

Évolution thermique de la Terre : tectonique des plaques et océan de magma basal

Stéphane Labrosse

et les contributions de
C. Jaupart (IPG Paris), J. Hernlund (Berkeley) et N. Coltice (Lyon)

Laboratoire des sciences de la Terre
École normale supérieure de Lyon



30 mars 2010



Questions posées

- ▶ Quel est le taux de refroidissement actuel de la Terre ?
 - ▶ Quelles sont les échelles de temps pertinentes pour l'évolution de la Terre ?
- ⇒ Comment fonctionne la convection dans le manteau ?
- ▶ Les observations sur le manteau profond indiquent la présence actuelle de fusion partielle à la base du manteau → Quelles conséquences pour l'état initial du manteau et l'évolution à long terme de la Terre ?

Plan

Évolution thermique et tectonique des plaques

Le bilan d'énergie de la Terre

Convection et évolution thermique

Structure et évolution du manteau profond

Fusion partielle à la base du manteau : ULVZ

Processus de fusion à la base du manteau

La post-pérovskite et la structure thermique de la base du manteau

Évolution d'un océan de magma à la base du manteau (OMB)

Bilan de chaleur actuel

Contraintes sur l'histoire thermique de la Terre :

Perte de chaleur

Océans ~ 32 [30 – 34]TW

Continents ~ 14 [13 – 15]TW

Total ~ 46 [43 – 49]TW

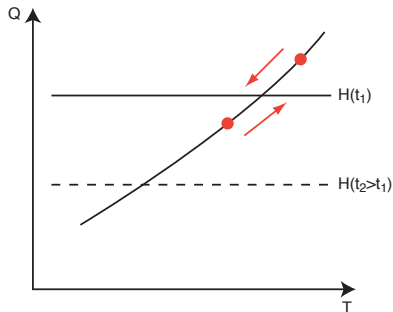
Production radioactive totale ~ 21 [15 – 25]TW

dont croûte continentale ~ 7 [6 – 8]TW

$\Rightarrow$ La Terre refroidit.

$dT/dt = 120$ [50 – 190]K/Ga actuellement.

Évolution thermique



$$MC_P \frac{dT}{dt} = -Q(T) + H(t)$$

Échelle de temps pour l'évolution sur une branche :

$$\tau = \frac{MC_P T}{Q(T)}$$

Modèles de refroidissement

Convection à nombre de Prandtl infini :

- Croissance de couche limite par conduction ($q = kT_m / \sqrt{\kappa \text{ age}}$)
- subduction lorsqu'une flottabilité négative critique a été accumulée.

$$\Rightarrow q = A \left(\frac{\alpha g}{\kappa \nu (T_m)} \right)^{1/3} T_m^{4/3}$$

Application à la Terre

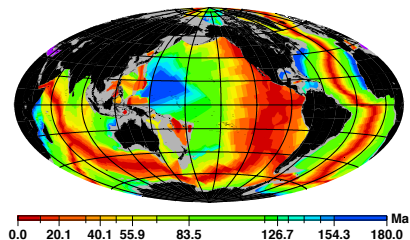
- **Problème** : Refroidissement initial trop rapide pour expliquer le flux de chaleur actuel avec la radioactivité actuelle.

Solutions classiques

Pour résoudre le problème on peut

- ▶ Revoir le flux de chaleur à la baisse.
- ▶ Revoir la production de chaleur radioactive à la hausse (Stacey, 1992 ; Turcotte et Schubert).
- ▶ **Mettre en cause la validité des modèles paramétrés de convection.**

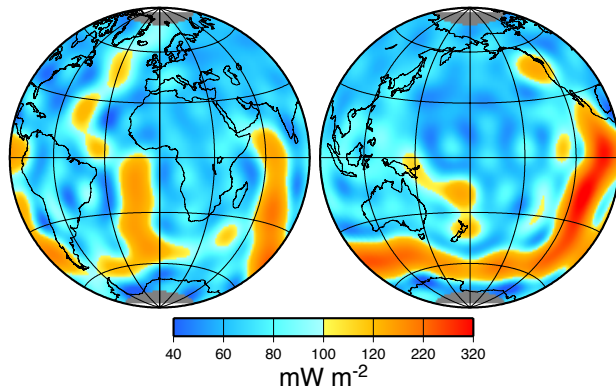
Convection et tectonique des plaques



(Müller et al, 2008)

- ▶ Au premier ordre, la convection thermique explique la tectonique des plaques $\Rightarrow$ quelles implications pour son fonctionnement ?
- ▶ Nombreuses observations géologiques ne peuvent être interprétées par un modèle simple $\Rightarrow$ Faut-il ajouter des ingrédients et lesquels ?

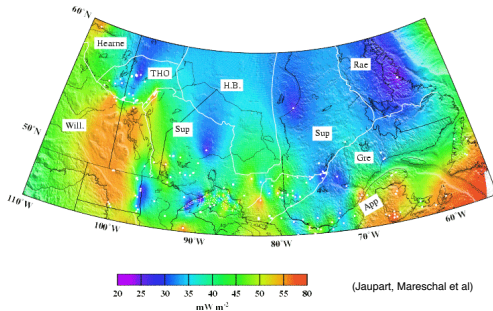
Distribution de flux de chaleur



Pollack et al (1993)

- ▶ Flux de chaleur océanique et continental similaire.
- ▶ Perte de chaleur essentiellement par les dorsales.

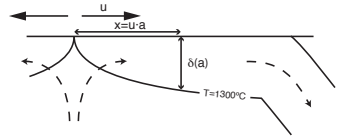
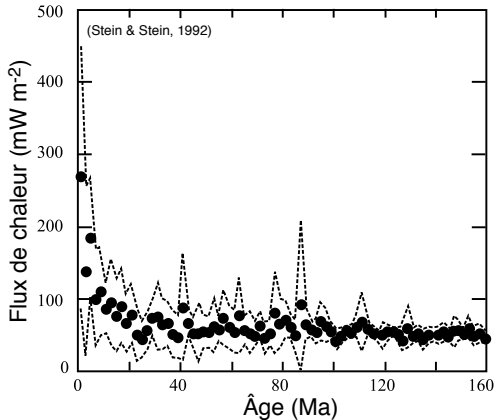
Flux continental



- ▶ Ne suit pas une loi simple avec l'âge de la province.
- ▶ Variations de courtes longueurs d'onde dues aux variations de concentration en éléments radioactifs dans la croûte.
- ▶ Flux de chaleur en provenance du manteau faible ($\simeq 10 - 15 \text{ mW/m}^2$) et à peu près uniforme.

Dans la suite, on négligera cette contribution au refroidissement de la Terre.

Structure thermique de la lithosphère océanique



$$\delta \sim \sqrt{\kappa T} \Rightarrow q \sim \frac{k T_M}{\sqrt{\kappa T}}$$

Base de données totale :
bruit très important.

Refroidissement de la lithosphère océanique

Dans les océans :

- ▶ Le front froid se propage vers le bas alors que la plaque se déplace depuis la dorsale.

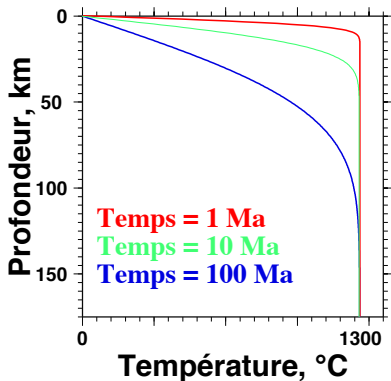
$$T(z) = T_M \operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}$$

$$= \frac{2T_M}{\sqrt{\pi}} \int_0^{z/2\sqrt{\kappa t}} e^{-x^2} dx$$

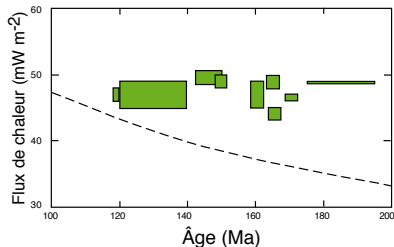
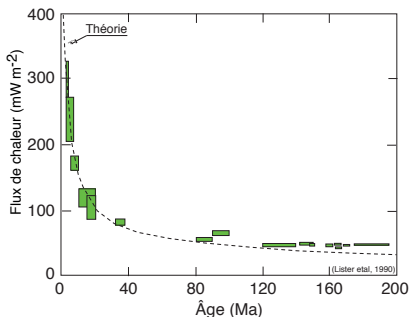
- ▶ Le flux de chaleur diminue avec l'âge de la plaque

$$q(t) = \frac{kT_M}{\sqrt{\pi\kappa t}} = C_Q t^{-1/2}$$

- ▶ Coefficient C_Q obtenu par ajustement des observations

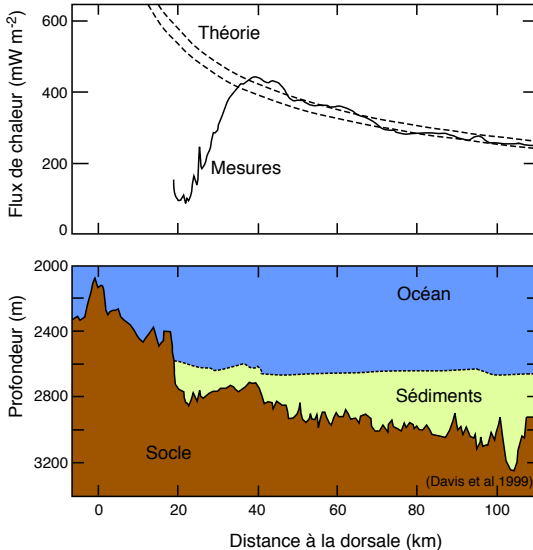


Flux de chaleur : Fonds bien sédimentés



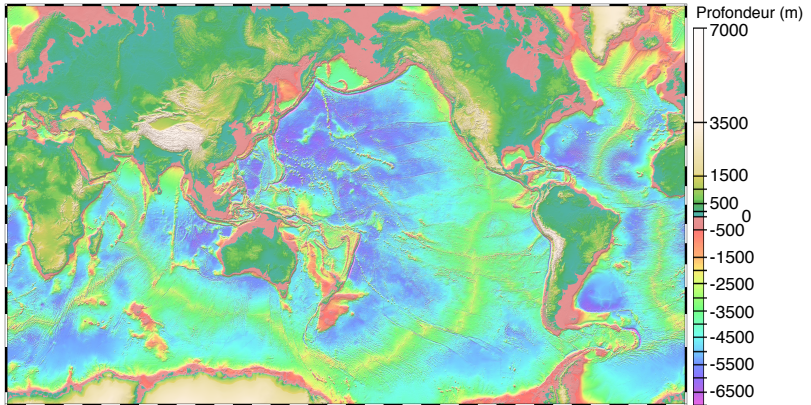
- ▶ $q = C_Q / \sqrt{t}$ valide jusqu'à 80 Ma avec $475 \leq C_Q \leq 500 \Rightarrow T_M = 1300^\circ\text{C}$.
- ▶ Déviations aux âges > 80 Ma : convection de petite échelle sous la lithosphère. Effet faible sur le bilan global.

