

Structure et dynamique du système Lithosphère/Asthénosphère

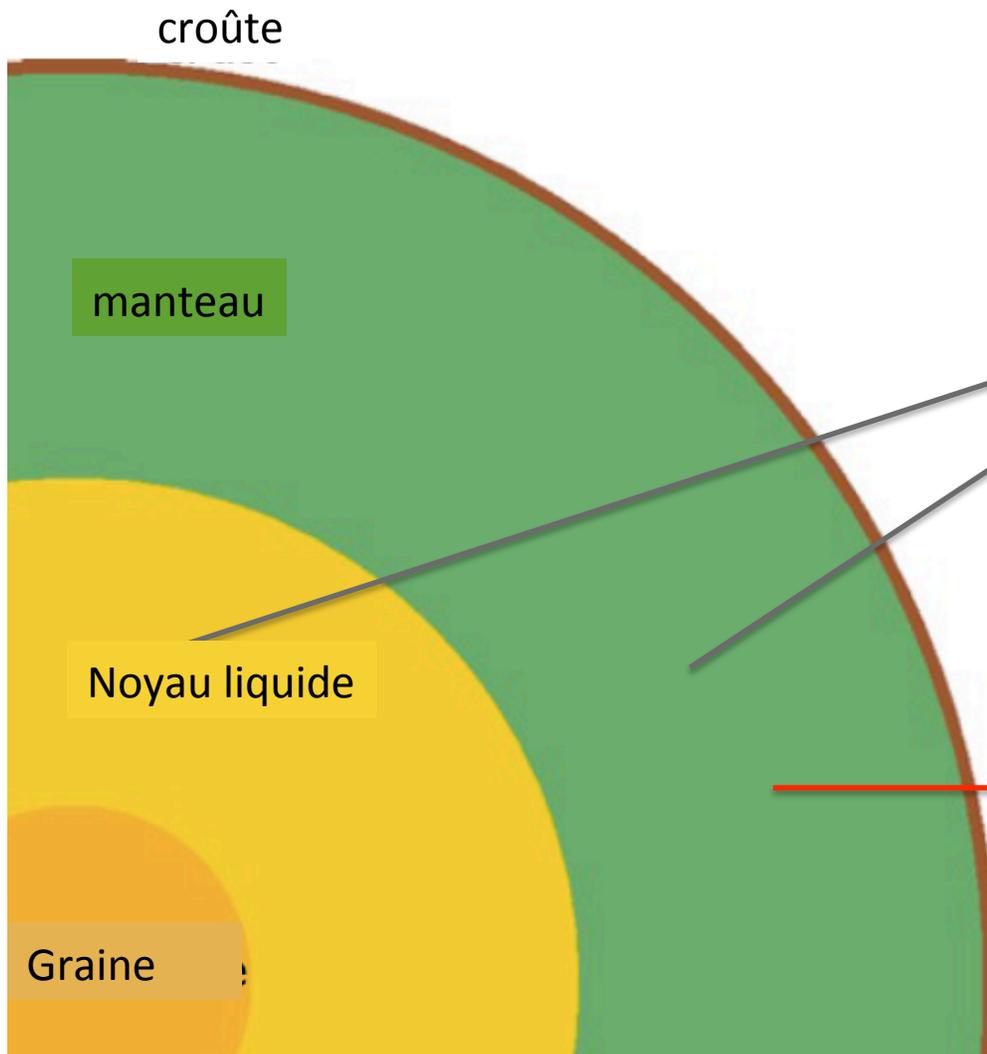
2- Considérations thermiques et mécaniques -
Différentes définitions de la limite entre la
lithosphère et l'asthénosphère

Barbara Romanowicz - Cours 2013
-Chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre
Collège de France
14 Octobre 2013

Profil de température dans la Terre

Sources de chaleur dans la terre

Production de chaleur totale $\sim 46 \pm 3$ TW



Chaleur primitive:

(refroidissement de la terre depuis sa formation)

- noyau : 10 ± 5 TW

- manteau : 8 ± 4 TW

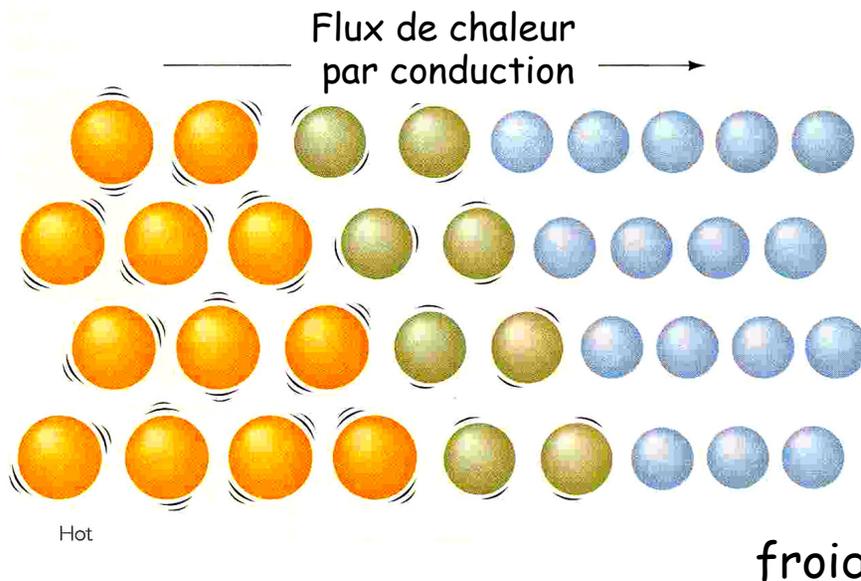
Chaleur due à la radioactivité:

^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{235}U

21 ± 7 (manteau) + 7 ± 1 (croûte)

Comment la terre évacue-t-elle la chaleur interne?

- **1 - Conduction:**



La conduction est un processus très lent, car il fait intervenir l'interaction entre des particules voisines

→ A travers la lithosphère
(et peut-être dans la graine solide)

Comment la terre évacue-t-elle la chaleur interne?

• 2 - Convection

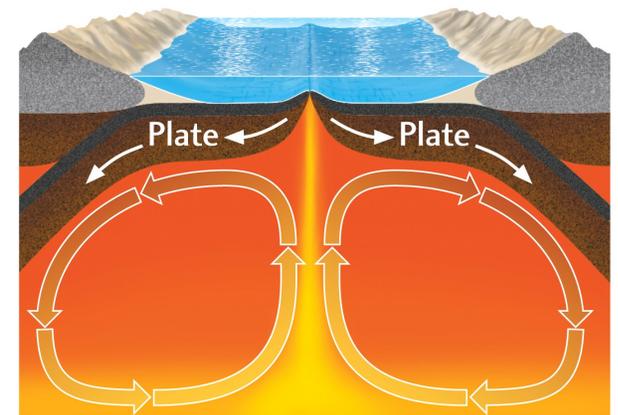


La convection est un moyen plus efficace Pour transporter la chaleur, car elle permet de déplacer un grand volume de fluide d'un seul coup

-> Dans le manteau:

- A l'échelle des temps géologiques, le manteau se comporte comme un fluide de grande viscosité $\sim 10^{21}$ Pa s - (viscosité de l'eau: 10^{-2} Pa s)
- Vitesse des mouvements dans le manteau: $\sim 1-5$ cm/an

Dans le noyau liquide, la convection est plus vigoureuse ~ 20 km/an



– *Nombre de Rayleigh:*

$$Ra = \frac{\rho g H^3 \alpha \Delta T}{\kappa \eta}$$

ρ - densité

H - épaisseur de la couche en convection

α = coefficient d'expansion thermique

ΔT = différence de température à travers la couche

g = accélération de la gravité

κ = diffusivité thermique

η = viscosité

$$\kappa = \frac{k}{\rho c_p} \quad (\text{m}^2/\text{s})$$

- Nombre de Rayleigh pour le manteau estimé à $\sim 10^7$ dépasse largement la valeur du nombre de Rayleigh critique pour la convection (10^3)

- Théorie de Rayleigh (1916)

– *Nombre de Prandtl:*

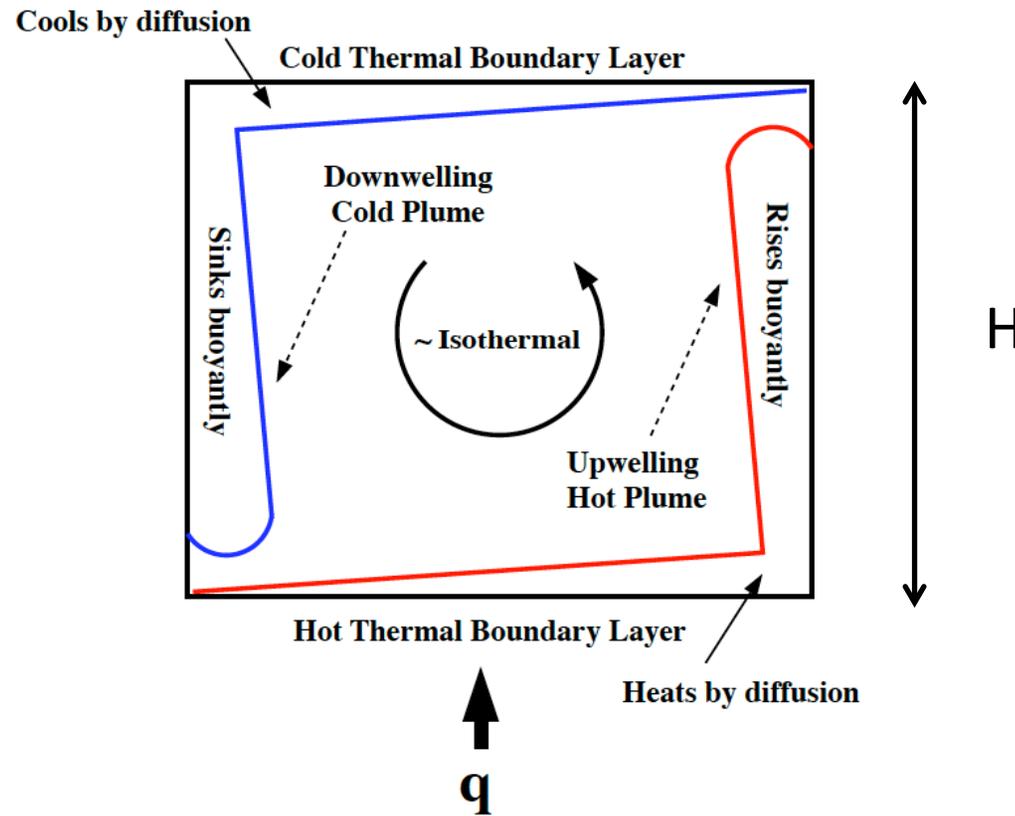
$$Pr = \frac{\eta}{\kappa \rho}$$

– compare deux processus de diffusion: diffusion thermique et cinématique)

Théorie des couches limites pour la convection

- Turcotte and Oxburgh (1967) montrent que lorsque les nombres de Rayleigh (Ra) et de Prandtl (Pr) sont élevés, la turbulence est supprimée et la déformation dans un fluide en convection est localisée dans des couches fines près des bords
- Quand le nombre de Prandtl (Pr) est grand, les caractéristiques de la convection sont déterminées uniquement par le nombre de Rayleigh

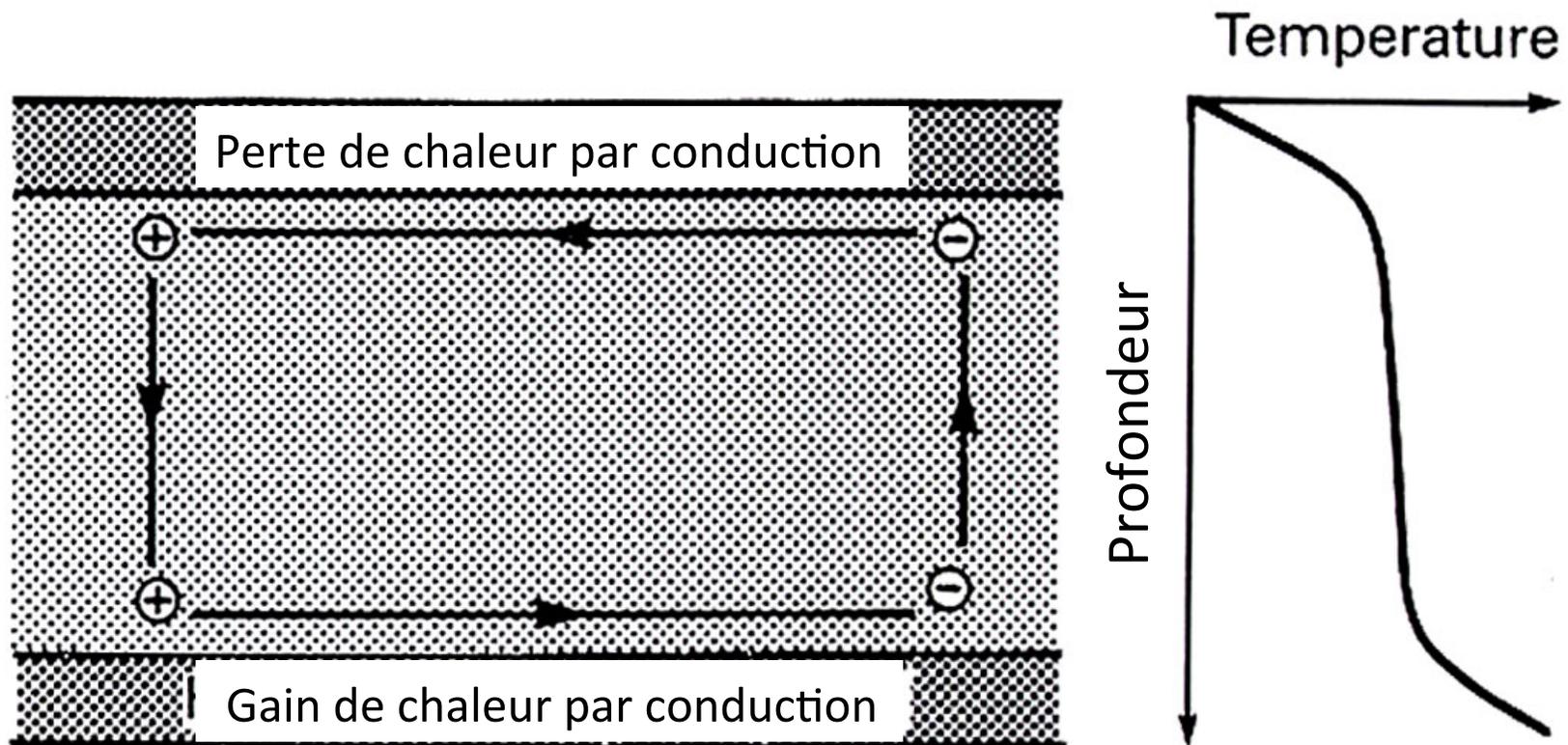
Couches limites de la convection



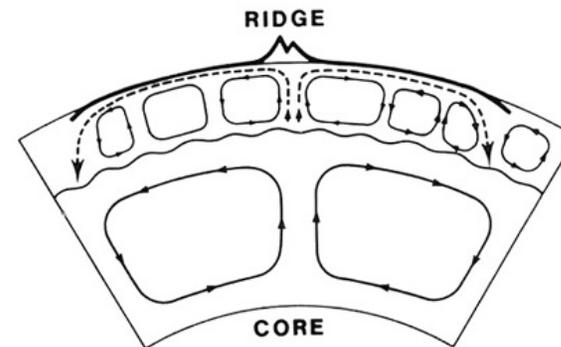
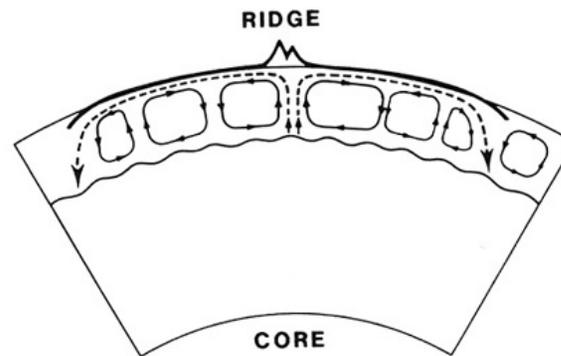
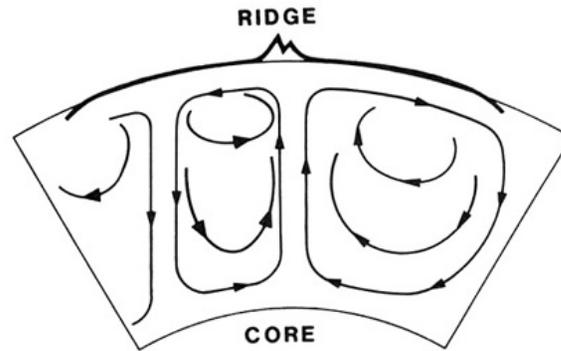
Epaisseur de la couche limite thermique (h) et vitesse des mouvements de convection (v):

$$h/H \propto Ra^{-1/3}$$
$$v \propto \kappa/H Ra^{2/3}$$

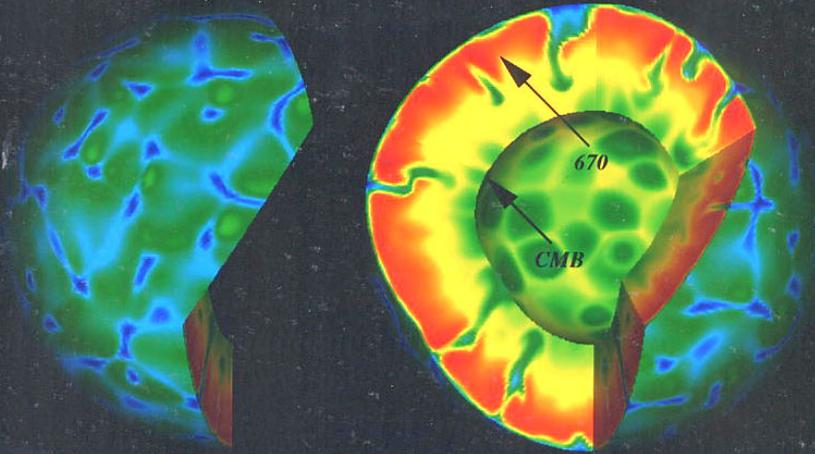
Schéma d'une cellule de convection et du profil de température associé



