TW.

5.2.4 Refroidissement séculaire

- Les $\neq$ sources évoquées n'expliquent pas la totalité du flux de chaleur mesuré en surface $\Rightarrow$ La Terre se refroidit (évacuation de la chaleur emmagasinée au cours de l'histoire de la Terre).

NB : le flux de chaleur est la quantité de chaleur traversant une unité de surface par unité de temps. Il s'exprime donc en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

- Il peut s'agir de la chaleur accumulée lors de l'accrétion de la Terre Q_a ou bien de la chaleur radioactive produite par le passé qui n'a pu être évacuée Q_r .
- Modèles numériques : $Q_a < Q_r$.
- Le refroidissement séculaire provient de chaleur radioactive ou aussi d'instationnarités dans le système dynamique de la Terre.
- Q : La machine thermique Terre est-elle en régime stationnaire ?
- Nous évaluons que ce refroidissement contribue à **20 %** du flux évacué en surface.

Q : À quelle perte de température moyenne cette quantité de chaleur correspond-elle ?

Lien entre la perte de chaleur d'un volume (de masse m) et la puissance calorifique P évacuée à sa surface : capacité calorifique C .

$$P = mC \frac{dT}{dt}.$$

C en $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.

Application [cf. TD] : Quel temps faut-il pour évacuer l'énergie calorifique engendrée par une baisse de température globale de la Terre de 1 K, en évacuant une puissance thermique de 1 TW à la surface ?



5.2.5 Dilatation thermique et variation d'énergie potentielle

- Variation de température $\Rightarrow$ variation de volume.
- Coefficient de dilatation thermique α :

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha (T - T_0)].$$

α en K^{-1} . Pour les roches du manteau $\alpha \simeq 2.10^{-5} \text{ K}^{-1}$.

- Exemple : quelle serait la variation $\Delta R_{\oplus}$ de $R_{\oplus}$ correspondant à une chute de température globale interne de 1 K ?
Réponse **[cf. TD]** : $\Delta R_{\oplus} = -42 \text{ m}$.
- Cette contraction entraîne une réduction de l'énergie potentielle de la Terre qui se transforme en chaleur **[cf. TD]**.
- On évalue actuellement la puissance associée à **2 TW**.

5.2.6 Et les marées solides ?

L'attraction gravitationnelle du soleil et de la lune tend à faire diminuer la valeur de la vitesse de rotation de la Terre sur elle-même. L'énergie cinétique de rotation perdue est dissipée dans les océans (par les marées), et peut-être aussi pour partie dans la Terre Solide. De nombreuses incertitudes demeurent sur la puissance associée à ce dernier effet (qui pourrait donc contribuer au bilan global). Une valeur de $0,5 \pm 0,5 \text{ TW}$ n'est pas à exclure.

Voici un extrait du livre de Verhoogen, *Energetics of the Earth* (1980), à ce propos. (Notez l'élégance du style.)

TIDAL FRICTION

The gravitational attractions of the sun and moon produce a tidal deformation of the oceans and of the solid earth. Frictional dissipation of rotational kinetic energy accelerates the earth by an amount $\dot{\omega}_T$, a magnitude that has been a matter for debate for two centuries. The subject is by no means closed, as much uncertainty remains as to the magnitude of the tidal deceleration and the mechanism of dissipation, whether in ocean tides or in solid-earth tides. The acceleration $\dot{\omega}_T$ of lunar origin can, in principle, be determined from the acceleration $\dot{h}$ of the moon's orbital motion, if conservation of angular momentum for the earth-moon system is assumed. The lunar acceleration $\dot{h}$ can, again in principle, be determined from observations of the moon's position in ephemeris or atomic time. Until a few years ago, the accepted value of $\dot{h}$ was $-22 \text{ arc sec/century}^2$, with a corresponding $\dot{\omega}_T = -5 \times 10^{-22}/\text{s}^2$. Modern observations have generally tended to increase (almost double) the value of $\dot{h}$ (Rochester, 1973), but a recent determination from lunar-

range measurements puts it back to -24.6 arc sec/century² (Calame and Mulholland, 1978). These figures are difficult to check against the historical record of past eclipses because the earth's mantle also sustains accelerations from a variety of sources, including electromagnetic torques associated with fluctuations of the magnetic field. Yukutake (1972) has shown that the long-period (≈ 8000 years) oscillation of the magnetic field may have caused in the last 2000 years a mantle acceleration of the order of $1 \times 10^{-22}/\text{s}^2$. The matter is further complicated by the possibility of a secular change in G , the gravitational constant.

Counting daily growth rings in fossil corals and other shell-building invertebrates has provided estimates of the number of days in a lunar month and in a year at known times in the geological past. When Newton reviewed the data in 1968 (Newton, 1968), he was led to conclude that G may be decreasing at a rate of the order of 1 part in 10^8 per century, while the moment of inertia C of the earth must have increased by a few percent in the last 350 million years. The uncertainties involved in counting growth rings are, however, so large that no great weight can be attached to these results.

It would seem now that all that can be said is that the tidal deceleration of the earth is probably between 5×10^{-22} and $10 \times 10^{-22}/\text{s}^2$, with a corresponding decrease in rotational kinetic energy in the range 3×10^{12} – 6×10^{12} W, roughly 10 percent of the present surface heat flow.

There has been a long-lasting debate as to whether dissipation, and hence heat production, occurs mainly in the oceanic tides (particularly shallow-sea tides) or in an imperfectly elastic mantle (solid-earth tides). Lambeck (1975) has reviewed the matter while calculating the acceleration of the moon's orbital motion from available models of the oceanic tides. The value of $\dot{n}$ he thus finds (-35 ± 4 arc sec/century²) is sufficiently close to recent astronomical determinations to allow him to conclude that a very major part, if not all, of the moon's acceleration is caused by dissipation in the oceans. The total loss of rotational energy is, according to him, about 5.7×10^{12} W, the oceans accounting for about 5×10^{12} W. The balance of 0.7×10^{12} W could be interpreted as a source of heat in the mantle but is hardly significant, as it represents the small difference between two large and uncertain numbers.

A well-known consequence of the tidal slowing of the earth's rotation is that the moon's mean distance c from the earth must increase at a rate that is presently of the order of a few centimeters per year. As the tidal dissipation varies as c^{-6} , it must have been much larger in earlier times. It is thus possible that in the early days of the earth-moon system, when the moon was much closer to the earth, internal heat generation by

Energy Sources 23

solid-earth tides may have been much larger than it is now. The early history of the earth-moon system is, however, not well understood. Although it is agreed that capture of the moon may have constituted a thermal event of the first magnitude for the earth, it is not agreed as to when capture occurred, if indeed it did. Just one more uncertainty in the thermal history of our planet!

5.2.7 Bilan

CQFR : Les chiffres de flux de chaleur de la Terre sont mal connus (au mieux à 10% près pour chacune des contributions).

- Observation et généralisation des données de surface pas simple.
- Hypothèses géochimiques et géodynamiques difficiles à étayer.

Retenons le tableau suivant à titre indicatif :

Source	Puissance associée
Chaleur radioactive	28 TW
Chaleur latente	1 TW
Refroidissement	8 TW
Énergie potentielle	3 TW
Puissance totale	40 TW

Ceci correspond à un flux moyen de **78 mW.m⁻²**.

5.3 Chaleur : définition et transport

- Pendant longtemps, les scientifiques ont cru que la chaleur était une grandeur fondamentale qui se conservait. Ils comparaient la chaleur à un fluide (**le calorique**) qui coulait du milieu chaud vers le milieu froid.
- Progrès de la thermodynamique : le travail peut être transformé en chaleur et vice-versa. La non-conservation du **calorique** a amené sa disparition.
- Température : mesure de l'énergie cinétique des atomes au sens microscopique.
- Chaleur : quantité macroscopique qui correspond à la diffusion (thermique) de l'agitation des milieux chauds vers les milieux froids.

La chaleur peut être transportée par trois moyens :

- par rayonnement,
- par conduction,
- par convection.

5.3.1 Transport par rayonnement

- Tout solide est le siège de vibrations thermiques : une partie de cette énergie est transportée directement sous forme de rayonnement électromagnétique.
- **Mécanisme de diffusion : rayonnement électromagnétique.**
- Corps noir : corps qui absorbe (et réémet) d'une manière égale quelque soit la longueur d'onde. Son rayonnement n'est fonction que de sa température.
- Ex : Rayonnement solaire (1400 W.m⁻²). Une partie de ce rayonnement est dans le visible.
 - Une grande partie est absorbée (et réémise) dans l'atmosphère.
 - Le sol terrestre rayonne un flux de 320 W.m⁻², ce qui équilibre le flux reçu du soleil.
 - Q : qu'est-ce que l'effet de serre ?

À l'intérieur de la Terre : le rayonnement est négligeable.

- T augmente,
- mais p augmente et annihile l'effet du rayonnement.

Au premier ordre, on dit que la Terre interne est **opaque** au rayonnement.

Mécanismes plus efficaces : conduction et convection.

5.3.2 Transport par conduction

- **Mécanisme de diffusion :**

- k en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Plus k est grand, meilleure est la conduction.

H : production de chaleur volumétrique par les éléments radioactifs.

$\kappa = \frac{k}{\rho C}$: diffusivité thermique (en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

→ pour calculer le géotherme **[cf. TD]** ($T_{\oplus}(z)$).

5.3.3 Transport par convection

- Mécanisme de transport : la matière chaude se met elle-même en mouvement si la conduction n'est pas assez efficace.
- Plus compliqué : la thermique est couplée à la dynamique du fluide.
- Vigueur de la convection : le nombre de Rayleigh

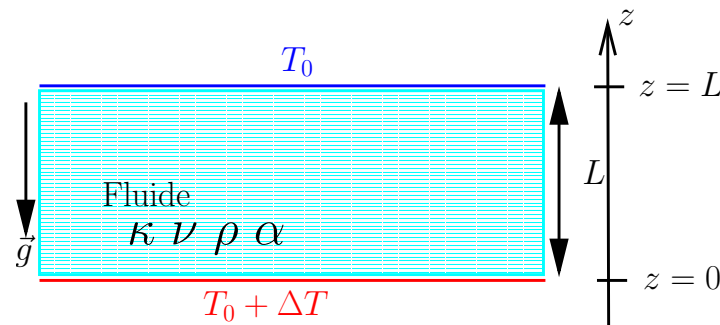
$$Ra = \frac{g\alpha\Delta TL^3}{\kappa\nu}.$$

- g : accélération de la gravité ; ΔT contraste de température.
- L : taille du système ; κ : diffusivité thermique.
- ν : viscosité cinématique du fluide en m^2s^{-1} .
- CQFR : $Ra \propto L^3 \Rightarrow$ Les systèmes naturels (de grande taille) convectent !



Profil moyen de température

Convection de Rayleigh–Bénard : on impose une différence de température ΔT entre 2 plaques horizontales.



- Si ΔT est assez petit (on dit que le nombre de Rayleigh est *sous-critique*), le transport de chaleur se fait par conduction, et le fluide ne se met pas en mouvement. $T(z)$ satisfait à l'équation de la chaleur stationnaire sans source (radioactive) de chaleur :

$$\frac{d^2T}{dz^2} = 0, \text{ avec } T(z=0) = T_0 + \Delta T \text{ et } T(z=L) = T_0.$$

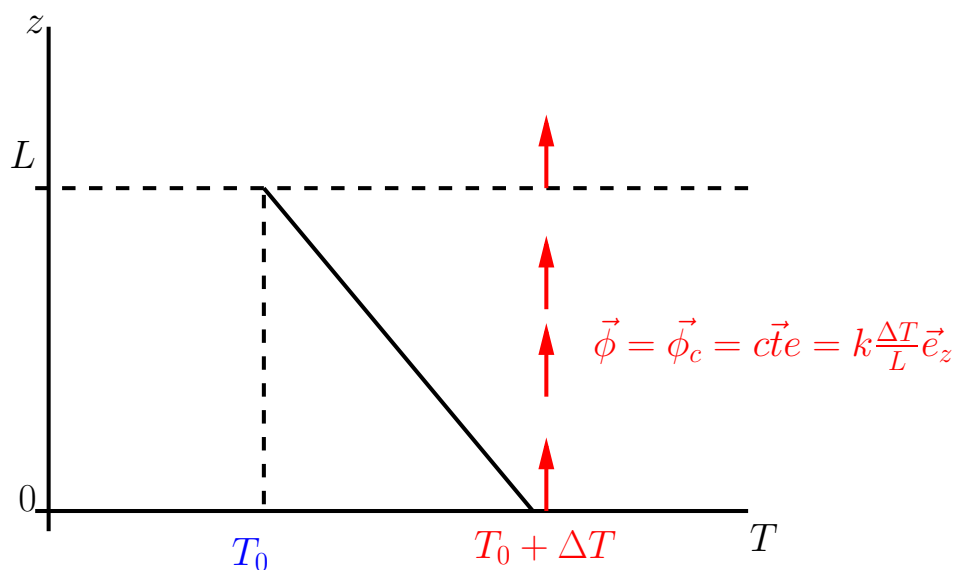
La solution donne le profil linéaire suivant