Océans jeunes



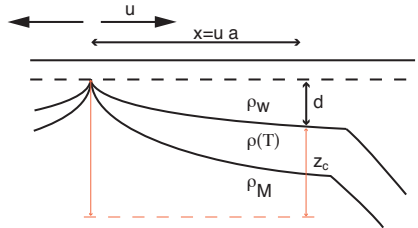
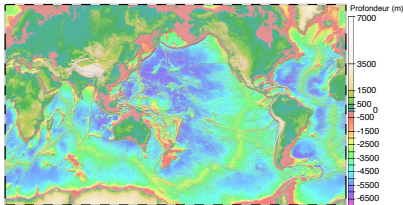
- Accord remarquable même pour les flux très élevés **lorsque la couverture sédimentaire est suffisante** pour
 - pouvoir mesurer le flux
 - limiter la circulation hydrothermale.

Topographie des fonds océaniques



Sandwell and Smith 
ENS DE LYON

La lithosphère : couche limite thermique de la Terre

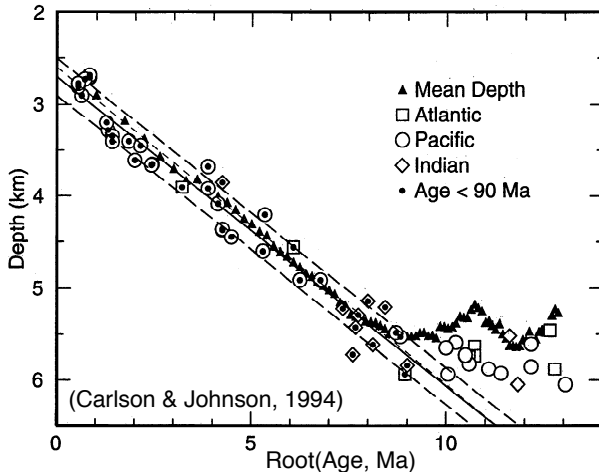


$$\delta \sim \sqrt{\kappa \tau} \Rightarrow q \sim k T_M / \sqrt{\kappa \tau}$$

Contraction thermique $\Rightarrow$ subsidence du plancher océanique avec l'âge.

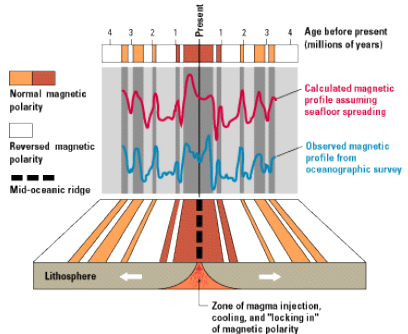
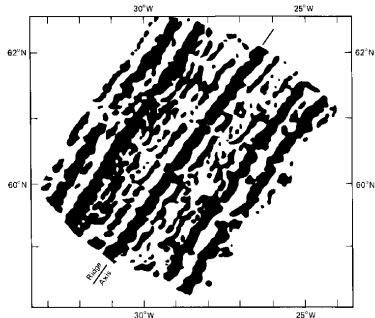
$$z = \frac{\rho_M}{\rho_M - \rho_w} 2\alpha T_M \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}}$$

Test de la théorie



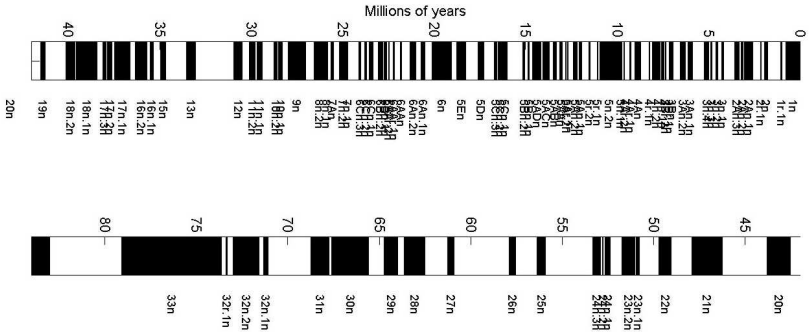
Anomalies magnétiques et tectonique des plaques

Champ magnétique enregistré dans les roches formées au niveau des rides $\Rightarrow$ succession de polarité normales (comme actuelle, en noir) et inverse (en blanc).



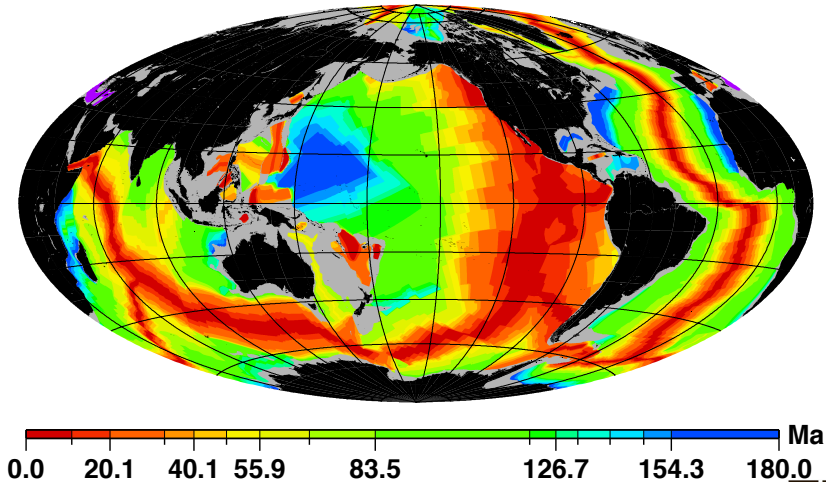
Heirtzler, Le Pichon, Baron, 1966 ; Vine and Matthews, 1966

Échelles des âges géomagnétiques



Cande and Kent, 1995

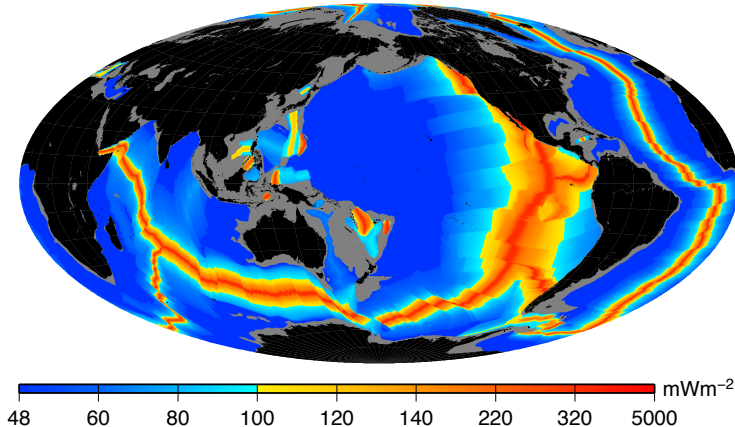
Carte des âges océaniques



(Müller et al, 2008)

ENE
ENS DE LYON

Flux de chaleur océanique



► Total : 29 ± 1 TW.

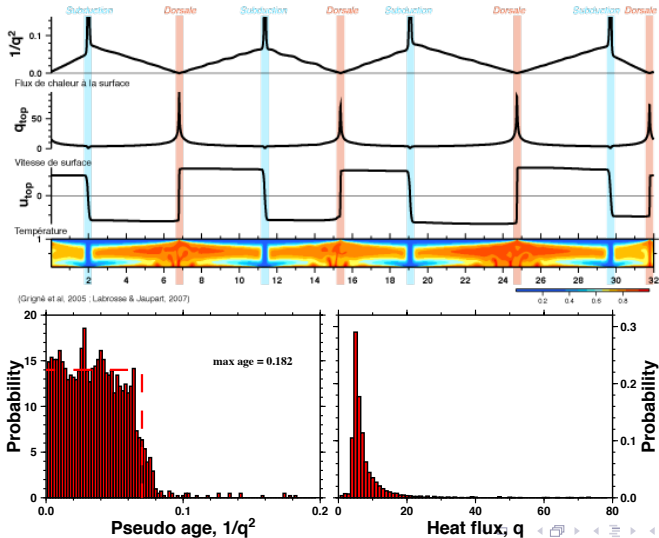
Bilan pour le flux océanique

Structure du plancher océanique contrôlée par l'épaississement par diffusion de la lithosphère (couche limite) :

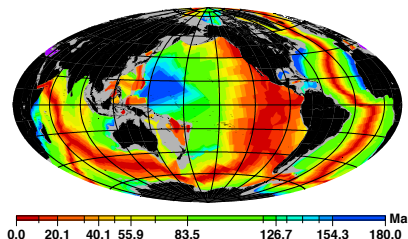
- ▶ profondeur : $z = \frac{\rho_M}{\rho_M - \rho_w} 2\alpha T_M \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}}$
- ▶ Flux de chaleur : $q = kT_M / \sqrt{\kappa \tau}$

Observation $\Rightarrow T_M \simeq 1300^\circ \text{C}$, en accord avec la chimie des magmas. Qu'en est-il des modèles de convection thermique ?

Tectonique des plaques en 2D



Âges océaniques

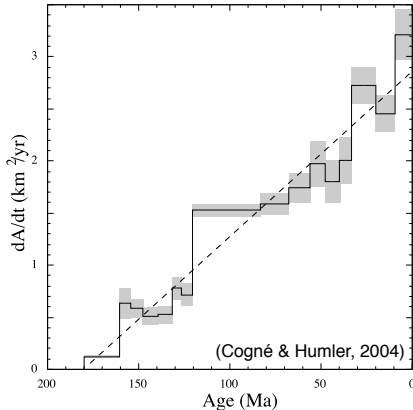


Specificités :

- ▶ continents
- ▶ subduction de rides
- ▶ plaques de tailles et vitesses différentes

Noter également : âge maximum identique pour le Pacifique et l'Atlantique.