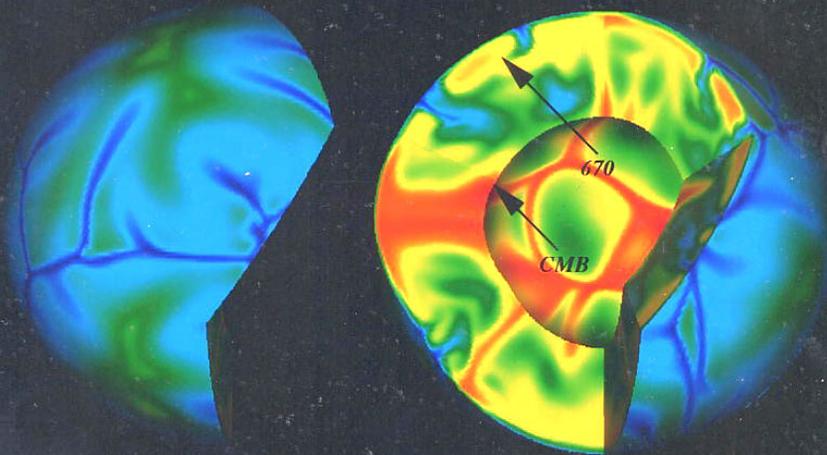
Trois modèles possibles pour la convection dans le manteau



isoviscous, $Ra = 4 \cdot 10^{exp7}$, reference



viscous increase (30), $Ra = 4 \cdot 10^{exp7}$



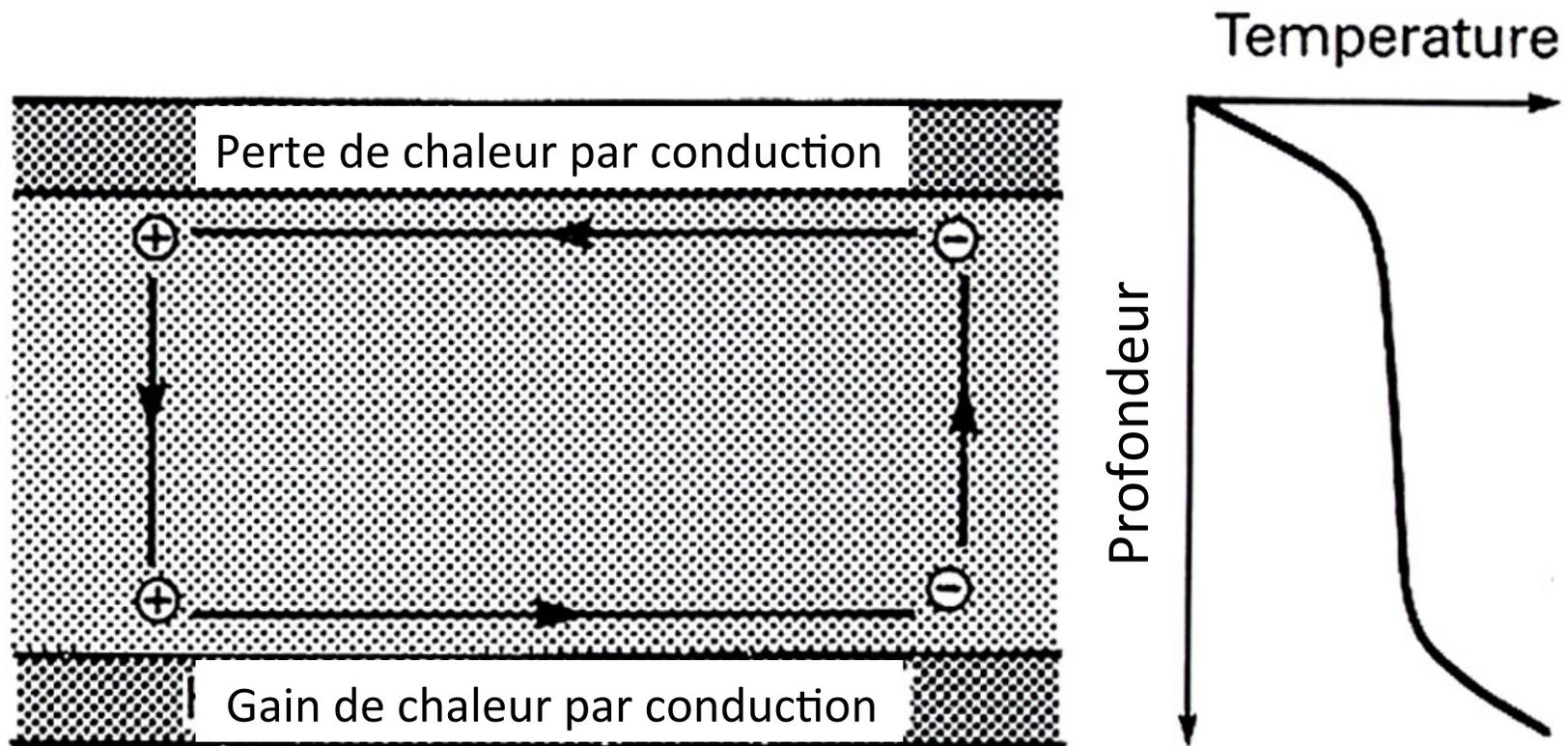
Un saut de viscosité d'un facteur 30 à la discontinuité de 660 km change le style de convection

- L'idée de la convection mantellique a mis longtemps à être comprise et acceptée:
 - Holmes (1931, 1933) estime la viscosité minimale pour empêcher la convection mantellique: $\sim 10^{25}$ Pa-s, alors que le rebond post-glaciaire indique une viscosité moyenne de : 10^{17} - 10^{22} Pa-s
 - Haskell (1935, 1937): obtient un valeur de 3×10^{21} Pa-s pour la viscosité moyenne du manteau (rebond post-glaciaire).
 - Griggs (1939) montre que le manteau solide peut se déformer de manière plastique et donc que la convection est probable
 - Vening Meinesz (1934) développe un modèle intégré de tectonique globale animée par la convection, et basé sur des observations géologiques et les expériences de mécanique des roches.

Pourquoi il a fallu si longtemps pour accepter que le manteau de la terre est animé de mouvements de convection?

- La convection mantellique implique des mouvements horizontaux importants, mais les observations géologiques sur les continents sont dominées par les mouvements verticaux (sauf en Indonésie, où travaillait Vening Meinesz, et où les mouvements horizontaux en bordure continent/océan sont évidents). Les observations en mer étaient nécessaires pour identifier clairement les mouvements horizontaux.
- Les données de rebond post-glaciaire sont compatibles avec une couche peu épaisse de faible viscosité (100 km) entre deux couches de grande viscosité. Les conditions pour développer une instabilité convective deviennent marginales.

Schéma d'une cellule de convection et du profil de température associé



Mesure du flux de chaleur dans la croûte terrestre

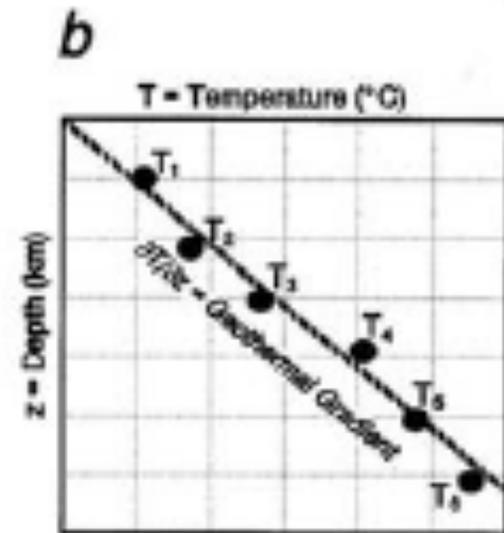
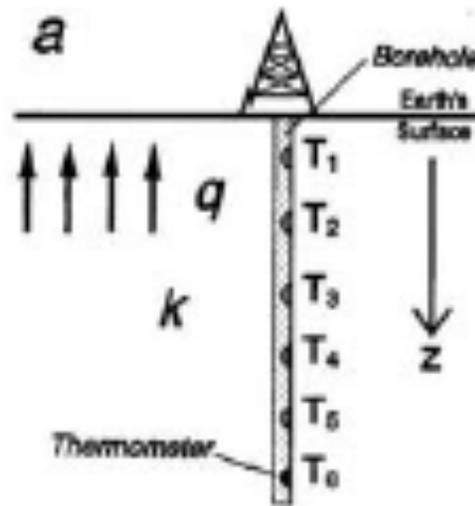
Flux de chaleur (W/m^2):

$$Q = -k \frac{\partial T}{\partial z}$$

k = conductivité thermique
($\text{W}/\text{m}^2/^\circ\text{C}$)

Roches: $k=1.7-3.3$

Bois: $k=0.1$; argent $k=418$

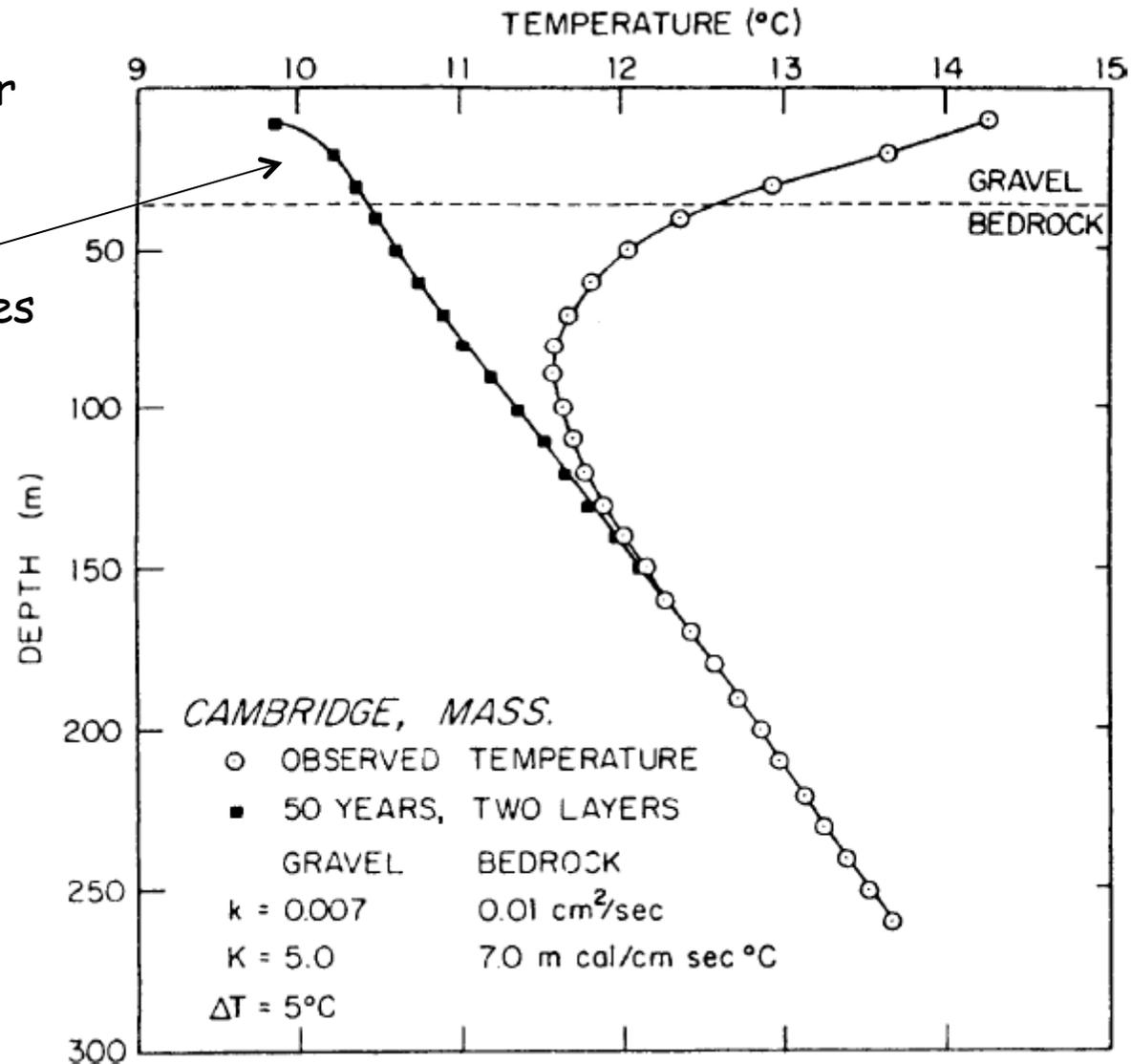


-> *Sur les continents*: il faut creuser des puits de profondeur supérieure à 200m [pour s'éloigner des perturbations de surface (circulation hydrothermale, végétation, activité humaine) - les effets saisonniers et climatiques peuvent être corrigés

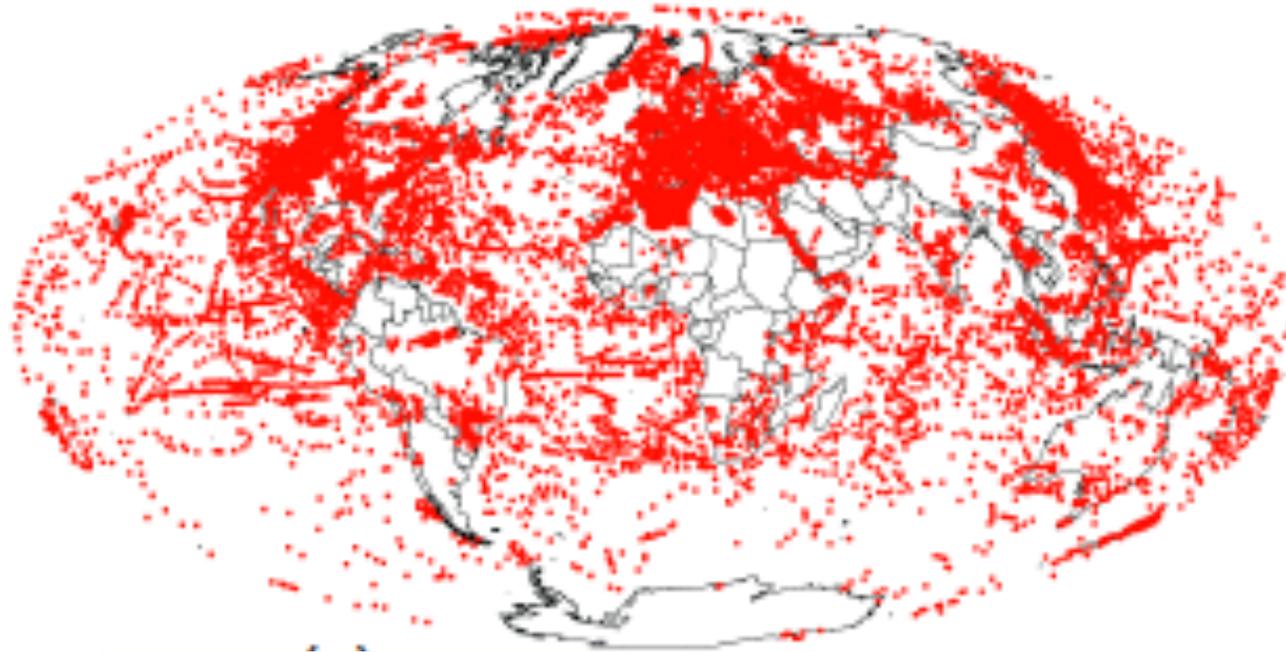
-> *Dans les bassins océaniques*: plus simple, plus stables, sondes à ~20m de profondeur

Sur les continents: beaucoup de sources de perturbations thermiques

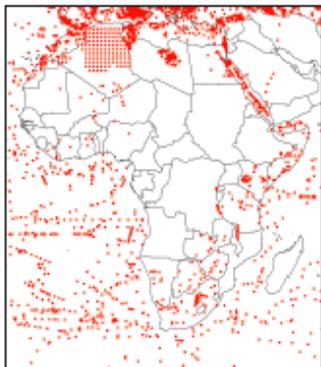
Profil corrigé pour l'augmentation moyenne de la température de surface dans les 50 dernières années dues à l'urbanisation



Distribution globale des mesures de flux de chaleur

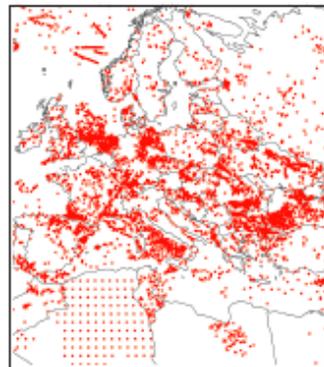


Afrique:
Peu de points



(b)

Europe:
Nombreuses mesures



(c)

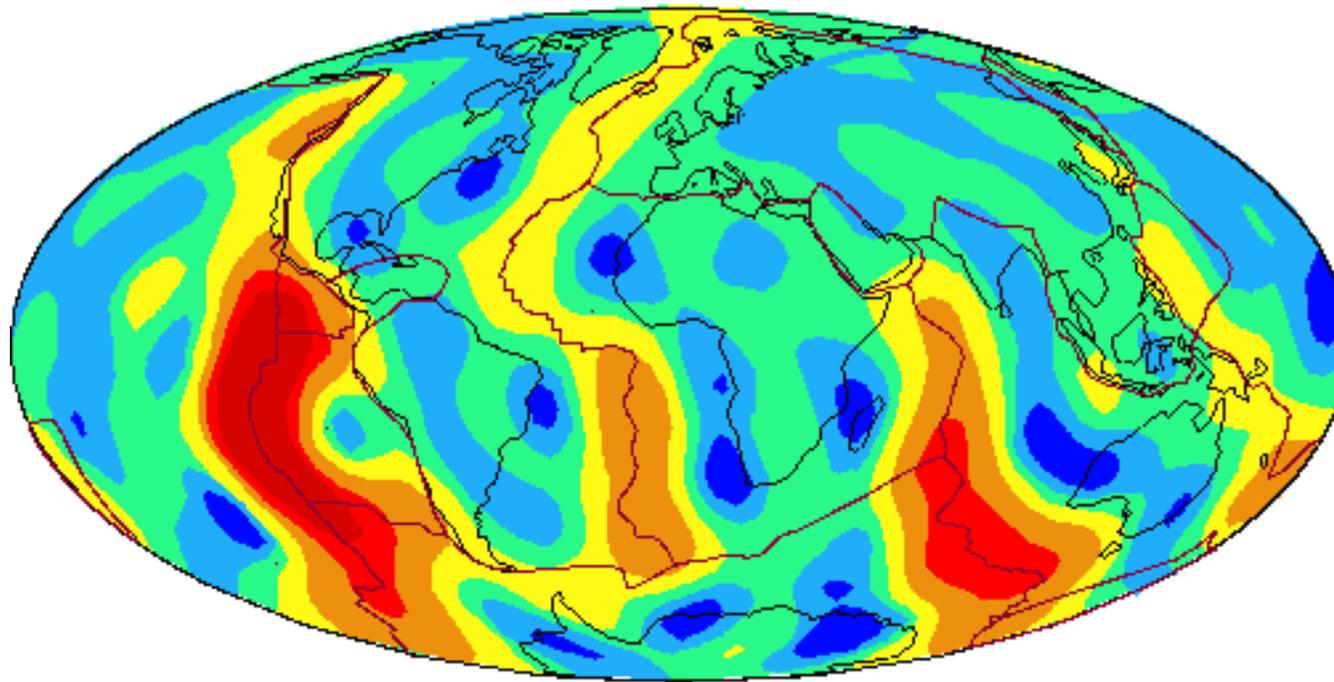
Gradient géothermique moyen
près de la surface:

$\sim 3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$

En moyenne: $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$

Dans le manteau: $0.3\text{-}0.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$

