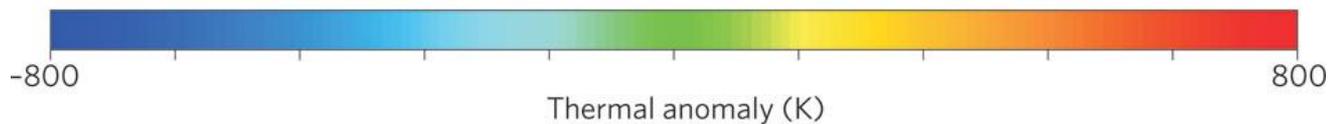




**DYNAMIQUE
MANTELLIQUE ET CHALEUR
INTERNE DE LA TERRE**



I – L'évolution des idées

II – Manifestations en surface des flux thermiques

III – La géothermie, une ressource utilisable

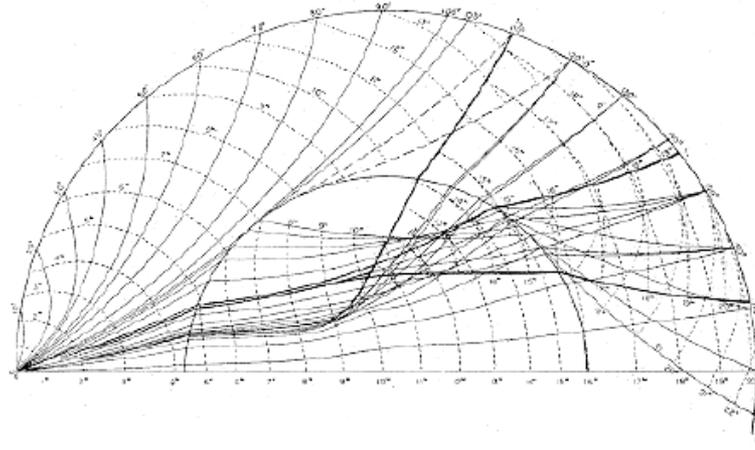
IV – Origine de la chaleur interne du globe

V – Modes de transferts de la chaleur: principes physiques

VI – Le modèle thermique global

L'évolution des idées

Au début du XX^{ème} siècle, les études sismologiques montrent que la Terre est entièrement **solide**.



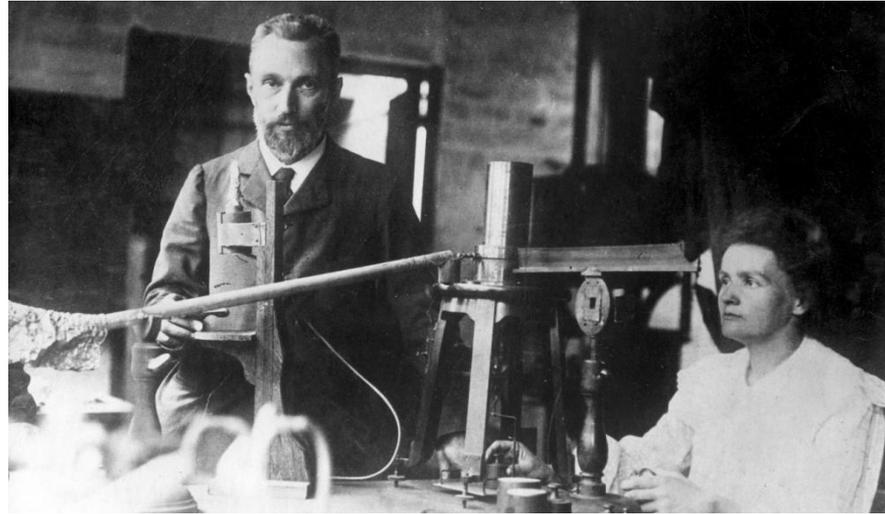
Non seulement, cette idée contribuera au **rejet** de la théorie de Wegener (mobilité des continents) mais elle sera également un **frein** au développement des idées en relation avec la dynamique mantellique.

→ Comment un milieu solide pourrait-il convecter



L'évolution des idées

C'est la découverte de la **radioactivité** qui va relancer le débat...



Pierre et Marie Curie

Cette découverte va faire évoluer la vision de **l'état physique, thermique et dynamique** de la Terre:

→ On abandonne l'idée d'une Terre qui se refroidit (théorie de la contraction thermique, Suess)

→ Un mécanisme permettant l'évacuation de la chaleur interne s'avère nécessaire

L'évolution des idées

En 1931, **Holmes** défend l'idée selon laquelle les **mouvements de convection** peuvent être le moteur de la dérive des continents de Wegener



Holmes n'est pas un adhérent dogmatique de la dérive des continents, cherchant à trouver à tout prix un moteur aux translations.

Il est plutôt concerné par le problème de la production de chaleur par les désintégrations radioactives et il cherche un mécanisme permettant l'évacuation de la chaleur interne. Son adhésion à la théorie de Wegener vient « après coup ».

L'évolution des idées

La géométrie de la convection qu'il imagine résulte d'une analogie avec la circulation de l'atmosphère:

-Il suppose d'abord une **circulation planétaire**

-Parce qu'il considère une production de chaleur par désintégration radioactive plus importante à l'équateur qu'aux pôles (à cause de la présence du bourrelet équatorial dû à l'aplatissement de la Terre), il propose des courants ascendants au niveau de l'équateur et des courants descendants aux pôles

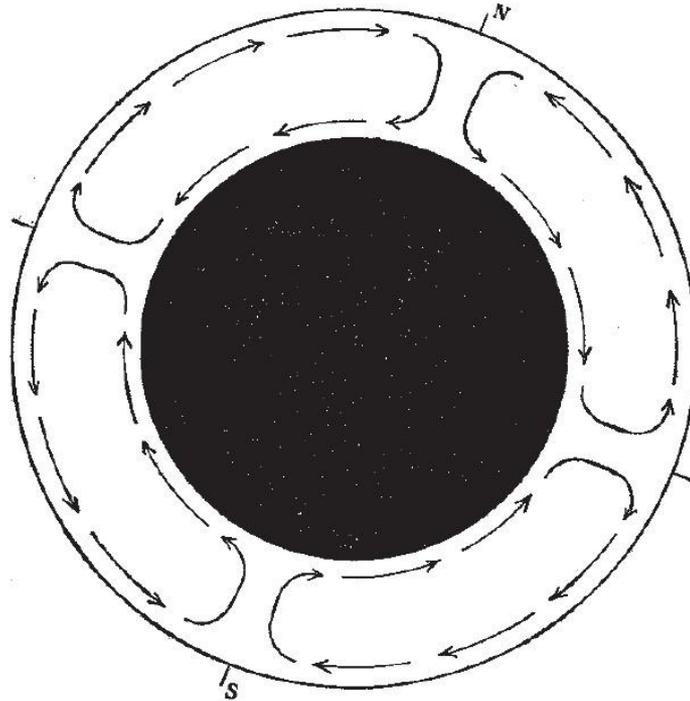


Fig. 1.

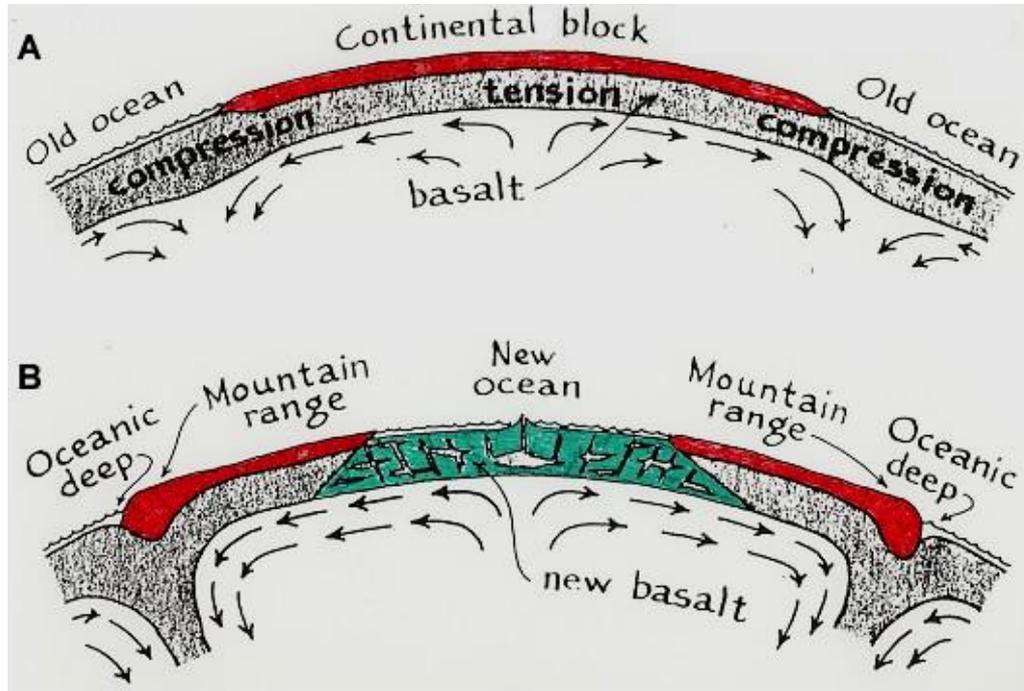
Droits réservés

A. Holmes, *Radioactivity and Earth movements*, Trans. Geol. Soc. Glasgow, 18, 559-606, 1931

L'évolution des idées

Dans son modèle, c'est la dispersion des courants ascendants sous les continents qui met ceux-ci en tension, les fracture et les sépare en les entraînant.

Il s'ensuit la formation d'un nouvel océan entre les blocs disjoints et cette création de nouvelle croûte océanique est le phénomène le plus efficace pour évacuer la chaleur interne.

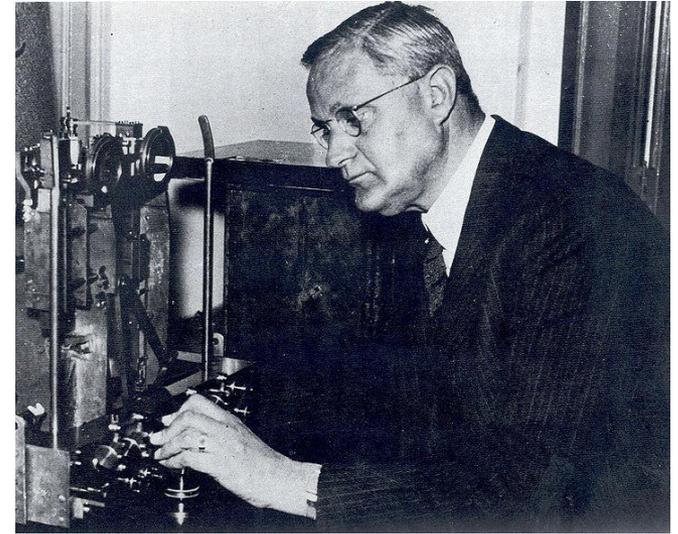


Dans les années 1950, l'hypothèse de la convection est au cœur de nombreux débats. À cette époque, les courants de convection ne plus systématiquement évoqués pour leurs implications avec la dérive des continents mais parce qu'ils fournissent une explication satisfaisante à l'orogénèse et autres phénomènes tectoniques globaux.