Distribution des âges



$$\frac{dA}{dt} = C_0 \left(1 - \frac{t}{t_{max}}\right) = C_0 f \left(\frac{t}{t_{max}}\right)$$

- ▶ Lithosphère océanique de tout âge subductée avec une probabilité égale.
- ▶ Taux de création de plaque constant sur les derniers 180 Ma.

$$\frac{dA}{dt} = C_0 \left(1 - \frac{t}{t_{max}}\right) = C_0 f \left(\frac{t}{t_{max}}\right)$$

C_0 et t_{max} liés par $A_{oc} = C_0 t_{max} \int_0^1 f(u) du$
(Surface océanique constante)

Bilan de chaleur de la Terre

Perte de chaleur océanique

$$Q_{oc} = \frac{kT_m A_{oc}}{\sqrt{\pi \kappa t_{max}}} \lambda(f) = F(t_{max}, f) T_m$$

En supposant une isolation parfaite par les continents

$$MC_P \frac{dT_m}{dt} = -FT_m + \sum_i h_i e^{-t/\tau_i}$$

Échelles de temps : $1\text{Ga} < \tau_i < 20\text{Ga}$

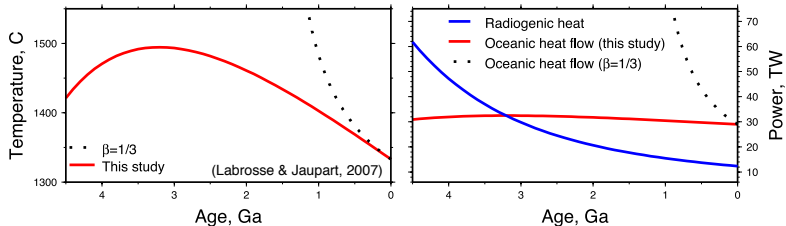
$$\frac{MC_P}{F} \sim 10\text{Ga}$$

⇒ Évolution de température faible sur l'âge de la Terre.

Modèle empirique

Hypothèses :

- ▶ t_{max} , f et A_{oc} constants, correspondant 180Ma derniers.
- ▶ Continents en équilibre avec leur production de chaleur interne.



Évolution de température modérée (10%).

Comparaison avec les modèles paramétrés

- (eg Christensen, 1985)

$$Nu = Ra^\beta \Rightarrow q \propto T_m^{1+\beta} \nu^{-\beta}$$

- Valeur standard $\beta = 1/3$
- Viscosité $\nu = \nu_0 (T/T_0)^{-n}$, $n \sim 35$ linéarisée autour de T_0

$$MC_P \frac{dT_m}{dt} = -Q_0(1 + \beta + \beta n) \frac{T_m - T_0}{T_0} + \sum_i h_i e^{-t/\tau_i}$$

$$\Rightarrow \tau_a = MC_P T_0 / (1 + \beta + \beta n) Q_0 \sim 800 \text{ Ma}$$

- En diminuant β on augmente l'échelle de temps.

$$\beta = 0 \Rightarrow \tau_a = MC_P T_0 / Q_0 \sim 10 \text{ Ga}$$

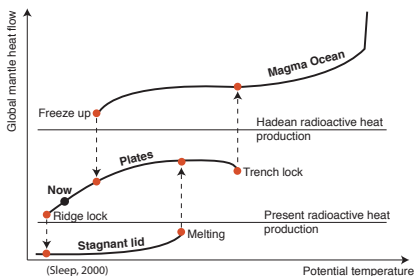
Modèles ↔ Terre

- ▶ Modèles : mouvement vertical (subduction) où une flottabilité thermique négative suffisante a été accumulée.
- ▶ Terre : subduction de lithosphère de tout âge, contrôlée par la flottabilité intégrée de la plaque. Continents : rôle de la flottabilité chimique.
- ▶ Paramétrisation basée sur les modèles classique de convection non applicable au refroidissement de la Terre.
- ▶ Observations actuelles ⇒ Évolution à long terme modérée !

Différents régimes

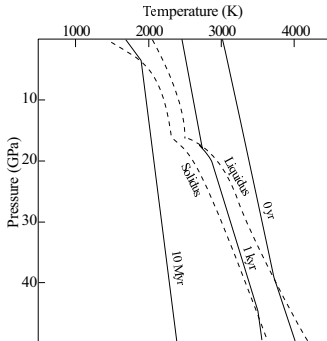
Évolution de la température suivant

$$MC_P dT/dt = -Q + H(t)$$



- Chaque régime : une courbe $Q(T)$
- Changement de régime à la fin de la branche.
- Échelle de temps : $\tau = MC_P T / Q$.

Terre primitive



(Abe, 1997)

- Tectonique des plaques ne peut démarrer qu'une fois que le manteau a cristallisé à environ 60% (transition rhéologique).

- Diagrammes de phase récents : $\sim 200K$ au dessus de la température potentielle.

Plan

Évolution thermique et tectonique des plaques

Le bilan d'énergie de la Terre

Convection et évolution thermique

Structure et évolution du manteau profond

Fusion partielle à la base du manteau : ULVZ

Processus de fusion à la base du manteau

La post-pérovskite et la structure thermique de la base du manteau

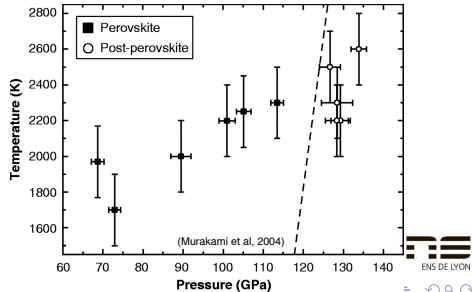
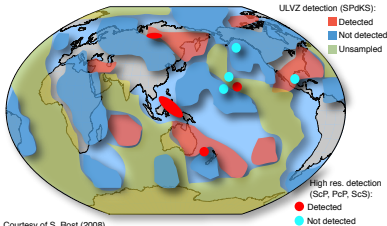
Évolution d'un océan de magma à la base du manteau (OMB)

Découvertes récentes sur la base du manteau

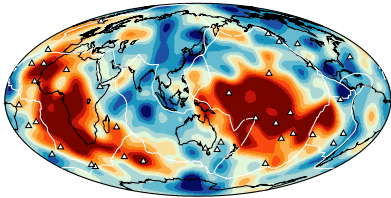
La vision de la base du manteau a profondément changé dans les 12 dernières années :

- Découverte des zones de très faible vitesse sismique, ULVZ (Garnero & Helmberger ~1996).
- “Piles” thermo-chimiques (~ 1999).
- Découverte de la post-pérovskite (Murakami, et al. 2004).

Quelles implications pour l'évolution de la Terre profonde ?

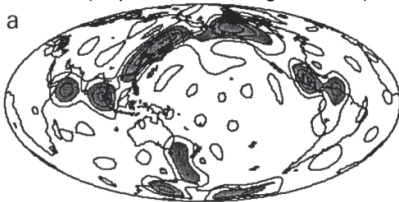


Importance des variations de composition



shear velocity variation from 1-D
 -1.4% -0.7 0.0 0.7 1.4
 S20RTS
 Ritsema et al. (1999)
 Depth= 2850 km

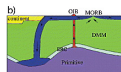
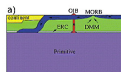
Slabs (Depth 2000 km, degrees 1-15)



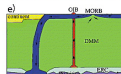
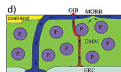
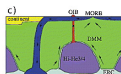
(Ricard et al, 1993)

- ▶ Tomographie du manteau inférieur relativement bien expliquée par les subductions anciennes.
- ▶ Mais deux taches lentes à la base du manteaux, associées à deux super-bombements (Pacifique, Afrique du sud).
- ▶ Géochimie : besoin d'un réservoir "primitif".

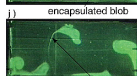
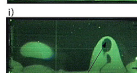
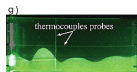
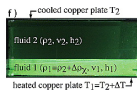
Scénarios classiques



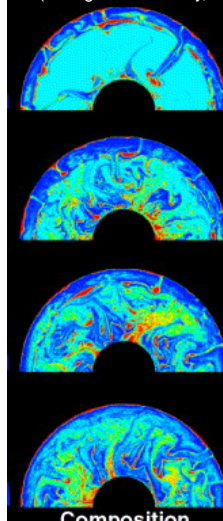
(Le Bars & Davaille, 2004)



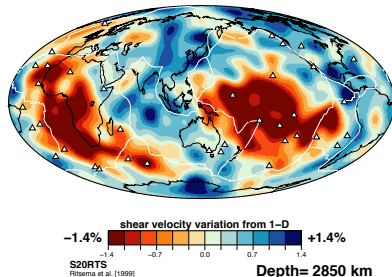
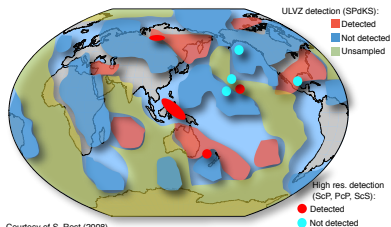
(Le Bars & Davaille, 2004)



(Nakagawa & Tackley, 2005)



Sismologie : Zones à très faible vitesse sismiques (ULVZ)

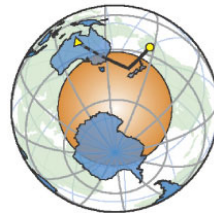
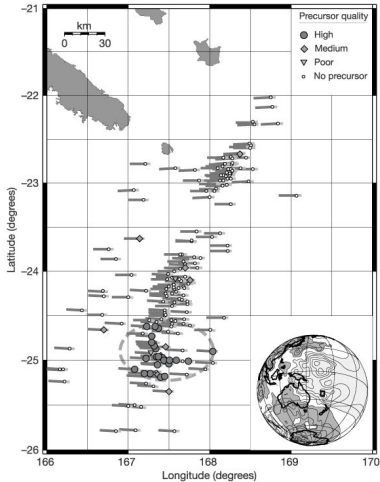


- ▶ Grandes zones à faible V_S dans le manteau profond → Anomalies thermiques et chimiques (“Piles”)
- ▶ ULVZ → poches de fusion partielle, concentrées au pourtour des piles.

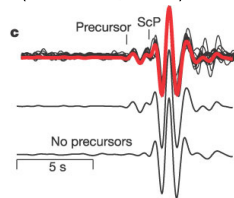
Existe-t-il un lien entre ces observations ?