$$T(z) = T_0 + \frac{\Delta T}{L}(L - z).$$

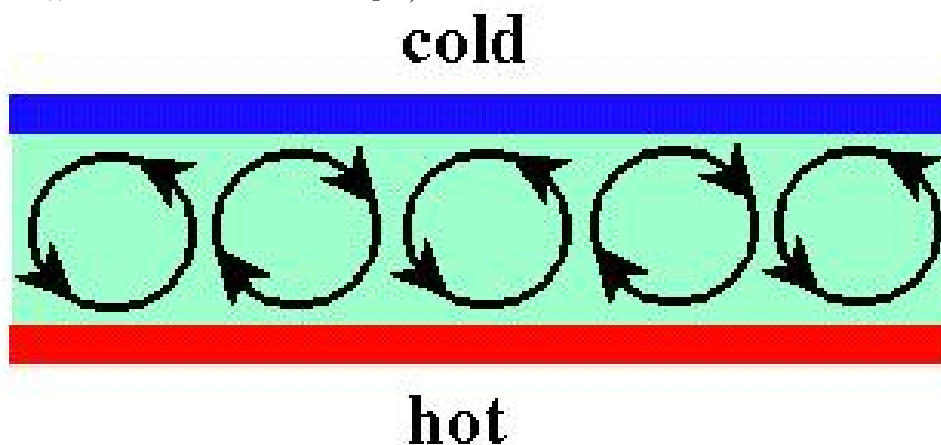
Le flux conductif est constant, dirigé vers le haut (du chaud vers le froid), et vaut

$$\phi_c = k \frac{\Delta T}{L}.$$

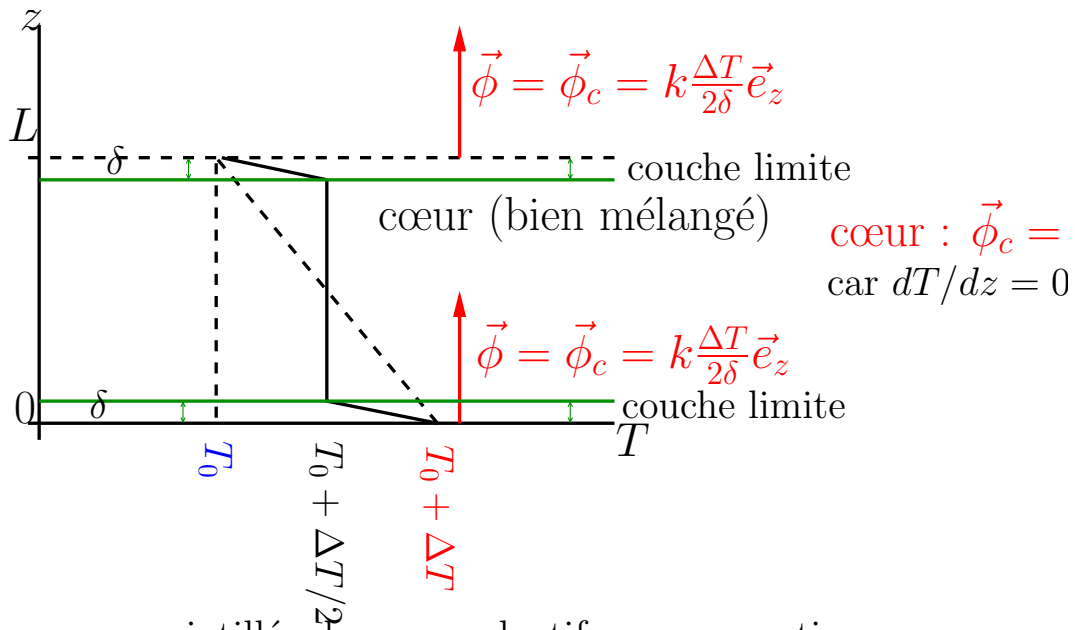




- Si ΔT est assez grand (on dit que le nombre de Rayleigh est *sur-critique*), la conduction ne suffit plus et le fluide se met en mouvement pour évacuer l'excès de chaleur. Pour Ra faiblement sur-critique (Ra_c est toujours $\approx 10^3$), le mouvement s'organise en rouleaux. (Si $Ra \gg Ra_c$, l'écoulement est chaotique).



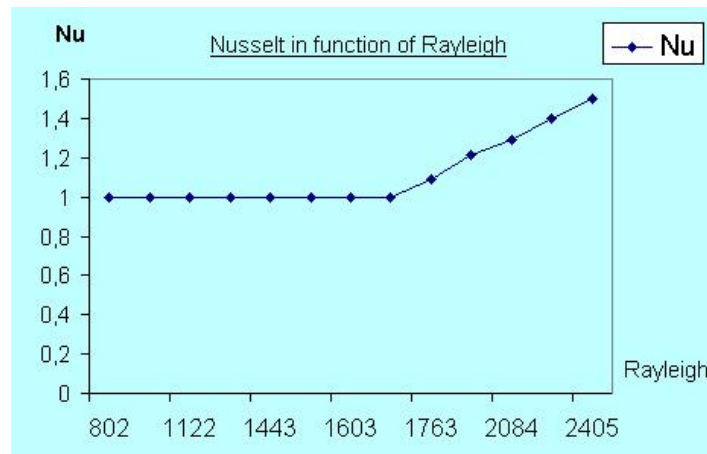
Le profil de température prend schématiquement l'allure suivante :



Dans les couches limites, le mouvement vertical est faible, et le transport de chaleur s'effectue par conduction.

On peut évaluer l'efficacité de la convection / à la conduction en calculant le rapport des flux de chaleur à la surface. On appelle ce rapport (sans dimension) le nombre de Nusselt Nu .

$$Nu = \frac{\phi}{\phi_{ref}} = \frac{k\Delta T/2\delta}{k\Delta T/L} = \frac{L}{2\delta}$$



Q : Que se passe-t-il à la rupture de pente ?

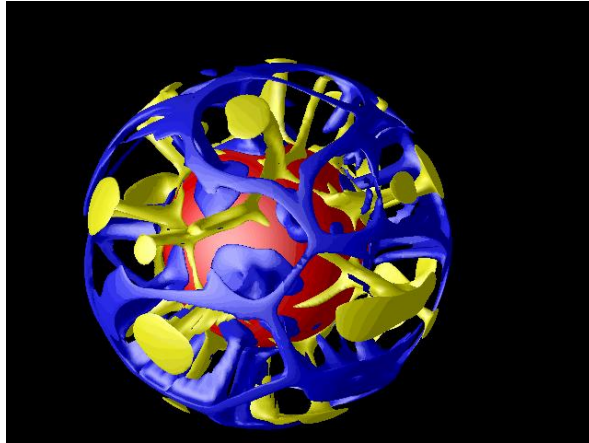
Convection dans le manteau terrestre

Pour le manteau terrestre : $Ra > 10^6$. (chauffage à la base + isotopes radioactifs).

L'écoulement est plus compliqué (la viscosité dépend de la température, milieu stratifié, etc.)

Q : À votre avis, quelle est la couche limite supérieure pour ce système convectif ?





$Ra = 2,6 \cdot 10^6$. Shijie Zhong, University of Boulder . <http://anquetil.colorado.edu/szhong/>

5.4 Distribution du flux de chaleur à la surface de la Terre

5.4.1 Principe des mesures

Dans la lithosphère (couche limite sup.), le transport se fait par conduction. Loi de Fourier
 $\Rightarrow$ il faut connaître k et $\frac{dT}{dz}$.

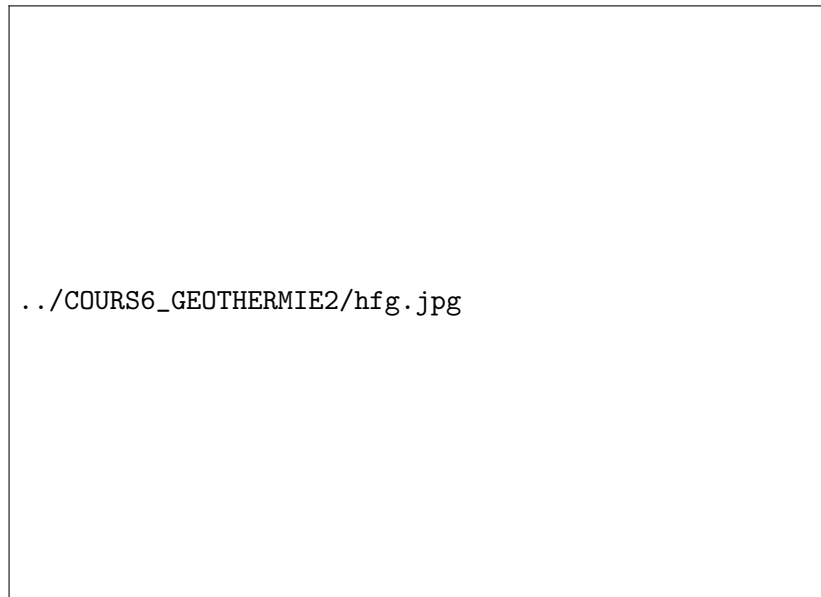
- Sur les continents :
 - Mesure de k : expériences de laboratoire [cf. TD].
 - Mesure de $\frac{dT}{dz}$: forages profonds (pas d'influence climatique) : au moins 200m. Attendre que le liquide stagnant dans le forage s'équilibre avec le milieu environnant. Puis mesures de $T(z)$ à différentes profondeurs.



- À la base des océans : plus facile car les fonds océaniques gardent une température constante au cours du temps.
 - On laisse tomber une canne qui s'enfonce dans les sédiments (sur 3m).
 - On mesure T le long de la canne.
 - k : on chauffe en un point de la canne et on mesure les δT le long de la canne.



5.4.2 Distribution du flux de chaleur



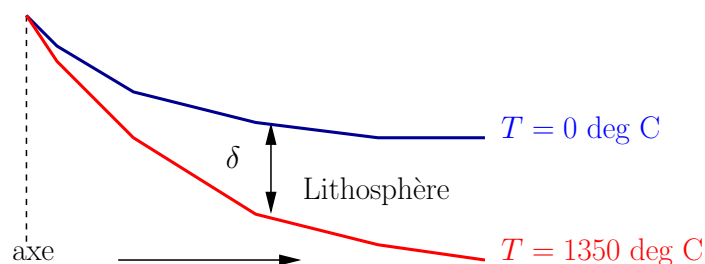
Par C. Jaupart, dans Nataf et Sommeria, La physique de la Terre (2000)

Grandes variations régionales

- Maxima : régions volcaniques (dorsales océaniques, volcans intraplaques).
- Minima : NE Pacifique (plus vieille CO), Vieux socles continentaux (Afrique, Sibérie, Canada).

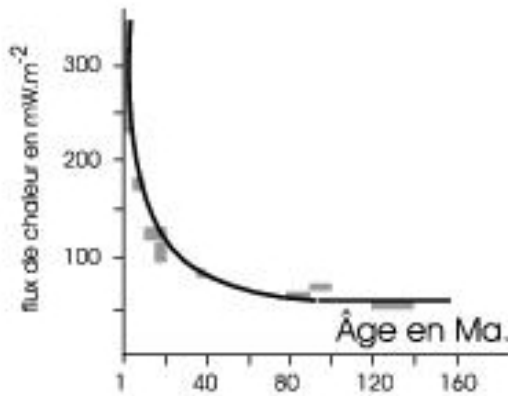
5.4.3 Le flux de chaleur à la surface des océans

- Analyse relativement simple :
 - La lithosphère océanique (LO) est plus jeune que la lithosphère continentale (LC) (max. 180 Ma).
 - Épargnée par les processus qui perturbent l'état thermique (tectonique, érosion).
- Facteur principal : Refroidissement de la LO à partir de sa zone de formation au niveau de la dorsale.
- Corrélation flux / âge.



Modèle de refroidissement conductif simple : $\delta \propto \sqrt{\text{âge}}$. $\Rightarrow \text{Flux} \propto 1/\sqrt{\text{âge}}$.

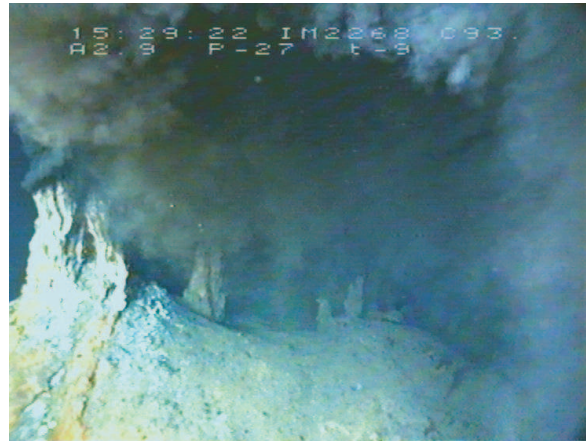
Données (Larroque & Virieux, d'après Sclater, Jaupart et ...,1980).



Bon accord avec le modèle de refroidissement simple.

Pour la LO jeune (< 55 Ma) :

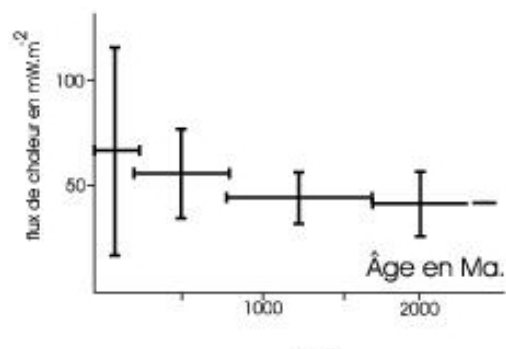
Un autre facteur accélère le refroidissement (et $\uparrow \phi$) : c'est la circulation hydrothermale. Elle contribue à $1/5$ de la chaleur totale évacuée par la CO.



Puissance dégagée par les océans : $\simeq 30$ TW.

5.4.4 Flux de chaleur à la surface des continents

Aussi une corrélation avec l'âge (sur ce graphique : âge = âge depuis la dernière orogénèse).