Flux de chaleur à l'échelle globale



mW m^{-2}

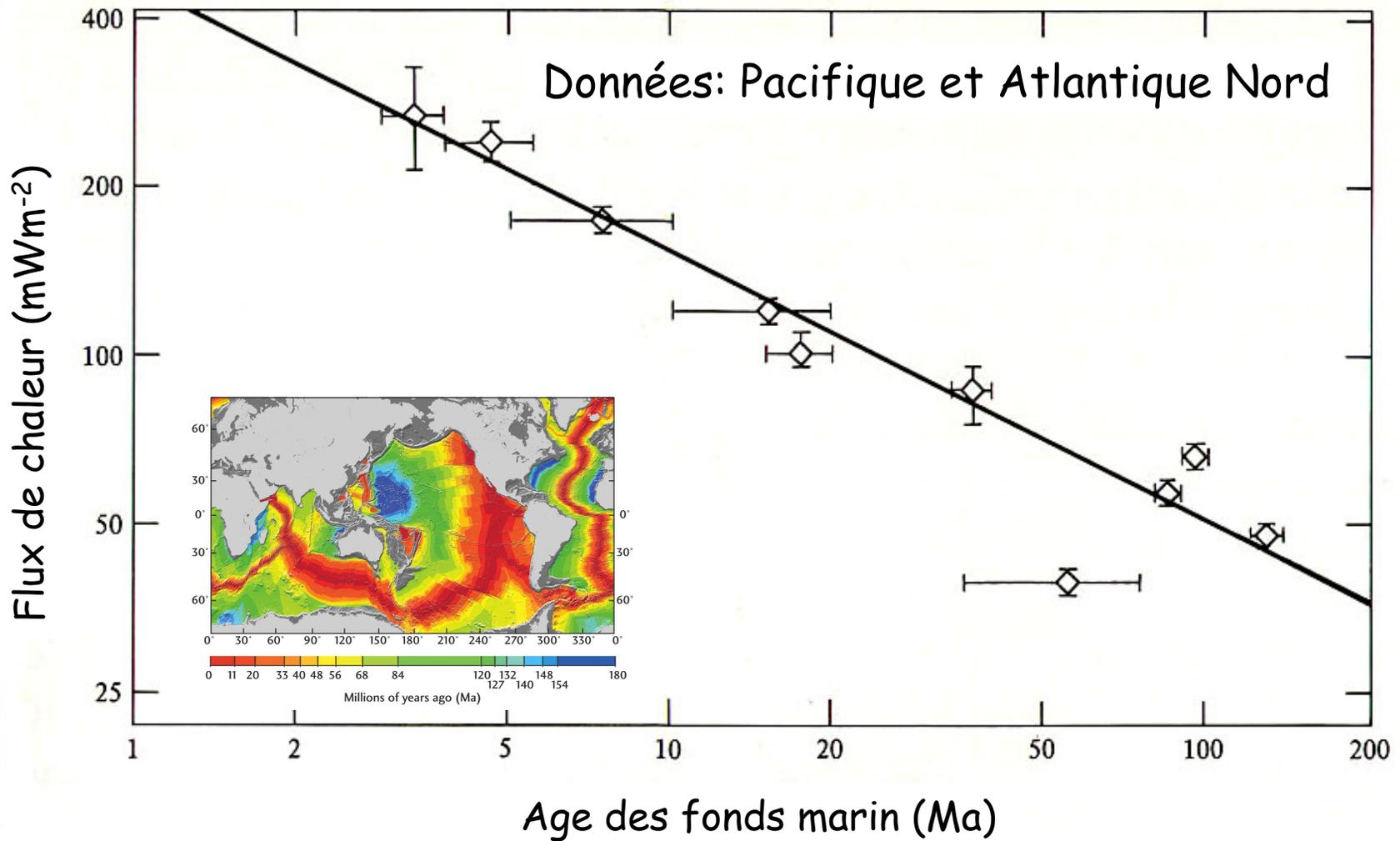
Moyenne continents: 65 mW/m^2

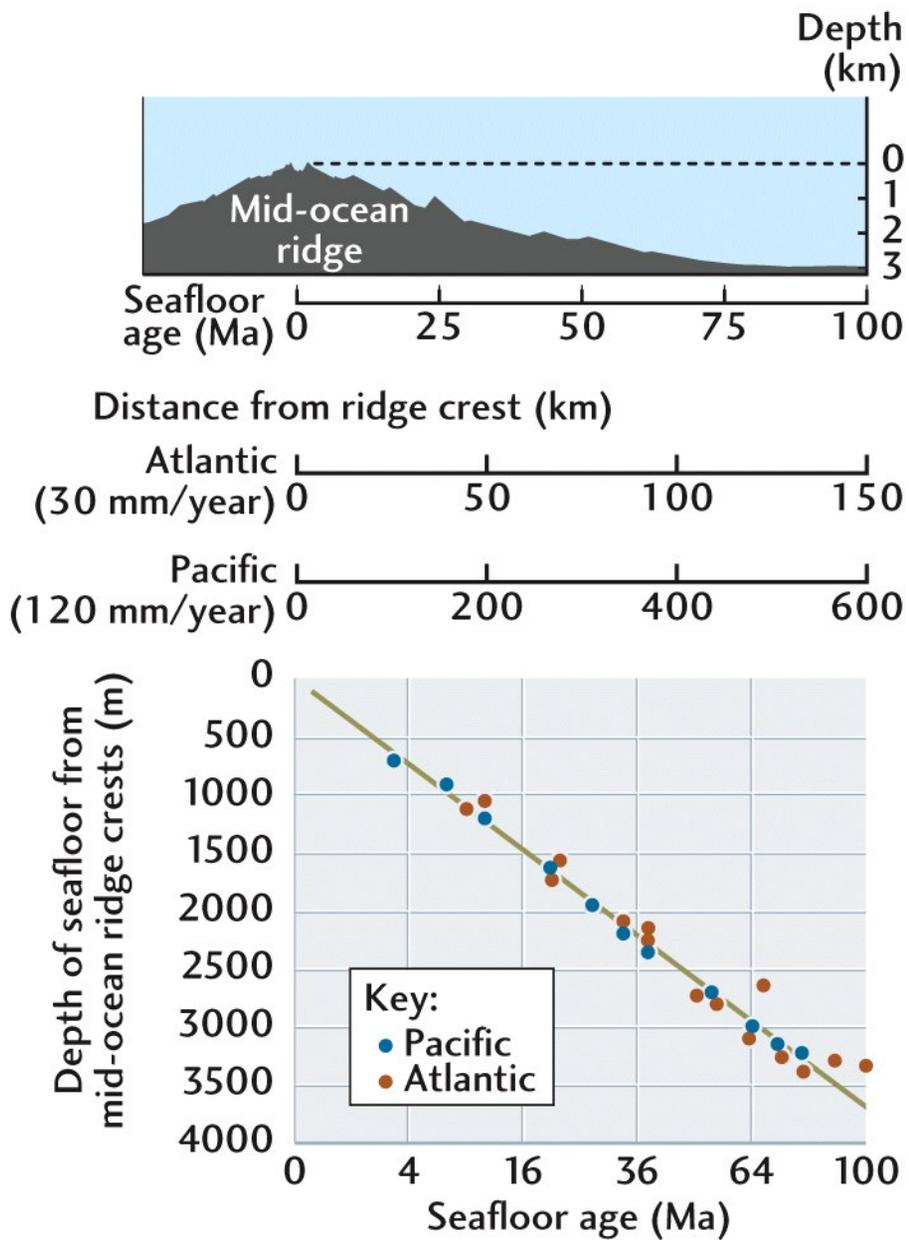
Moyenne océans: 101 mW/m^2

Moyenne globale $\sim 87 \text{ mW/m}^2$

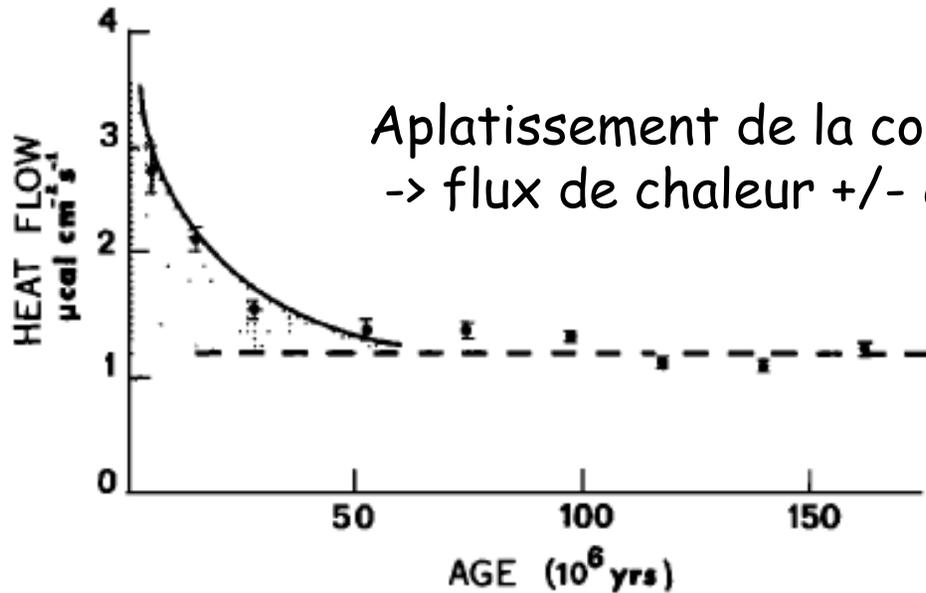
- Turcotte et Oxburgh (1967) calculent la structure thermique dans la couche limite thermique et la confrontent à la bathymétrie des fonds océaniques, en supposant l'équilibre isostatique (Parsons and Sclater, 1977)
- La théorie explique au premier ordre:
 - L'épaisseur de la lithosphère océanique et sa dépendance avec l'âge de la plaque
 - La vitesse de la convection mantellique

La variation du flux de chaleur est linéaire
en fonction de la racine carrée l'âge des fonds marins





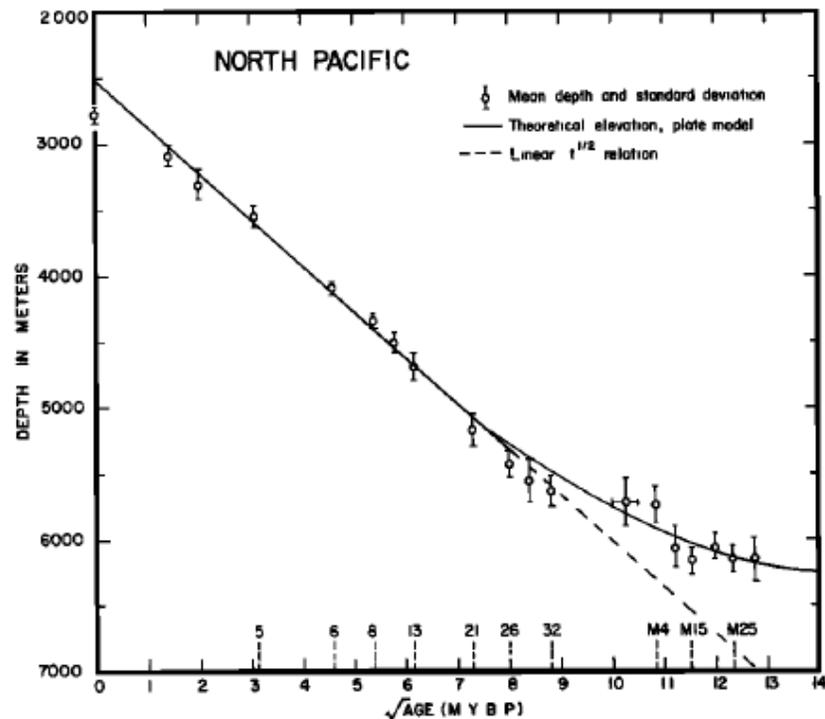
Topographie des fonds marins varie en fonction de l'âge (racine carrée de l'âge) et non de la distance à la ride



Aplatissement de la courbe de flux de chaleur avec l'âge
 -> flux de chaleur +/- constant dans les océans vieux

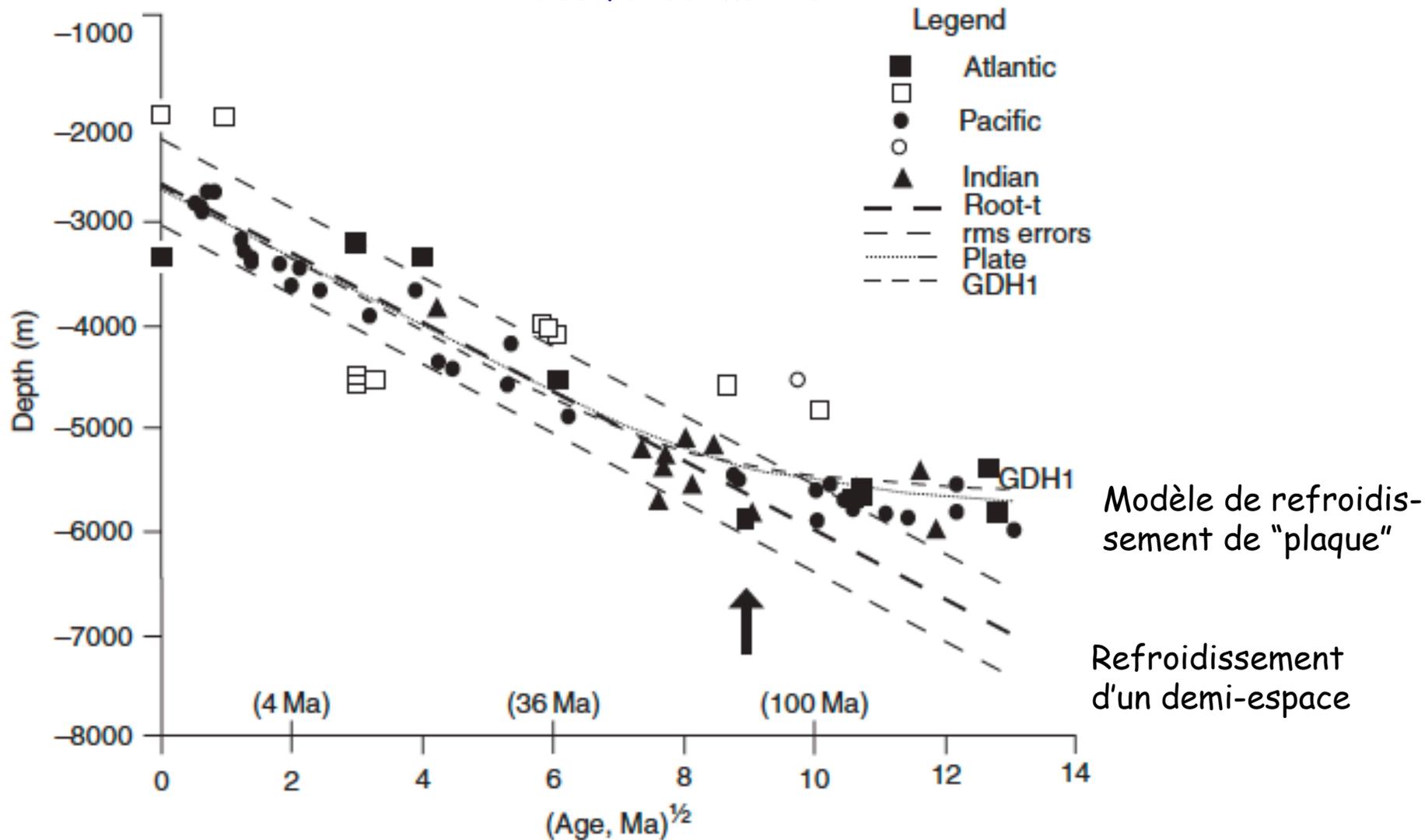
Sclater and Francheteau, 1970

Bathymétrie s'écarte de la loi en racine carrée de l'âge pour les âges >40 Ma



Parsons and Sclater, 1977

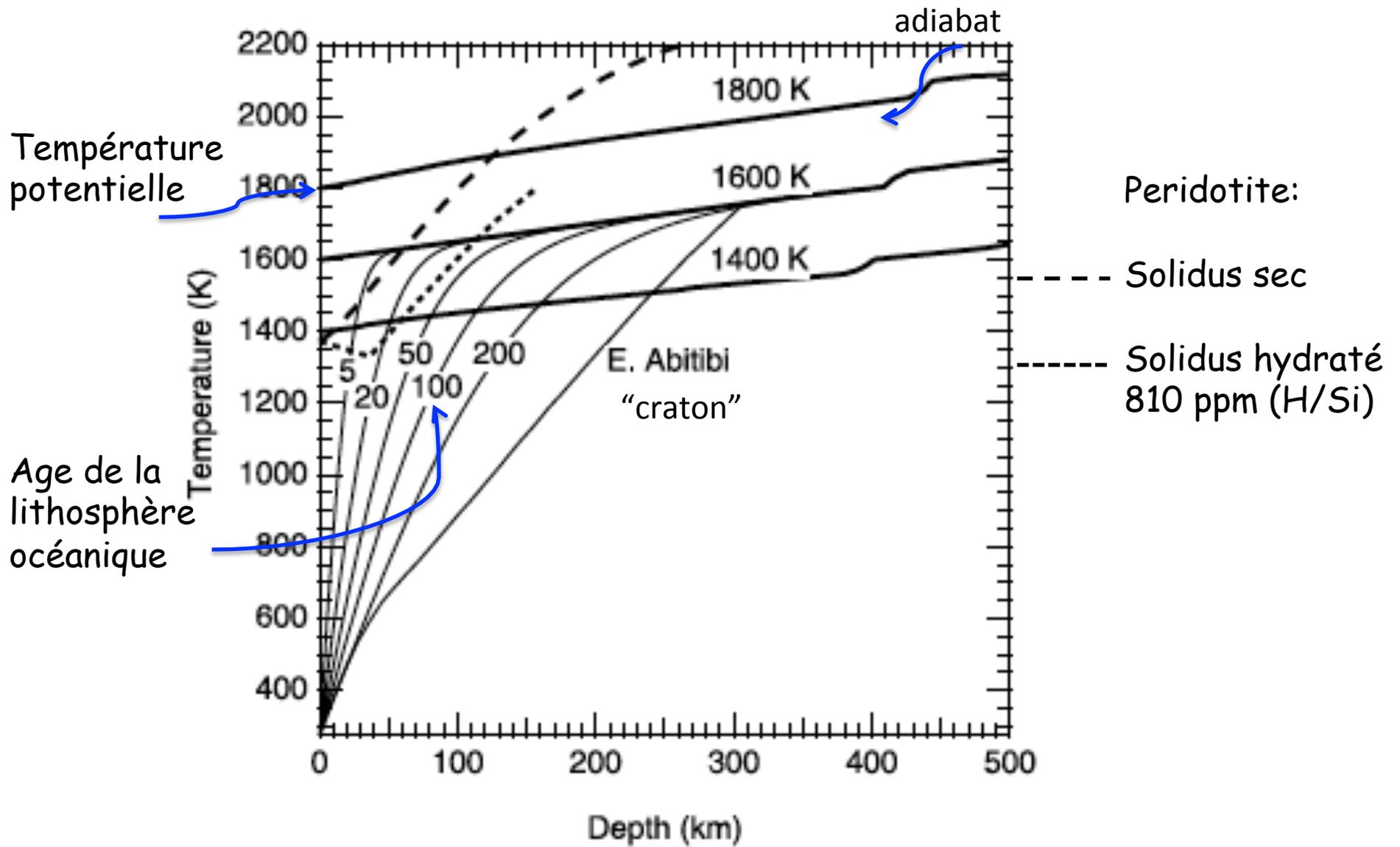
Écart de la bathymétrie par rapport à la tendance prévue en fonction de l'âge des fonds marins