Une anomalie extrêmement localisée

Rost et al, Nature 435, 666-669 (2 ScP June 2005)

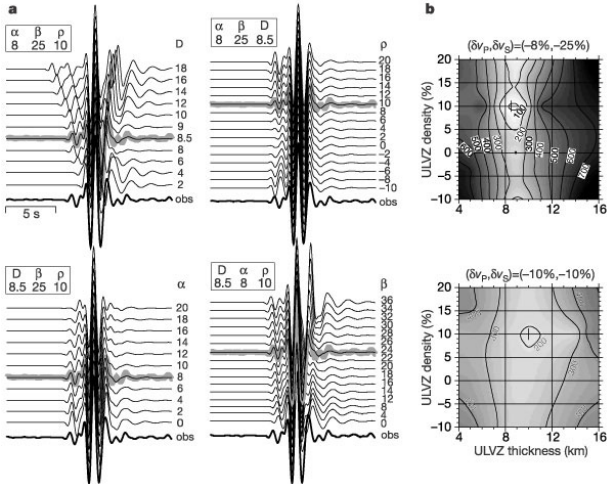


(Rost et al, 2005)



Densité du liquide

Rost et al, Nature 435, 666-669 (2 Seune 2005)



Sismologie : présence actuelle de liquide à la base du manteau

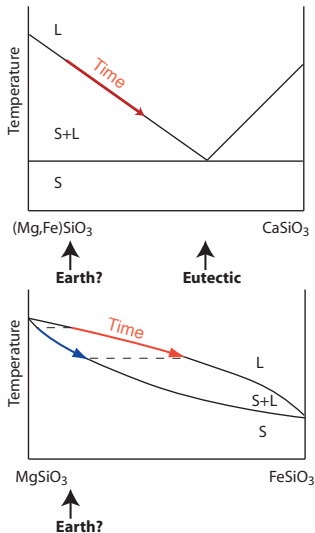
Observations de zones à très faible vitesse :

- ▶ Vitesse réduite : $\alpha \equiv \delta V_P \sim 10\%$; $\beta \equiv \delta V_S \sim 30\%$.
- ▶ Densité élevée : $\delta \rho \sim 10\%$.
- ▶ Épaisseur ~ 10 km.

Questions :

- ▶ Comment expliquer la présence de fusion partielle ?
- ▶ Comment expliquer sa densité élevée ?
- ▶ (Pourquoi le liquide n'est-il pas extrait entièrement ?)

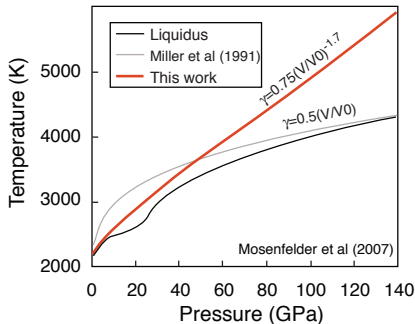
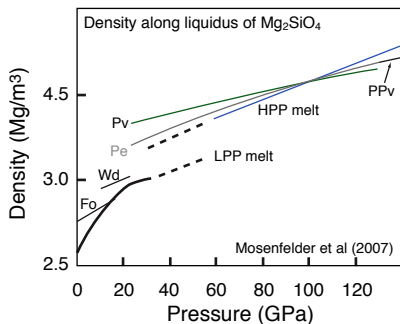
Notions de diagramme de phase



- ▶ Eutectique : le solide a la composition du pôle pur jusqu'à atteindre l'eutectique.
- ▶ Solution solide : évolution progressive de la composition du liquide et du solide.
- ▶ Dans les deux cas, le liquide est plus riche en FeO. Changement de densité lors de la fusion :

$$\Delta\rho = \Delta\rho_\phi + \Delta\rho_\chi.$$
 - ▶ $\Delta\rho_\phi$ diminue avec la pression.
 - ▶ $\Delta\rho_\chi < 0$

Expériences de chocs

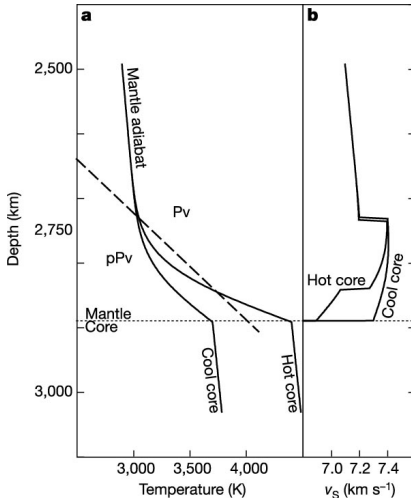


- ▶ À hautes pression, la densité augmente lors de la fusion.
- ▶ Le paramètre de Grüneisen $\gamma \Rightarrow$ Cristallisation d'un océan de magma à partir de son milieu.

$$\frac{\partial T_{ad}}{\partial P} = \frac{\gamma T_{ad}}{K_S}; \quad \frac{\partial T_m}{\partial P} = 2 \left(\gamma - \frac{1}{3} \right) \frac{T_m}{K_m}$$

Transitions de phase et structure thermique de D''

Hernlund et al (2005), Nature.

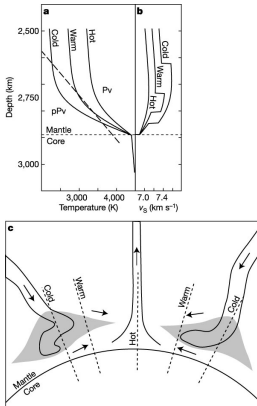


Le noyau impose une température uniforme à la base du manteau.

- Noyau froid $\Rightarrow$ base du manteau uniformément en post-pérovskite et discontinuité en tout point du globe..
- Noyau chaud $\Rightarrow$ discontinuité absente (manteau chaud) ou double (manteau froid).

Le modèle de double croisement

Hernlund et al (2005), Nature.

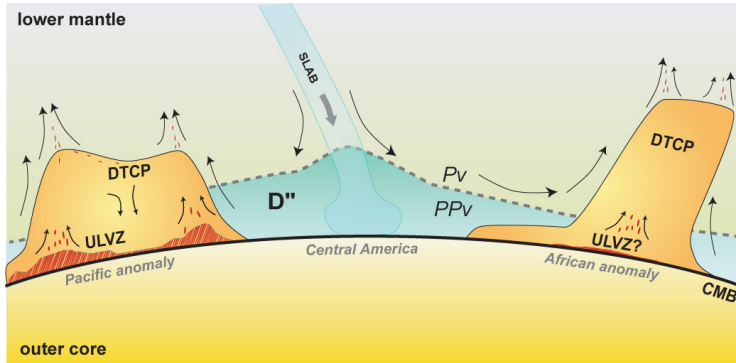


- ▶ Discontinuités doubles expliquées si
 - ▶ la température du noyau est suffisante,
 - ▶ le gradient de température est supérieur à la pente de Clapeyron de la transition de phase.
- ▶ Implications géophysiques importantes :
 - ▶ Mesures directes de la structure thermique du manteau le plus profond.
 - ▶ Estimation du flux de chaleur à la frontière noyau-manteau : 10–15 TW.

⇒ Refroidissement du noyau depuis la formation de la Terre :

$$\Delta T \sim \frac{Q_{CMB} \Delta t}{MC_p} \sim 1000 K.$$

Un cartoon sismologique



[Garnero et al. [2006]

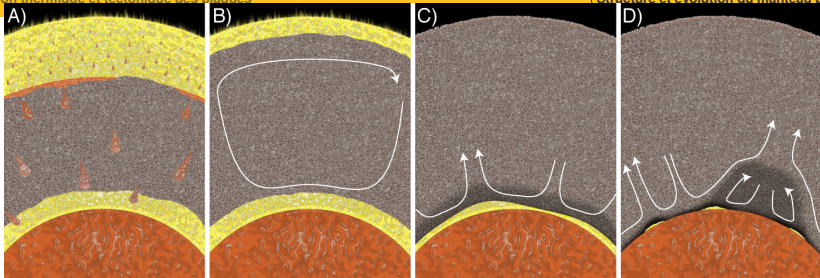
- ▶ DTCP = Dense thermochemical piles.

Observations concernant la base du manteau

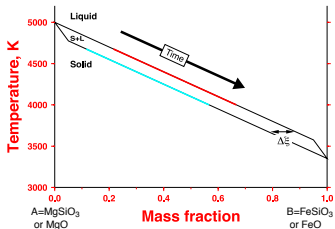
- ▶ ULVZ : interprétées comme zones de fusion partielle, plus denses que le manteau solide.
- ▶ Tomographie globale : piles chimiquement différentes.
- ▶ PPV et modèle d'évolution du noyau : flux de chaleur élevé $\Rightarrow$ refroidissement du noyau important $\Rightarrow$ zones fondues encore plus importantes dans le passé !
- ▶ Énergétiquement compatible avec les modèles de formation de la Terre.

Observations concernant la base du manteau

- ▶ ULVZ : interprétées comme zones de fusion partielle, plus denses que le manteau solide.
- ▶ Tomographie globale : piles chimiquement différentes.
- ▶ PPV et modèle d'évolution du noyau : flux de chaleur élevé $\Rightarrow$ refroidissement du noyau important $\Rightarrow$ zones fondues encore plus importantes dans le passé !
- ▶ Énergétiquement compatible avec les modèles de formation de la Terre.



B Cristallisation de l'océan de magma à partir du milieu du manteau.



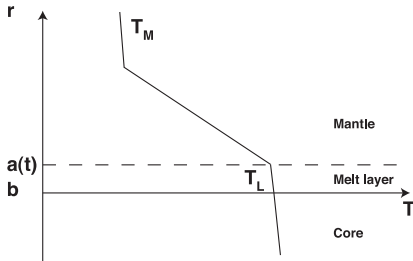
C Cristaux formés à la base du manteau encore entraînés par la convection dans le manteau solide.

D Cristaux trop denses pour être entraînés et lacs de magma riche en FeO sous les piles.

Différence de Température au travers de la couche fondue

Flux de chaleur convectif dans la couche liquide :

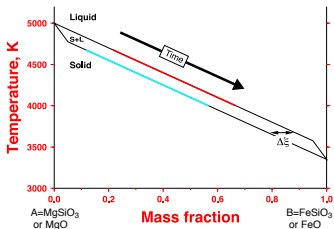
$$q = Ck \frac{\Delta T}{h} \left(\frac{\alpha \rho g \Delta T h^3}{\kappa \mu} \right)^{1/3} \simeq 100 \frac{\Delta T^{4/3}}{\mu^{1/3}} \text{ W m}^{-2}$$



Liquide peu visqueux :

- ⇒ Différence de température super-isentropique (\$\Delta T\$) négligeable.
- ⇒ Le refroidissement du noyau doit suivre l'évolution du liquidus du manteau.