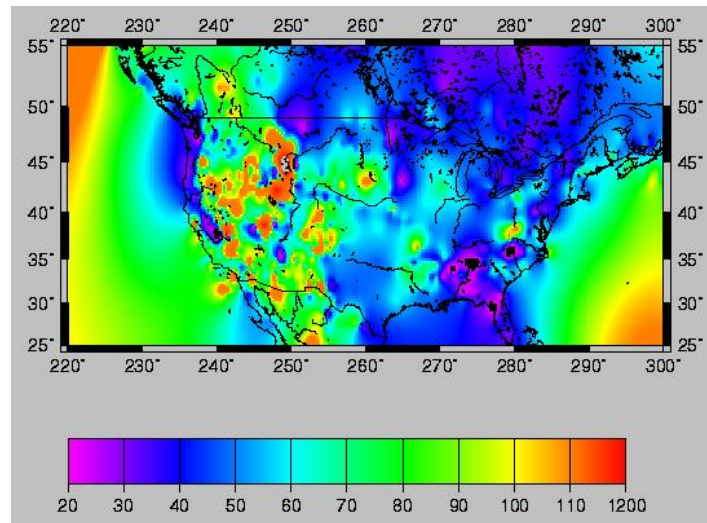
Larroque et Virieux (2001), d'après Sclater et al (1980).

Facteurs influant sur l'état thermique d'un continent :

- U, Th, K fortement concentrés dans CC supérieure.
- Orogénèse $\Rightarrow$ échauffement.
- Amincissement de la LC (*rifting*) $\Rightarrow$ échauffement.
- Érosion $\Rightarrow$ CC sup. $\downarrow \Rightarrow$ concentration en isotopes radioactifs $\downarrow$.

L'érosion provoque le retour à l'équilibre thermique (en plusieurs centaines de Ma).

5.4.5 Exemple de l'Amérique du Nord



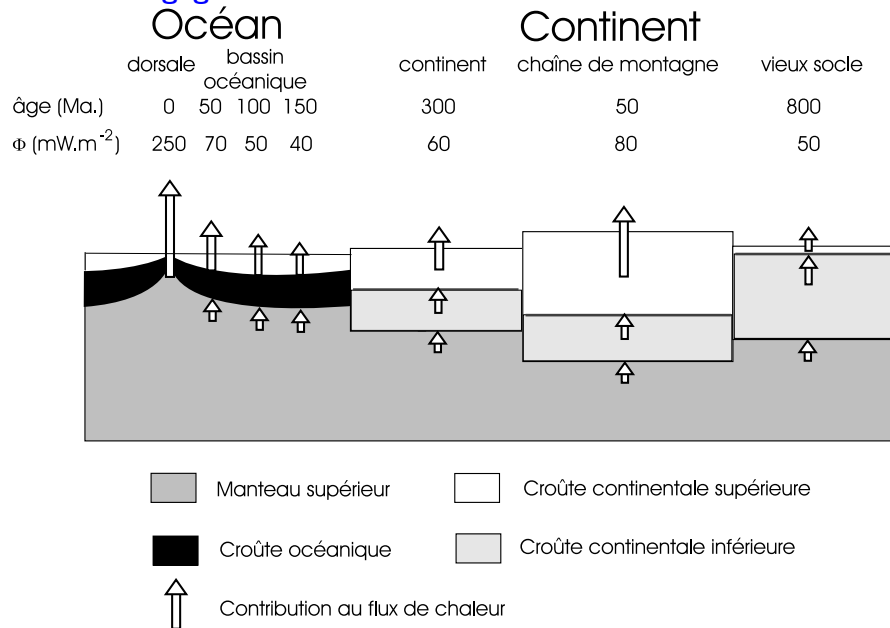
Mareschal (1998)

- Zones actives (Basin and Range, Yellowstone) : Flux élevé.
- Zone stable (bouclier canadien) : Flux faible.

Puissance calorifique évacuée par les continents $\simeq 11$ TW.

5.4.6 Bilan océans–continents

La puissance totale dégagée à la surface est $\simeq 40$ TW.



Larroque et Virieux (2001)

Le flux provenant du manteau correspond en moyenne à $\simeq 25$ mW/m².

5.5 Le géotherme

5.5.1 Définition

C'est le profil moyen de température à l'intérieur de la Terre $T_{\oplus}(r)$.

En supposant un régime stationnaire ($\frac{\partial}{\partial t} = 0$),

- Il faut résoudre l'équation de la chaleur dans les régions où le transport de chaleur se fait par conduction (essentiellement les couches limites thermiques). En coordonnées sphériques

$$0 = \kappa \frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dT}{dr} \right) + \frac{H}{\rho C}.$$

Le gradient de température est assez élevé. Dans les mines (Lord Kelvin 1865), 30 K/km.

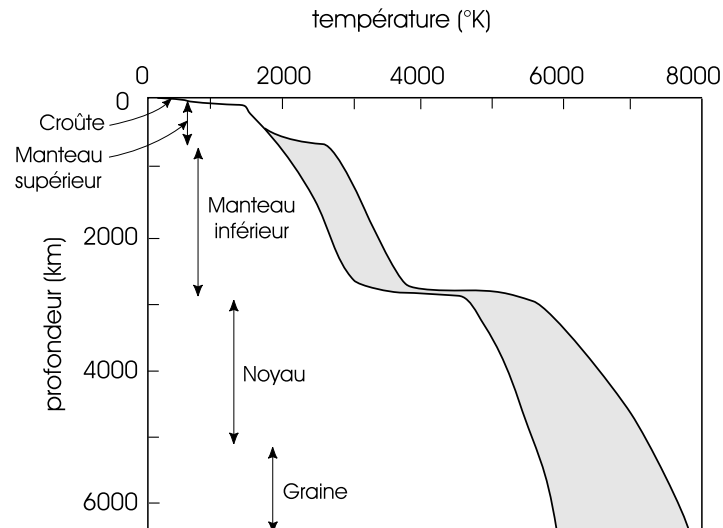
- Dans le cœur des régions convectives, la température augmente [Q : pourquoi ?] plus faiblement.

Problèmes / Incertitudes :

- Valeurs de propriétés physiques à HP/HT.
- Composition chimique exacte de certaines enveloppes.
- Concentration en U, Th, K .

5.5.2 Points d'ancrage du géotherme

1. T à la base de la lithosphère (1350 deg.C).
2. T de la transition de phase à 670 km de prof.
3. T de cristallisation du fer à 5150 km de prof.



Larroque et Virieux (2001), d'après Jeanloz (1988).



Chapitre 6

Géomagnétisme

6.1 Définition

Étude du champ magnétique terrestre et de ses variations spatiales et temporelles. En convertissant toute l'énergie magnétique présente dans l'amphithéâtre D1 du DLST en énergie cinétique de ma gomme, celle-ci se déplacerait à ___ m/s!



6.2 Mesures et observations

6.2.1 Instruments

Magnétomètres à protons.

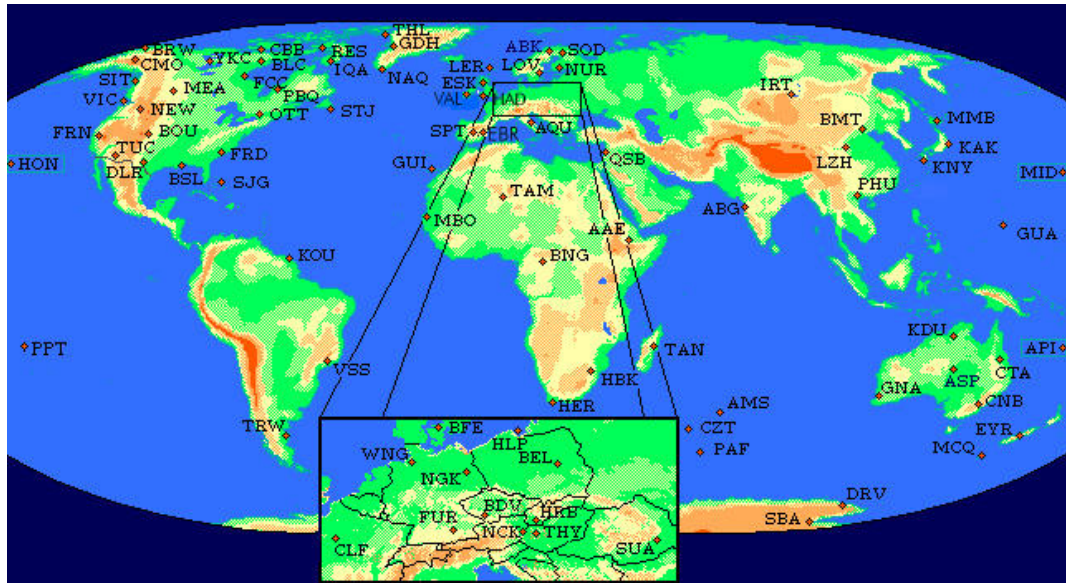


Larroque et Virieux (2001)

- unité : le Tesla (T)
- sensibilité : le nanoTesla (nT)

6.2.2 Observations

Observatoires



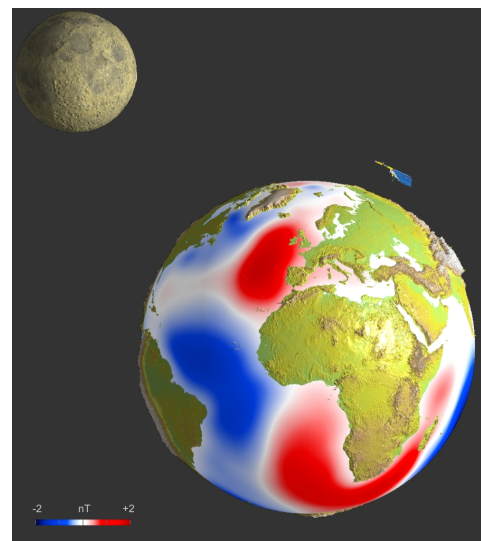
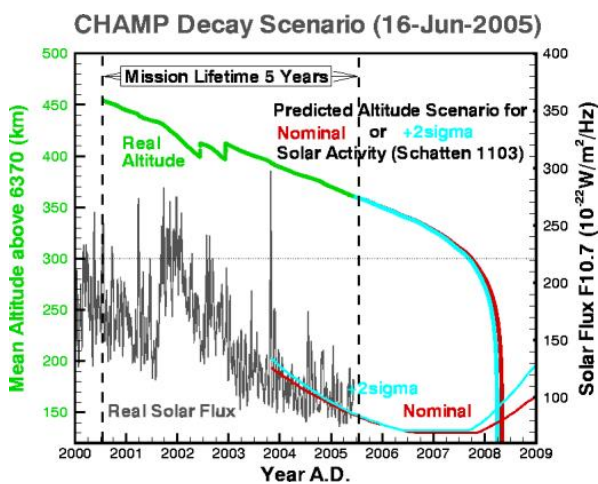
[Intermagnet]. 2 Hz.

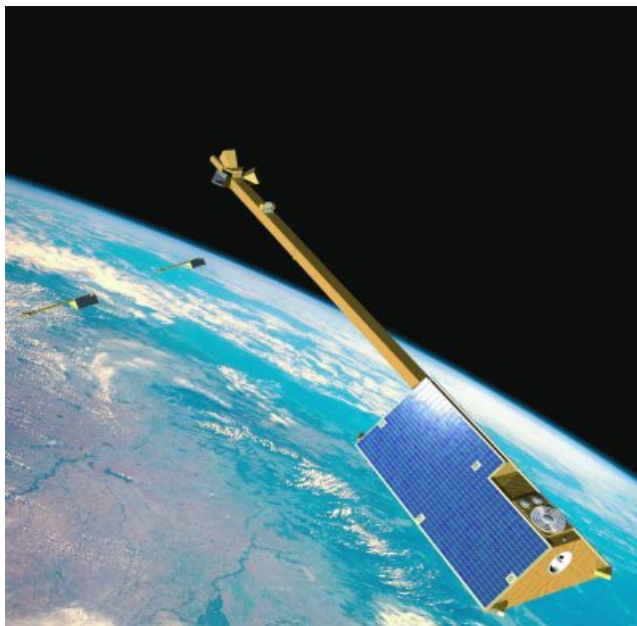
Depuis XIX (sauf FR et UK : XVII) + expéditions marines et aériennes + quelques satellites (depuis 1980).

Satellites

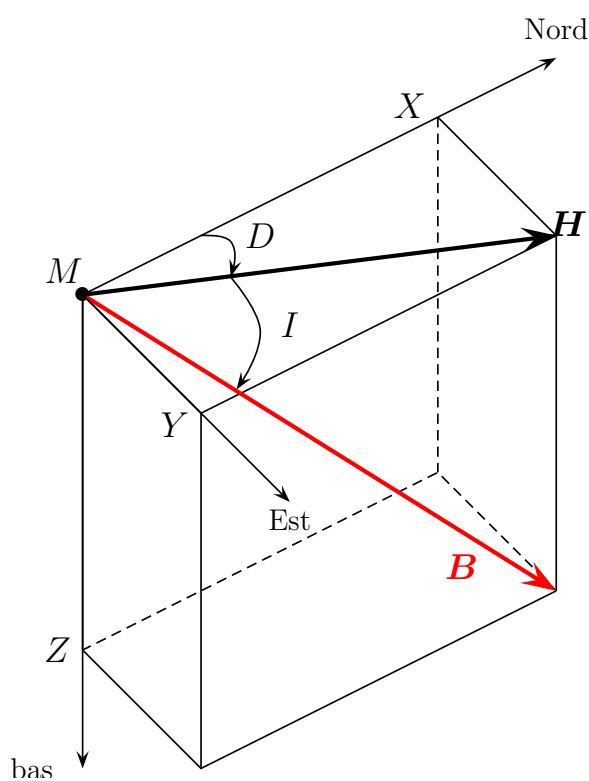


Missions récentes : missions Magsat (1980) / Ørsted (1999-2004) / Champ (2000-) / SAC-C + Swarm à venir (lancement en 4/2010) (ESA).