L'évolution des idées

Selon **Vening Meinesz**, 1958, « *de grands systèmes de courants dans le manteau* » peuvent expliquer l'activité tectonique de la Terre

Il suppose même que **deux systèmes convectifs** se superposent : l'un à grande échelle et profond et l'autre à plus petite échelle sous formes de rouleaux. Il défend enfin l'idée du caractère **intermittent** des courants de convections, se limitant à une dizaine périodes de tectonique active au cours de l'histoire de la Terre

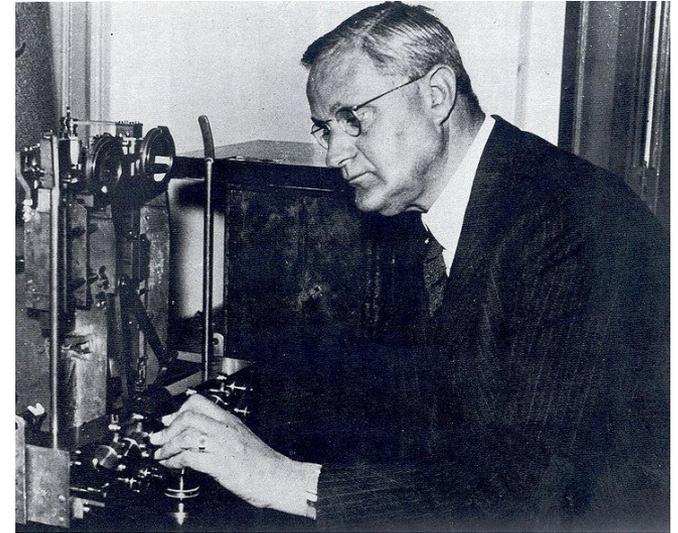


Felix Andries Vening Meinesz

L'évolution des idées

Selon **Vening Meinesz**, 1958, « *de grands systèmes de courants dans le manteau* » peuvent expliquer l'activité tectonique de la Terre

Il suppose même que **deux systèmes convectifs** se superposent : l'un à grande échelle et profond et l'autre à plus petite échelle sous formes de rouleaux. Il défend enfin l'idée du caractère **intermittent** des courants de convections, se limitant à une dizaine périodes de tectonique active au cours de l'histoire de la Terre



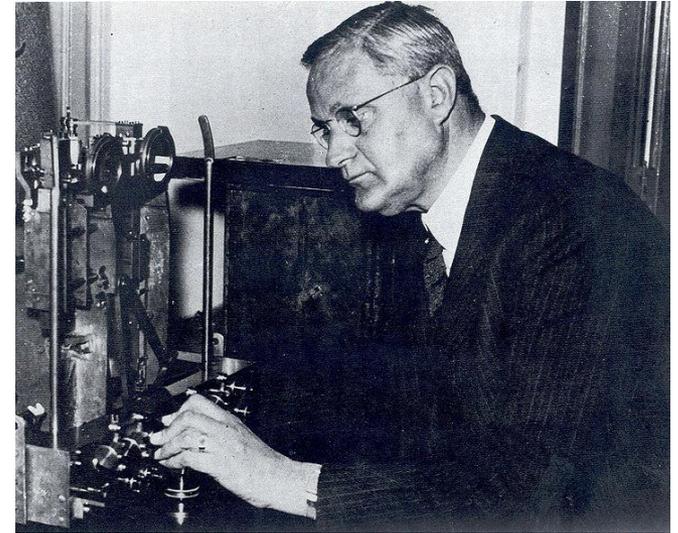
Felix Andries Vening Meinesz

En dépit de ces avancées, les objections à la convection sont toujours présentes dans les esprits.

Jeffreys, en particulier (1952), s'oppose toujours à l'idée selon laquelle la Terre solide puisse convecter : même soumise à des sollicitations de longues durées, la Terre ne peut pas se comporter comme un fluide visqueux et ainsi les forces d'Archimède sont insuffisantes pour générer un système convectif.

L'évolution des idées

Selon **Vening Meinesz**, 1958, « *de grands systèmes de courants dans le manteau* » peuvent expliquer l'activité tectonique de la Terre
Il suppose même que **deux systèmes convectifs** se superposent : l'un à grande échelle et profond et l'autre à plus petite échelle sous formes de rouleaux.
Il défend enfin l'idée du caractère **intermittent** des courants de convections, se limitant à une dizaine périodes de tectonique active au cours de l'histoire de la Terre



Felix Andries Vening Meinesz

En dépit de ces avancées, les objections à la convection sont toujours présentes dans les esprits.

Jeffreys, en particulier (1952), s'oppose toujours à l'idée selon laquelle la Terre solide puisse convecter : même soumise à des sollicitations de longues durées, la Terre ne peut pas se comporter comme un fluide visqueux et ainsi les forces d'Archimède sont insuffisantes pour générer un système convectif.

A la fin des années 50, l'hypothèse de la convection reste cependant probable, mais elle ne s'impose pas par elle-même: il est impossible de prouver que les courants de convection existent dans le manteau comme il est impossible de montrer qu'ils n'existent pas !

L'évolution des idées

Au début des années 1960, c'est la découverte des fonds océaniques et des dorsales médio-océaniques qui relance le débat !

Harry Hammond Hess, en 1960, tente de regrouper un ensemble de découvertes en une unique hypothèse:

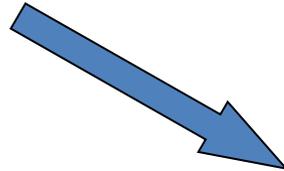


Topographie des fonds océaniques par échosondage
→ dorsales et fosses (**Marie THARP, Bruce HEEZEN, Maurice Ewing, 1956**)

Milieu convectif à l'intérieur de la Terre, **Arthur HOLMES, 1945**



Anomalies dans les valeurs du flux océanique thermique au niveau des dorsales (appareil inventé par **Edward BULLARD, 1954**)



H.H. HESS, 1960
Relation explicative entre relief au niveau des dorsales et anomalie thermique



L'évolution des idées

Hess attribue donc la mobilité des fonds marins à des **mouvements de convection** affectant le manteau et considère que les **dorsales** sont la manifestation en surface des **branches ascendantes** de cellules de convection et que **les fosses océaniques** sont les témoins des **branches descendantes**. Les **continents** seraient entraînés **passivement** à la surface de ces **cellules de convection**.

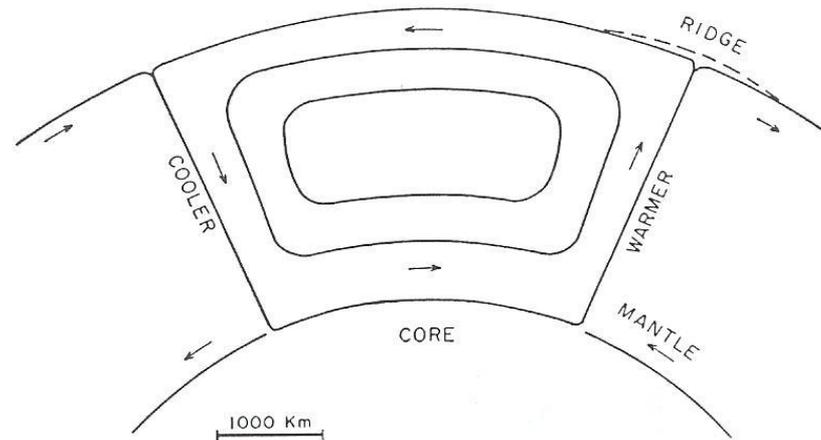


Figure 8. Possible geometry of a mantle convection cell

Figure 8 de l'article de Hess, 1962. History of Ocean Basins, Petrologic Studies : A volume to honor A. F. Buddington. Boulder : Geological Society of America, 599-620.

L'évolution des idées

Hess attribue donc la mobilité des fonds marins à des **mouvements de convection** affectant le manteau et considère que les **dorsales** sont la manifestation en surface des **branches ascendantes** de cellules de convection et que **les fosses océaniques** sont les témoins des **branches descendantes**. Les **continents** seraient entraînés **passivement** à la surface de ces **cellules de convection**.

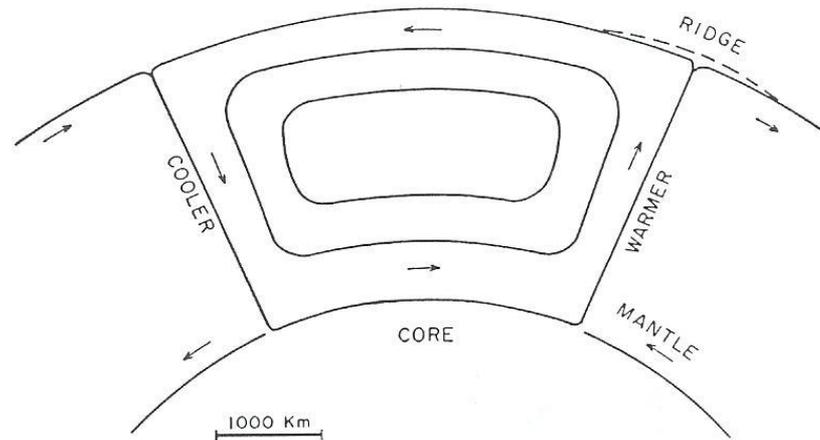


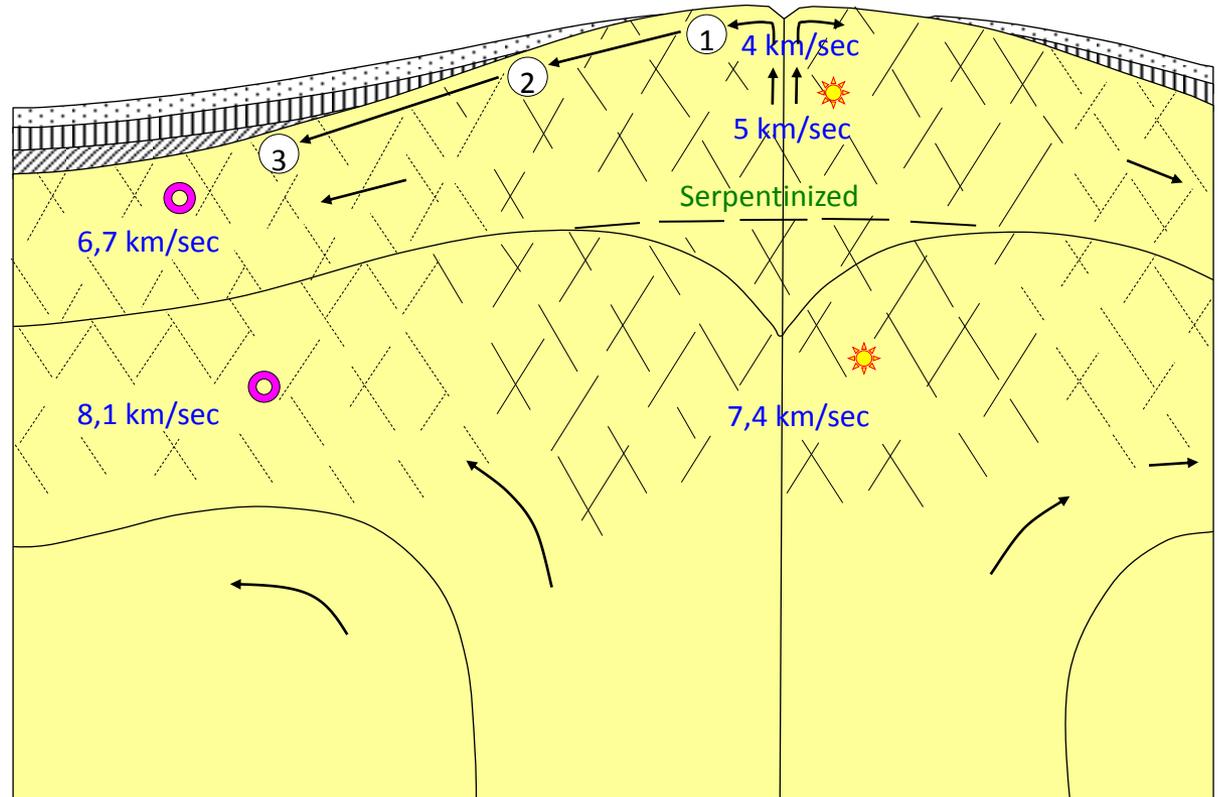
Figure 8. Possible geometry of a mantle convection cell

Figure 8 de l'article de Hess, 1962. History of Ocean Basins, Petrologic Studies : A volume to honor A. F. Buddington. Boulder : Geological Society of America, 599-620.