Temps nécessaire à la cristallisation de l'océan de magma basal



$$\tau = \frac{MC\Delta T}{Q} \sim 6\text{Gyr}$$

$$M = 2 \cdot 10^{24}\text{kg}, C \sim 1000\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$$

$$\Delta T \sim 1000\text{K}, Q \sim 10\text{TW}.$$

Échelle de temps contrôlée par

- ▶ le flux de chaleur transporté par la convection du manteau solide
- ▶ la variation du liquidus avec la composition chimique
- ▶ la capacité calorifique du noyau.

Équations de conservation

Énergie :

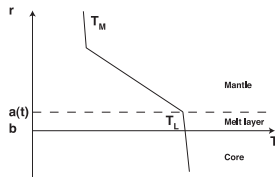
$$4\pi a^2 k \frac{T_L - T_M}{\delta} = (M_m C_{pm} + M_C C_{pC}) \frac{dT_L}{dt} + H(t) - 4\pi a^2 \rho \Delta S T_L \frac{da}{dt}$$

Fraction massique (ξ_L) de FeO et diagramme de phase

$$\frac{da}{dt} = \frac{a^3 - b^3}{3a^2 \Delta \xi} \frac{d\xi_L}{dT_L} \frac{dT_L}{dt}$$

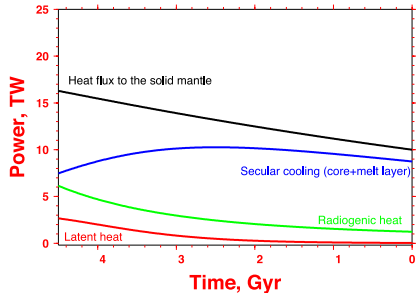
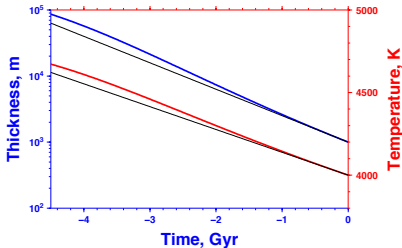
Solution analytique approchée

$$\left. \begin{aligned} a - b &= (a_0 - b) e^{-t/\tau_c} \\ T_L &= T_{L0} - \Delta \xi (T_A - T_B) \frac{t}{\tau_c} \end{aligned} \right\} \tau_c = \frac{M_C C_{pC} (T_A - T_B) \Delta \xi}{Q - H}$$



Évolution à long terme

- Résolution numérique des équations de conservation.



- Solution analytique approchée :

$$\left. \begin{aligned} d &= d_0 e^{-t/\tau_c} \\ T_L &= T_{L0} - \Delta\xi(T_A - T_B) \frac{t}{\tau_c} \end{aligned} \right\} \tau_c = \frac{M_C C_{pc}(T_A - T_B) \Delta\xi}{Q - H}$$

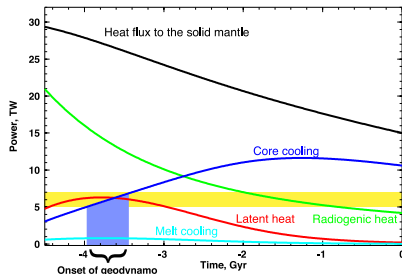
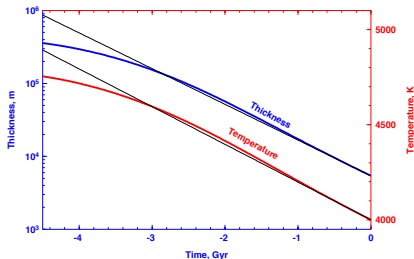
Bilan de la Terre en Uranium

Boite	[U]	Q (U+Th+K)
BSE (si CI)	20 ppb	20 TW
Continents (Rudnick & Gao, 2003)	1.3 ppm	7 TW
Manteau source des MORBs	8.3–11 ppb	7–9 TW

Entre 20 et 30% du bilan doit être stocké en profondeur !

- ▶ Solution classiques : tout le manteau inférieur ou les piles thermochimiques.
- ▶ Solution à tester : le liquide à la base du manteau.

Évolution à long terme : le modèle préféré



Une implication importante : **démarrage de la dynamo retardé !**

Tarduno et al (2006) : enregistrement incontestable le plus ancien a 3.2 Ga.

ARTICLES

Terrestrial nitrogen and noble gases in lunar soils

M. Ozima¹, K. Seki², N. Terada^{2†}, Y. N. Miura³, F. A. Podosek⁴ & H. Shinagawa^{2†}

The nitrogen in lunar soils is correlated to the surface and therefore clearly implanted from outside. The straightforward interpretation is that the nitrogen is implanted by the solar wind, but this explanation has difficulties accounting for both the abundance of nitrogen and a variation of the order of 30 per cent in the $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratio. Here we propose that most of the nitrogen and some of the other volatile elements in lunar soils may actually have come from the Earth's atmosphere rather than the solar wind. We infer that this hypothesis is quantitatively reasonable if the escape of atmospheric gases, and implantation into lunar soil grains, occurred at a time when the Earth had essentially no geomagnetic field. Thus, evidence preserved in lunar soils might be useful in constraining when the geomagnetic field first appeared. This hypothesis could be tested by examination of lunar farside soils, which should lack the terrestrial component.

data at hand". Hence, it may be possible that the substantial fractions of ilmenite grains used in this study had a surface implantation age close to 3.8–3.9 Gyr ago, which is generally assigned to the formation age^{29,30} of major impact basins from where the Apollo samples were collected. It is then tempting to speculate that the GMF was null or very weak before about 3.9 Gyr ago.

Conclusions

- ▶ La convection thermique permet d'expliquer plusieurs observations de premier ordre concernant la tectonique des plaques et la structure sismique du manteau.
- ▶ La lithosphère océanique est bien expliquée comme étant la couche limite supérieure de la convection dans le manteau.
- ▶ **Mais**, les critères contrôlant la subduction sont encore mal compris.
- ▶ Le manteau supérieur s'est refroidi de moins de 200 K, alors que le noyau et la base du manteau ont pu subir une évolution beaucoup plus importante.

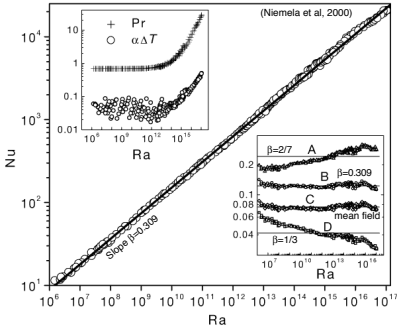
Questions ?

Plan

Bonus

Arguments énergétiques

Transfert de chaleur à haut Ra



$$q = A \frac{k \Delta T}{d} Ra^\beta$$

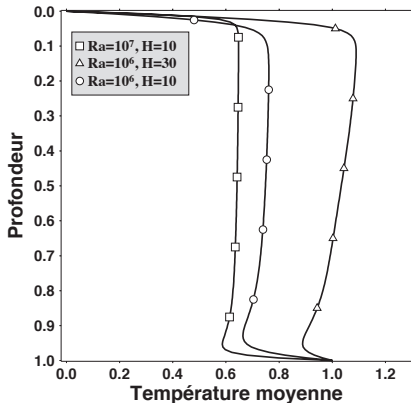
$$= Ak \left(\frac{\alpha g}{\kappa \nu} \right)^\beta d^{3\beta-1} \Delta T^{\beta+1}$$

- à haut Ra , le système est contrôlé par la dynamiques des couches limites

$$\Rightarrow \beta \sim \frac{1}{3}$$

- Expériences les plus poussées (à faible Pr) : $\beta = 0.309$
- Les modèles asymptotiques sont basés sur des hypothèses d'équilibres dominants $\Rightarrow$ doivent être testés par des expériences !
- Que peut-on prédire dans le cas où le système est chauffé en volume ?

Profils de température avec chauffage interne



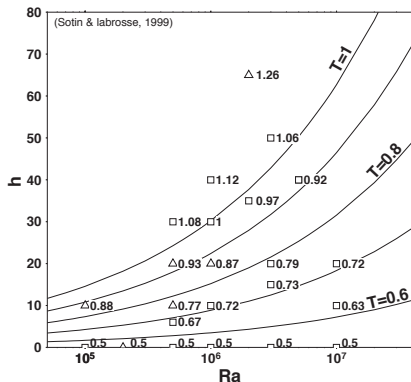
- ▶ Deux paramètres sans dimension Ra et H .
- ▶ Flux à la surface contrôlé par la stabilité de la couche limite, nombre de Rayleigh local :

$$Ra_\delta = \frac{\Delta T_s}{\Delta T} \frac{\delta^3}{d^3} Ra = R_c$$

$$\Rightarrow q = \frac{k \Delta T_s}{\delta}$$

$$= \frac{k \Delta T}{d} \left(\frac{Ra}{R_c} \right)^{1/3} \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta T} \right)^{4/3}$$

Paramétrisation de la température



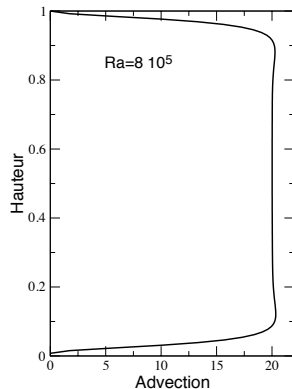
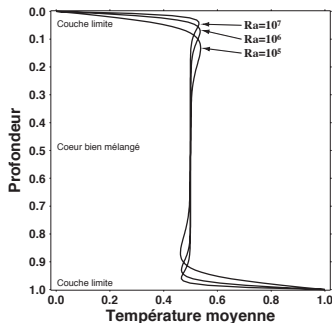
Deux contributions :

- Cas symétrique (sans chauffage interne)
- Excédent dû au chauffage

$$\frac{\Delta T_s}{\Delta T} = \frac{1}{2} + \frac{h^{3/4}}{Ra^{1/4}}$$

Bon accord avec les résultats numériques.