6.2.3 Notations



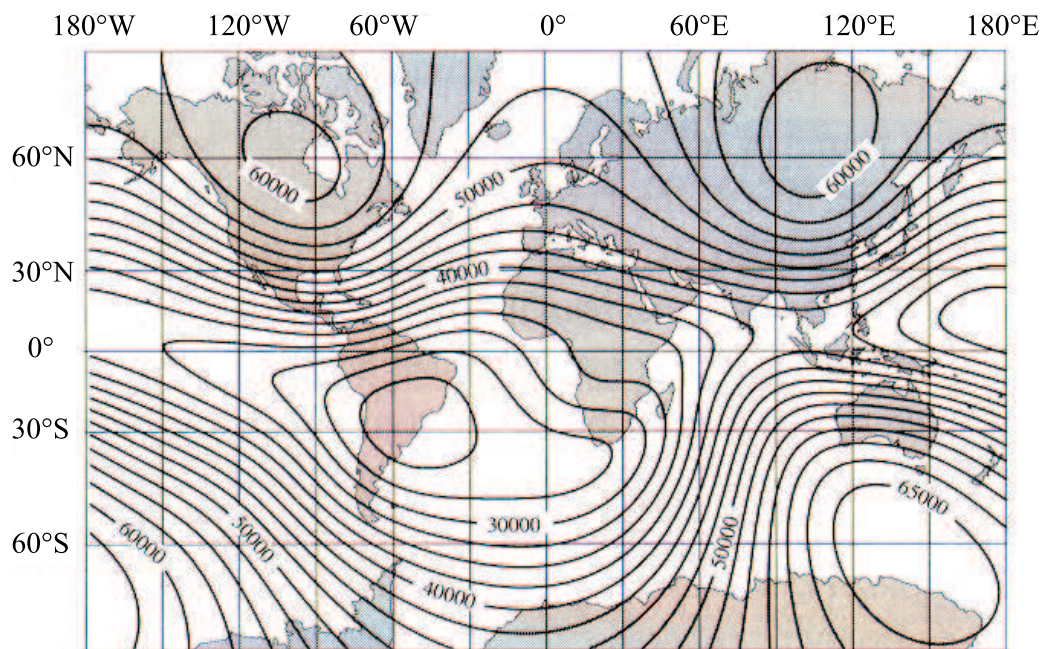
- F : intensité
- H : composante horizontale (X vers le Nord, Y vers l'Est)
- Z : composante verticale (vers le bas!)
- D : déclinaison
- I : inclinaison



6.2.4 Cartes

Carte isomagnétique

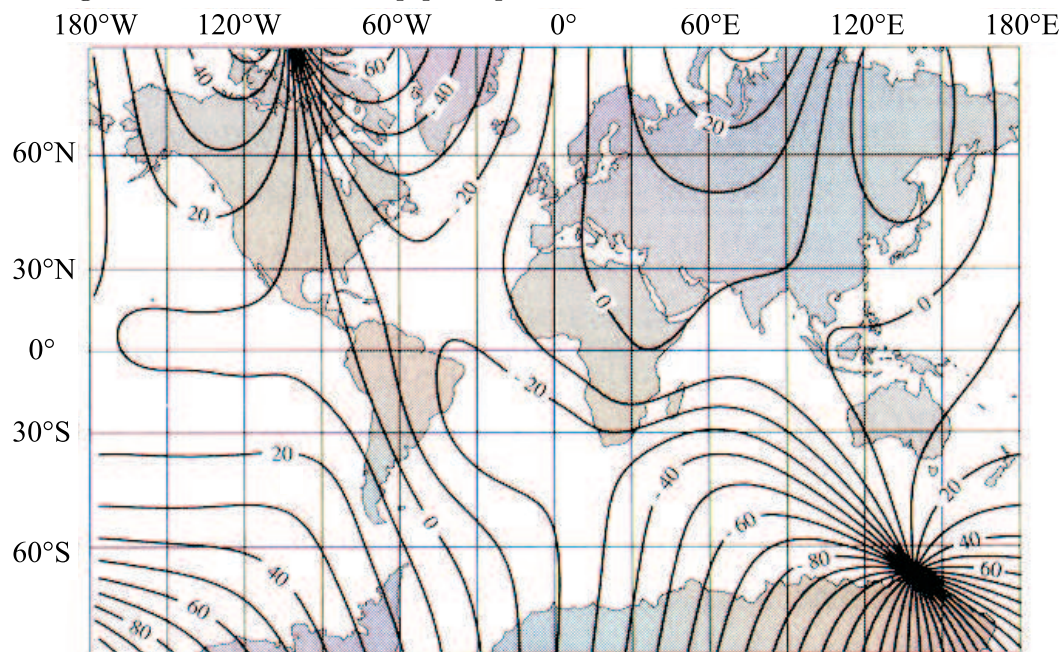
Lignes d'égale module du champ principal (nT).



Larroque et Virieux (2001) $\|\vec{B}\| \approx 50000$ nT dans nos latitudes.

Carte isogonique

Lignes d'égale déclinaison du champ principal.

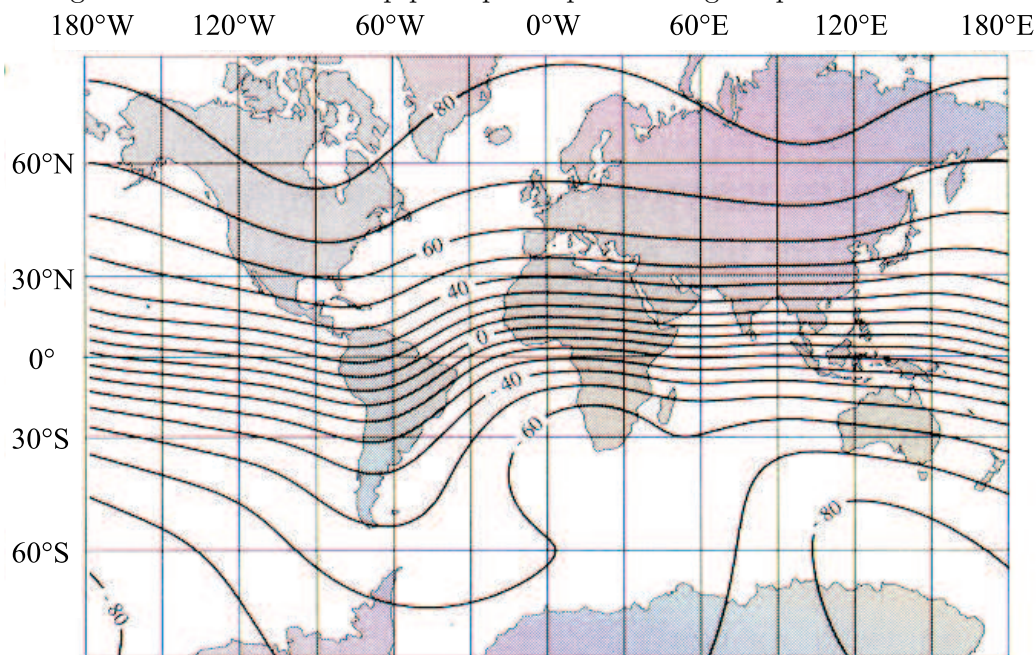


Larroque et Virieux (2001)



Carte isocline

Lignes d'égale inclinaison du champ principal. Équateur magnétique.



Larroque et Virieux (2001)

6.3 Analyse spatiale



C.F. Gauss

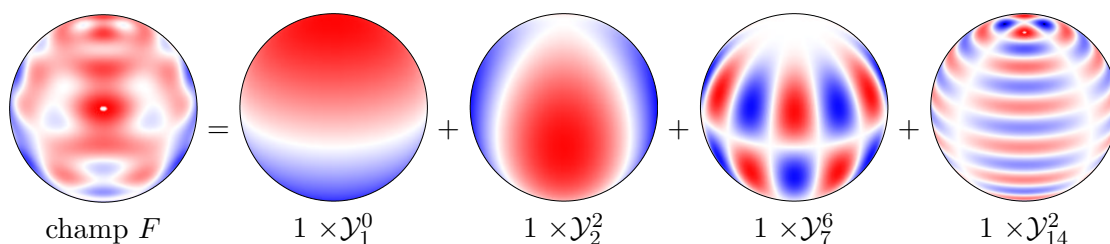
On peut écrire $\vec{B} = -\vec{\nabla}V_{mag}$ à la surface de la Terre. (Attention! Ce n'est pas vrai dans une région qui contient des sources du champ magnétique).

6.3.1 Les harmoniques sphériques

On les note $\mathcal{Y}_l^m(\theta, \phi)$. C'est une base de fonctions (qui se construit rigoureusement, par récurrence) pour représenter des champs (comme le potentiel géomagnétique V_{mag}) sur la sphère, c'est à dire n'importe quelle fonction de θ et ϕ .

- l : degré harmonique.
- m : ordre angulaire. ($m < l$)

Exemple :



On écrit dans ce cas

$$F(\theta, \phi) = \mathcal{Y}_1^0(\theta, \phi) + \mathcal{Y}_2^2(\theta, \phi) + \mathcal{Y}_7^6(\theta, \phi) + \mathcal{Y}_{14}^2(\theta, \phi).$$

Les coefficients de F sur la base sont ici égaux à 1 (pour ces harmoniques) ou à 0 (pour toutes les autres), c'est un « hasard » dicté par le caractère binaire de ma pensée : j'aurais pu prendre n'importe quelle valeur $\in \mathbb{R}$.

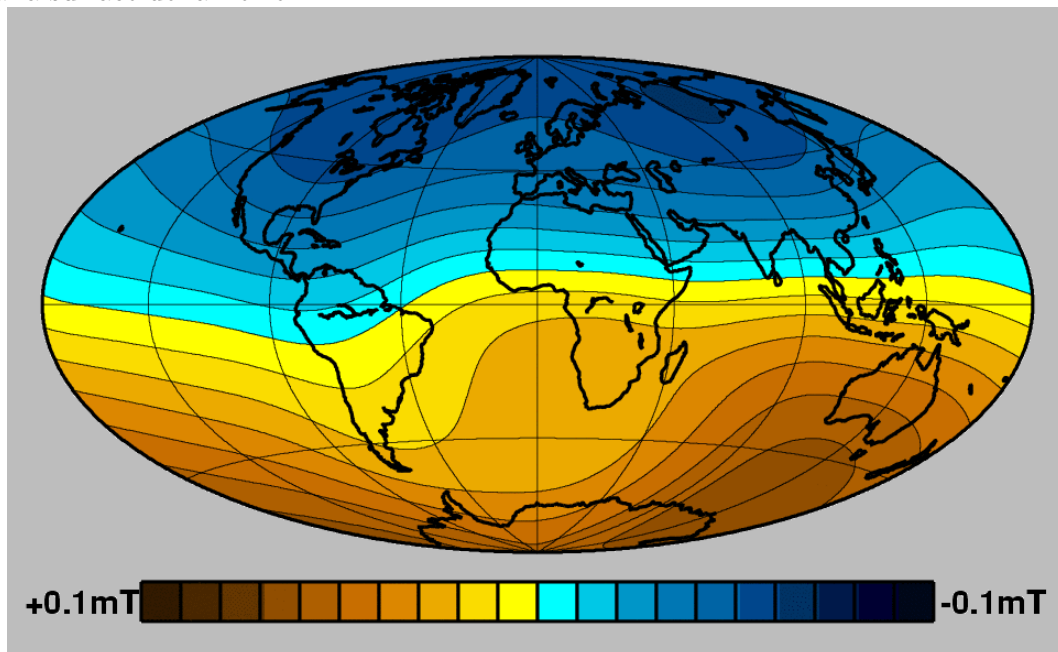
- Si le degré harmonique l augmente, l'échelle spatiale associée diminue.
- On peut faire tendre l (et m) vers l'infini en théorie. En pratique, on tronque à l_{max} .
- Quand $l = 1$, on parle de termes dipolaires.
- Quand $l = 2$, on parle de termes quadrupolaires, etc.

Grâce à l'analyse de V_{mag} à la surface de la Terre en harmoniques sphériques $\mathcal{Y}_l^m$:

- Séparation des sources externes et internes. NB :
 - Sources externes : sources situées à $r > R_{\oplus}$.
 - Sources internes : sources situées à $r < R_{\oplus}$.
- 99% du champ est d'origine interne (créé quelque part sous nos pieds). C'est le **champ magnétique terrestre principal**.