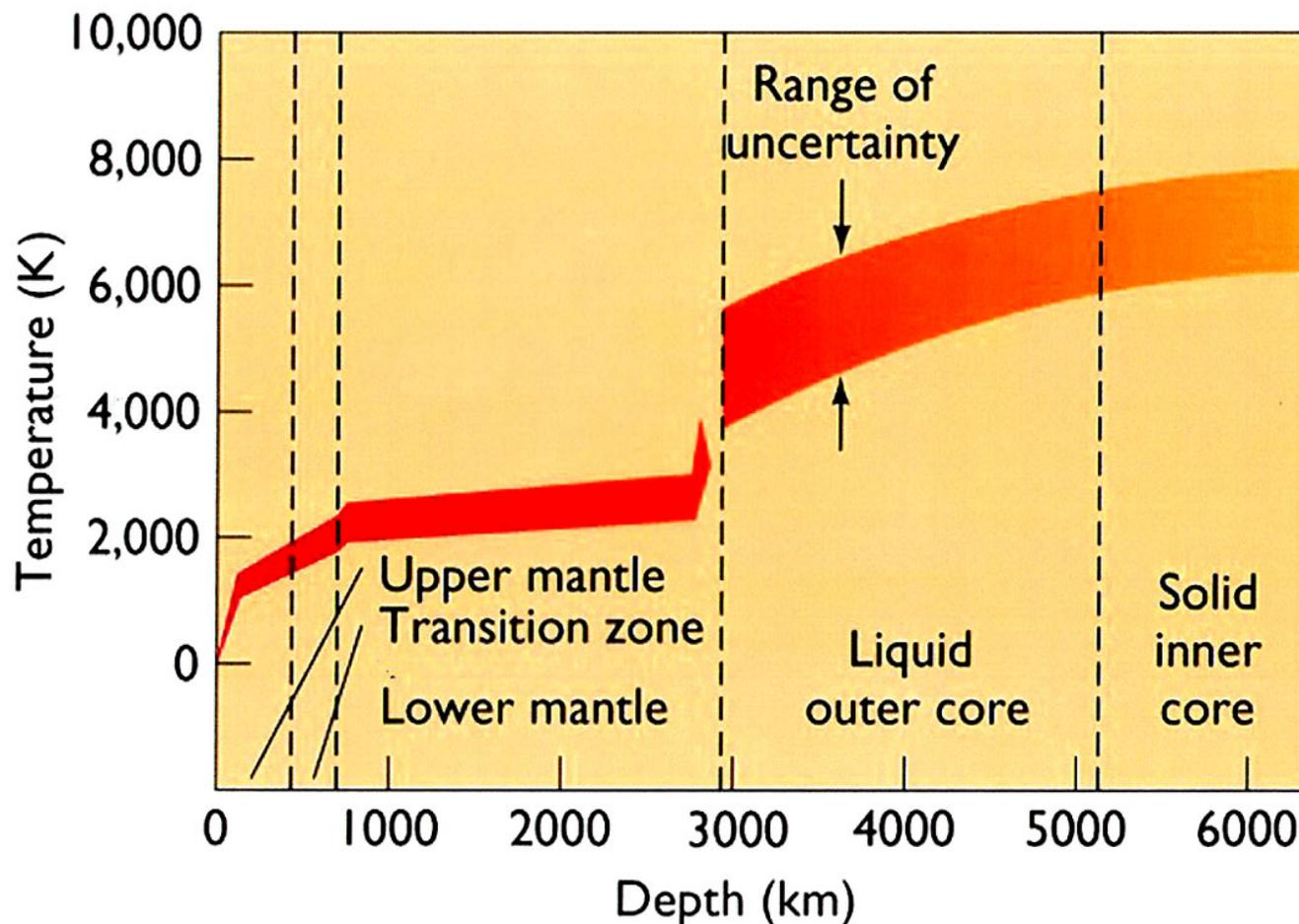
(Johnson and Carlson, 1992)

Quelques définitions

- **Géotherme:**
 - Courbe de température en fonction de la profondeur dans la terre
- **Couches limites pour la convection:**
 - Régions de transition entre un régime de transfert de chaleur conductif et convectif: *couches limite thermiques*
 - Exemples, dans le manteau: près de la surface et à la limite noyau-manteau
 - *Couche limite chimique:* partie du manteau supérieur de viscosité forte en raison de l'extraction des produits de la fusion, et de la déshydratation.
- **Adiabat :**
 - Courbe de température en fonction de la profondeur (ou la pression) pour une situation où il n'y a ni gain ni perte de chaleur
 - Régions convectives de la terre (une partie du manteau et la majeure partie du noyau fluide)
 - Défini en chaque point de la surface de la terre par la "**température potentielle**" correspondante
 - Température qu'aurait une particule amenée de manière adiabatique des profondeurs à une pression de 1 bar (0.1 Mpa) sans fusion.

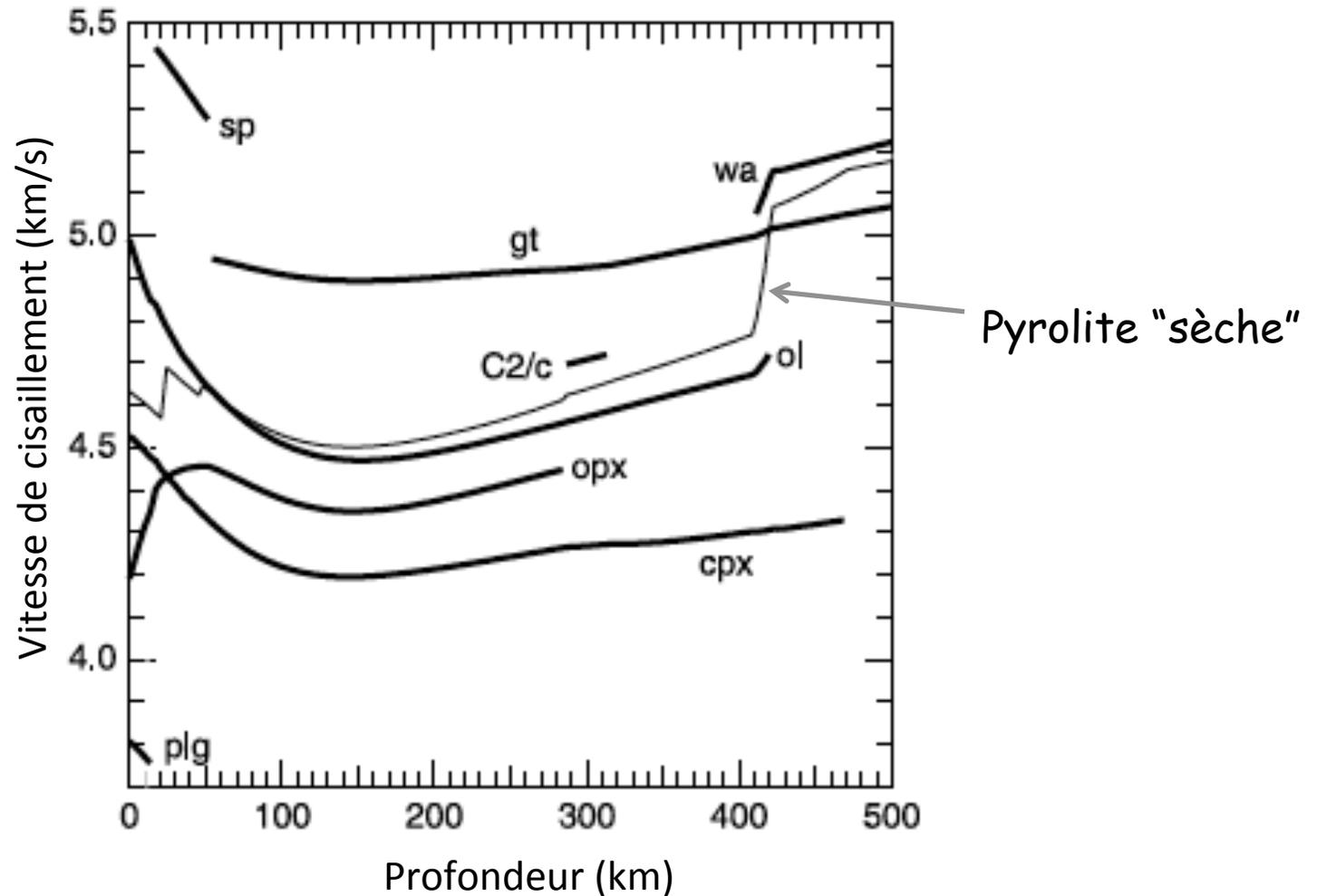


Profil de température à l'intérieur de la Terre - géotherme



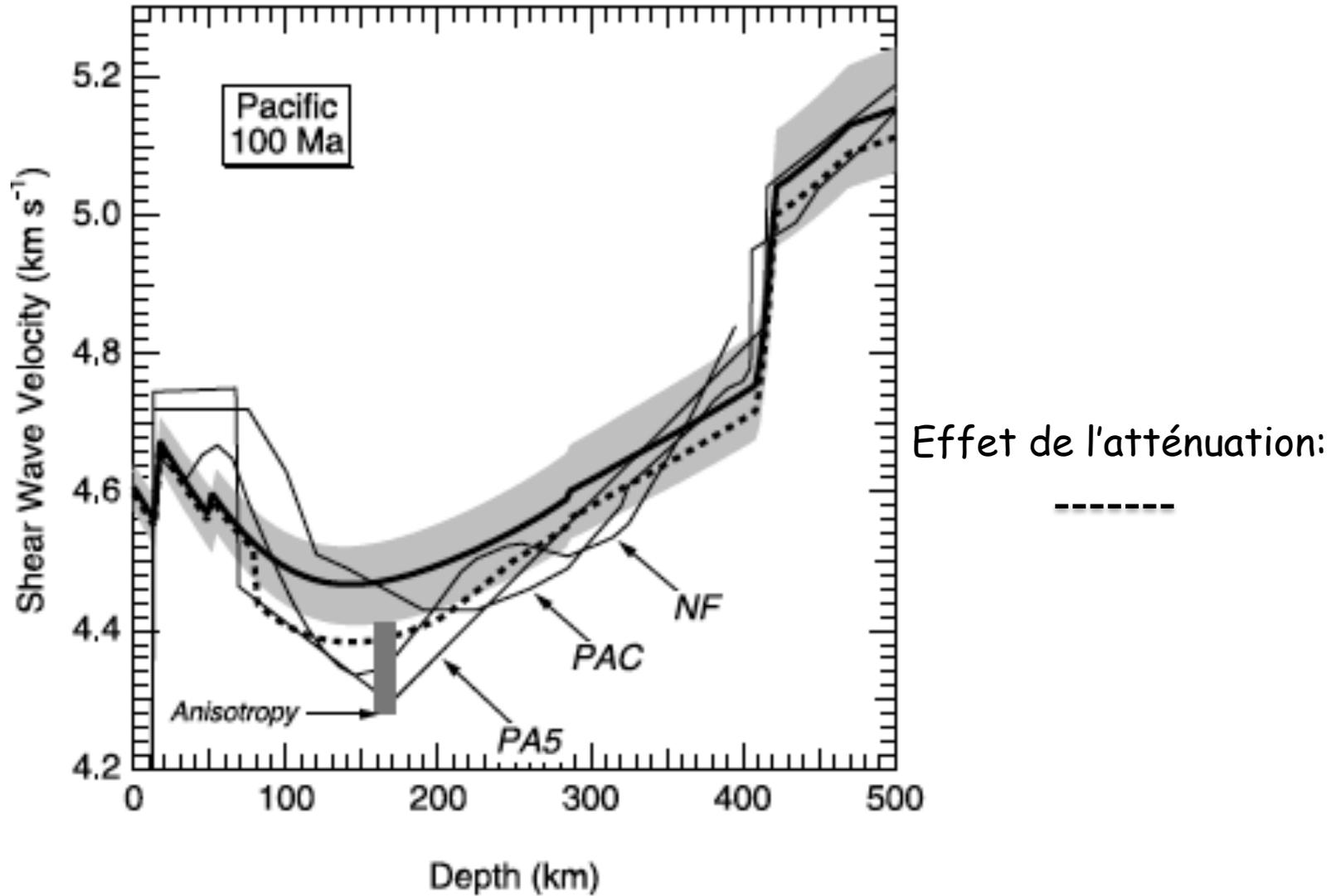
La température dans le manteau supérieur varie entre 1300 °C et 1800°C.

Vitesse de cisaillement des minéraux du manteau supérieur en fonction de la profondeur

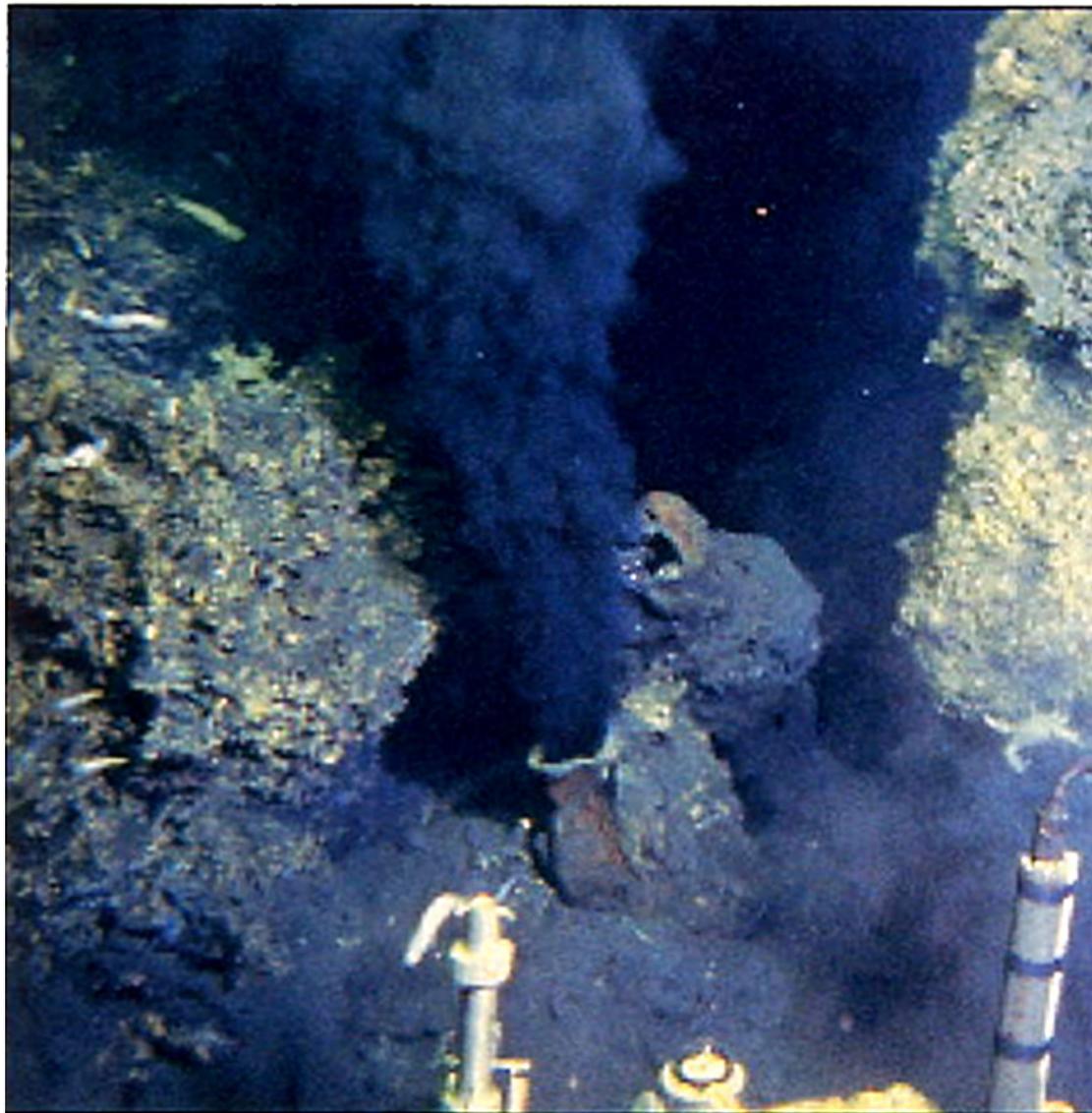


Stixrude and Lithgow Bertelloni, 2005

Modèle pyrolitique et vitesses sismiques "observées"

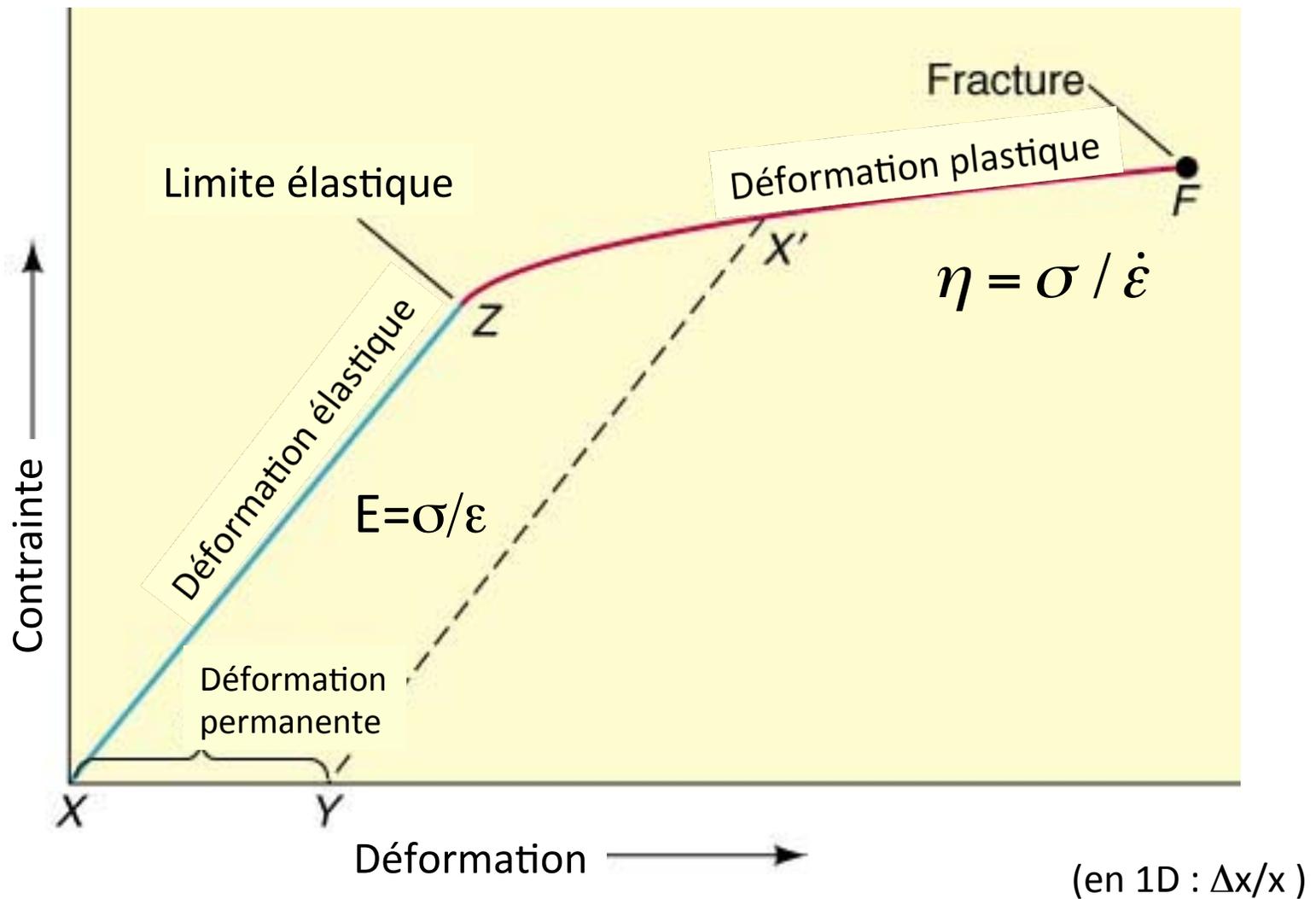


A black smoker



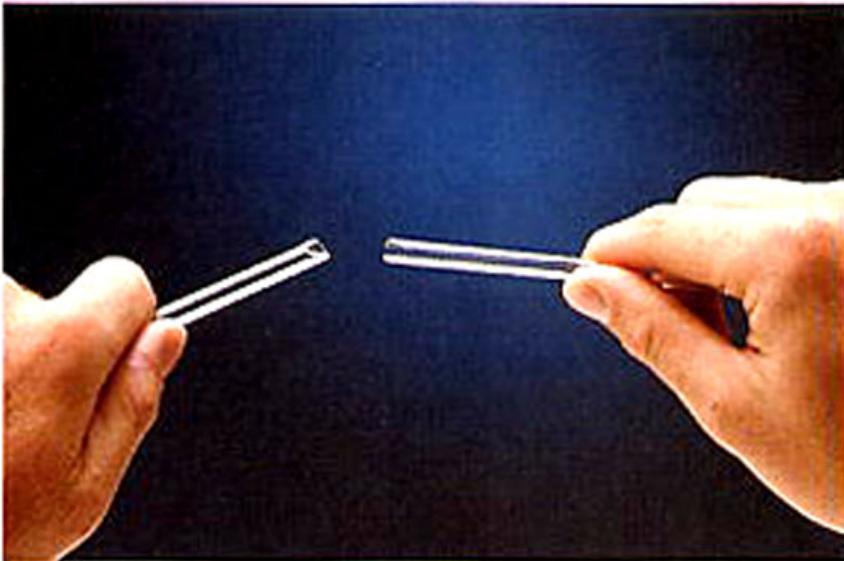
Viscosité dans le manteau

Déformation élastique et plastique (ductile)