C'est grâce à la découverte de cette théorie de l'expansion océanique que la convection a pu enfin recevoir un large écho dans la communauté scientifique: La mobilité des fonds océaniques puis le mouvement des plaques mettent en effet pleinement en évidence la **nécessité** d'une forme de convection thermique, même si les modalités de celle-ci doivent encore être précisées.

L'évolution des idées

L'hypothèse de Hess de l'expansion des fonds océaniques, confirmée par **Morley et Vine** et **Matthews** en 1963, aboutit à la **formulation de la théorie de la tectonique des plaques en 1967-1968**.



 Seismic velocity decreased by higher temperature and fracturing, dilatation

 Temperature lower, fractures healed, velocity normal

Diagram to represent (1) apparent progressive overlap of ocean sediments on a mid-ocean ridge which would actually be the effect of the mantle moving laterally away from ridge crest, and (2) the postulated fracturing where convective flow changes direction from vertical to horizontal. Fracturing and higher temperature could account for the lower seismic velocities on ridge crests, and cooling and healing of the fractures with times, the return to normal velocities on the flanks

L'évolution des idées

C'est à partir des **années 1970** que va se préciser peu à peu le modèle de la convection mantellique tel qu'on le connaît actuellement:

L'évolution des idées

C'est à partir des **années 1970** que va se préciser peu à peu le modèle de la convection mantellique tel qu'on le connaît actuellement:

-Mouvement convectifs **continus**

L'évolution des idées

C'est à partir des **années 1970** que va se préciser peu à peu le modèle de la convection mantellique tel qu'on le connaît actuellement:

-Mouvement convectifs **continus**

-**Gradient thermique** vertical, avec un refroidissement par le haut et une production de chaleur dans la masse du manteau.

L'évolution des idées

C'est à partir des **années 1970** que va se préciser peu à peu le modèle de la convection mantellique tel qu'on le connaît actuellement:

-Mouvement convectifs **continus**

-**Gradient thermique** vertical, avec un refroidissement par le haut et une production de chaleur dans la masse du manteau.

-**Subduction** qui prend une **part active** dans la convection (les plaques ne sont pas entraînées passivement à la surface des cellules de convection comme sur des tapis roulants)

L'évolution des idées

C'est à partir des **années 1970** que va se préciser peu à peu le modèle de la convection mantellique tel qu'on le connaît actuellement:

-Mouvement convectifs **continus**

-**Gradient thermique** vertical, avec un refroidissement par le haut et une production de chaleur dans la masse du manteau.

-**Subduction** qui prend une **part active** dans la convection (les plaques ne sont pas entraînées passivement à la surface des cellules de convection comme sur des tapis roulants)

- Les **dorsales** qui ne sont pas alors liées à des courants chauds montant du manteau profond mais correspondent uniquement à des **épanchements passifs** de matière dans un espace laissé libre entre deux plaques divergentes.

Ce bref aperçu historique met en relief **2 idées intéressantes**:

-Il montre que convection mantellique et tectonique des plaques sont **étroitement liés**

-Les modèles successifs peuvent en partie expliquer la **persistance de représentations fausses**.

En effet, depuis 1968, la vulgarisation du modèle de la tectonique des plaques, a fait naître **des représentations maladroites** qui persistent encore:

Des représentations à éviter

La première représentation fausse:

Des plaques solides qui dérivent sur un manteau liquide !

[On sait pourtant depuis le début du XX^e siècle que le manteau est solide et fait d'une roche cristallisée : la péridotite].

Des représentations à éviter

La première représentation fausse:

Des plaques solides qui dérivent sur un manteau liquide !

[On sait pourtant depuis le début du XX^e siècle que le manteau est solide et fait d'une roche cristallisée : la péridotite].

Deuxième représentation fausse:

Sous les dorsales, il y a production de magma. Ce magma s'injecterait dans la lithosphère et écarterait de force les plaques situées de part et d'autre.

[C'est le plongement des plaques par subduction (descente active de matériaux froids et denses) qui entretient la convection mantellique. Les mouvements ascendants au niveau des dorsales sont passifs (ils permettent uniquement de compenser les descentes de matériaux)]

Des représentations à éviter

La première représentation fausse:

Des plaques solides qui dérivent sur un manteau liquide !

[On sait pourtant depuis le début du XX^e siècle que le manteau est solide et fait d'une roche cristallisée : la péridotite].

Deuxième représentation fausse:

Sous les dorsales, il y a production de magma. Ce magma s'injecterait dans la lithosphère et écarterait de force les plaques situées de part et d'autre.

[C'est le plongement des plaques par subduction (descente active de matériaux froids et denses) qui entretient la convection mantellique. Les mouvements ascendants au niveau des dorsales sont passifs (ils permettent uniquement de compenser les descentes de matériaux)]

Troisième représentation fausse:

Sous les dorsales, il y a une remontée de matériaux mantelliques qui partent de la base du manteau (de la limite noyau / manteau).

[Les remontées convectives sous les dorsales sont relativement superficielles (300 km maxi). Il n'y a que les panaches mantelliques à l'origine des points chauds qui peuvent partir de l'interface noyau / manteau (2900 Km)].

Des représentations à éviter

La première représentation fausse:

Des plaques solides qui dérivent sur un manteau liquide !

[On sait pourtant depuis le début du XX^e siècle que le manteau est solide et fait d'une roche cristallisée : la péridotite].

Deuxième représentation fausse:

Sous les dorsales, il y a production de magma. Ce magma s'injecterait dans la lithosphère et écarterait de force les plaques situées de part et d'autre.

[C'est le plongement des plaques par subduction (descente active de matériaux froids et denses) qui entretient la convection mantellique. Les mouvements ascendants au niveau des dorsales sont passifs (ils permettent uniquement de compenser les descentes de matériaux)]

Troisième représentation fausse:

Sous les dorsales, il y a une remontée de matériaux mantelliques qui partent de la base du manteau (de la limite noyau / manteau).

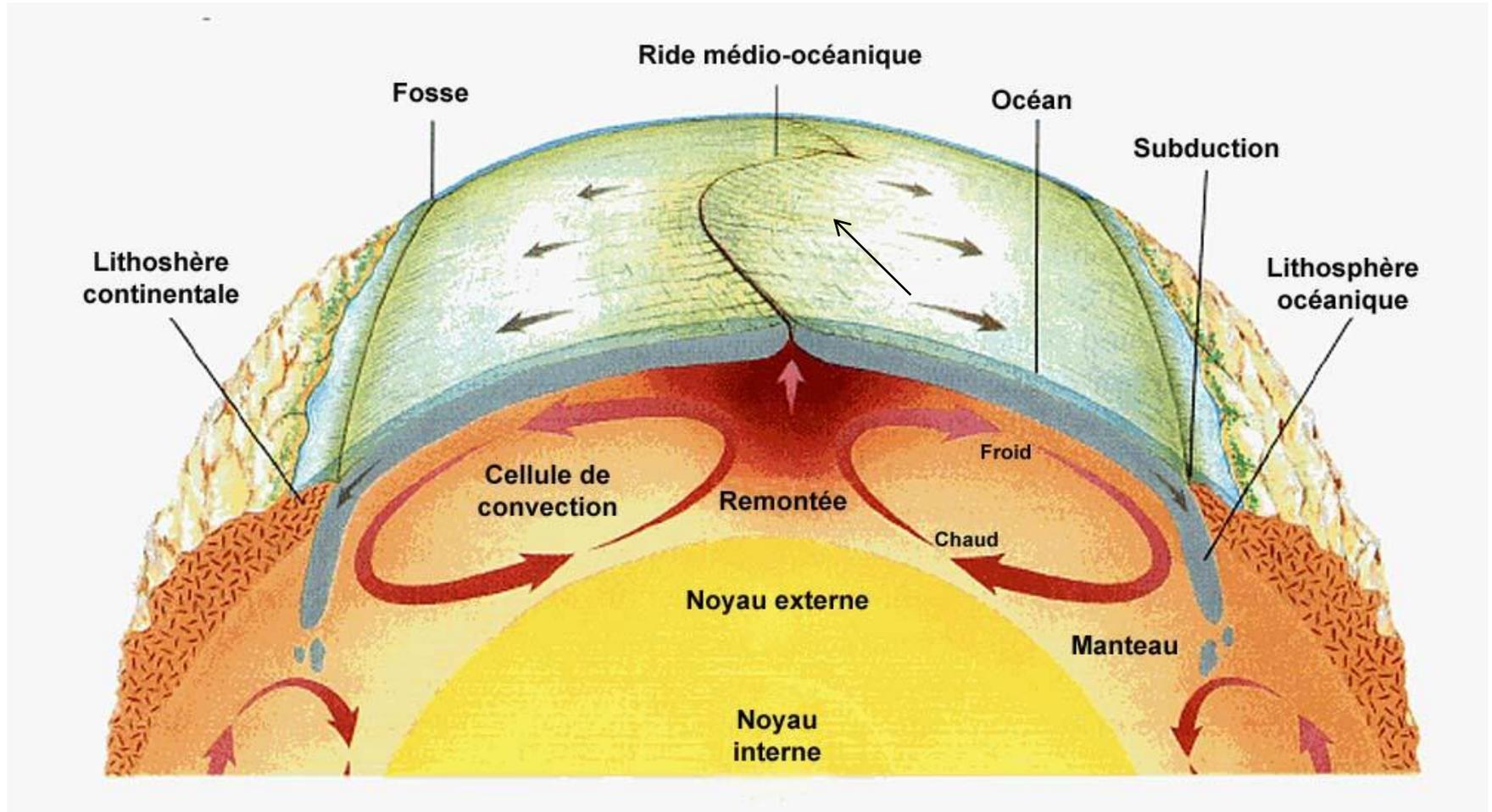
[Les remontées convectives sous les dorsales sont relativement superficielles (300 km maxi). Il n'y a que les panaches mantelliques à l'origine des points chauds qui peuvent partir de l'interface noyau / manteau (2900 Km)].

Quatrième représentation fausse:

Ce sont les mouvements horizontaux de l'asthénosphère qui déplaceraient les plaques lithosphériques, un peu comme des moteurs et des roues dentées déplacent un tapis roulant situé juste au-dessus des engrenages.

[On l'a déjà dit: ce sont les descentes convectives au niveau des zones de subduction qui constituent l'essentiel du moteur]

Le Jeu des 7 erreurs !



Le Jeu des 7 erreurs !

La disposition des flèches semble montrer que ce sont les mouvements horizontaux dans le manteau qui déplacent les plaques

La dorsale ne doit pas être au centre du schéma, sinon on lui attribue un rôle majeur qu'elle n'a pas !

Ride médio-océanique

Océan

Lithosphère océanique

Les échelles ne sont pas respectées (noyau trop gros)

La lithosphère océanique n'est pas d'épaisseur constante.

Cellule de convection

Remontée

Froid

La remontée mantellique ne part pas du noyau!