6.3.2 Morphologie du champ principal

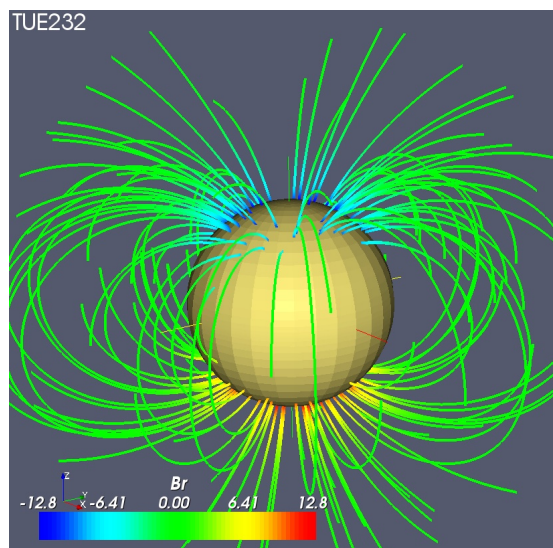
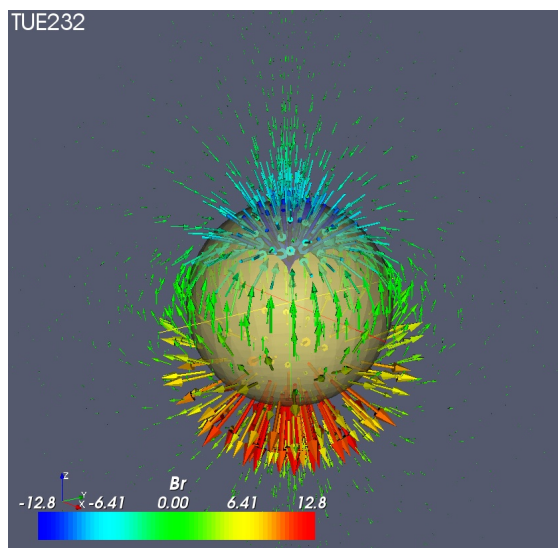
B_r à la surface de la Terre.



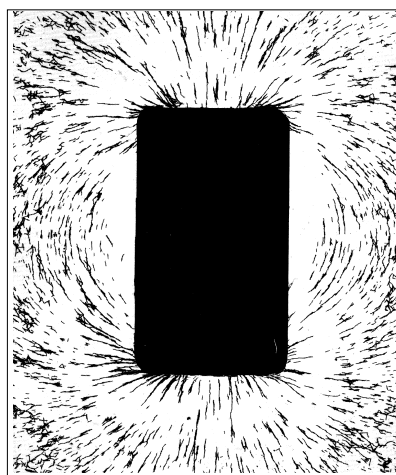
[Holme, GFZ].

Champ et lignes de champ :



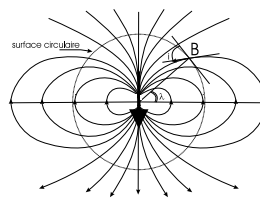


6.3.3 Lignes du champ créé par un aimant



Larroque et Virieux (2001)

$\vec{B}$ est dipolaire au premier ordre. C'est le terme de plus grande échelle du développement en harmoniques sphériques. (Souvenez-vous de $\mathcal{Y}_1^0$)



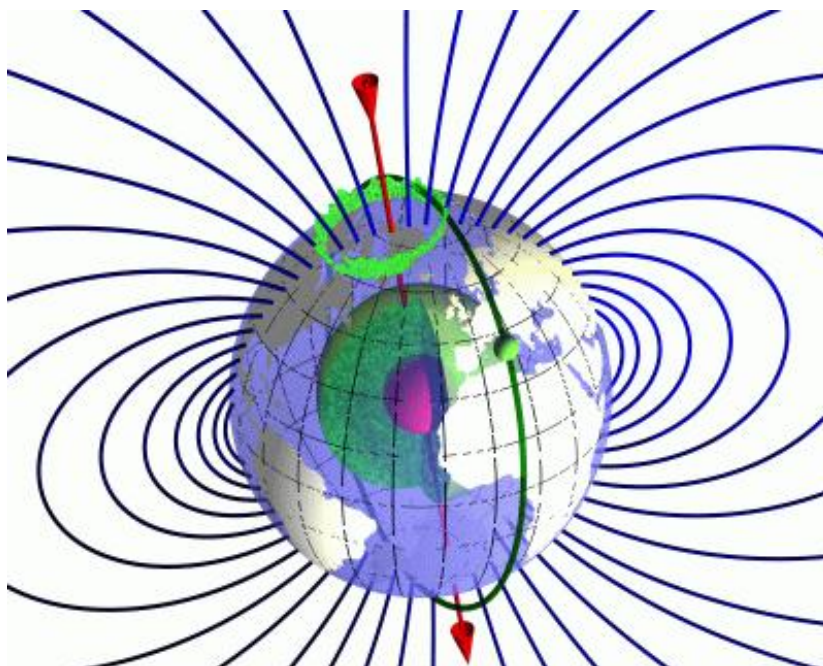
Larroque et Virieux (2001)

Les composantes du champ créé par un dipôle $\vec{\mathcal{M}}$ dirigé selon les z négatifs (l'origine du repère est prise au centre du dipôle) sont :

$$\begin{aligned} B_r &= -\frac{\mu_0 \mathcal{M}}{2\pi r^3} \cos \theta, \\ B_\theta &= -\frac{\mu_0 \mathcal{M}}{4\pi r^3} \sin \theta, \\ B_\phi &= 0. \end{aligned} \quad [\text{cf. TD}]$$

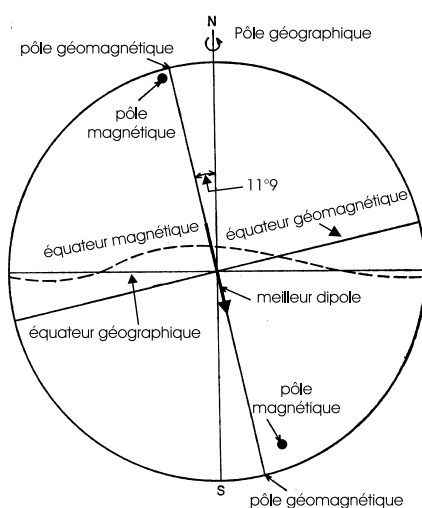
Le dipôle terrestre est penché par rapport au Nord géographique.



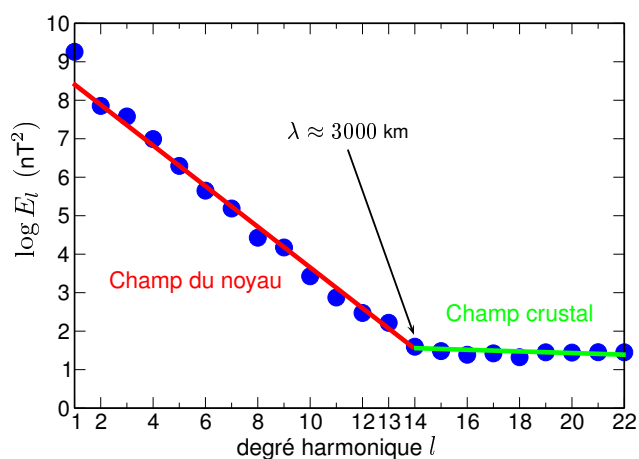


GFZ (Potsdam)

6.3.4 Quelques définitions



6.3.5 Autres échelles (plus petites) : analyse spectrale

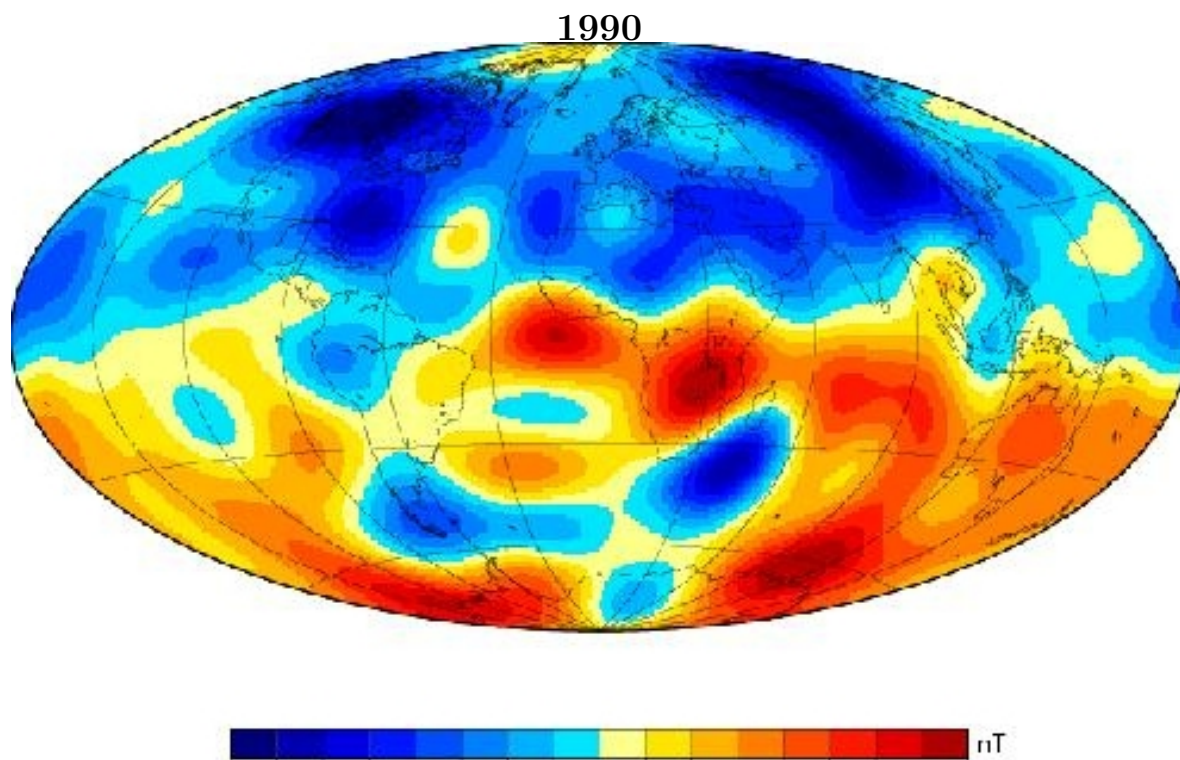


Larroque et Virieux (2001)

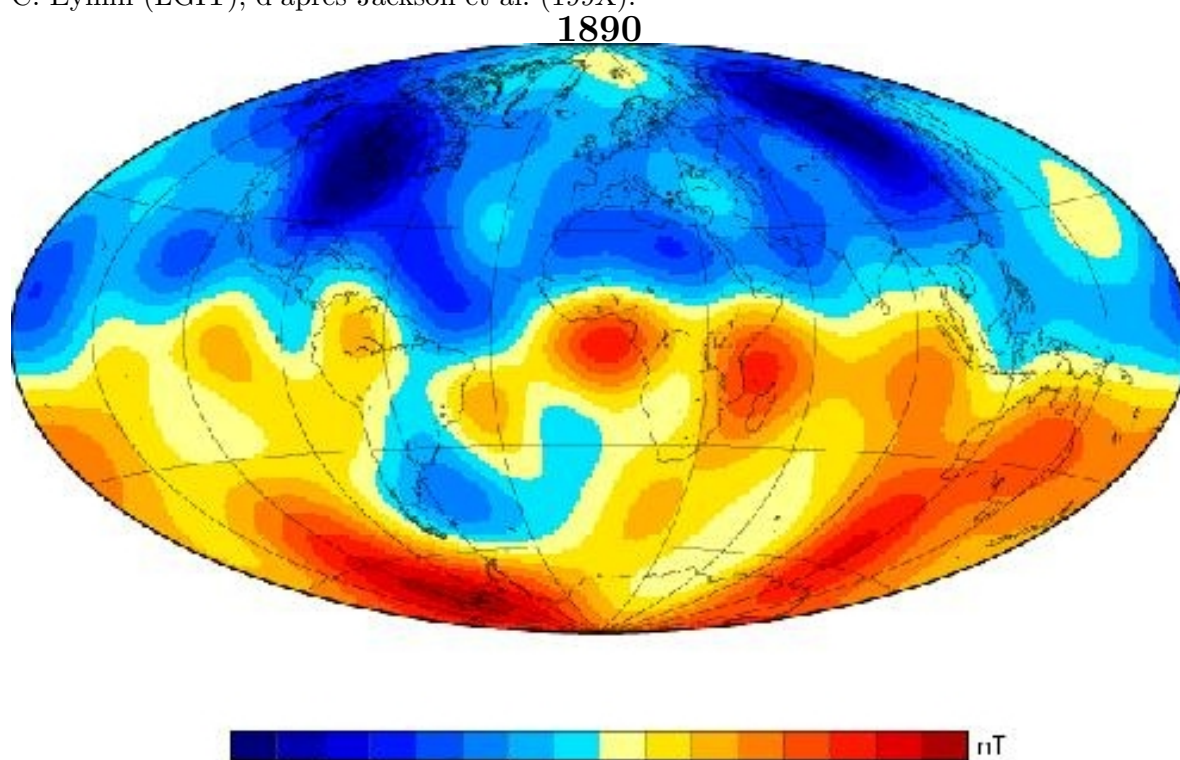
⇒ Le champ est créé dans le noyau !!! Regardons le champ radial à la frontière noyau-manteau (C. Eymin).