Une fois la limite élastique atteinte, la déformation est permanente, même si on supprime la contrainte

La température a une influence importante sur les propriétés de déformation des roches

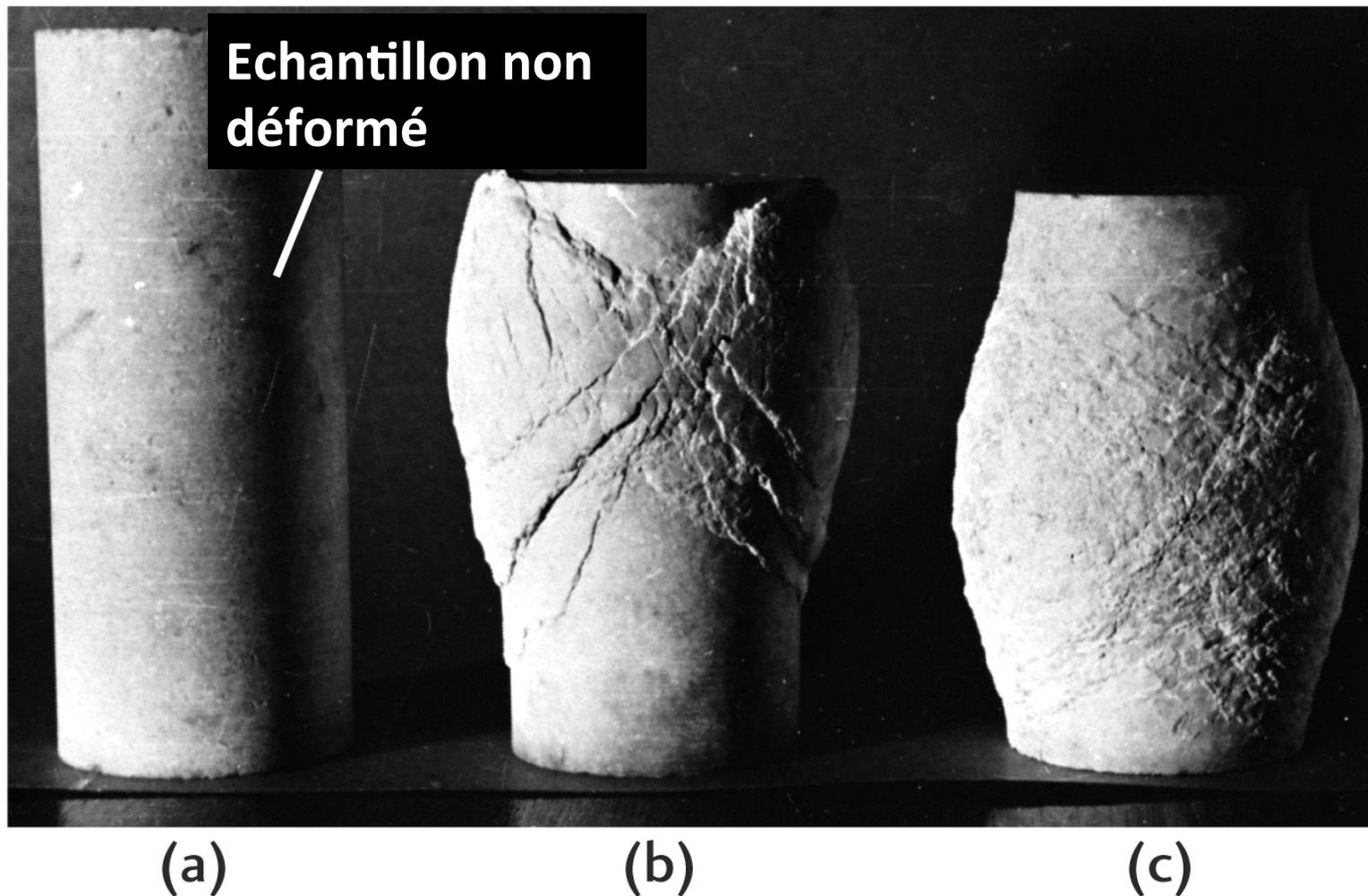


(A) A cold glass rod deforms by brittle fracture and breaks.



(B) A hot glass rod bends and shows ductile behavior without breaking.

Effet de la pression de confinement



En appliquant une pression uni-axiale à un échantillon sous pression ambiante faible -> déformation cassante

La même pression appliquée sous haute pression ambiante donne lieu à une déformation plastique

- Le manteau terrestre est composé de matériaux polycristallins donnant lieu à des comportements variés suivant les conditions de la déformation:
 - Déformation dans le manteau terrestre se produit par le mouvement de défauts (processus activé thermiquement).
 - A faible contrainte et pour des grains de faible taille: **déformation par diffusion** entre les limites de grains.
 - Relation linéaire entre la vitesse de déformation et la contrainte (rhéologie newtonienne),
 - la vitesse de déformation décroît sensiblement quand la taille des grains augmente.
 - A fortes contraintes et taille de grains importante, ou les deux: **déformation par dislocations** à l'intérieur des grains
 - rhéologie non-newtonienne,
 - insensible à la taille des grains -
 - donne lieu à l'orientation préférentielle des cristaux (LPO) -> anisotropie sismique

- Loi de déformation:

$$\dot{\varepsilon} = A \left(\frac{\sigma}{\mu} \right)^n \left(\frac{b}{d} \right)^m \exp\left(-\frac{E^* + PV^*}{RT}\right) = A \left(\frac{\sigma}{\mu} \right)^n \left(\frac{b}{d} \right)^m \exp\left(-\beta \frac{T_m(P)}{T}\right)$$

- d = taille de grain
 - n, m = exposants entiers
 - E* et V* énergie et volume d'activation
 - R constante des gaz
 - T Température
 - T_m(P) Température de fusion
 - T_m/T = température "homologue", permet de définir des lois d'échelle
 - A, b, β = coefficients
-
- Ces modèles ont été développés dans la première partie du 20^e siècle -
 - Non accessibles à la première génération de sciences de la terre qui s'intéressait à la convection mantellique, mais bien établis au moment de la révolution de la tectonique des plaques.

- Après l'acceptation de la tectonique des plaques, les études expérimentales de la déformation mettent en évidence l'influence de:
 - La pression
 - La présence d'eau
 - La fusion partielle
 - La géométrie de la déformation
 - Les transformations de phase

$$\dot{\epsilon} = A \left(\frac{\sigma}{\mu} \right)^n \left(\frac{b}{d} \right)^m f_{H_2O}^r \exp\left(-\frac{E^* + PV^*}{RT}\right)$$

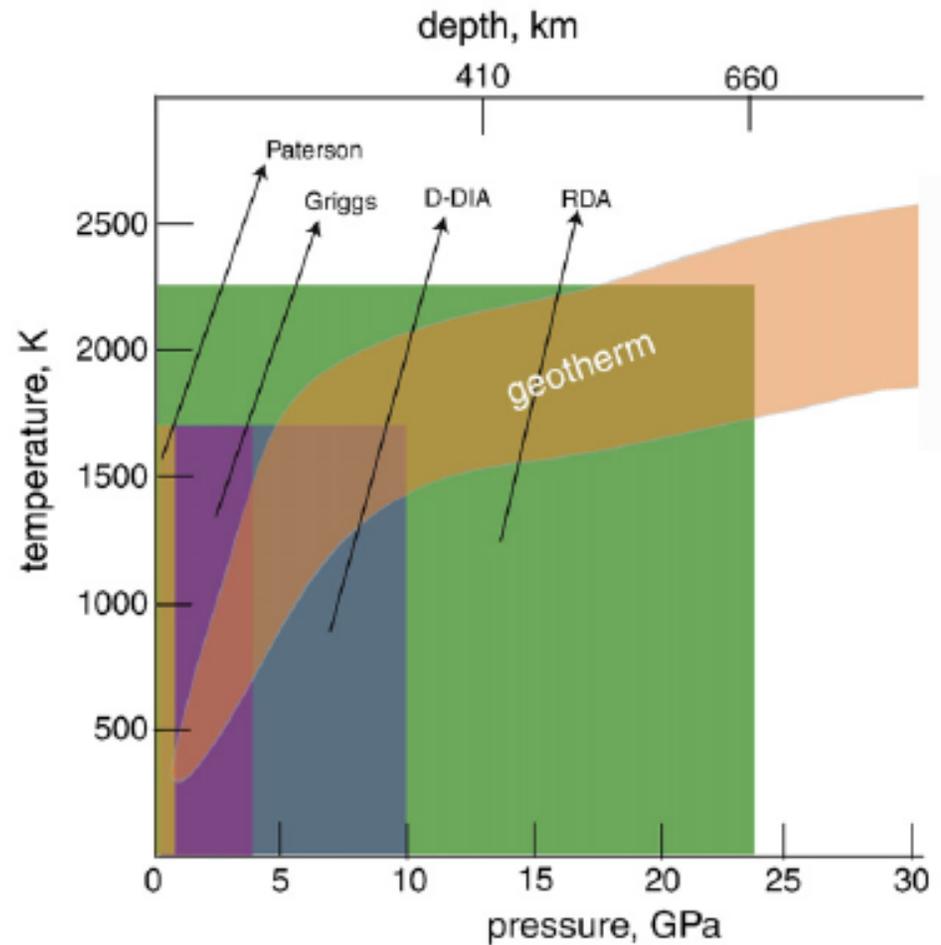
- Rhéologie du manteau supérieur est comprise entre celle de l'olivine sèche et hydratée sous les océans comme sous les continents

Diffusion ou dislocations?

- Transition du régime de dislocation à celui de diffusion est proche des conditions du manteau supérieur (Karato et al., 1986; Karato and Wu, 1993).
 - Mais ceci est constaté à des pressions relativement faibles en laboratoire (300MPa).
- L'étude des microstructures dans les roches provenant du manteau montrent qu'elles ont subi une déformation par dislocation: LPO forte et structures de dislocations similaires à celles observées dans les expériences de laboratoire.
 - On échantillonne seulement les premiers 200 km du manteau
 - On observe peut être seulement la déformation durant l'ascension de la roche vers la surface
- Sismologie: Présence de LPO dans le manteau supérieur:
 - "figée" (Lithosphère)
 - ou représentant la déformation actuelle (asthénosphère)

- Le comportement dynamique dépend de manière critique des lois de déformation (de la rhéologie): la déformation est plus localisée dans le cas non-linéaire, et la localisation de la déformation est différente lorsque celle-ci dépend de la taille des grains.

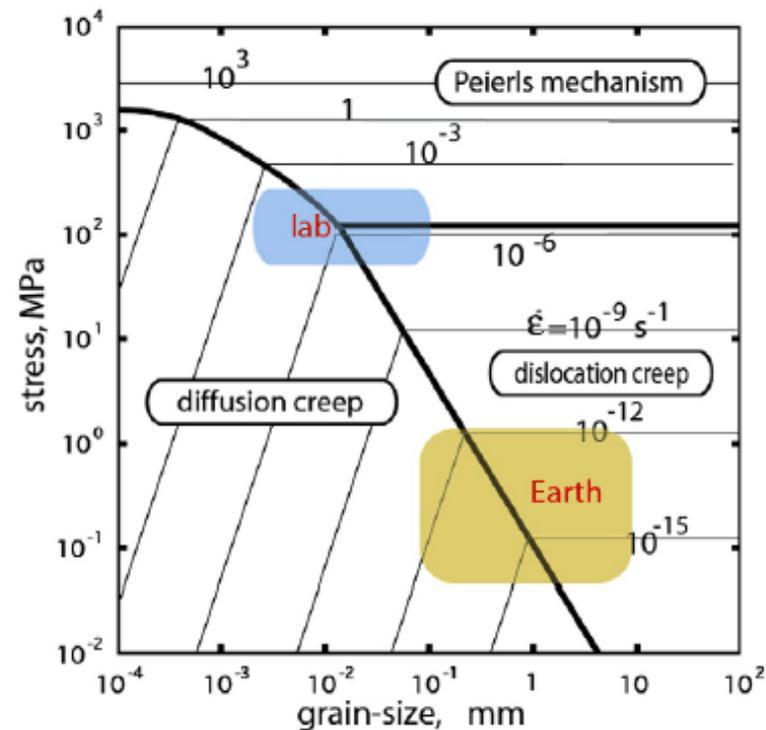
Domaines d'étude dans l'espace (P,T) pour les différents appareils de mesure de la déformation des roches



Problèmes des mesures expérimentales:

- Mesures difficiles à haute pression -> extrapolations importantes sont nécessaires aux conditions du manteau terrestre
- Les expériences sont faites dans des conditions différentes de celles du manteau: temps plus courts et contraintes plus fortes
 - Vitesses de déformation en laboratoire: 10^{-6} - 10^{-3} s^{-1} , dans le manteau: 10^{-12} - 10^{-16} s^{-1}

Les extrapolations sont elles valables?



Karato, 2010

Olivine à P= 7GPa; T= 1700 K

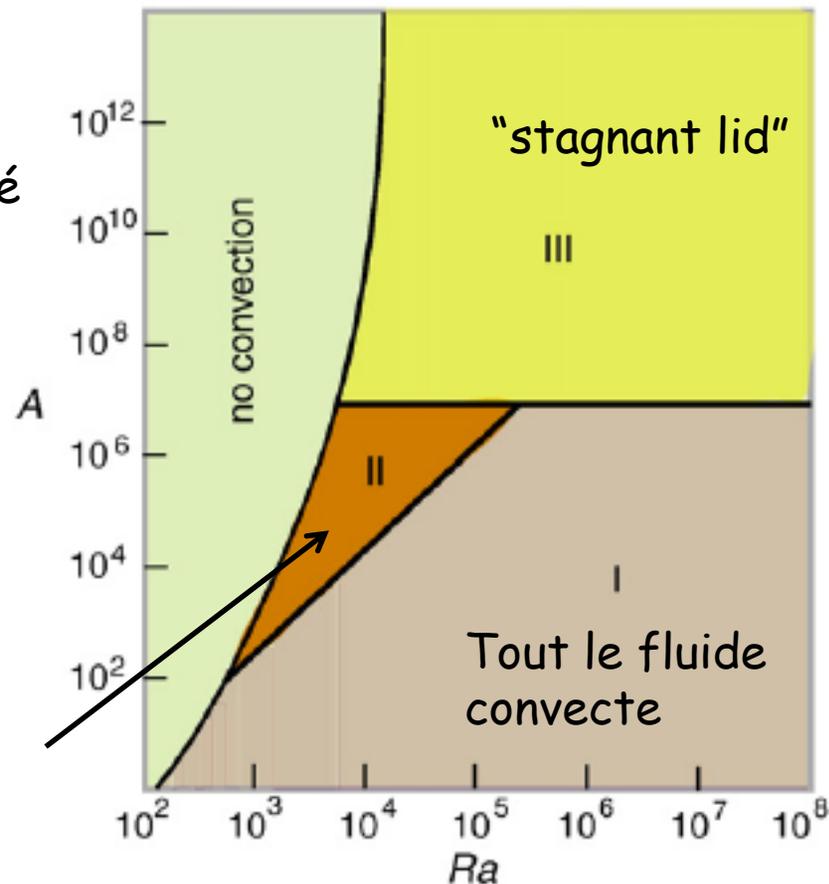
Tubeworms and other new forms of life



Effet de la dépendance en température de la viscosité: différents style de convection dans un fluide

A = contraste de viscosité
entre la couche externe
et le manteau "chaud"

Régime transitoire
"mobile lid" -
où la tectonique des
plaques est possible
à condition de rajouter
d'autres facteurs pour
diminuer la rigidité de la
lithosphère (en particulier
la déformation cassante le long de failles)

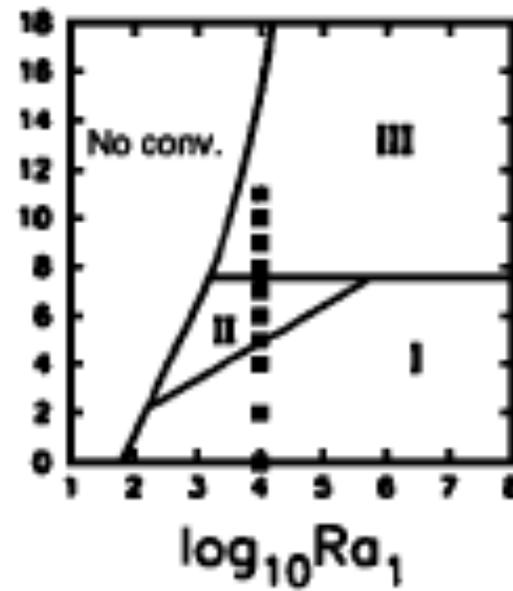
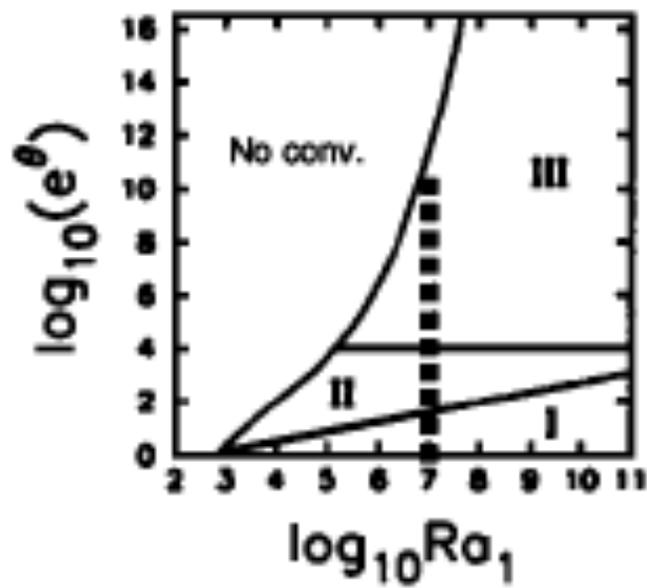


Cas d'une
rhéologie non-
Newtonienne
($n=3$)

Regime diagram

Newtonian

Non-Newtonian

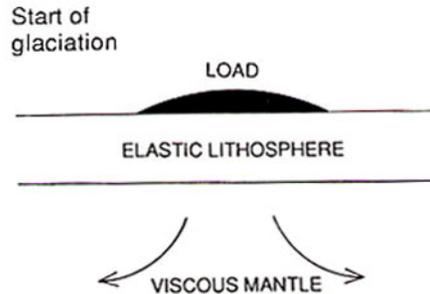


Viscosité du manteau

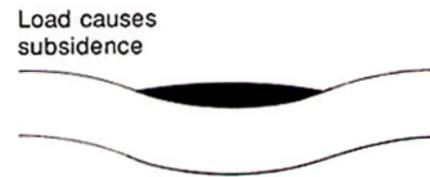
- *Déterminée par :*
- **La physique des matériaux:**
 - Type de déformation (rhéologie de diffusion/dislocation)
 - La viscosité (η) dépend de la température, taille des grains, contenu en eau... effets peu contraints!
- **Mesure du rebond post-glaciaire:**
 - Depuis Haskell (1935) $\rightarrow 10^{21}$ Pa-s en moyenne
 - Plus récemment: augmentation de la viscosité avec la profondeur
 - Détails non résolus, et pas de sensibilité aux grandes profondeurs ($h > 1400$ km)

Rebond post-glaciaire

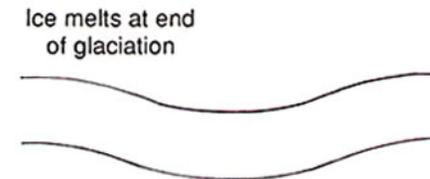
Début de la
glaciation



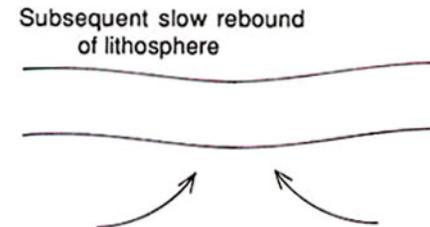
La lithosphère
s'enfonce sous
le poids de la
glace



Fin de la glaciation:
La glace commence
à fondre



La lithosphère
retrouve peu à
peu son état initial



Estimation de la viscosité à partir des mesures de gravité et de déformation à long terme.