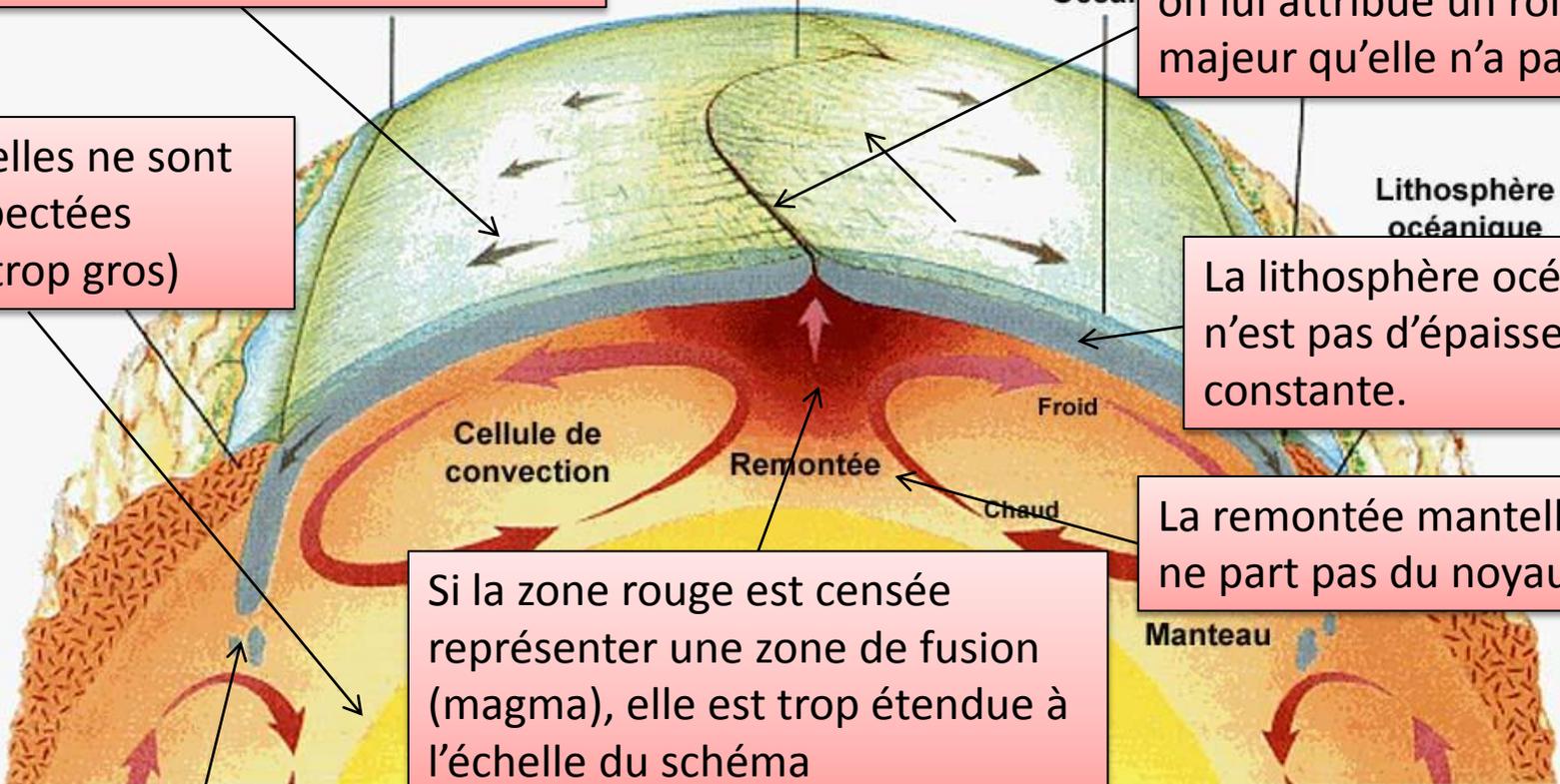
Si la zone rouge est censée représenter une zone de fusion (magma), elle est trop étendue à l'échelle du schéma

Chaud

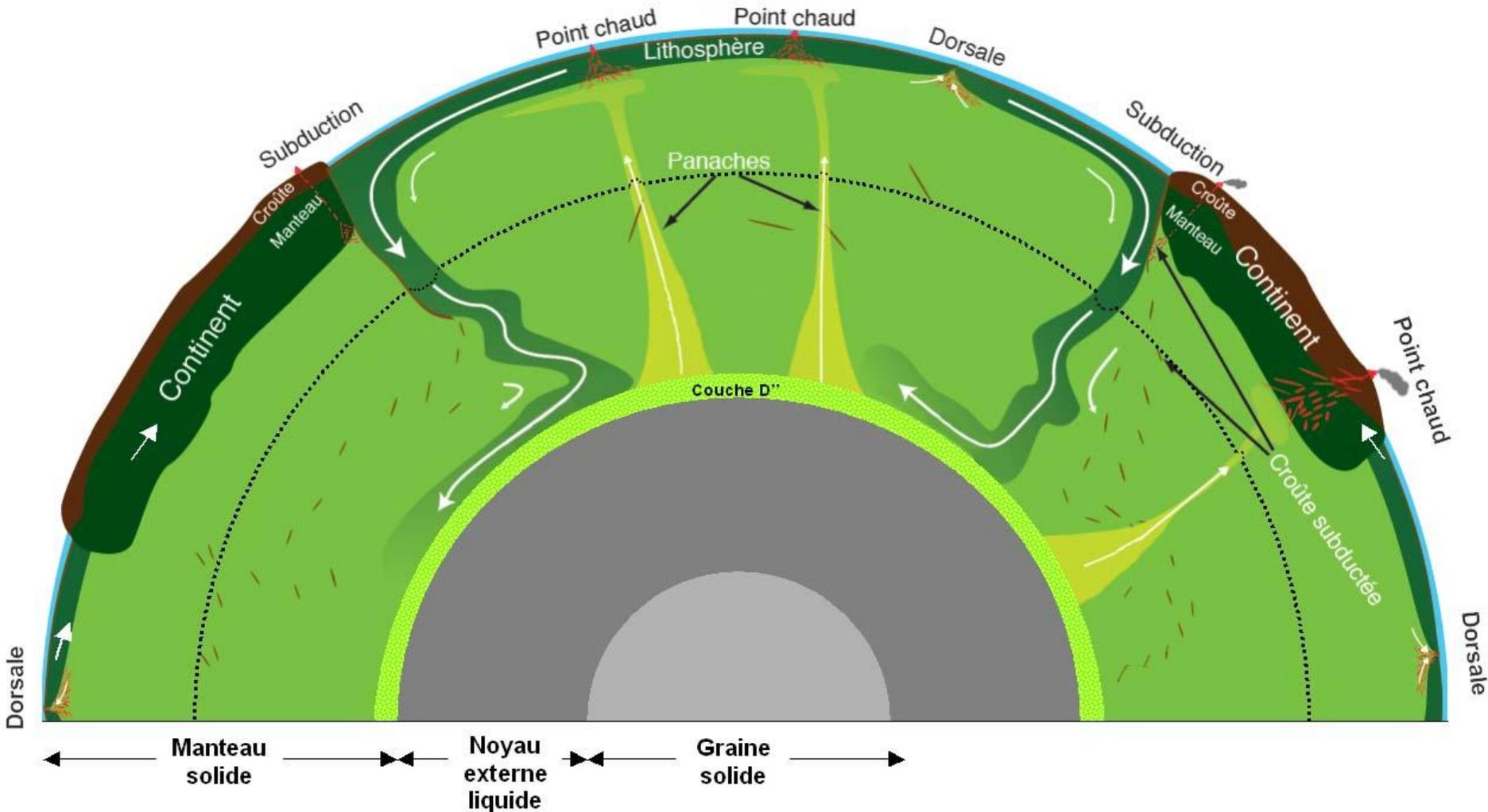
Manteau

Les plongements ne se font pas que sous les continents... il existe aussi des subduction intra-océaniques

Le terme de ride « medio-océanique » n'est pas généralisable: les dorsales ne sont pas toujours médianes !



Voici un modèle correct de la convection mantellique! 🙌😊



I – L'évolution des idées

II – Manifestations en surface des flux thermiques

III – La géothermie, une ressource utilisable

IV – Origine de la chaleur interne du globe

V – Modes de transferts de la chaleur: principes physiques

VI – Le modèle thermique global

Manifestations en surface des flux thermiques

L'activité sismique et le volcanisme sont les manifestations les plus évidentes de la libération à la surface de la Terre d'une énergie interne.

Cependant, ce ne sont pas les plus importantes:

- Transferts thermiques par séismes et volcanisme = Puissance globale 10^{12} W



Séisme aux Philippines, Fev 2012

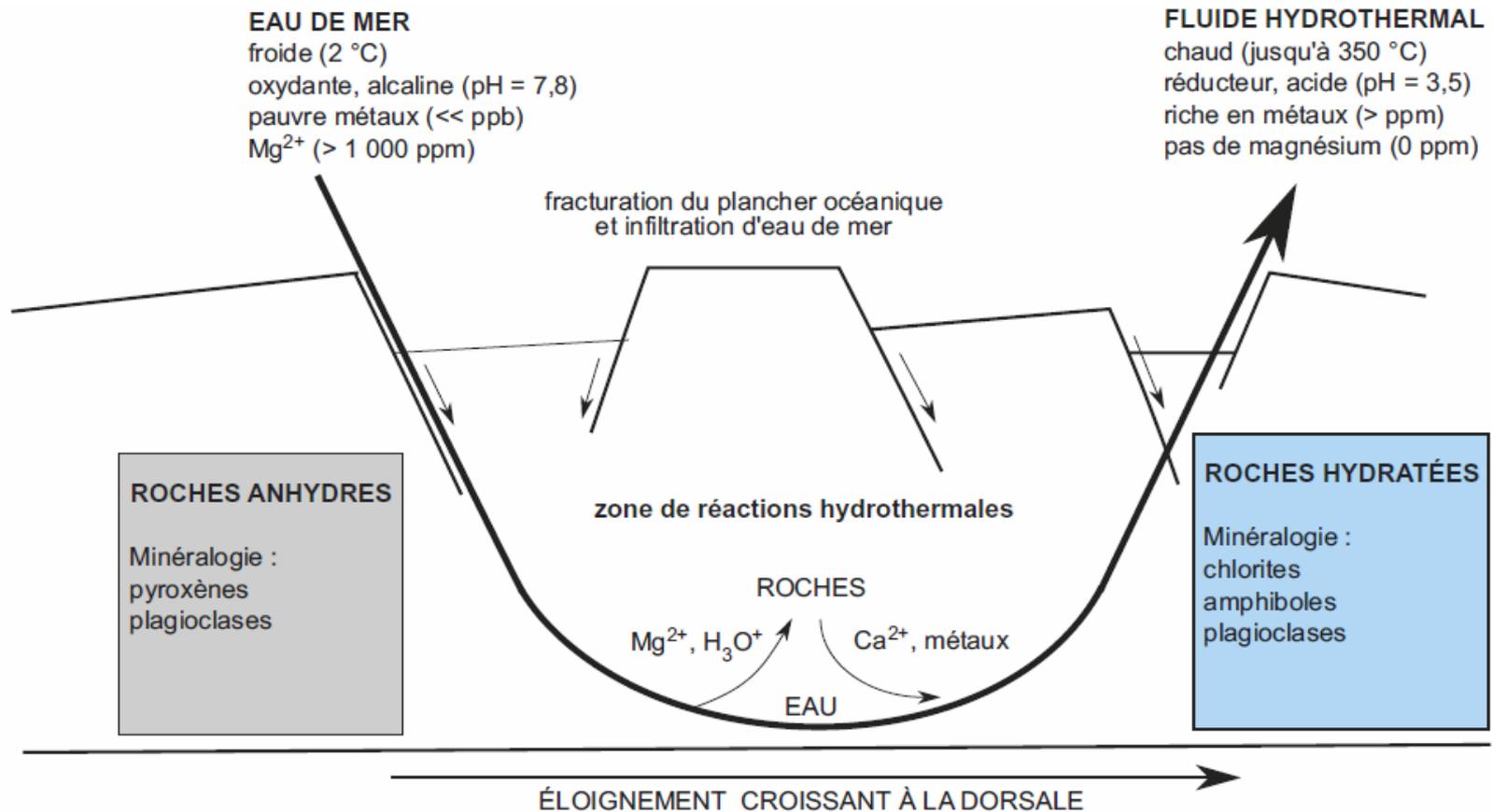


Eruption de l'Etna, Fev 2013

- Transferts thermiques globaux = Puissance globale 43.10^{12} W

Autres manifestations de la libération d'énergie interne

- Rejets d'eaux chaudes par des sources hydrothermales au voisinage des dorsales



Conséquences:

- Appauvrissement de l'eau de mer en Mg^{2+} mais enrichissement en Ca^{2+}
- Métamorphisme hydrothermal des roches de la lithosphère océanique

Autres manifestations de la libération d'énergie interne

- Rejets d'eaux chaudes par des sources hydrothermales au voisinage des dorsales

Plus impressionnant !