Modèles de couches limites

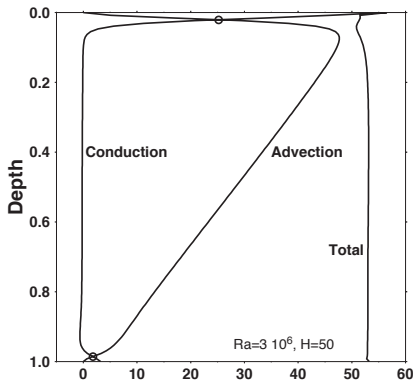


- ▶ Transfert de chaleur par advection doit s'annuler sur les surfaces horizontales.
- ⇒ la conduction doit prendre le relais.
- ▶ Possible seulement si le gradient y est élevé ⇒ couches limites.

Répartition advection–conduction

- Bilan d'énergie entre la surface et la profondeur z :

$$q_0 \equiv \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 = \underbrace{k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_z}_{\text{Conduction}} + \underbrace{\rho C_p \overline{w \delta T}}_{\text{Advection}} + \underbrace{\rho H z}_{\text{Radioactivité}}$$



- Juste sous la lithosphère, on doit pouvoir retrouver le flux à la surface sous forme de transport par advection.

Advection dans le manteau : ordre de grandeur

- ▶ Subduction :
 - ▶ longueur $L = 48800$ km.
 - ▶ anomalie moyenne de température $\delta T \sim 600$ K.
 - ▶ vitesse typique $w \sim 10 \text{ cm an}^{-1}$
 - ▶ épaisseur $\delta x \sim 100$ km
 - ⇒ Flux advectif total : $Q = \delta x L \rho C_p w \delta T \simeq 30 \text{ TW}$
- ▶ Rides : calcul similaire mais δT plus faible $\Rightarrow \sim 5 \text{ TW}$
- ▶ Panaches : surface très faible $\Rightarrow \sim 1 \text{ TW}$

Premier bilan

- ▶ Les observations concernant la lithosphère océanique sont bien expliquées si on la considère comme couche limite de la convection dans le manteau.
 - ▶ Le flux de chaleur en surface est cohérent avec un transport advectif avec la vitesse des plaques observée.
 - ▶ La tomographie sismique dans le manteau inférieur et le géoïde sont bien expliqués par l'histoire des subductions depuis ~ 180 Ma.
- ⇒ La convection dans le manteau est-elle complètement comprise ?
- ▶ Qu'est-ce qui contrôle la subduction et permet la tectonique des plaques ?
 - ▶ Quel est le rôle des variations de composition ?

Premier bilan

- ▶ Les observations concernant la lithosphère océanique sont bien expliquées si on la considère comme couche limite de la convection dans le manteau.
 - ▶ Le flux de chaleur en surface est cohérent avec un transport advectif avec la vitesse des plaques observée.
 - ▶ La tomographie sismique dans le manteau inférieur et le géoïde sont bien expliqués par l'histoire des subductions depuis ~ 180 Ma.
- ⇒ La convection dans le manteau est-elle complètement comprise ?
- ▶ Qu'est-ce qui contrôle la subduction et permet la tectonique des plaques ?
 - ▶ Quel est le rôle des variations de composition ?

Premier bilan

- ▶ Les observations concernant la lithosphère océanique sont bien expliquées si on la considère comme couche limite de la convection dans le manteau.
 - ▶ Le flux de chaleur en surface est cohérent avec un transport advectif avec la vitesse des plaques observée.
 - ▶ La tomographie sismique dans le manteau inférieur et le géoïde sont bien expliqués par l'histoire des subductions depuis ~ 180 Ma.
- ⇒ La convection dans le manteau est-elle complètement comprise ?
- ▶ Qu'est-ce qui contrôle la subduction et permet la tectonique des plaques ?
 - ▶ Quel est le rôle des variations de composition ?

Premier bilan

- ▶ Les observations concernant la lithosphère océanique sont bien expliquées si on la considère comme couche limite de la convection dans le manteau.
 - ▶ Le flux de chaleur en surface est cohérent avec un transport advectif avec la vitesse des plaques observée.
 - ▶ La tomographie sismique dans le manteau inférieur et le géoïde sont bien expliqués par l'histoire des subductions depuis ~ 180 Ma.
- ⇒ La convection dans le manteau est-elle complètement comprise ?
- ▶ Qu'est-ce qui contrôle la subduction et permet la tectonique des plaques ?
 - ▶ Quel est le rôle des variations de composition ?

Premier bilan

- ▶ Les observations concernant la lithosphère océanique sont bien expliquées si on la considère comme couche limite de la convection dans le manteau.
 - ▶ Le flux de chaleur en surface est cohérent avec un transport advectif avec la vitesse des plaques observée.
 - ▶ La tomographie sismique dans le manteau inférieur et le géoïde sont bien expliqués par l'histoire des subductions depuis ~ 180 Ma.
- ⇒ La convection dans le manteau est-elle complètement comprise ?
- ▶ Qu'est-ce qui contrôle la subduction et permet la tectonique des plaques ?
 - ▶ Quel est le rôle des variations de composition ?

Premier bilan

- ▶ Les observations concernant la lithosphère océanique sont bien expliquées si on la considère comme couche limite de la convection dans le manteau.
 - ▶ Le flux de chaleur en surface est cohérent avec un transport advectif avec la vitesse des plaques observée.
 - ▶ La tomographie sismique dans le manteau inférieur et le géoïde sont bien expliqués par l'histoire des subductions depuis ~ 180 Ma.
- ⇒ La convection dans le manteau est-elle complètement comprise ?
- ▶ Qu'est-ce qui contrôle la subduction et permet la tectonique des plaques ?
 - ▶ Quel est le rôle des variations de composition ?

Recette : liste des ingrédients

- ▶ Trois dimensions spatiales
- ▶ Géométrie sphérique
- ▶ Chauffage interne et basal
- ▶ Rhéologie qui dépend de
 - ▶ la température
 - ▶ la pression
 - ▶ la contrainte
 - ▶ la fusion partielle
 - ▶ la taille des grains
 - ▶ l'histoire de la déformation
 - ▶ l'anisotropie
- ▶ Composition chimique variable
- ▶ Transitions de phases
- ▶ Variations des paramètres physiques (T , P , χ , ϕ etc.)

Décomposition toroidale–poloidale

(Ricard & Vigny, 1989)

- Approximation incompressible $\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$
 $\Rightarrow \vec{u}$ peut s'écrire

$$\vec{u} = \underbrace{\vec{\nabla} \times T \vec{e}_z}_{\text{Toroidal}} + \underbrace{\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times S \vec{e}_z}_{\text{Poloidal}}$$

- Dans le cas d'une viscosité uniforme, la conservation de la quantité de mouvement donne

$$\nabla^4 S = \frac{\delta \rho g}{\eta} ; \quad \nabla^2 T = 0 \Rightarrow \text{pas de faille transformante !}$$

- Si η est variable :

$$\eta \nabla^2 \omega_z + \vec{\nabla} \omega_z \cdot \vec{\nabla} \eta = -\frac{1}{\eta} (\vec{\nabla} \eta \times \vec{\nabla} p) \cdot \vec{e}_z$$

- $\Rightarrow$ Des gradient **horizontaux** de viscosité sont nécessaires pour produire du champ toroidal, c'est à dire des mouvement cisailant.

Déformation de la surface

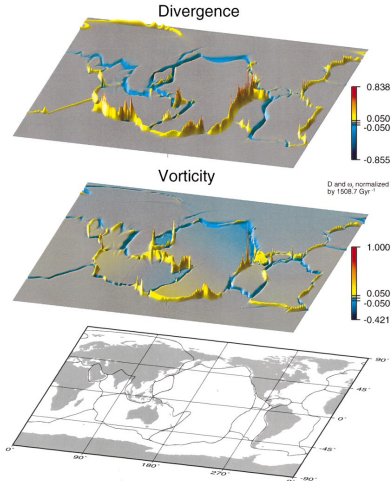
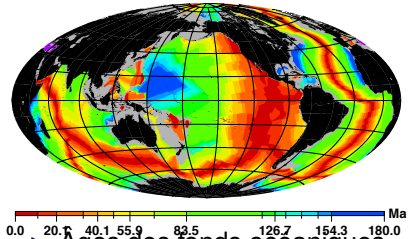
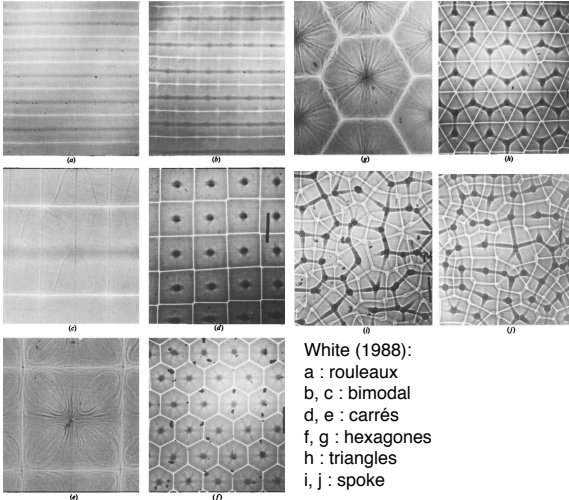


Figure 7. Same as Fig. 6 but with horizontal divergence and radial vorticity calculated directly from the velocity field of the SEISMAR plate model. (Dumoulin et al., 1998)



- ▶ **Âges des fonds océaniques**
→ vitesses des plaques.
- ▶ **Deux types de mouvement :**
 - ▶ Convergence (subduction) et divergence (rides).
 - ▶ Cisaillement (failles transformantes).

Variations de la viscosité avec la température



- Premier effet :
brisure de la
symétrie
haut-bas.
- ⇒ permet
d'obtenir des
géométries
différentes.
- Ces
expériences :
variations
modestes de la
viscosité.

Fortes variations de viscosités

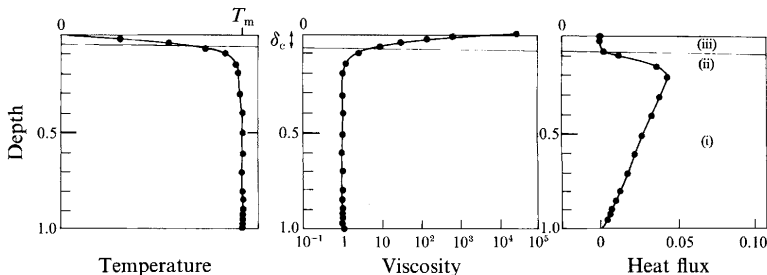


FIGURE 5. Vertical profiles of horizontally averaged temperature, viscosity and convective heat flux for fully developed convection in experiment 4.41. Viscosity and heat flux have been made dimensionless using viscosity at the interior temperature and the local heat flux scale Q_b (equation (12)) respectively. The fluid layer can be divided in (i) the well-mixed interior, (ii) the unstable part of the thermal boundary layer and (iii) a stagnant lid. (Davaille & Jaupart, 1993)

- ▶ Couche limite froide très visqueuse
- ⇒ couvercle stagnant : **ça ne ressemble pas à la tectonique des plaques !**
- ▶ Il faut un mécanisme pour casser ce couvercle.