-> Rebond post-glaciaire:

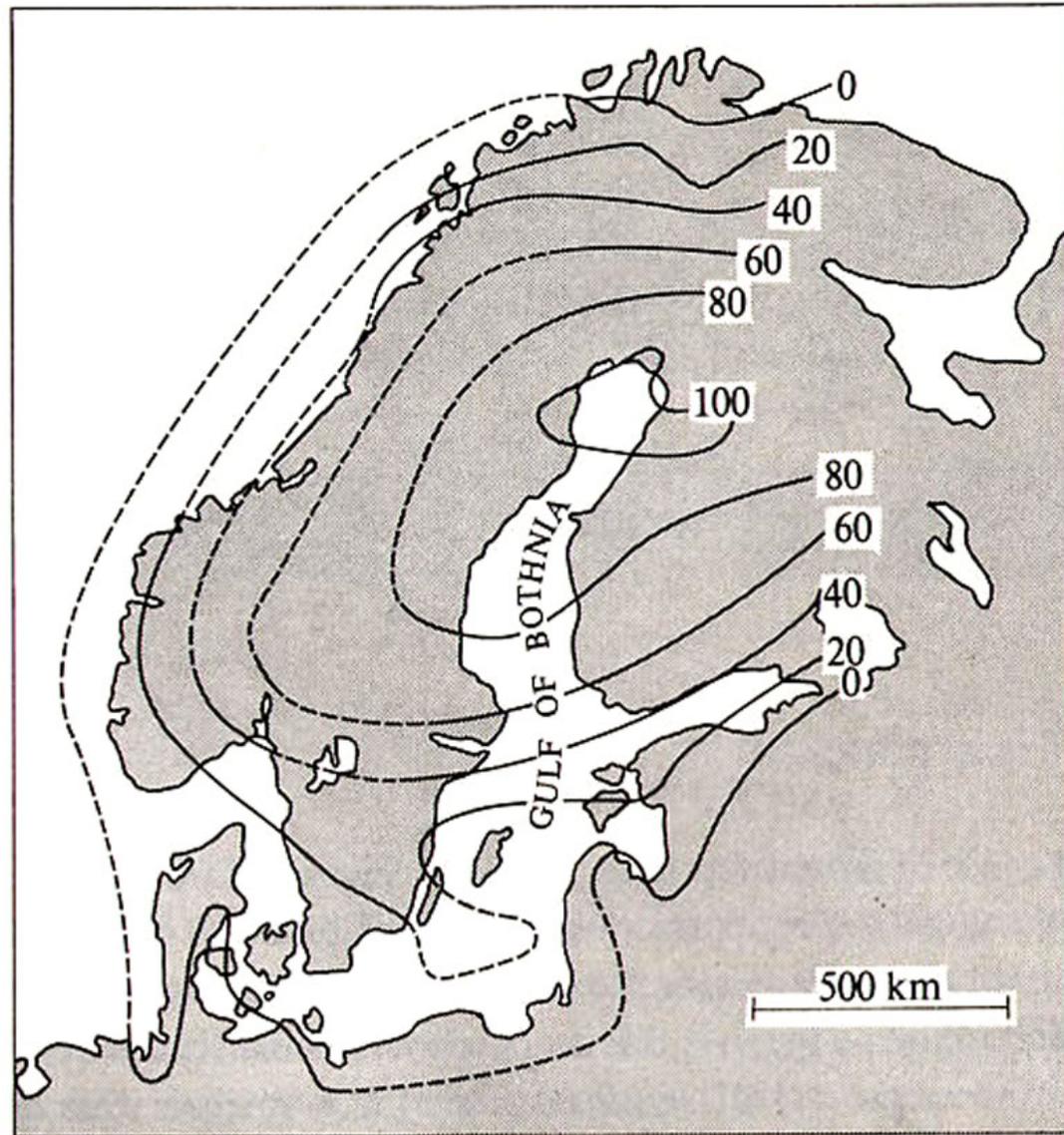
– Déglaciation il y a entre 10,000 et 6000 ans (Peltier, 1981)-> redistribution des masses dans la croûte et le manteau-> mvt de la croûte,

- composante verticale (principale) peut être mesurée comme variation relative du niveau des mers

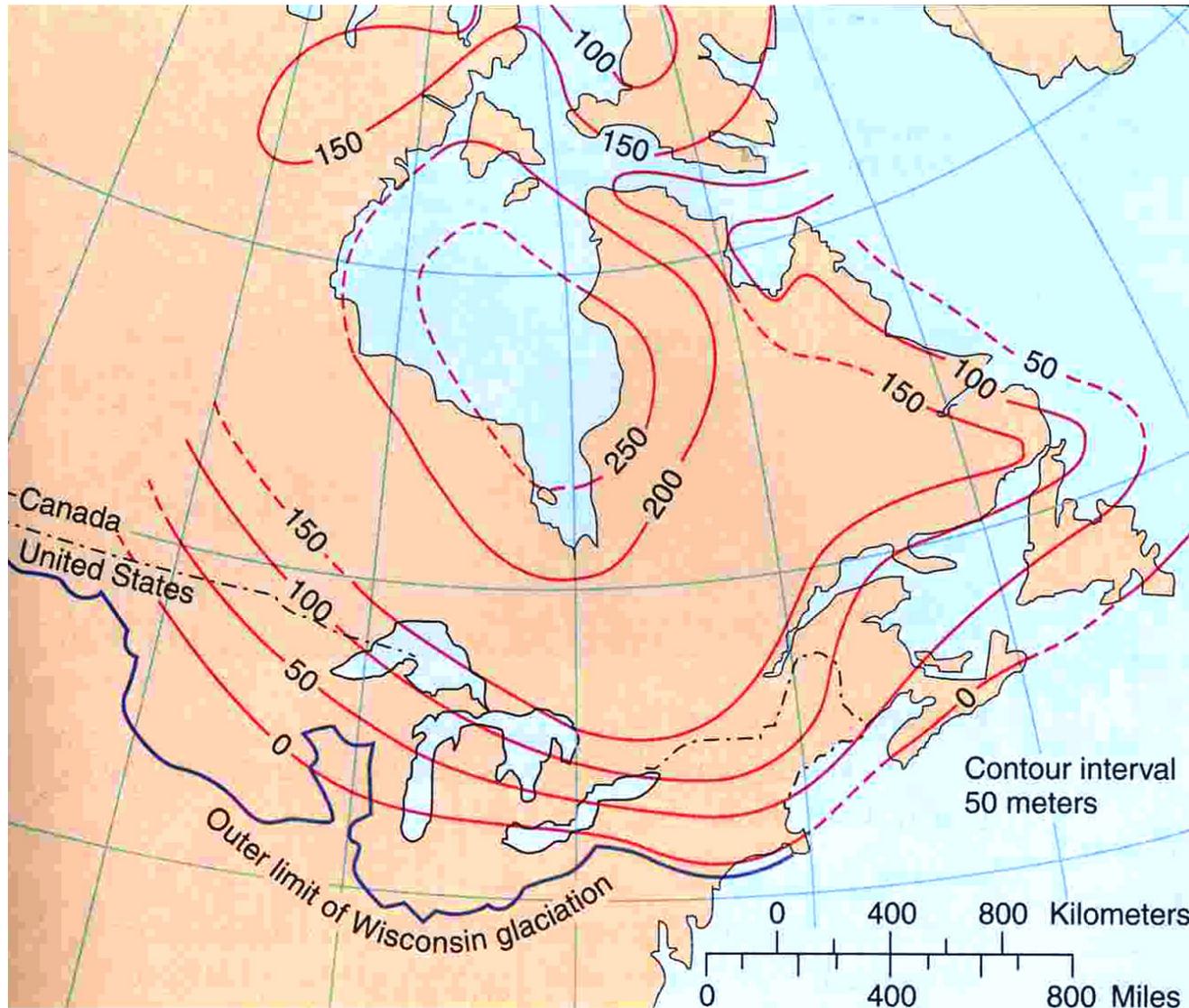
$$z = z_0 \exp\left(\frac{-t}{\tau_h}\right) \quad \tau_h = \text{temps caractéristique}$$

- composante horizontale avec GPS

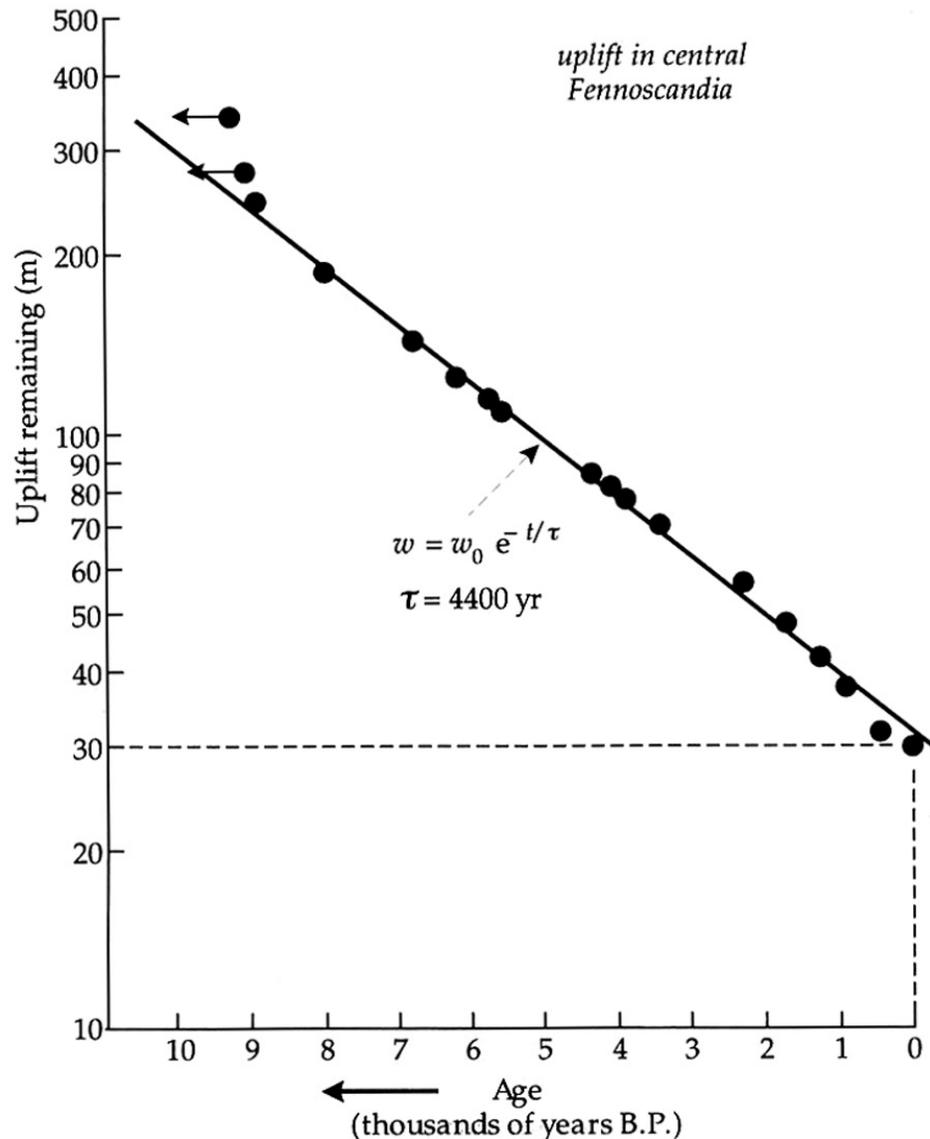
Rebond de la Fennoscandie (en m)



Rebond de la baie d'Hudson



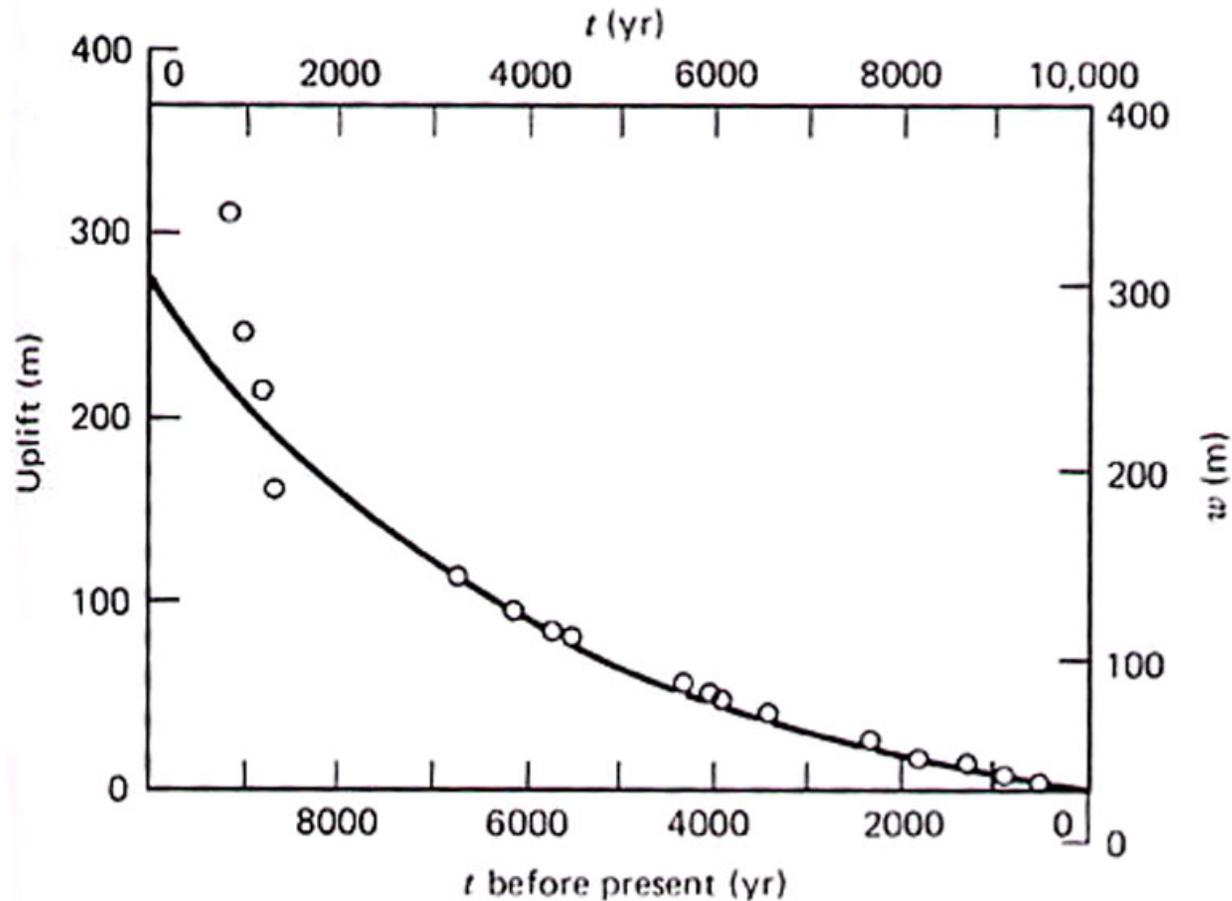
Modélisation du rebond post-glaciaire



En reportant le changement d'altitude sur une échelle logarithmique en fonction du temps, on obtient une relation linéaire avec le temps, dont la pente est l'inverse de la constante de temps

$$z = z_0 \exp\left(\frac{-t}{\tau_h}\right)$$

Modélisation du rebond post-glaciaire



Estuaire de la rivière Angerman, Suède,
Élévation en fonction du temps, comparée à un modèle de relaxation
Exponentielle - on obtient $\tau_h = 4400$ ans, et un début de rebond il y a 10,000 ans

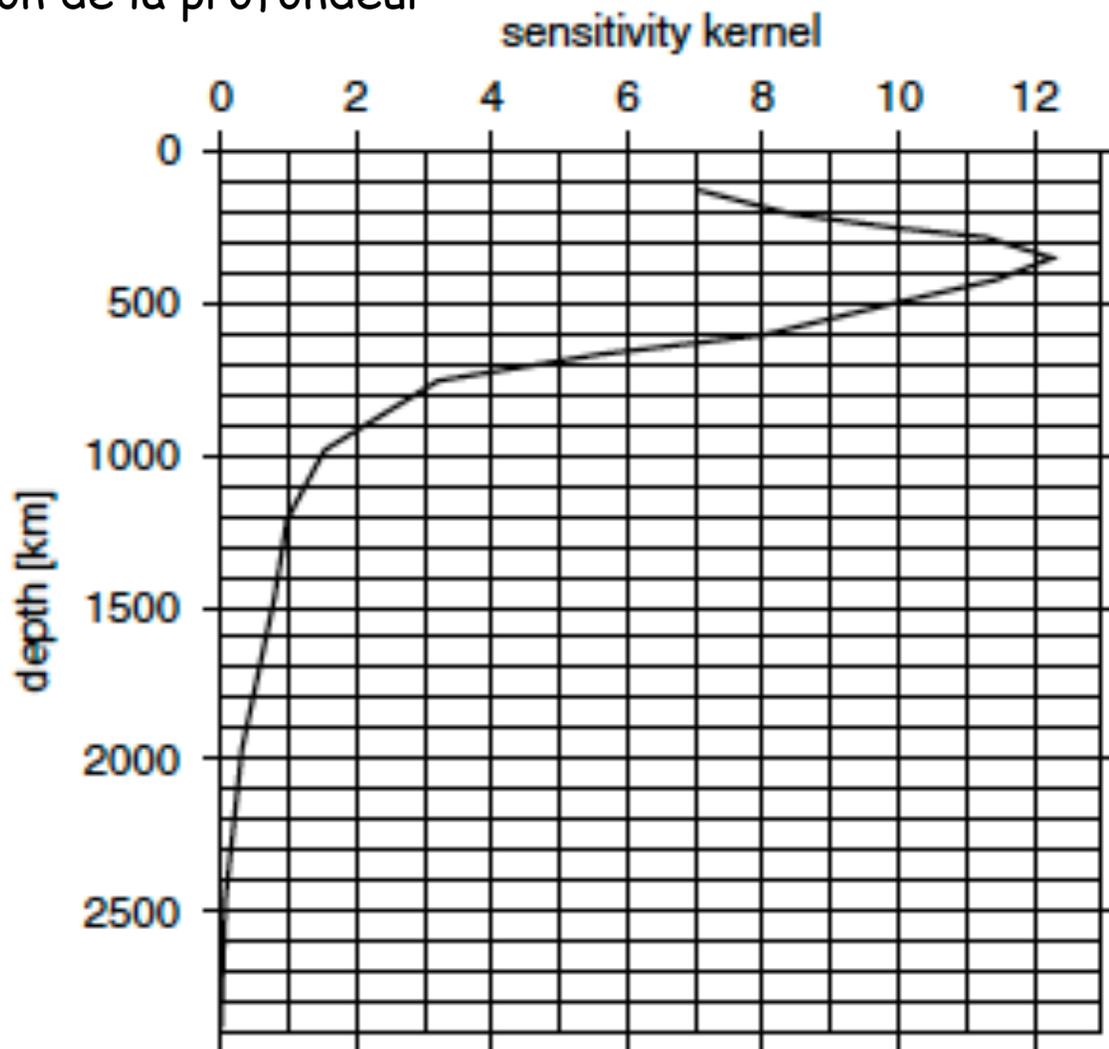
- Relation entre τ_h et la viscosité pour un modèle de déformation plastique du manteau - en général on considère une relation linéaire entre contraintes et viscosité (Newton).