20 mètres

120°C
Une éruption toutes
les 5 à 10 minutes

Geyser Strokkur, Islande

Autres manifestations de la libération d'énergie interne

- Rejets d'eaux chaudes en domaine continental

Source du Par, Chaudes-Aigues, Cantal → 80°C



Autres manifestations de la libération d'énergie interne

- Mines de potasse en Alsace → Dans les puits de mine, la température peut s'élever de 4°C pour 100m de dénivelé

Il faut chaud !

47°C à -800 mètres



Sylvinit (mélange de KCl et de NaCl)

Gradient géothermique, flux géothermique

- **Gradient géothermique:**

C'est le rapport entre la variation de température entre deux points et la distance entre ceux-ci.

Le gradient moyen en Europe est d'environ 1°C tous les 33 mètres, soit 3°C tous les 100 mètres. Il peut varier énormément en fonction du contexte géologique.

Gradient géothermique, flux géothermique

- Gradient géothermique:

C'est le rapport entre la variation de température entre deux points et la distance entre ceux-ci.

Le gradient moyen en Europe est d'environ 1°C tous les 33 mètres, soit 3°C tous les 100 mètres. Il peut varier énormément en fonction du contexte géologique.

- Flux géothermique:

Quantité de chaleur provenant des profondeurs de la Terre et traversant une surface donnée en un temps donné.

La relation liant le flux thermique superficiel au gradient géothermique (en considérant que le transfert thermique se fait par conduction) = **loi de Fourier** :

Φ = Flux géothermique
en $W.m^{-2}$

$$\Phi = -K.(dT/dz)$$

dT/dz = gradient
géothermique en $K.m^{-1}$

K = Conductivité thermique du matériau
(ici les roches) en $W.m^{-1}.K^{-1}$

le signe (–) traduit le fait que l'énergie est perdue par le système

Gradient géothermique, flux géothermique

-Conductivité thermique K : elle représente la quantité de chaleur transférée par conduction par unité de surface et par unité de temps (elle s'exprime en $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
Elle varie selon le matériau considéré.

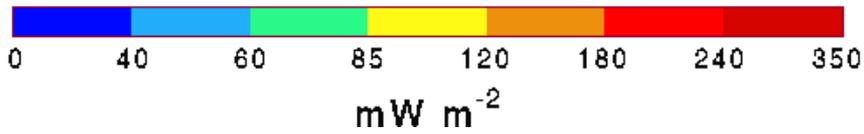
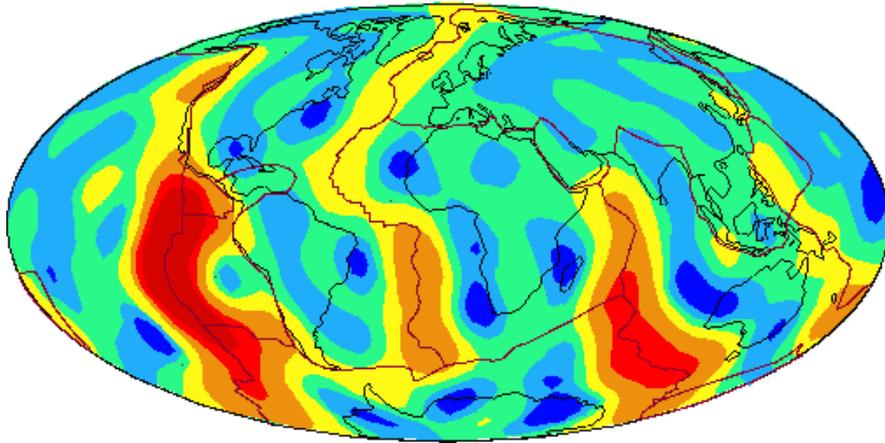
type de roche	conductivité thermique (en $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
granite	2,5 à 3,8
péridotite	4,2 à 5,8
gabbro-basalte	1,7 à 2,5
calcaire	1,7 à 3,3
charbon	1
eau	0,6
roches salines	environ 5

A titre de comparaison, le cuivre a une conductivité de $380 W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ et le fer $73 W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$. Les roches de la croûte ne sont donc pas de bons conducteurs thermiques.

Variations du flux géothermique

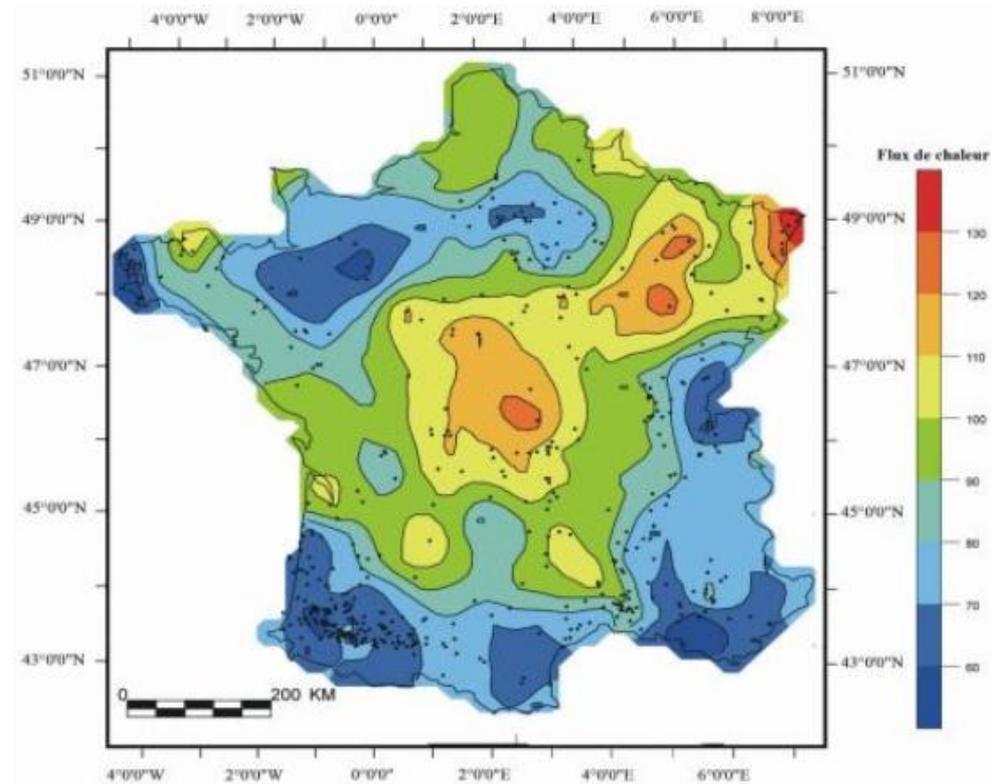
A l'échelle de la planète

Heat Flow



<http://www.geo.lsa.umich.edu/IHFC/heatflow.html>

En France

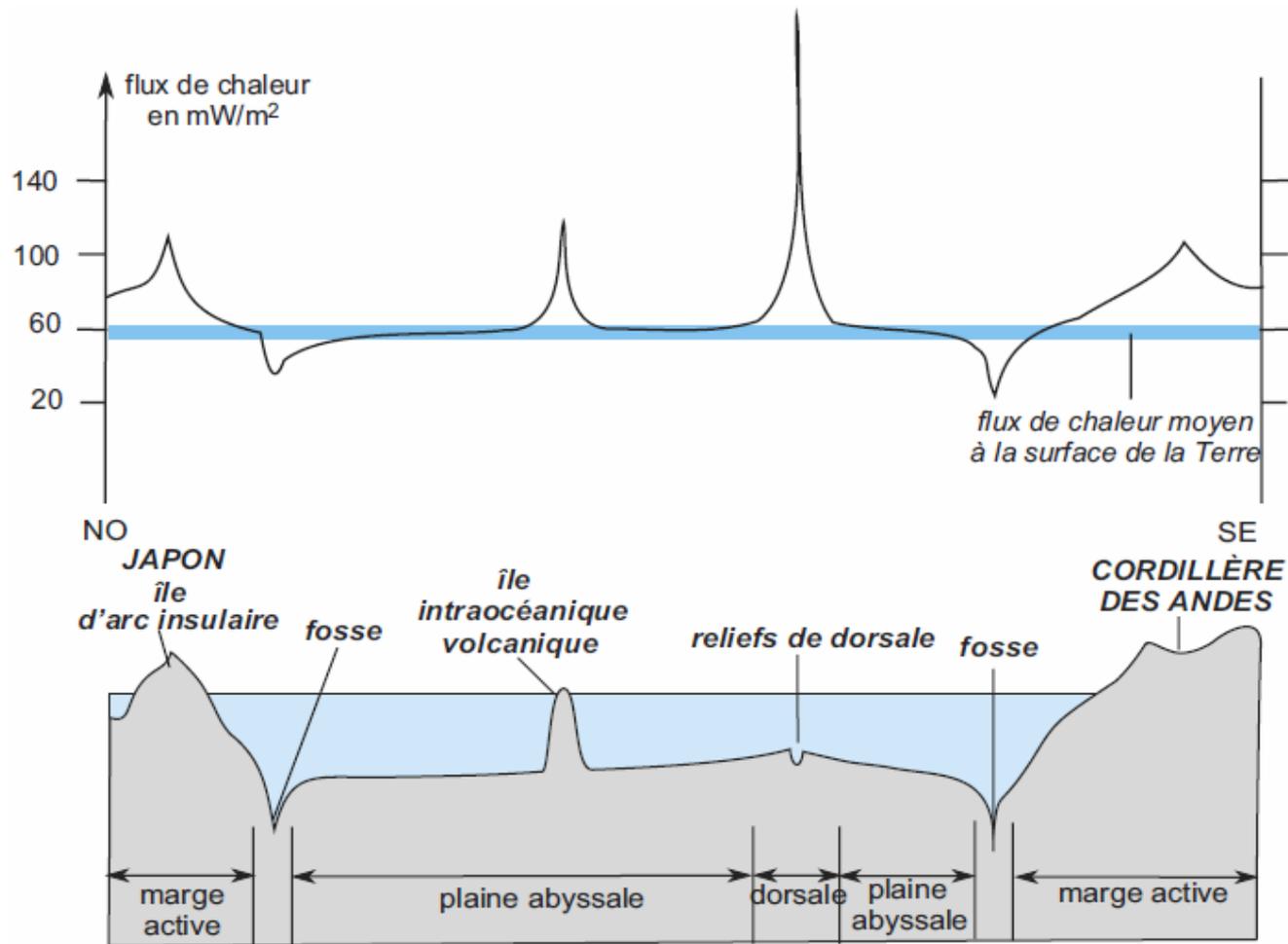


<http://sigminesfrance.brgm.fr>

Variations du flux géothermique

En fonction du contexte géologique.

Exemple: Flux de chaleur au travers des fonds océaniques pacifiques



Les zones océaniques évacuent près de 75 % de l'énergie interne du globe, mais cette libération d'énergie tend à se focaliser au voisinage des **dorsales**.

Variations du flux géothermique

En fonction du contexte géologique.