Localisation par pseudo-plasticité

(Tackley, 2000)

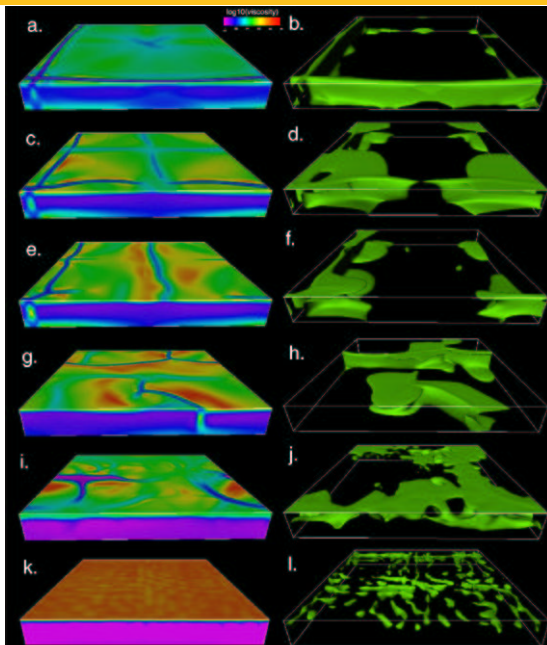
- Les variations de la viscosité avec la température permettent de rigidifier la couche limite froide → plaques.

$$\eta(T) = \eta_0 e^{E/RT}$$

- Un seuil de plasticité σ_y permet de saturer la contrainte au delà d'une déformation critique :

$$\eta_{eff} = \min \left[\eta(T), \frac{\sigma_y}{2\dot{\epsilon}} \right]$$

avec $\dot{\epsilon} = \sqrt{\dot{\epsilon}_{ij}\dot{\epsilon}_{ij}}$



- ▶ Gauche : viscosité
- ▶ Droite : température
- ▶ Seuil de plasticité croissant de haut en bas, de 34 MPa à 340 MPa

Tackley (2000)

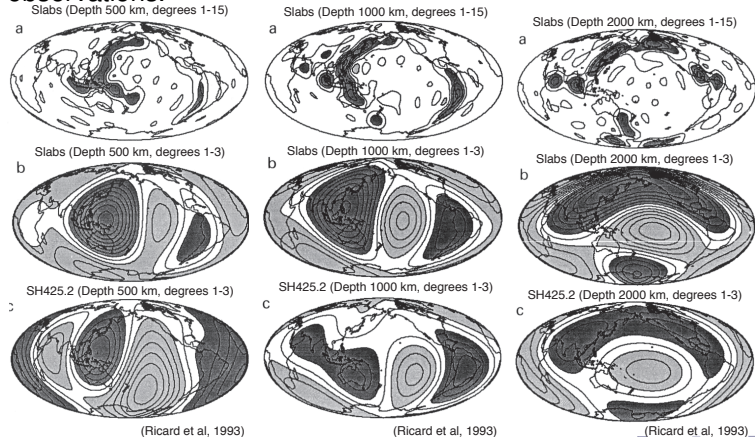
Autres approches pour la localisation

Une rhéologie relativement simple (pseudo-plasticité) permet d'obtenir la tectonique des plaques. Mais

- ▶ Quel est le lien avec la rhéologie des roches ? Notamment, les seuils généralement utilisés sont beaucoup plus faibles que ceux mesurés en laboratoire.
- ▶ Quel est le mécanisme responsable du seuil **à l'échelle de la tectonique des plaques** ?
- ▶ Sur Terre, les anciennes structure sont souvent réutilisées → rhéologie qui dépend de l'histoire de la déformation.
 - ▶ Théorie de l'endommagement.
 - ▶ Rhéologie anisotrope. Théorie encore à développer.

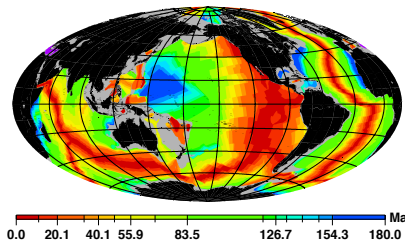
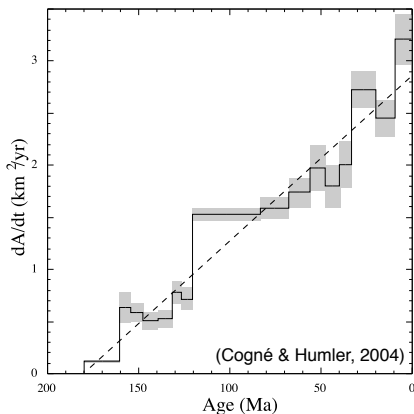
Géodynamique globale et Tomographie

Calcul des anomalies de densité produites dans le manteau par l'injection de plaques denses depuis ~ 180 Ma et comparaison aux observations.

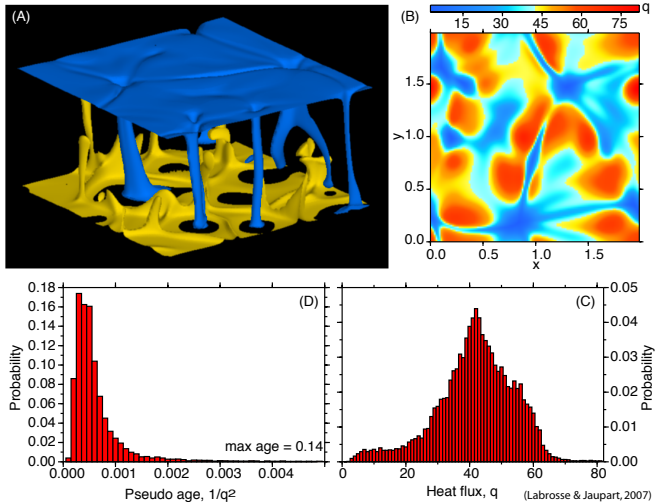


Distribution des âges

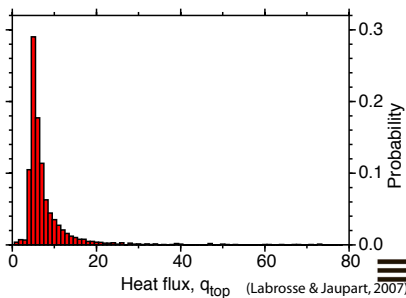
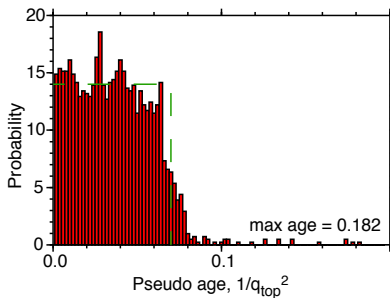
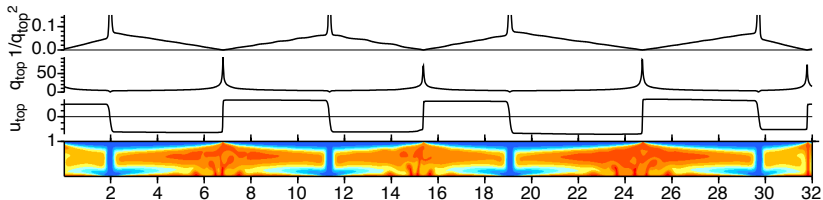
- ▶ Convection thermique : courants descendants lorsque la couche limite s'est bien refroidie.
- ▶ Tectonique des plaques : subduction de plaques de tout âge !



Convection avec chauffage mixte



Convection avec tectonique des plaques

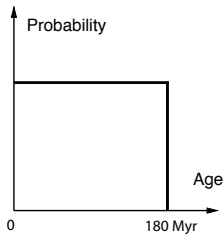
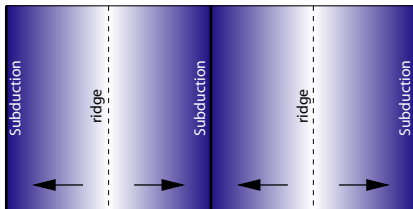


Une explication ?

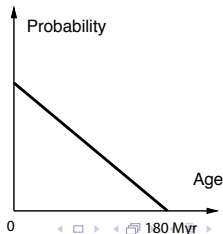
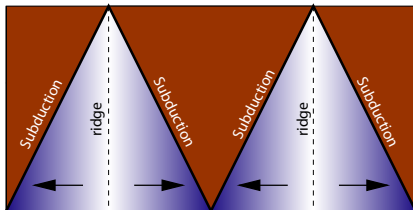
0 Age 180 Myr



Without continents:

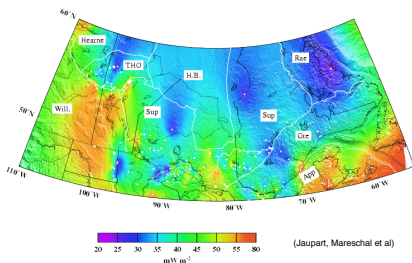


With continents:



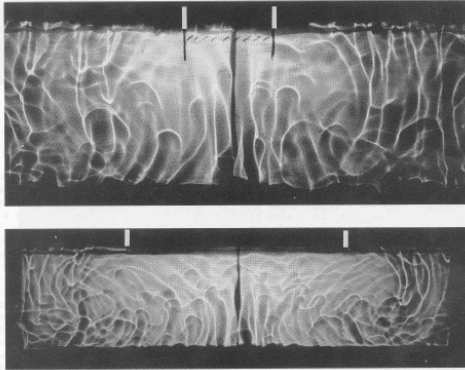
(Labrosse & Jaupart 2007)

Effet des continents



- ▶ Flux total continental : 14 TW.
 - ▶ Production radiogénique continentale : 7 TW.
 - ▶ Flux du manteau $\sim 15 \text{ mW m}^{-2}$
- ⇒ Les continents isolent le manteau.