- Dans un cas simple de viscosité stratifiée (modèle 1D):

$$\tau_h = \frac{\eta}{\rho g \lambda} F(\lambda) \quad \lambda \text{ longueur d'onde latérale de la glaciation}$$

- En comparant les temps de relaxation pour différentes valeurs de λ , on peut contraindre les variations de η avec la profondeur.
 - Ceci suggère la présence d'une couche de viscosité faible entre 100-300 km de profondeur, mais la résolution en profondeur est faible

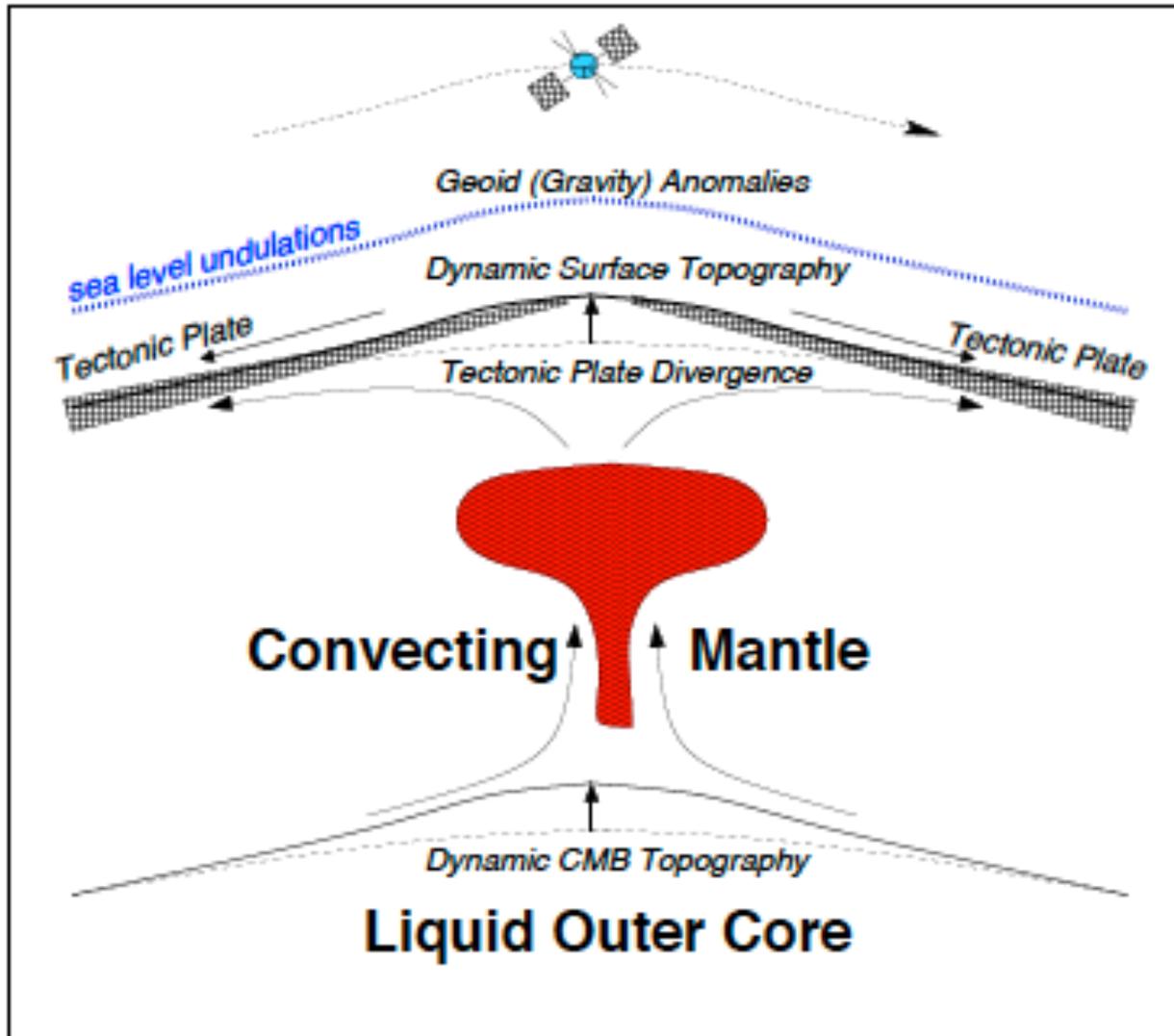
Exemple de noyau de sensibilité du rebond post-glaciaire à la viscosité, en fonction de la profondeur



Mitrovica, 1996

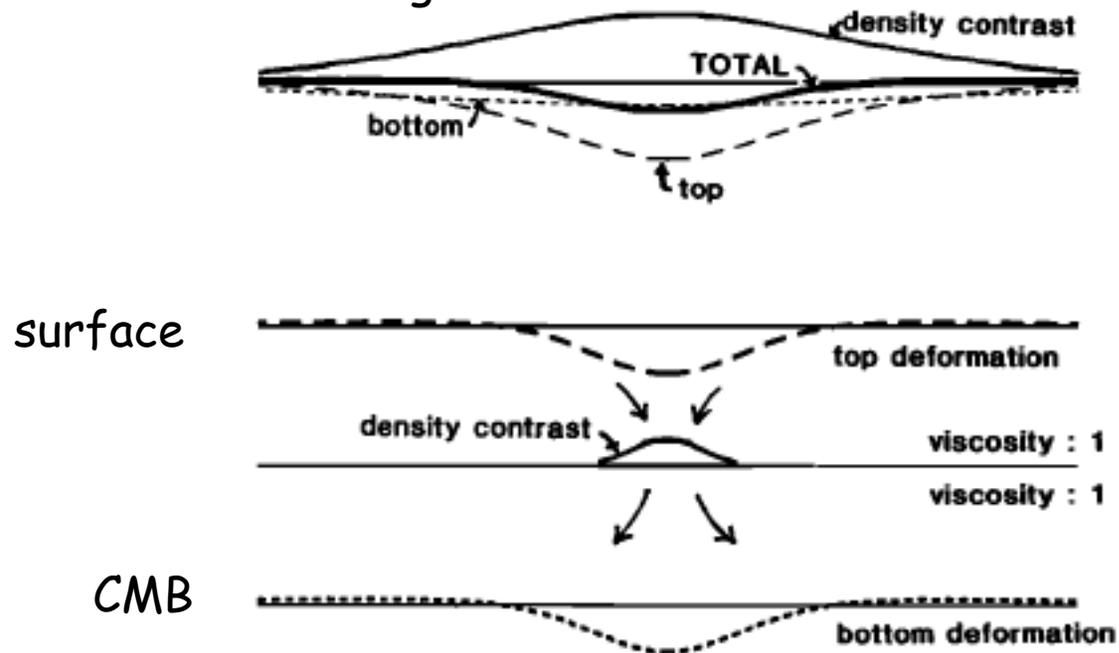
- Haskell, 1935, 1937: rebond post-glaciaire-> estime la viscosité moyenne du manteau (bien contrainte):
 - 3×10^{21} Pa s
- Nakada et Lambeck (1989) analysent des variations relatives du niveau de la mer au niveau regional en tenant compte de la forme des côtes. Ils obtiennent une estimation du contraste de densité entre le manteau supérieur et le manteau inférieur ($\sim \times 100$)
- Viscosité presque constante dans le manteau inférieur (Yamazaki and Karato, 2001)
- Déformations associées sont faibles $\sim 10^{-4}$ dans les regions de calotte glaciaire; $\sim 10^{-6}$ loin de ces regions.
 - Comparables aux déformations élastiques (séismes)
 - Il n'est pas clair si la viscosité correspondante est celle correspondant aux échelles de temps de la convection (millions d'années)

Topographie dynamique et mesures de gravité



- Hager (1984) et Richards and Hager (1984) ont analysé le signal de gravité dans les zones de subduction et ont montré que:
 - si la viscosité du manteau était homogène, la plaque s'enfoncerait dans le manteau avec peu de résistance, ce qui donnerait lieu à une déformation importante de la surface (dépression) -> anomalies de gravité négatives.

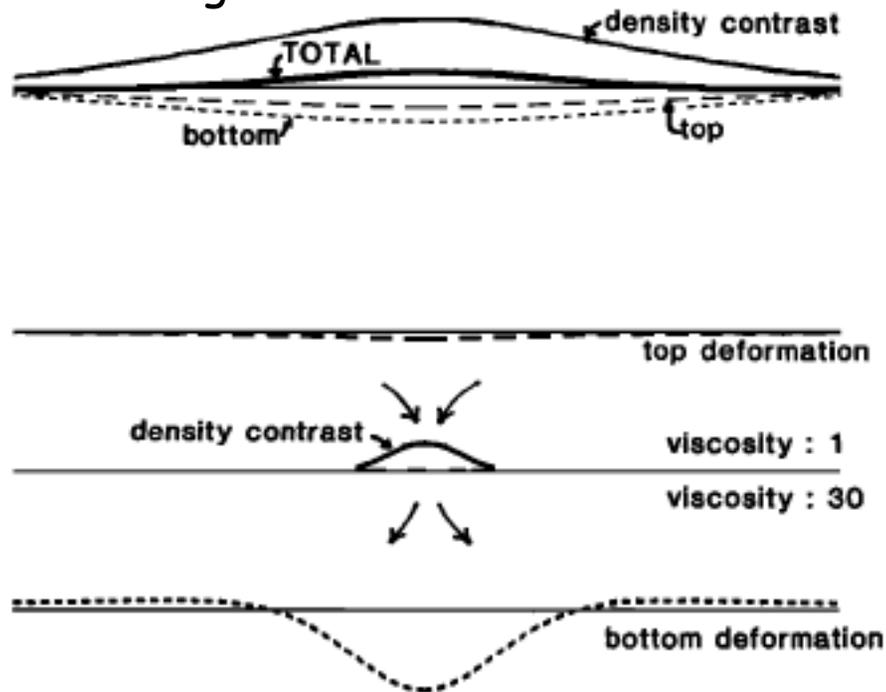
Anomalies du géoïde:



D'après Hager, 1984

- Par contre, s'il y a une augmentation brusque de la viscosité dans le manteau moyen, la subduction est en partie inhibée et la topographie dynamique est moins forte -> anomalie de gravité faiblement positive:

Anomalies du géoïde:

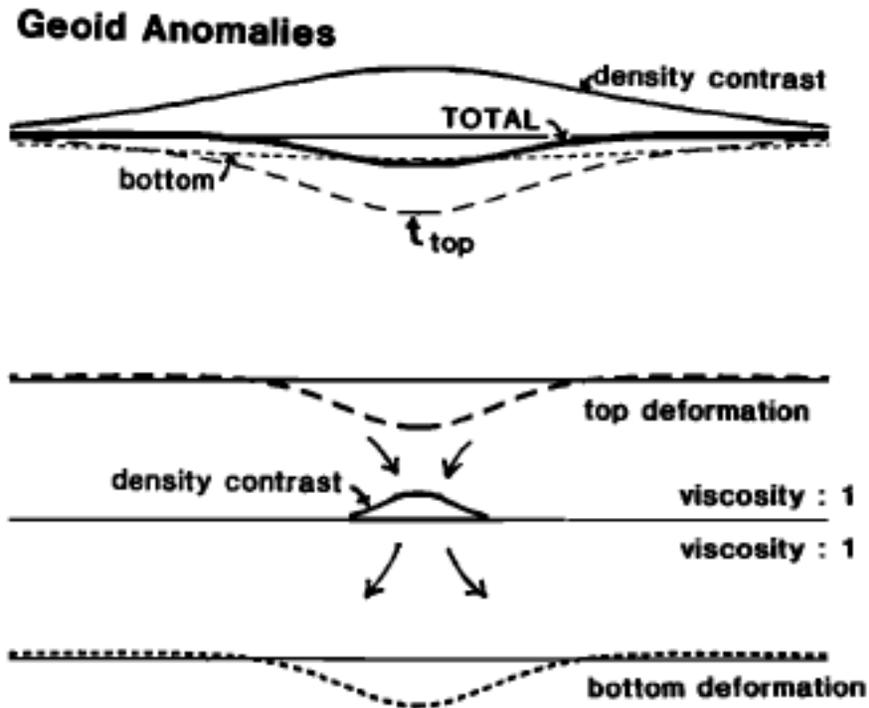


→ La viscosité du manteau doit augmenter d'un facteur 30-100 dans le manteau moyen.

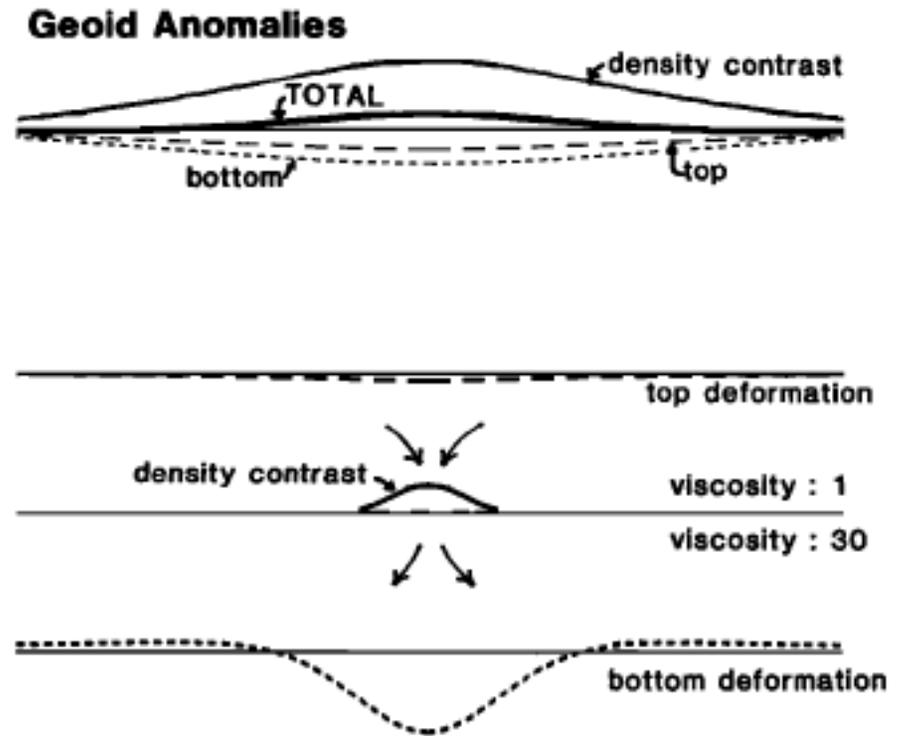
Ils font l'hypothèse que cela se produit à la discontinuité de 670 km.

D'après Hager, 1984

Viscosité constante



Viscosité varie avec la profondeur:
Saut de viscosité à la discontinuité
de 660 km