Exemple: Flux de chaleur au niveau d'une zone de subduction

Tomographie sismique de la fosse des Tonga (Pacifique)

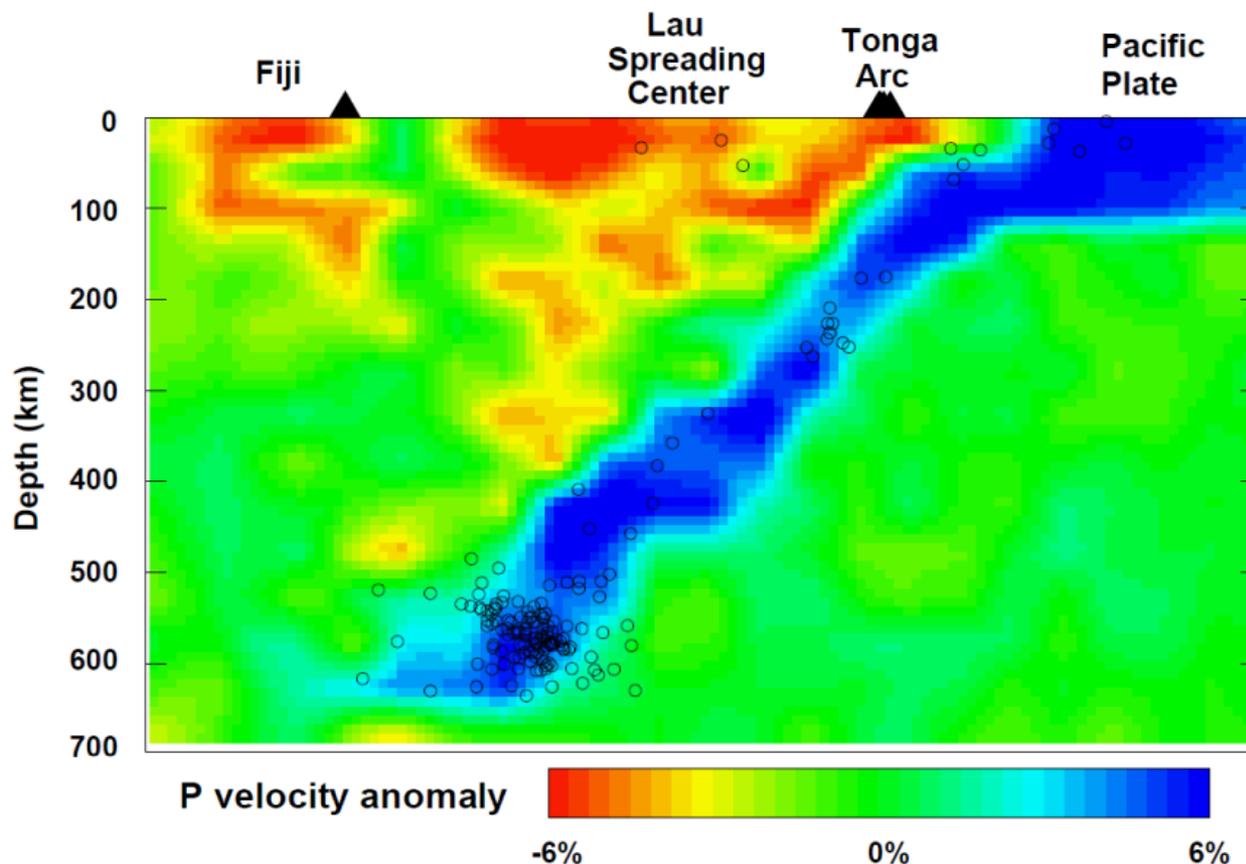
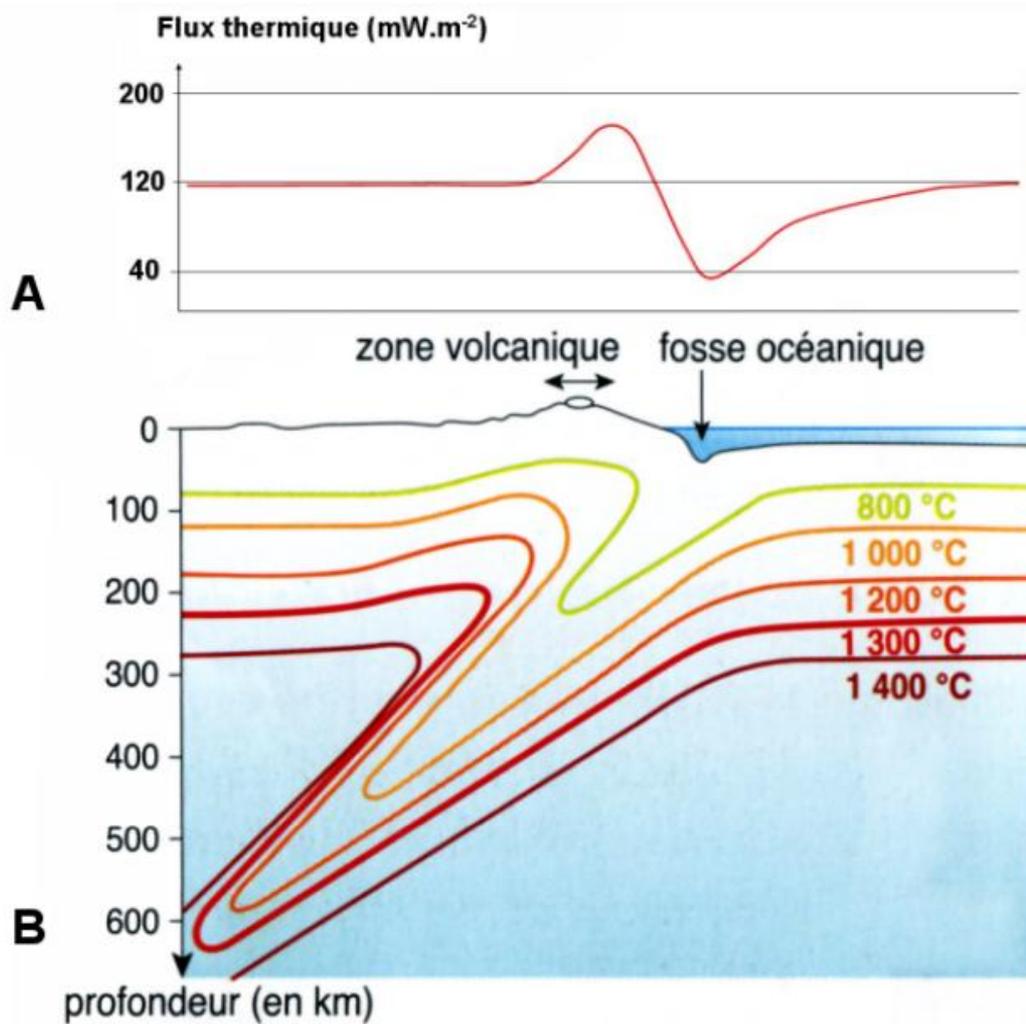


Image obtenue en 1997 par le traitement d'environ 41 000 heures d'arrivée des ondes P à partir de 926 séismes *enregistrés par le dispositif Labatts*.

Variations du flux géothermique

En fonction du contexte géologique.

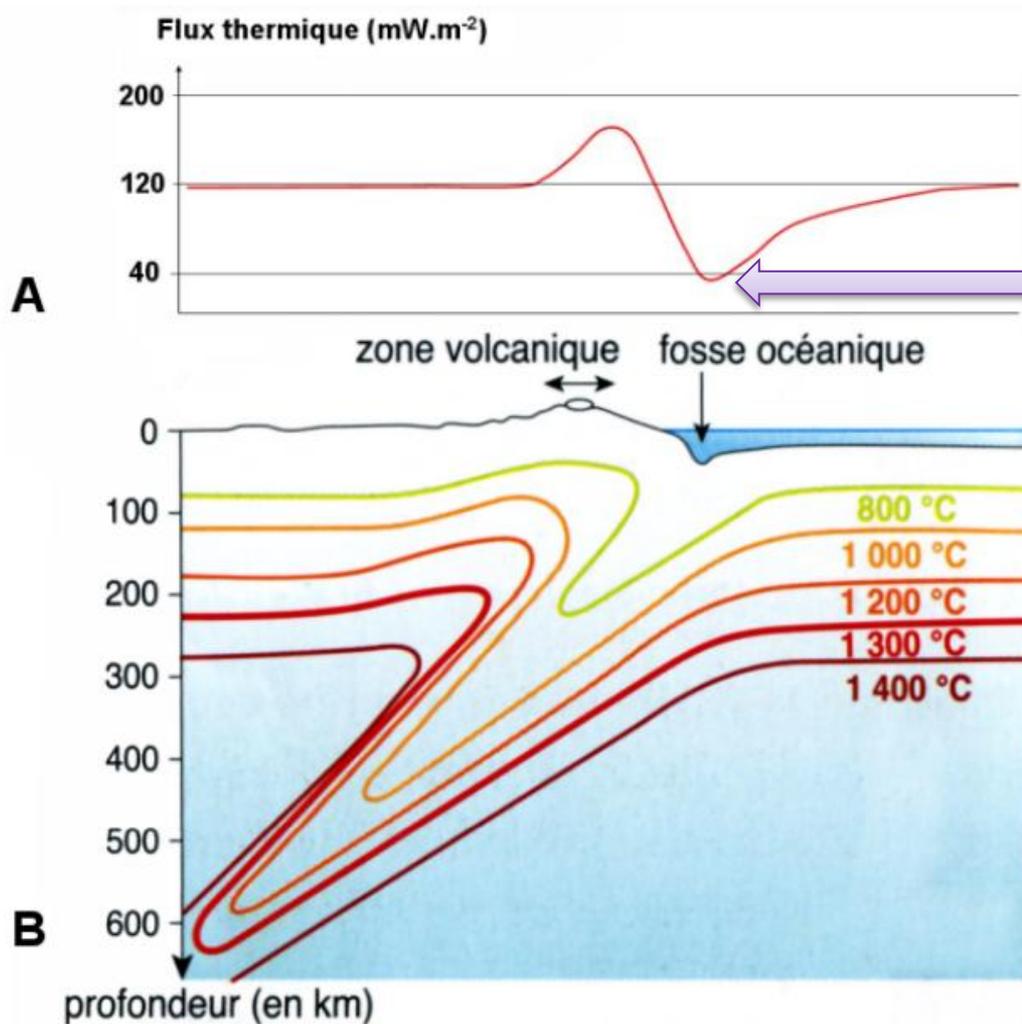
Exemple: Flux de chaleur au niveau d'une zone de subduction



Variations du flux géothermique

En fonction du contexte géologique.