6.3.6 Prolongement vers le bas à la frontière noyau–manteau



C. Eymin (LGIT), d'après Jackson et al. (199X).



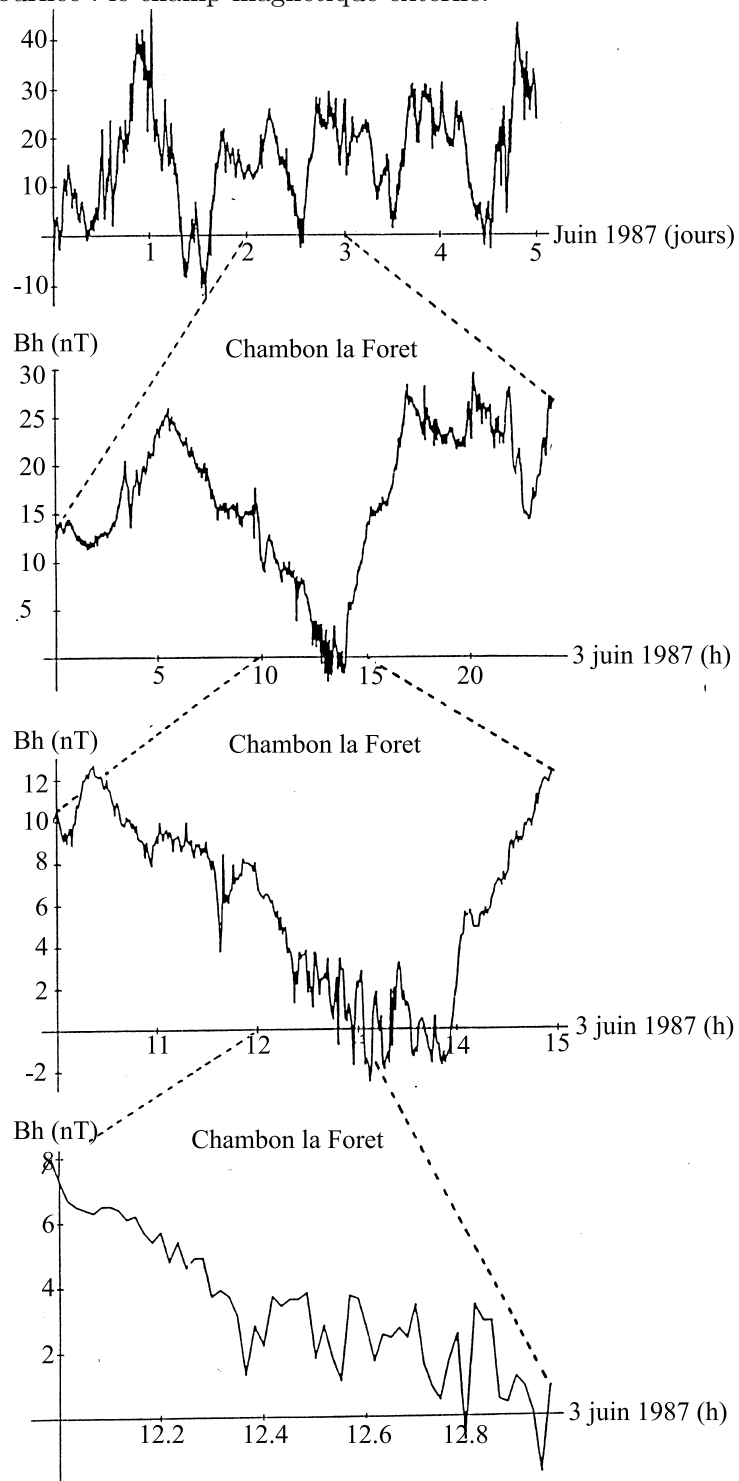
C. Eymin (LGIT), d'après Jackson et al. (199X).



6.4 Variations temporelles

6.4.1 Sur une journée

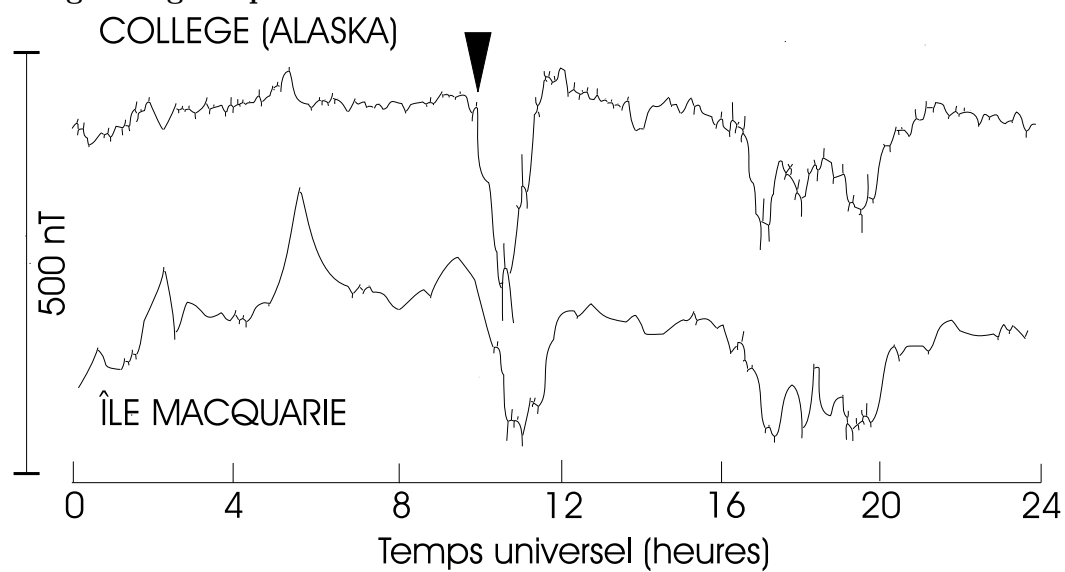
À l'échelle d'une journée : le champ magnétique externe.



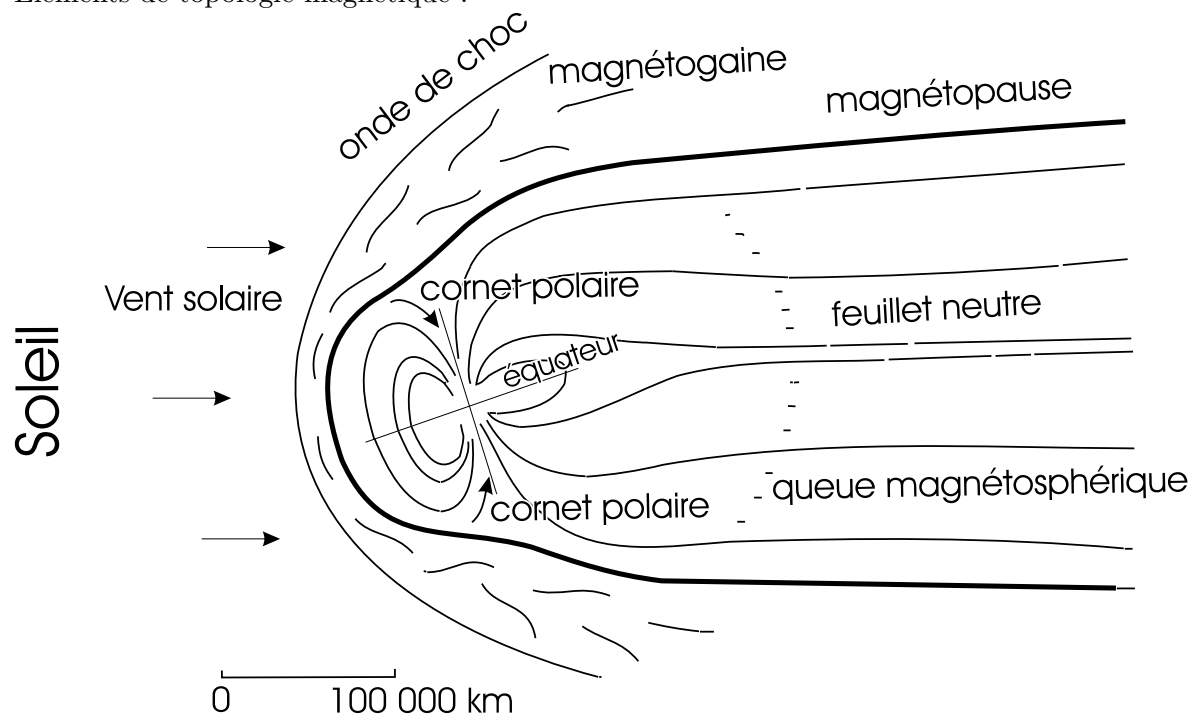
Larroque et Virieux (2001), d'après Gibert



Orages magnétiques



Éléments de topologie magnétique :

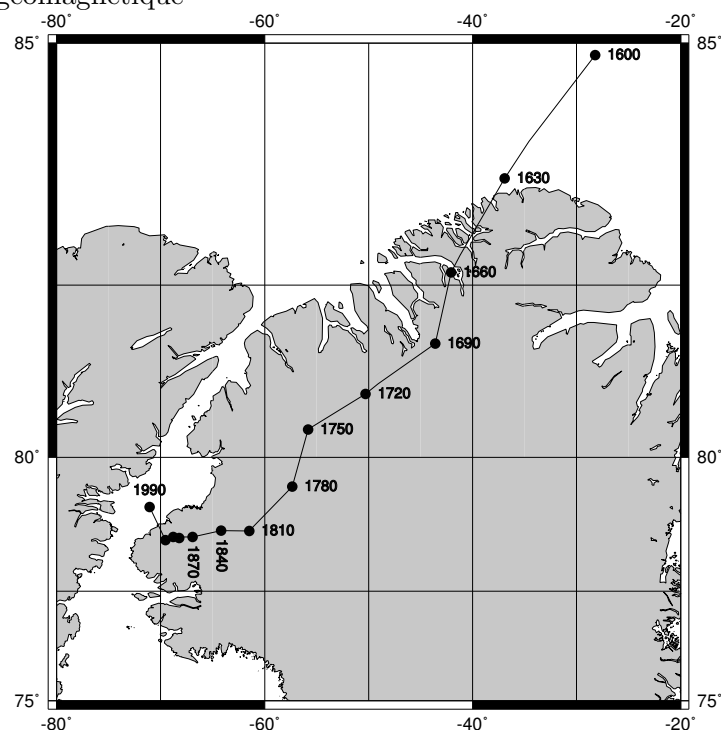


Larroque et Virieux (2001)

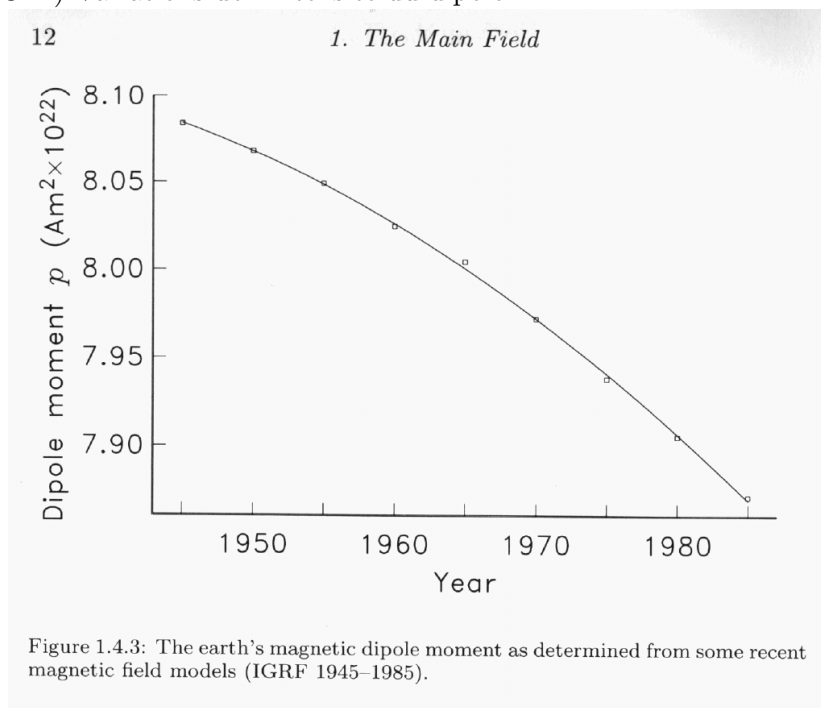


6.4.2 Variation séculaire : de l'année à quelques siècles

Position du pôle géomagnétique



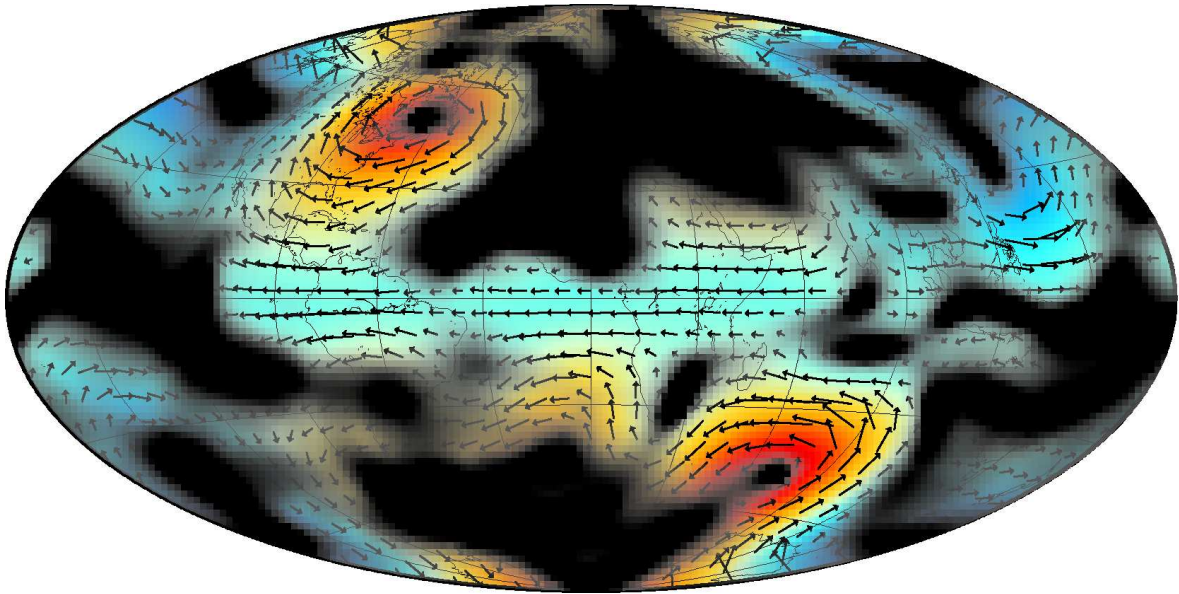
G. L gaut (LGIT) Variations de l'intensité du dipôle :



Backus et al. (1996)



6.4.3 Variation séculaire et mouvements à la surface du noyau



Eymin (2004) ; $\rightarrow$: 37km / an.