Hager, 1984

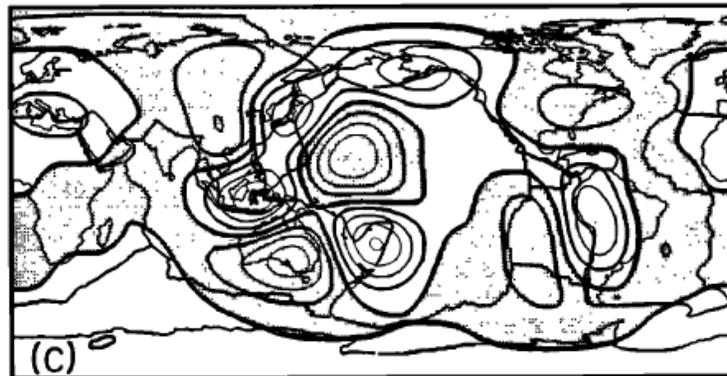
Observed Geoid: degree 4-9



Rigid-Earth Slab Geoid: degree 4-9

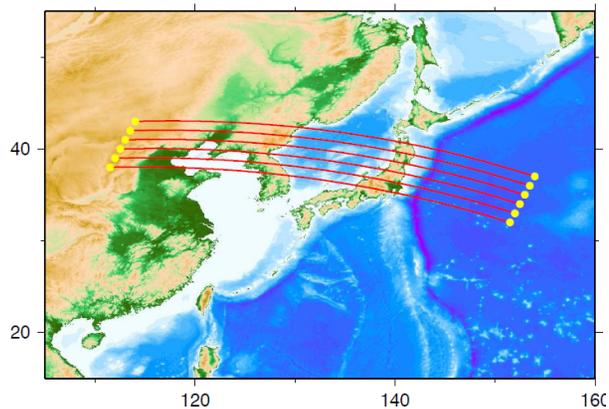


Dynamic Slab Geoid: degree 4-9

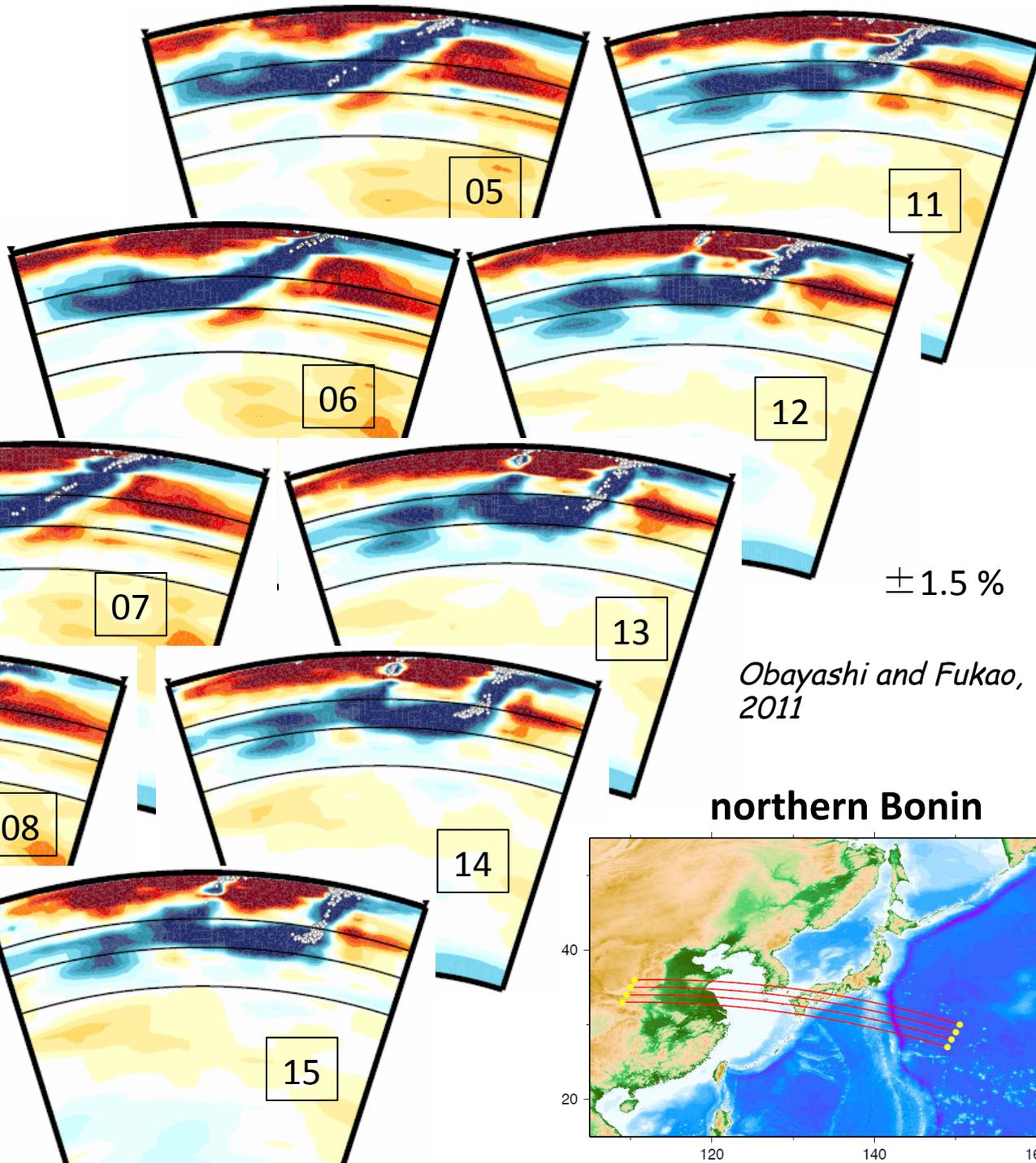


contour interval: 10 m

Hager, 1984



Honshu



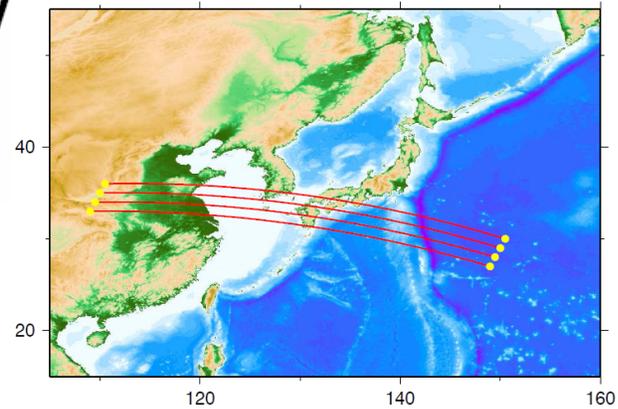
$\pm 1.5\%$

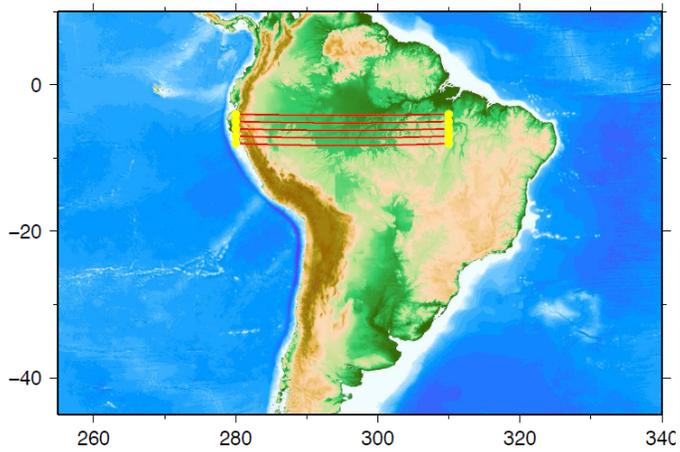
410
660
1000

$\pm 1.5\%$

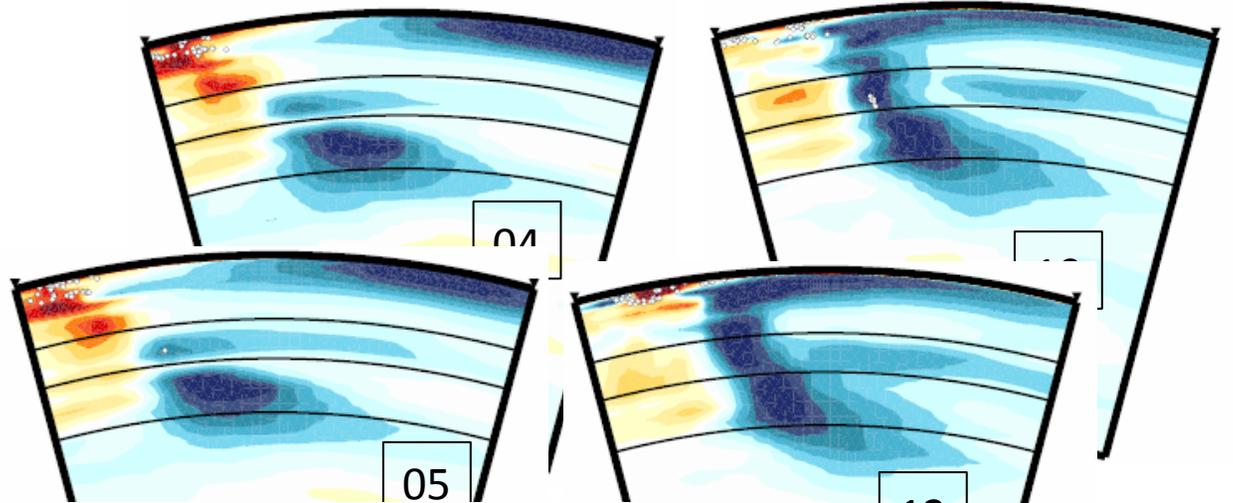
Obayashi and Fukao, 2011

northern Bonin



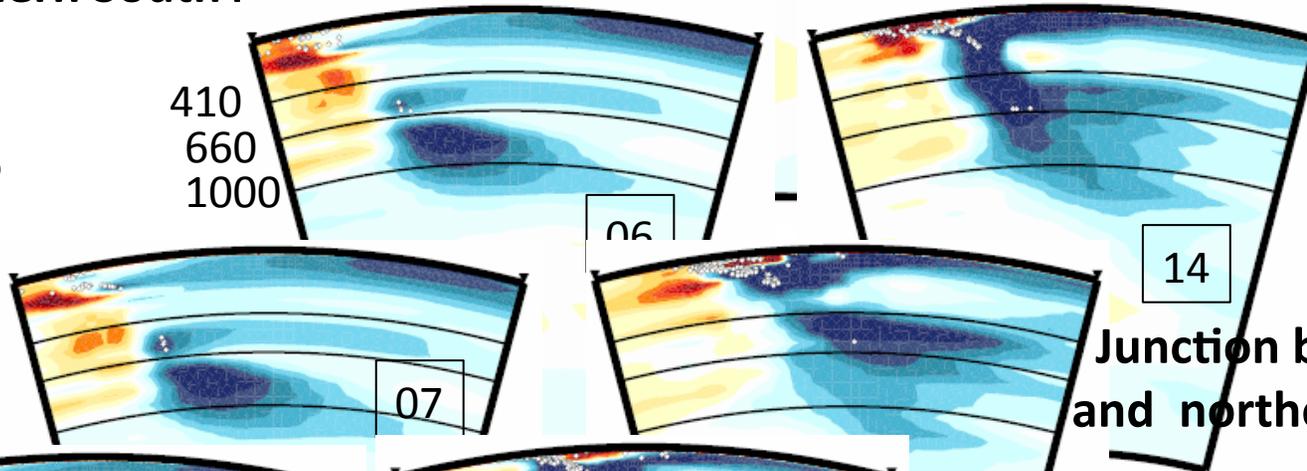


northern South America



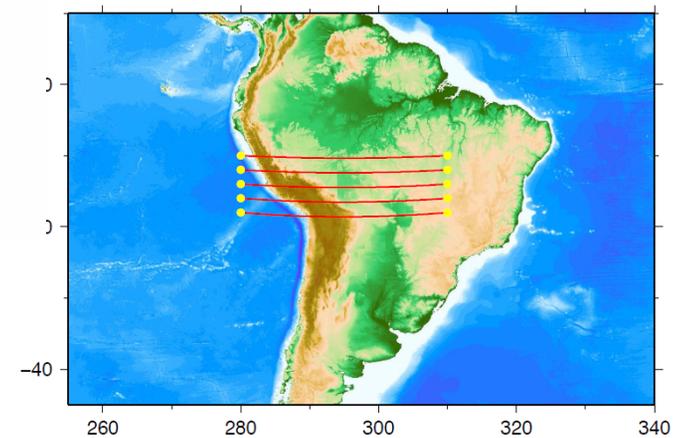
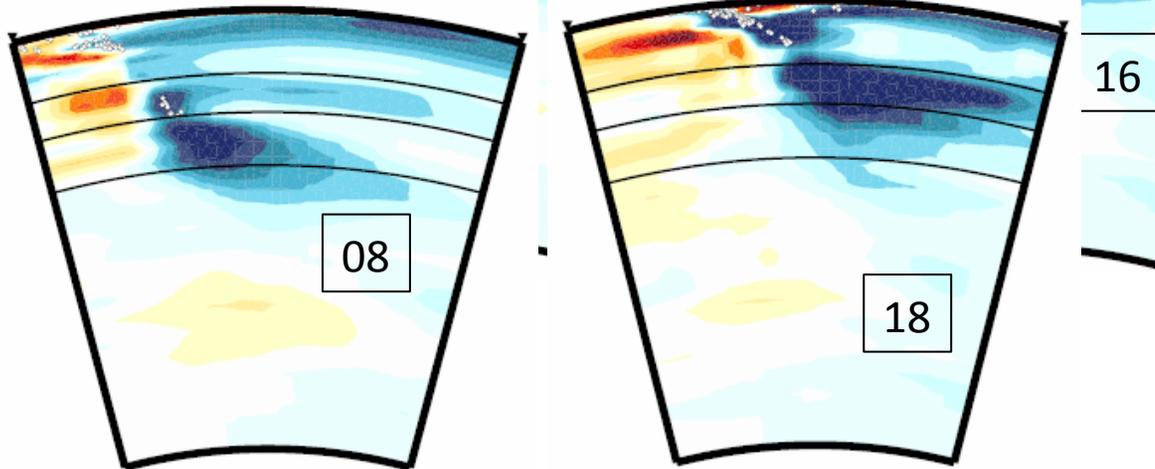
$\pm 1.2\%$

410
660
1000



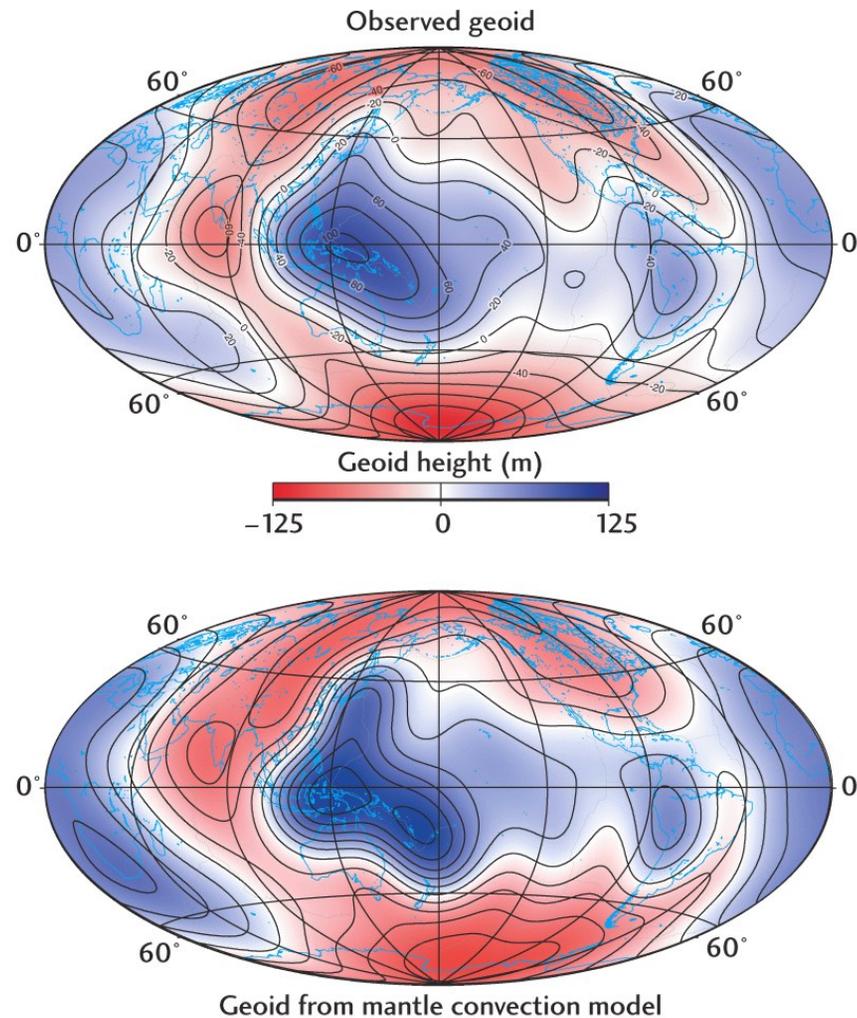
$\pm 1.2\%$

Junction between southern and northern South America



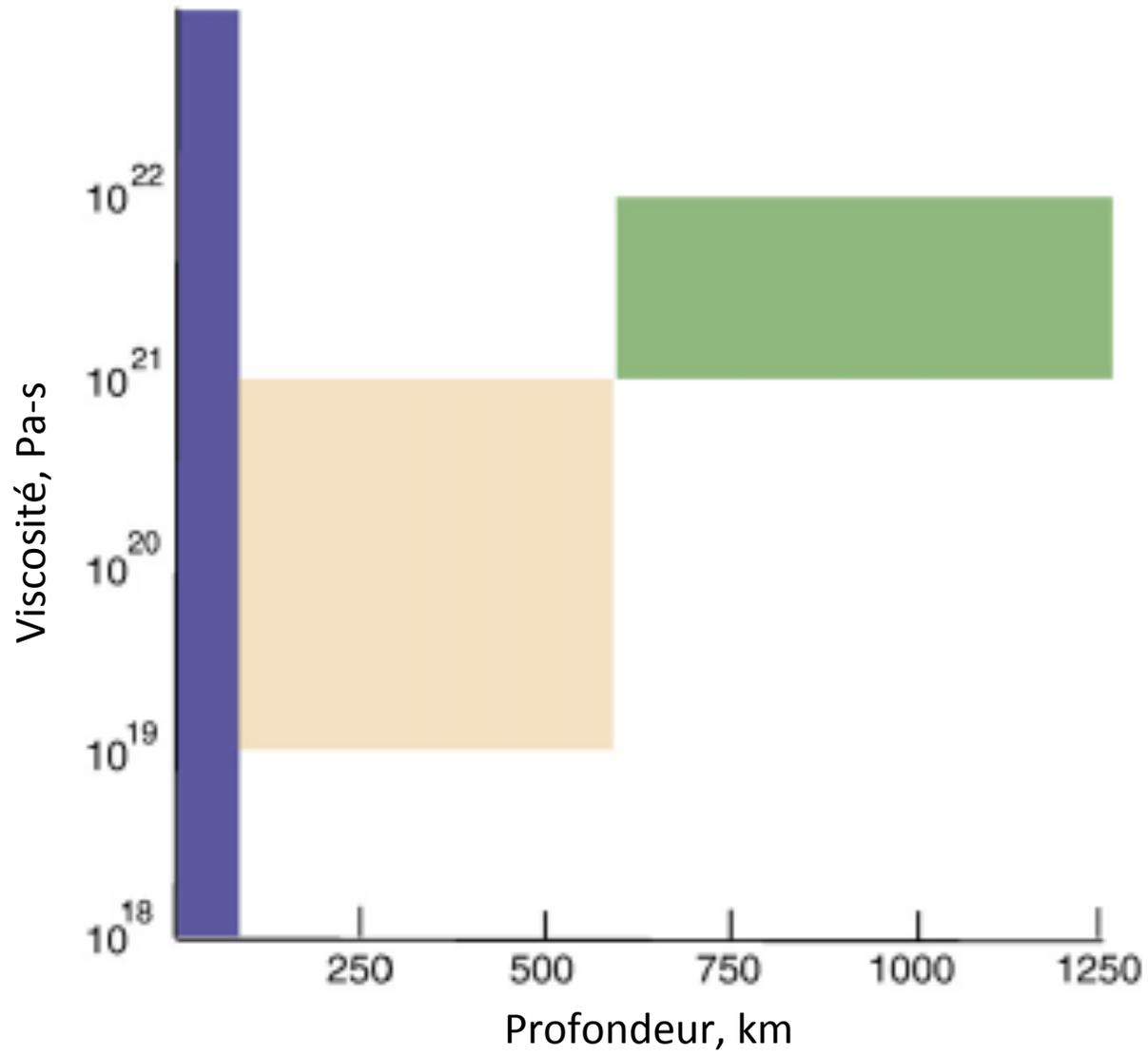
- Dans les premiers travaux (Hager, 1984...), la densité des plaques en subduction était calculée à partir de modèles thermiques - plus récemment on utilise la distribution de densité déduite des modèles tomographiques sismiques, en introduisant un facteur de conversion vitesse -> densité
- On suppose que la rhéologie est newtonienne
 - Dans le cas d'une rhéologie non-linéaire, le temps de relaxation dépend de la contrainte et doit varier avec le temps et l'endroit de mesure. Mais cet effet est subtil (Karato and Wu, 1993).

Comparison du géoïde observé avec celui prédit par un modèle tomographique global en tenant compte de la variation de la viscosité avec la profondeur et de la déformation des discontinuités



Viscosité du manteau

- Modélisation conjointe du géoïde et du rebond post glaciaire et de l'information sur:
 - Flux de chaleur
 - Mouvements de plaques
 - Topographie de la CMB et contraintes lithosphériques
 - Topographie dynamique
- Le géoïde reste la contrainte principale (la mieux connue au niveau global)
- Seul résultat robuste: augmentation importante de la viscosité avec la profondeur
 - On s'y attend: variation de la viscosité avec la température et la pression, taille des grains etc..
- Plus récemment: on ajoute des variations latérales de viscosité dans les premiers 300 km et près de la CMB
 - ce qui améliore l'accord avec le géoïde (Cadek and Fleitout, 2003, 2006)



Karato (2010)

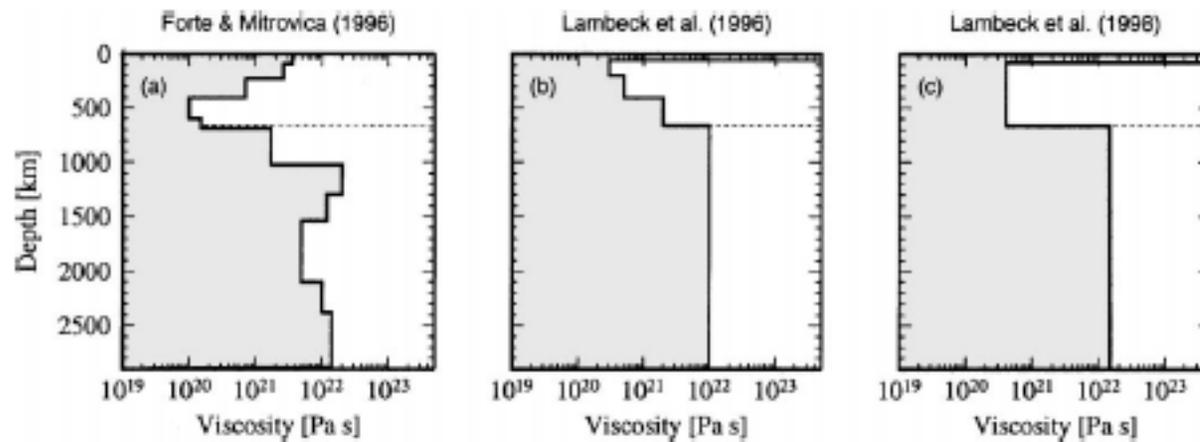


Fig. 2. Scaled viscosity profiles from predictions of postglacial rebound signatures.

Données de rebond post-glaciaire + géoïde (grandes longueurs d'onde)