Exemple: Flux de chaleur au niveau d'une zone de subduction

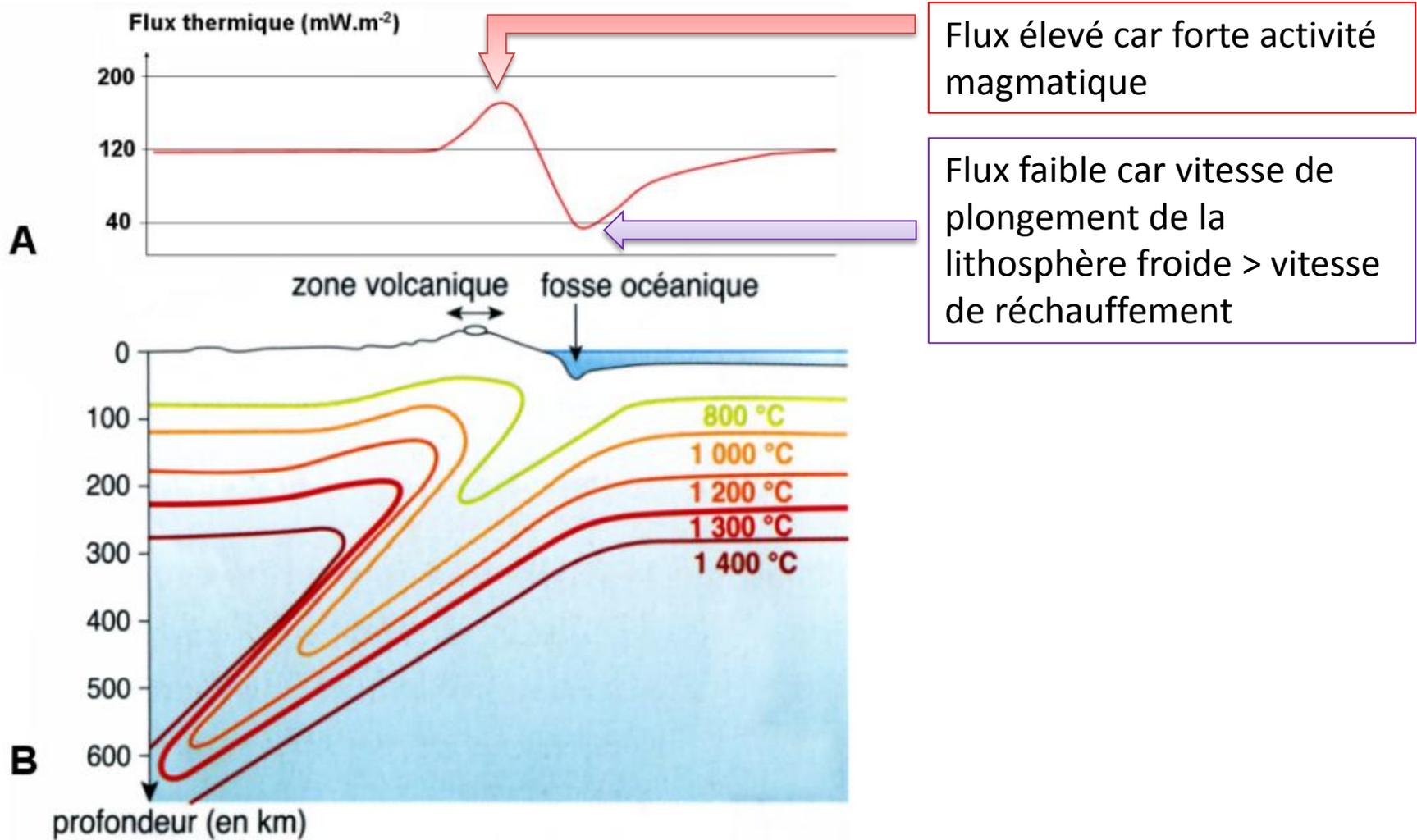


Flux faible car vitesse de plongement de la lithosphère froide > vitesse de réchauffement

Variations du flux géothermique

En fonction du contexte géologique.

Exemple: Flux de chaleur au niveau d'une zone de subduction



I – L'évolution des idées

II – Manifestations en surface des flux thermiques

III – La géothermie, une ressource utilisable

IV – Origine de la chaleur interne du globe

V – Modes de transferts de la chaleur: principes physiques

VI – Le modèle thermique global

**...Voyons à présent quelques
exemples d'utilisations de l'énergie
géothermique par l'Homme**

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

...l'Homme a-t-il vraiment inventé le Jacuzzi ?



Macaques du Japon se baignant dans une source thermale

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

...l'Homme a-t-il vraiment inventé le Jacuzzi ?



Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

En bref :

Exemple: Bassin Parisien

GÉOTHERMIE TRÈS BASSE ÉNERGIE

Chauffage de piscines, de serres... Bien qu'elle présente une faible température, l'eau peut directement être utilisée pour le chauffage de piscines, serres ou bassins de pisciculture.

Chauffage par pompe à chaleur. La température de l'eau insuffisante pour le chauffage direct de locaux, nécessite de recourir à des pompes à chaleur sur eau souterraine ou à des sondes géothermiques.

Chauffage de maisons individuelles. Les calories nécessaires au chauffage sont prélevées par un dispositif associant une pompe à chaleur à un capteur enterré dans le sous-sol superficiel.

GÉOTHERMIE BASSE ÉNERGIE

Chauffage urbain collectif. Le niveau élevé de la température de l'eau permet son utilisation directe pour alimenter des réseaux de chaleur.

Exemple: Soulz les Forêts

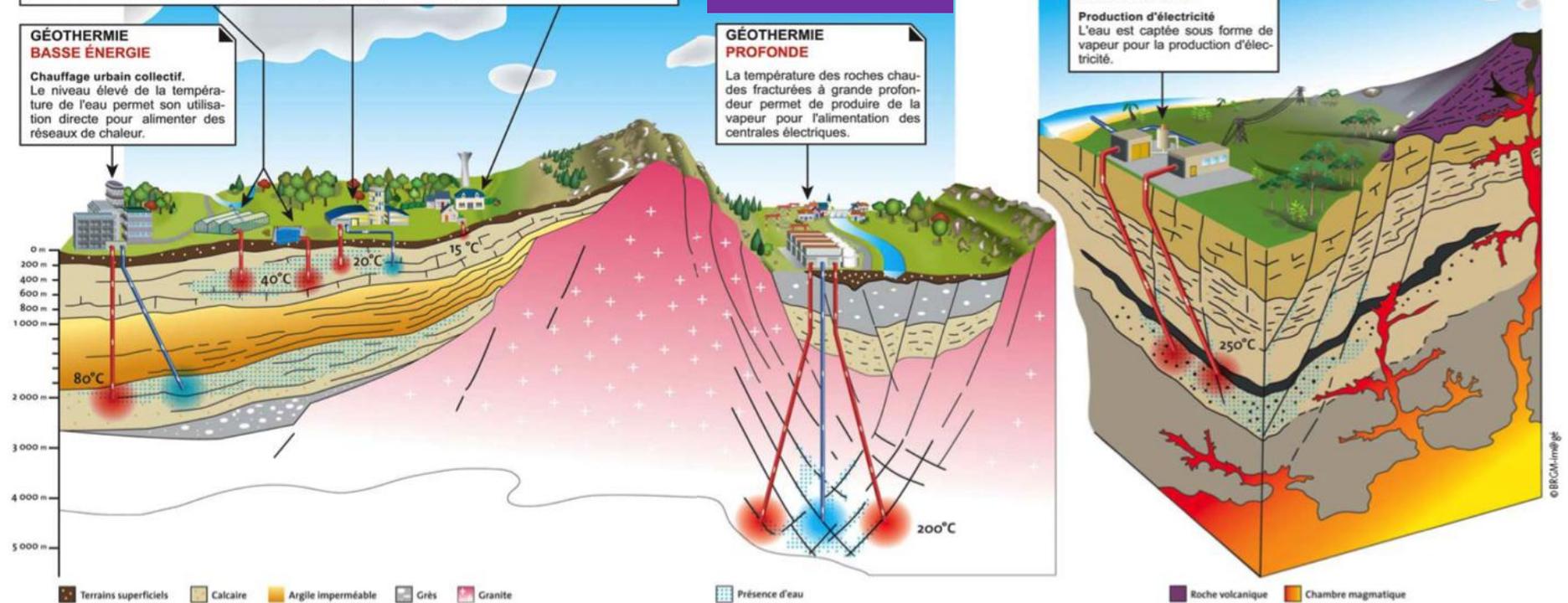
GÉOTHERMIE PROFONDE

La température des roches chaudes fracturées à grande profondeur permet de produire de la vapeur pour l'alimentation des centrales électriques.

Exemple: Bouillante

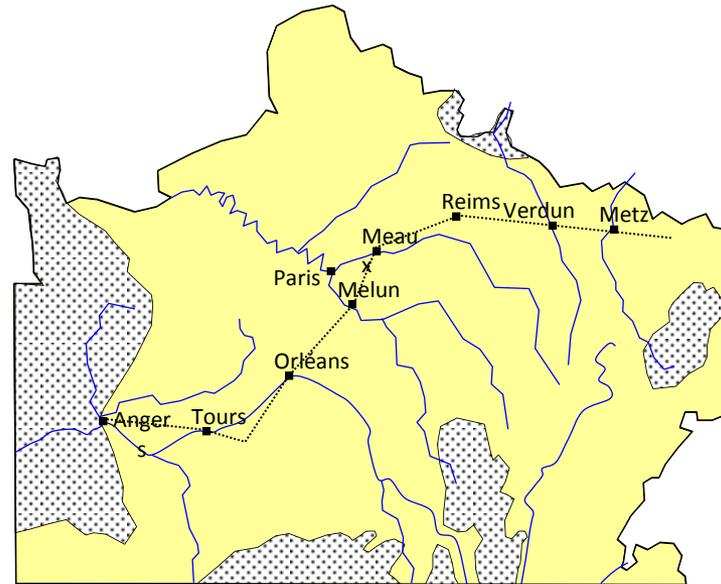
GÉOTHERMIE HAUTE ÉNERGIE

Production d'électricité. L'eau est captée sous forme de vapeur pour la production d'électricité.

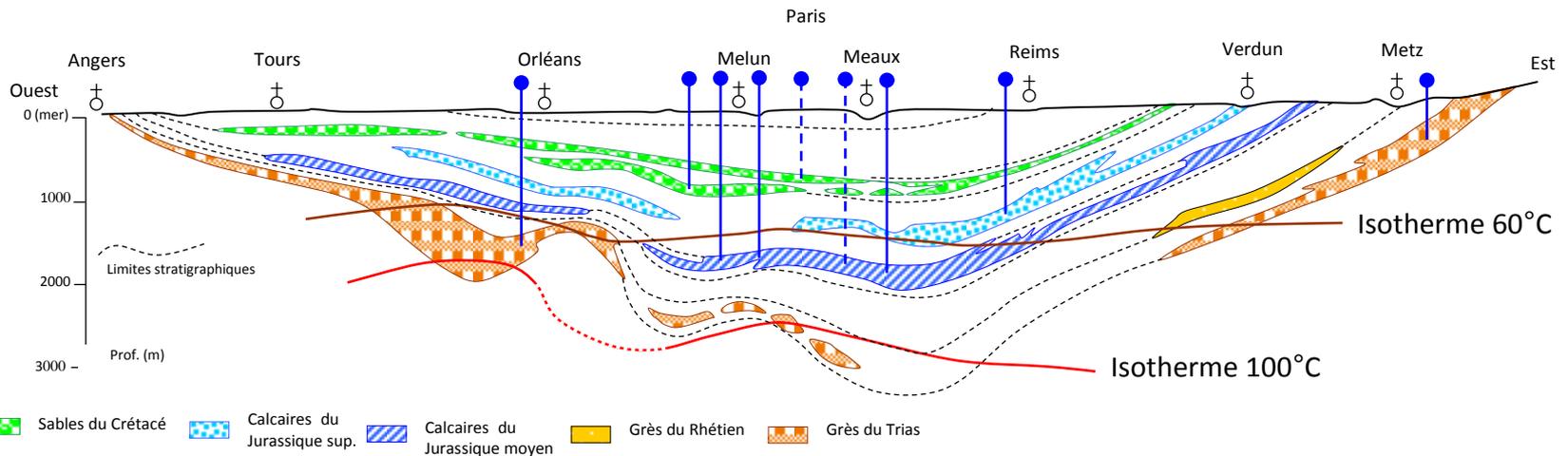


Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie de très basse énergie: Exemple de la Maison de la Radio à Paris