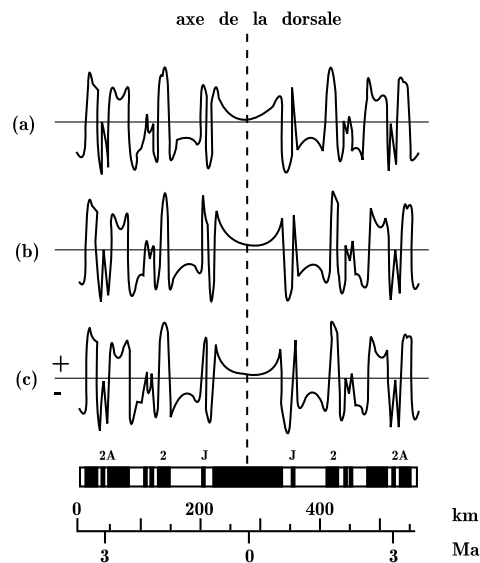
CQFR : Le champ magnétique principal est créé dans le noyau externe de la Terre. Les mouvements de l'alliage de Fer génèrent des courants qui l'entretiennent et empêchent sa disparition par diffusion. Ce champ d'origine interne est caractérisé par une grande variabilité temporelle et spatiale, même si, au premier ordre, on a l'impression de voir le champ créé par un dipôle (qu'on se le dise : il n'existe pas d'aimant permanent géant au centre de la Terre).

Chapitre 7

Paléomagnétisme

7.1 Introduction

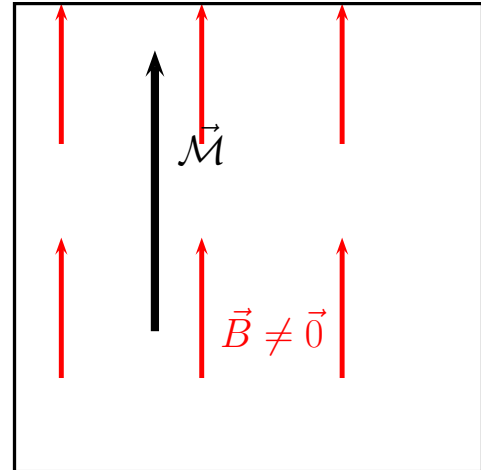
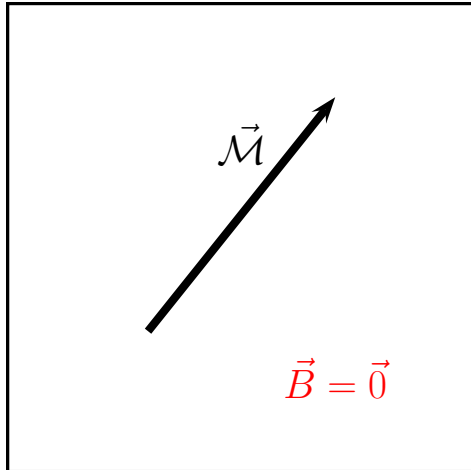
- Étude du champ géomagnétique passé (du grec palaios=ancien).
- Clef de voûte de la théorie de la tectonique des plaques.



Larroque et Virieux (2001)

7.2 Les milieux aimantés

7.2.1 Influence d'un champ magnétique sur un moment magnétique



- Un moment (dipôle) magnétique s'aligne sur le champ magnétique dans lequel il est plongé.
- Pourquoi? L'énergie d'interaction s'écrit sous la forme $E = -\vec{M} \cdot \vec{B}$.
- Si $\vec{B} = \vec{0}$, le moment magnétique s'oriente arbitrairement de nouveau (du fait de l'agitation thermique).

7.2.2 Aimantation d'un milieu

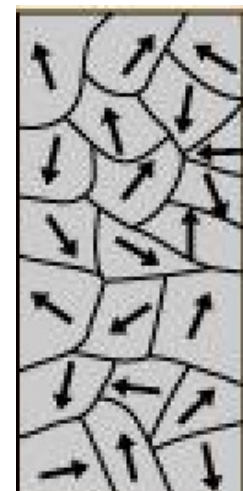
- Un matériau peut être vu (magnétiquement parlant) comme une collection de dipôles, orientés aléatoirement en l'absence d'un champ magnétique extérieur.
- On appelle vecteur aimantation $\vec{J}$ la densité volumique d'aimantation magnétique. Pour un volume élémentaire dV du matériau :

$$d\vec{M} = \vec{J}dV.$$

(C'est la moyenne de tous les dipôles magnétiques se trouvant dans dV).

- Q : Unité de $\vec{J}$?

Dans le cas de droite $\vec{J} = \vec{0}$, l'aimantation est nulle.

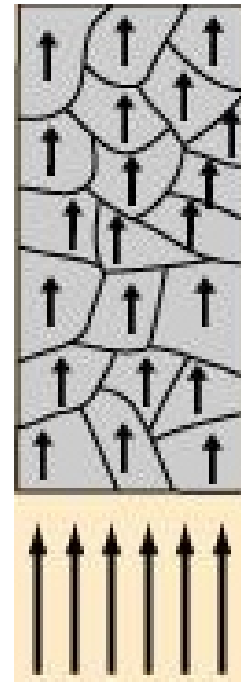


- Si on applique un champ extérieur $\vec{B}$, $\vec{J} \neq \vec{0}$.
- On définit la susceptibilité magnétique χ par

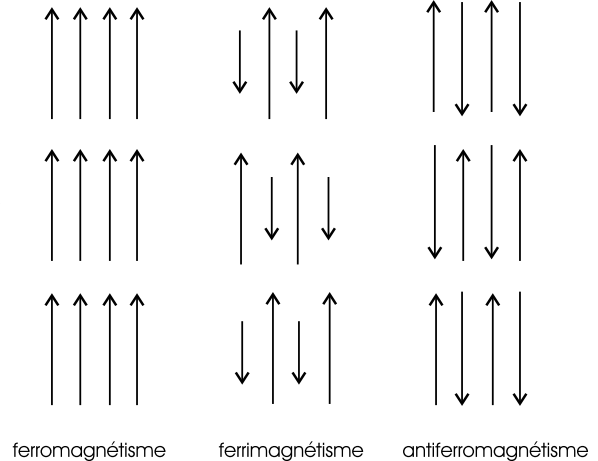
$$\vec{J} = \frac{\chi}{\mu_0} \vec{B}.$$

Q : Unité de χ ? Sans unité.

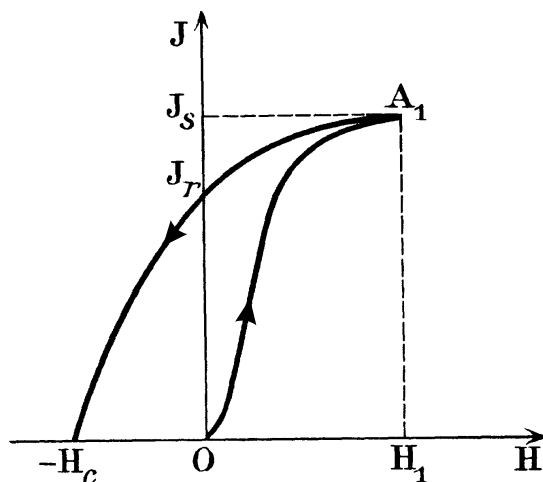
- En supprimant $\vec{B}$, on retourne dans la plupart des cas dans la configuration aléatoire initiale.



- Toutefois, certains matériaux conservent une aimantation $\vec{J}$ globale non nulle, parallèle au champ exciteur. Il s'agit des matériaux **ferro(ferri,antiferro)** magnétiques, selon l'organisation des dipôles à l'équilibre.
- Fondements théoriques : travaux de Louis Néel (avec statistiques de Boltzmann). Années 1950.



7.2.3 Courbe de première aimantation



- J_S : Aimantation de saturation.
- J_R : Aimantation **rémanente**.

Larroque et Virieux (2001)

$H = B/\mu_0$ (excitation magnétique).

Cette courbe s'obtient pour une température donnée.



7.2.4 Température de Curie

Q : À votre avis, que se passe-t-il si la température est trop élevée ?

L'agitation thermique devient trop forte et $\vec{J} = \vec{0}$. La température critique est la température de Curie T_C .

Tous les métaux qui suivent sont ferromagnétiques :

Métal	Fe	Ni	Co
$T_C(^{\circ}C)$	770	358	1131
$J_S (10^3 \text{ A.m}^{-1})$	1714	484	1422

7.3 Aimantation des minéraux et des roches

Certaines roches contiennent des minéraux aux propriétés magnétiques intéressantes pour le paléomagnéticien.

Les plus importants :

- Hématite Fe_2O_3 , antiferromagnétique avec un petit ferromagnétisme parasite.
- Magnétite Fe_3O_4 , ferrimagnétique.

	Fe	Fe_3O_4	Fe_2O_3
$T_C(^{\circ}C)$	770	580	680
$J_S (10^3 \text{ A.m}^{-1})$	1714	476	2

Quand une roche se forme, elle peut donc acquérir une aimantation parallèle au champ magnétique dans lequel elle baigne.

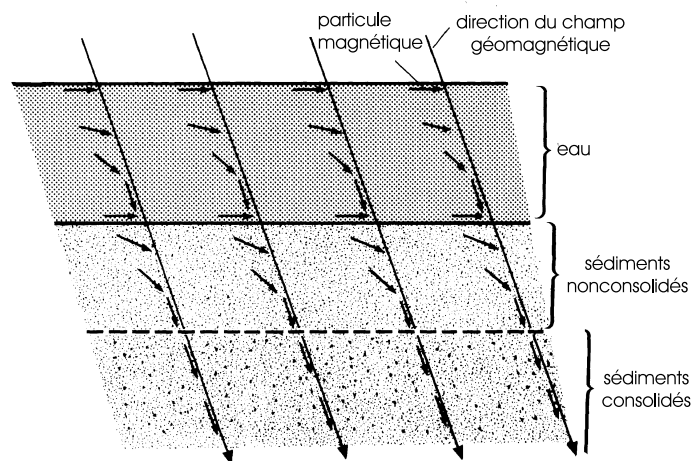
7.3.1 Laves basaltiques (dorsales+volcans)

L'aimantation est dite **thermorémanente**.

- T devient inférieure à T_C : apparition de $\vec{J}$.
- Le refroidissement continue : il existe une température de blocage (*blocking temperature*), en-dessous de laquelle l'aimantation ne change plus (à peu près 200 degrés sous T_C).

7.3.2 Roches sédimentaires

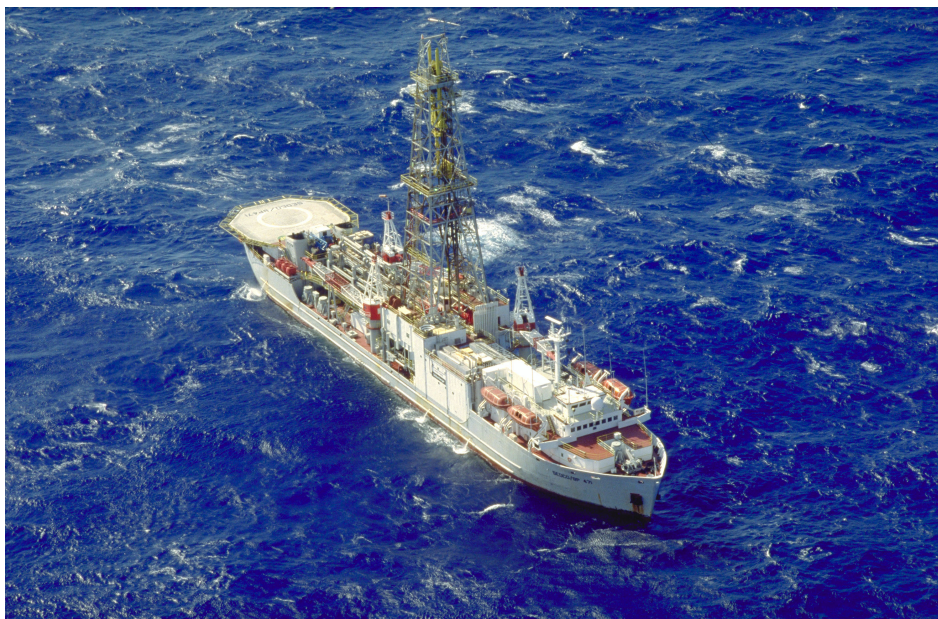
- $T < 500^{\circ}\text{C}$.
- Aimantation rémanente de **dépôt**.



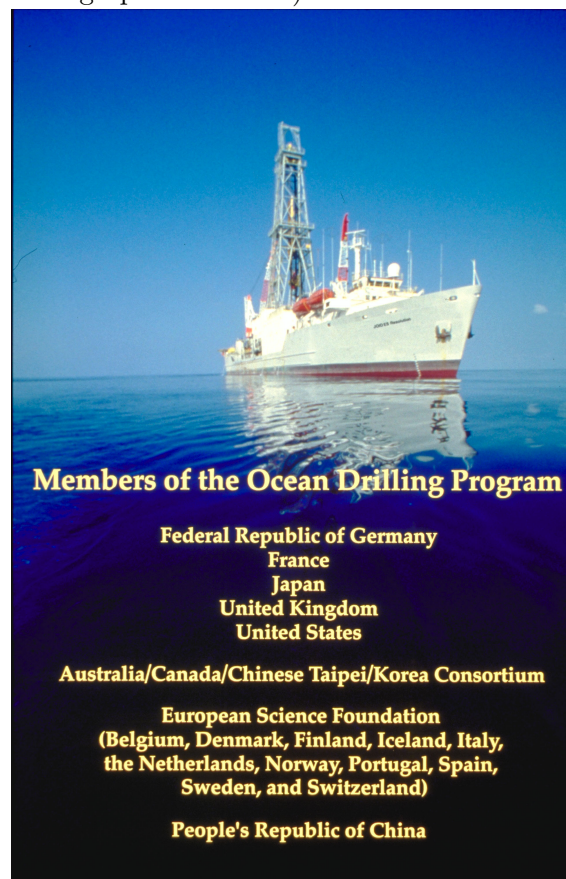
Larroque et Virieux (2001)



7.4 Prélèvements et mesures



(images récupérées sur le site du Woods Hole Oceanographic Institute).