Effet des continents sur la convection du manteau



(Guillou & Jaupart, 1994)

- ▶ Continents ne participent pas à la circulation du manteau.
- ⇒ blocs isolants à la surface.
- ▶ Le manteau sous-continental s'échauffe.
- ⇒ Focalisation de courant montant.

Effet thermique des continents

(Grigné, 2003)

La température sous le continent a tendance à s'élever
→ focalisation de courant montants.

Mais le continent va-t-il rester en place ?

Convection et mouvement des continents

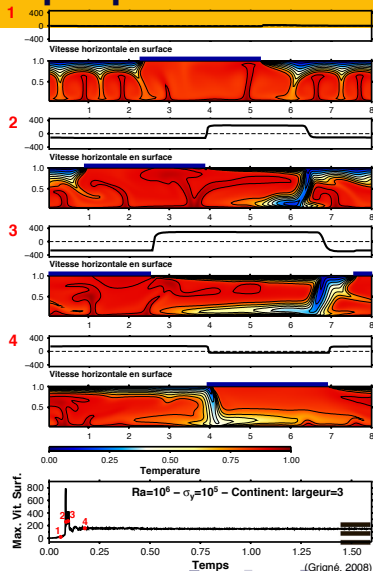
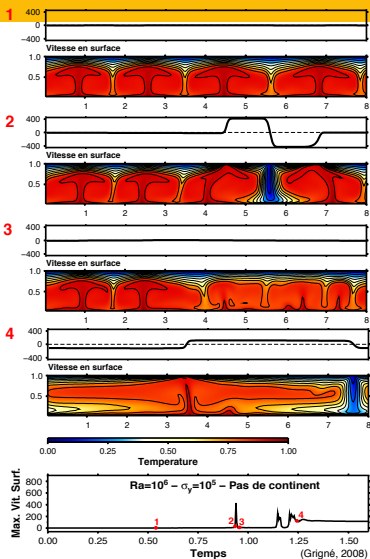
(Grigné, 2003)

- ▶ Le continent focalise les courants chauds.
- ▶ Les courants chauds repoussent le continent.
- ▶ Les courants froids l'attirent.

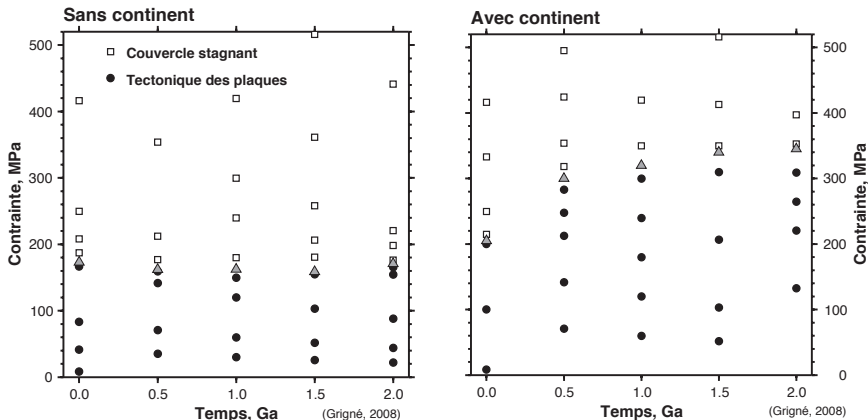
Effet des continents

(Grigné & Tackley)

Continents et tectonique des plaques

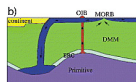
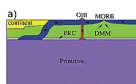


Condition pour la tectonique des plaques

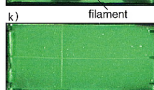
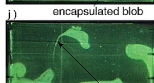
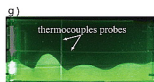
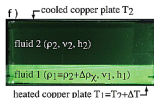
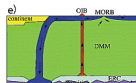
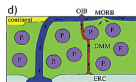
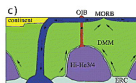


- ▶ Continents → Variations de température à grande échelle.
- ▶ Contrainte associée importante → aide la transition à la tectonique des plaques.

Évolution à partir d'une situation stratifiée



(Le Bars & Davaille, 2004)

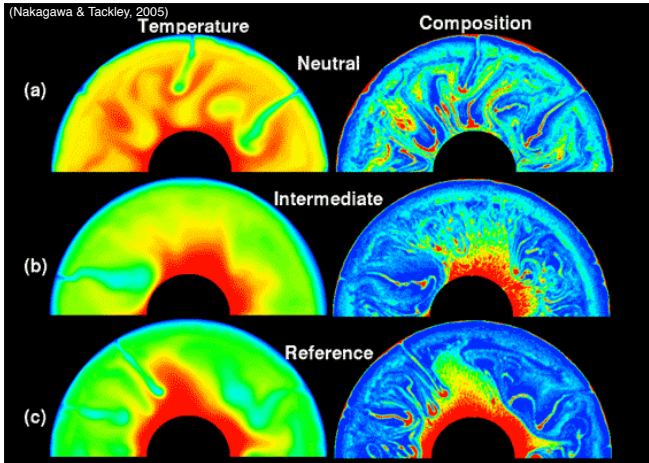


- Capacité de la convection thermique à mélanger la chimie contrôlée par le nombre de flottabilité :

$$B = \frac{\Delta\rho_{\chi}}{\rho\alpha\Delta T}$$

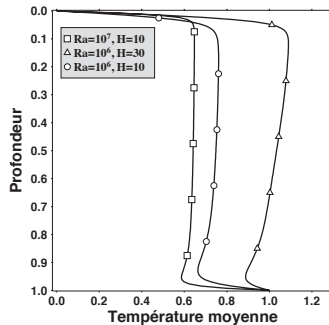
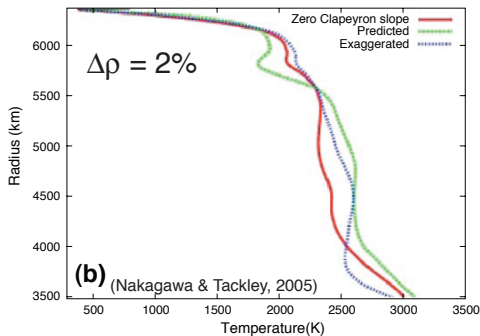
- Entraînement lent → diminution progressive de $\Delta\rho_{\chi}$.
- ⇒ déstabilisation de l'interface et transition de régimes.

Stratification progressive par ségrégation de croûte



- Croûte → écolite qui est plus dense à la base du manteau.

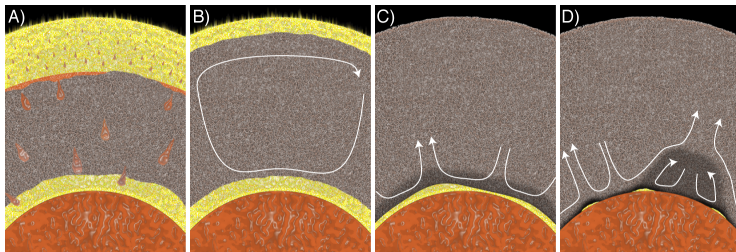
Effet sur le géotherme



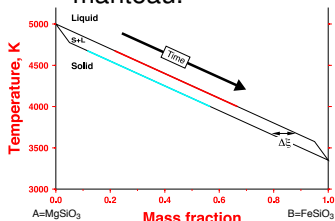
- Convection avec compressibilité : profil isentrope.
- Chauffage interne : sous-isentrope.
- Stratification chimique : peut être super-isentrope.

Cristallisation de l'océan de magma basal

(Labrosse, Hernlund & Coltice, 2007)



B Cristallisation de l'océan de magma à partir du milieu du manteau.

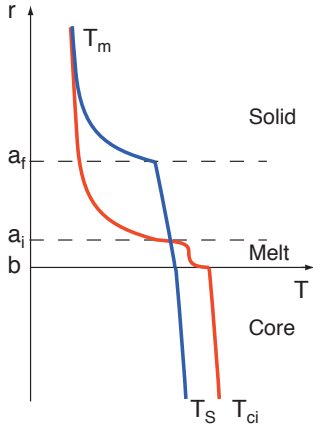


C Cristaux formés à la base du manteau encore entraînés par la convection dans le manteau solide.

D Cristaux trop denses pour être entraînés et lacs de magma riche en FeO sous les piles.

Évolution thermique de la Terre : tectonique des plaques et océan de magma basal

Fusion du manteau par sa base



Si le noyau est initialement très chaud ($T > \text{solidus du manteau}$)

- ▶ chaleur transportée par convection dans la couche liquide
- ▶ Front de fusion monte jusqu'à ce que toute la chaleur initialement en excès soit consommée par le réchauffement et la fusion du manteau.

si $T_{noy} - T_{sol} = 1000 \text{ K} \rightarrow \sim 700 \text{ km de fusion du manteau.}$

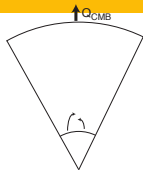
$$q = Ck \frac{\Delta T}{h} \left(\frac{\alpha \rho g \Delta T h^3}{\kappa \mu} \right)^{1/3} \simeq 100 \frac{\Delta T^{4/3}}{\mu^{1/3}} \text{Wm}^{-2}$$

Conditions pour une dynamo convective

Conditions nécessaires minimales :

soit une graine est en croissance rapide

⇒ convection solutale produite par la libération d'éléments légers durant la croissance de la graine.



Conditions pour une dynamo convective

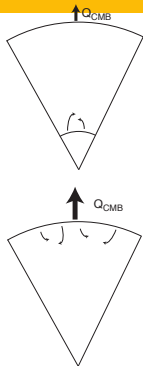
Conditions nécessaires **minimales** :

soit une graine est en croissance rapide

⇒ convection solutale produite par la libération d'éléments légers durant la croissance de la graine.

soit le flux de chaleur à la FNM est supérieur à ce qui est conduit le long du gradient isentropique.

⇒ convection thermique.



Conditions pour une dynamo convective

Conditions nécessaires **minimales** :

soit une graine est en croissance rapide

⇒ convection solutale produite par la libération d'éléments légers durant la croissance de la graine.

soit le flux de chaleur à la FNM est supérieur à ce qui est conduit le long du gradient isentropique.

⇒ convection thermique.

Par ailleurs :

- La convection thermique est nécessaire pour avant l'apparition de la graine pour amener le centre de la Terre à son liquidus.

⇒ le flux actuel peut être sous-isentropique pourvu qu'il ait été super-isentropique suffisamment longtemps jusqu'à faire apparaître la graine.