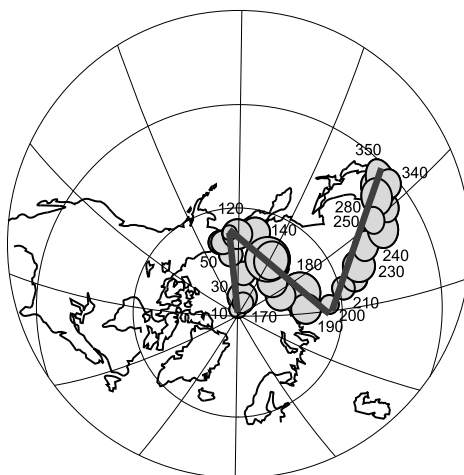
7.5 Paléoposition du pôle

Hypothèse fondamentale : **Dipôle Axial Virtuel**.

La configuration du champ correspond en moyenne (sur un temps $>$ à 10000 ans) à celle d'un champ créé par un aimant géant aligné avec l'axe de rotation de la Terre.

$$\tan I = 2 \tan \lambda.$$

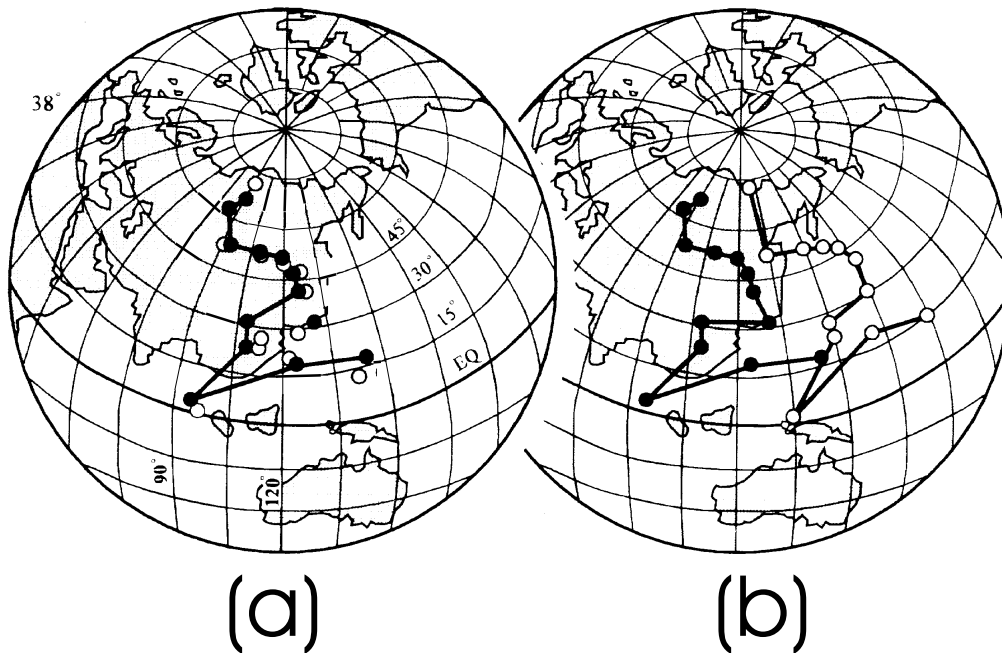
Q : Comment retrouver la paléolatitute du pôle ?



Dérive apparente du pôle vue depuis l'Amérique du Nord.
Larroque et Virieux (2001).



7.6 Paléomagnétisme et dérive des continents

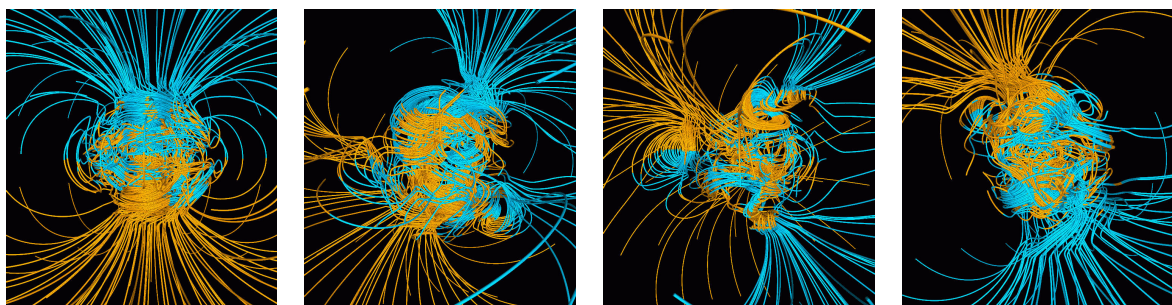


Courbe de dérive de pôles vues depuis l'EUR (blanc) et l'AN (noir). (a) avec correction de rotation due à l'ouverture de l'Atlantique. (b) sans correction.

Larroque et Virieux, d'après Van der Voo (1993) .

7.7 Inversions du champ magnétique

L'inclinaison peut varier brutalement dans une carotte. Inversion du champ magnétique terrestre. Phénomène observé **GLOBALEMENT** dans les enregistrements.



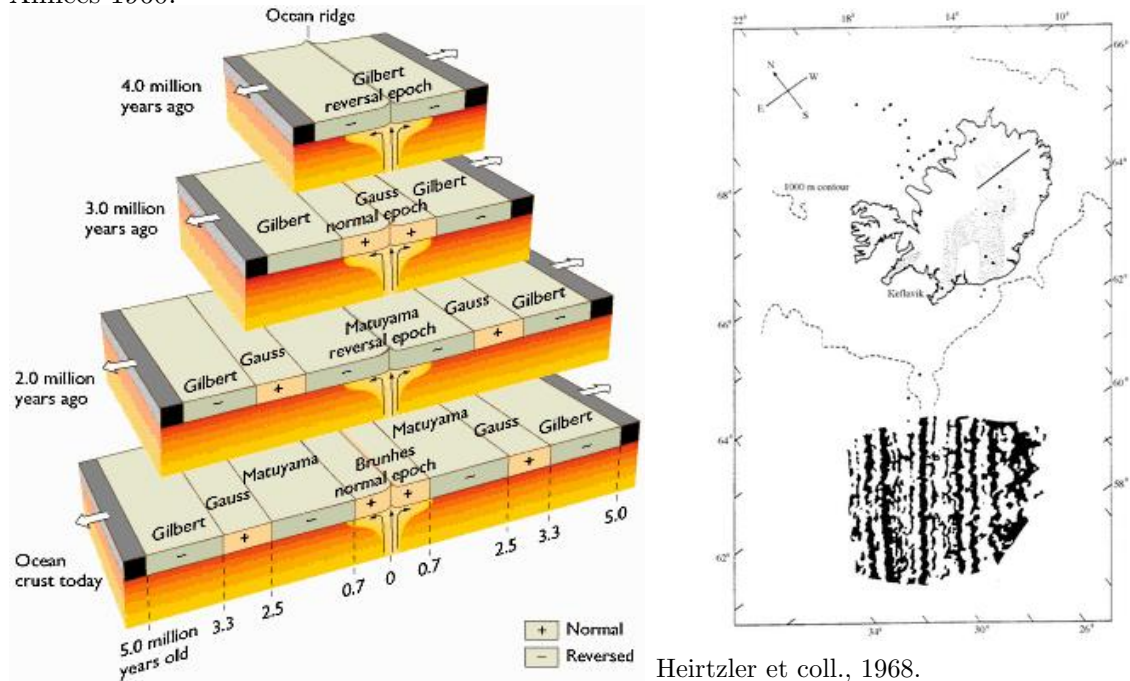
Glatzmaier & Roberts (1995).

Une inversion se produit en une dizaine de milliers d'années (à peu près), ce qui est instantané à l'échelle des temps géologiques.



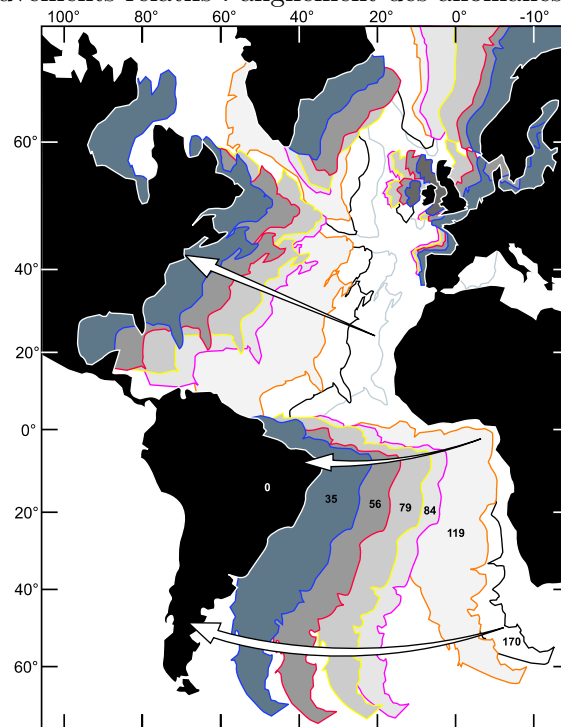
7.7.1 Le tapis roulant océanique

Années 1960.



Heirtzler et coll., 1968.

Reconstruction de mouvements relatifs : alignement des anomalies à l'axe de la dorsale.

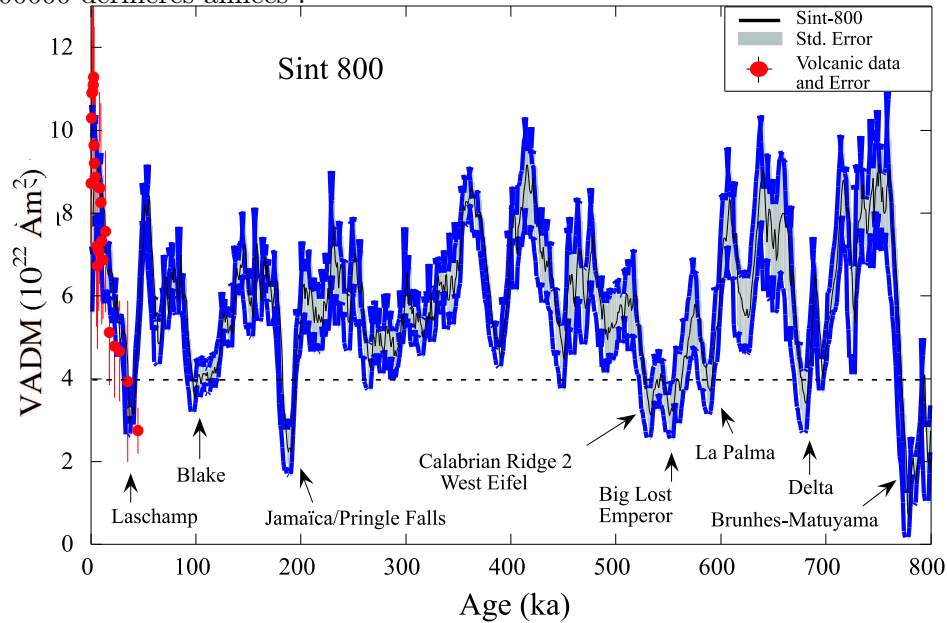


Larroque et Virieux, d'après Olivet et coll., 1987.



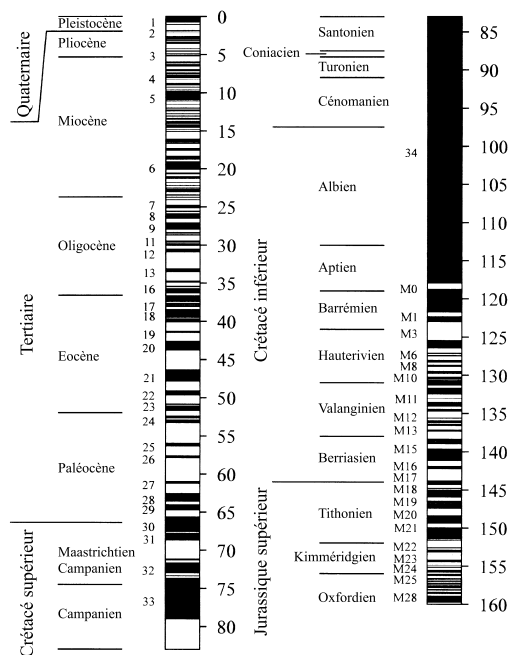
7.7.2 Variation du moment dipolaire

Sur les 800000 dernières années :



Larroque et Virieux, d'après Tric et coll., 1994.
Notion d'excursion.

7.7.3 Échelles des inversions



- En moyenne 5 par millions d'années.
- Superchrone crétacé.
- Le champ géomagnétique est un géochronomètre.

Larroque et Virieux (2001). Noir (blanc) : polarité normale (inverse).

Q : Qu'est-ce qui nous empêche d'aller plus loin dans le temps ?