Les grands aquifères du Bassin Parisien, d'après BRGM



Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

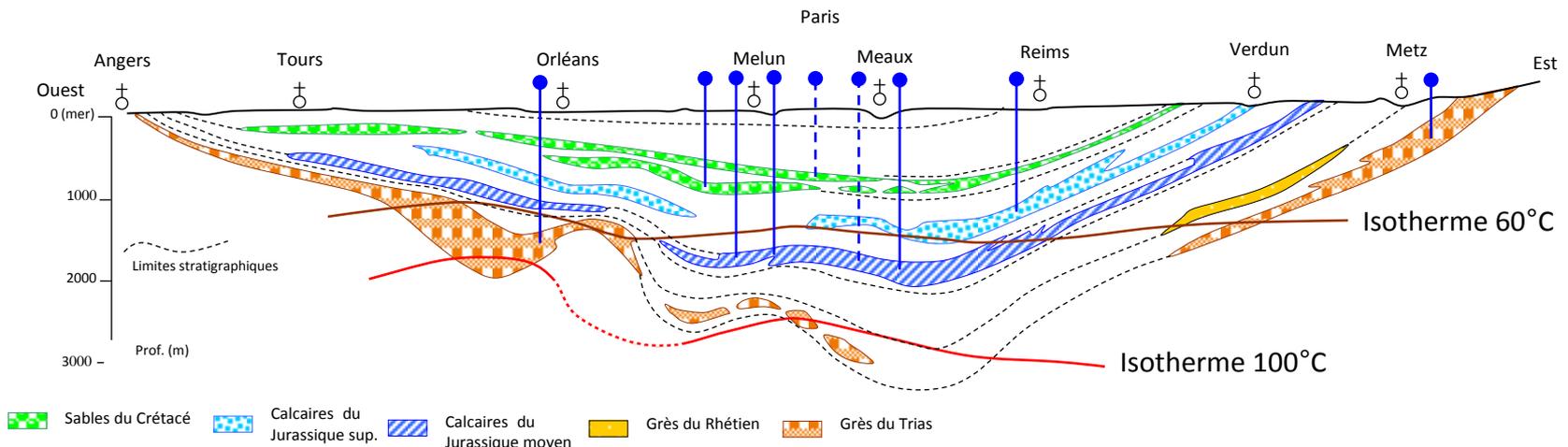
La Géothermie de très basse énergie:

Exemple de la Maison de la Radio à Paris



L'eau géothermale de l'Albien est puisée à 600 m de profondeur à une température de 27°C. **En hiver**, cette énergie géothermique est utilisée en appoint d'un chauffage original : un système complexe de pompes à chaleur récupère la chaleur dégagée par les activités des studios (projecteurs, matériels, public). **En été**, le système est inversé pour le rafraîchissement et la climatisation.

Les grands aquifères du Bassin Parisien, d'après BRGM



La Géothermie de très basse énergie:



A deux pas de là, de l'autre côté de la Seine, la tour Mirabeau, où se trouve le siège du **BRGM**, est également chauffée par un forage à l'Albien situé devant l'immeuble.



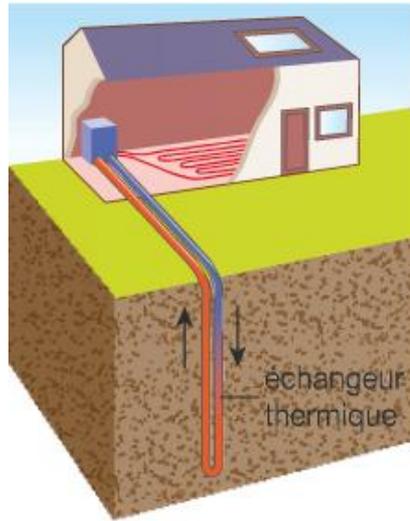
Géosciences pour une Terre durable

brgm

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie de très basse énergie:

Captage vertical



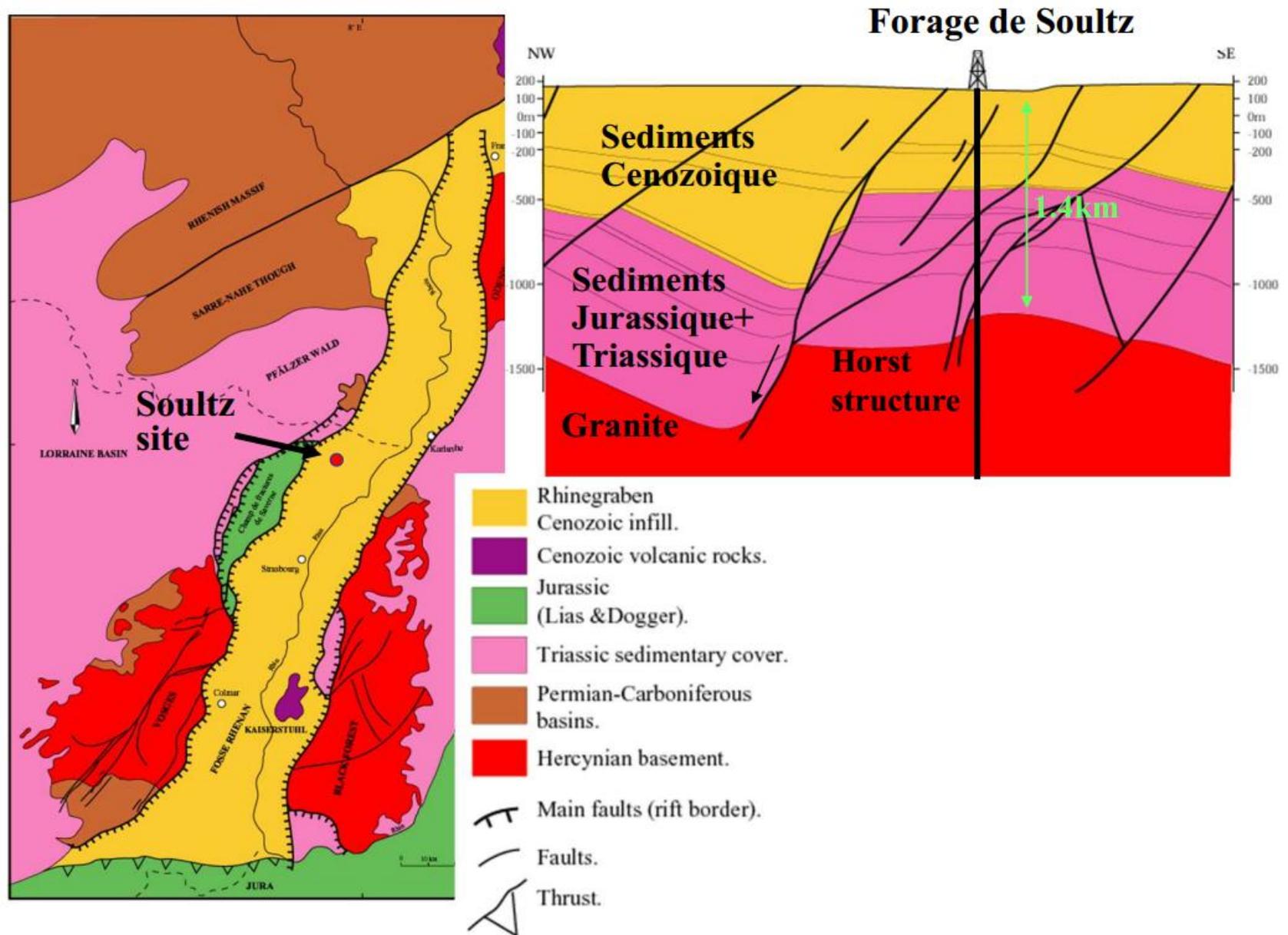
ou

Captage horizontal



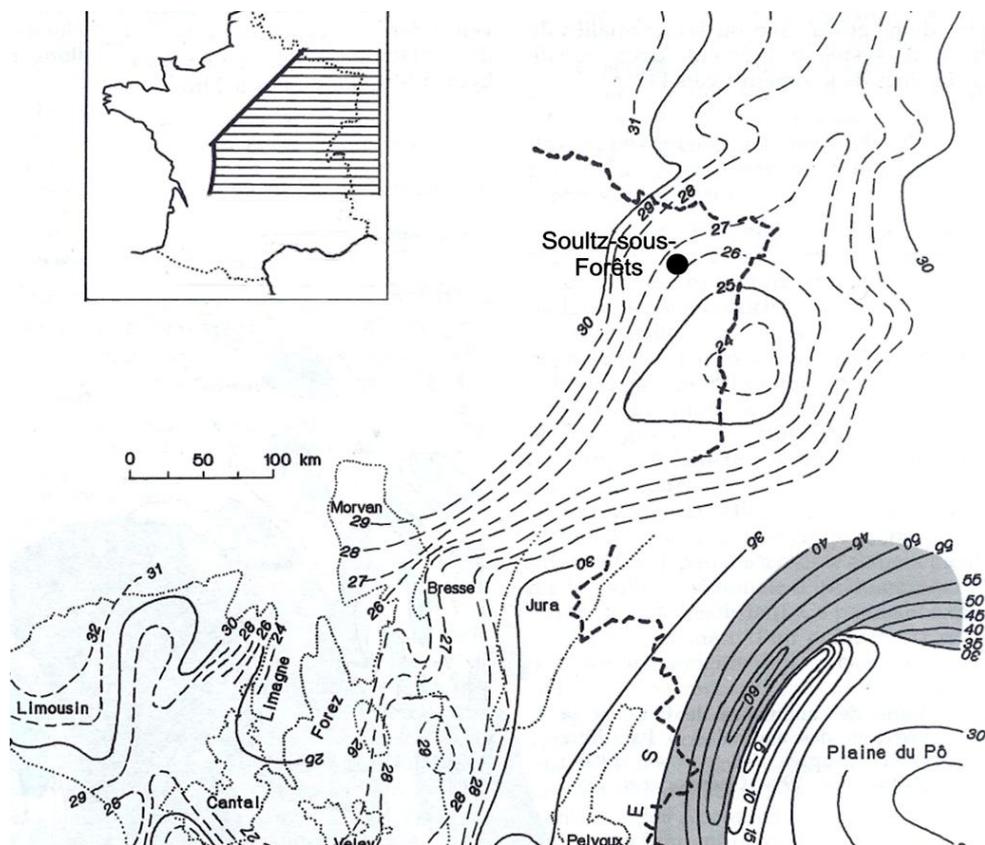
Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)



La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)

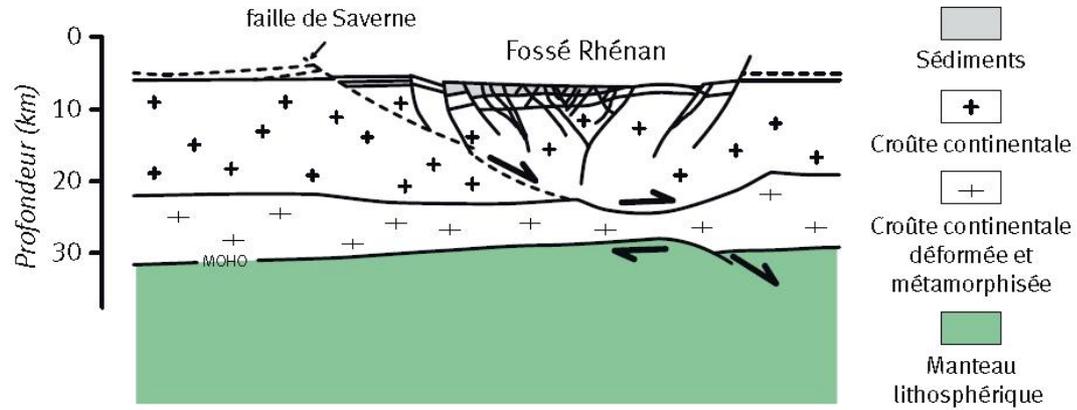
Carte des profondeurs du moho dans l'Est de la France



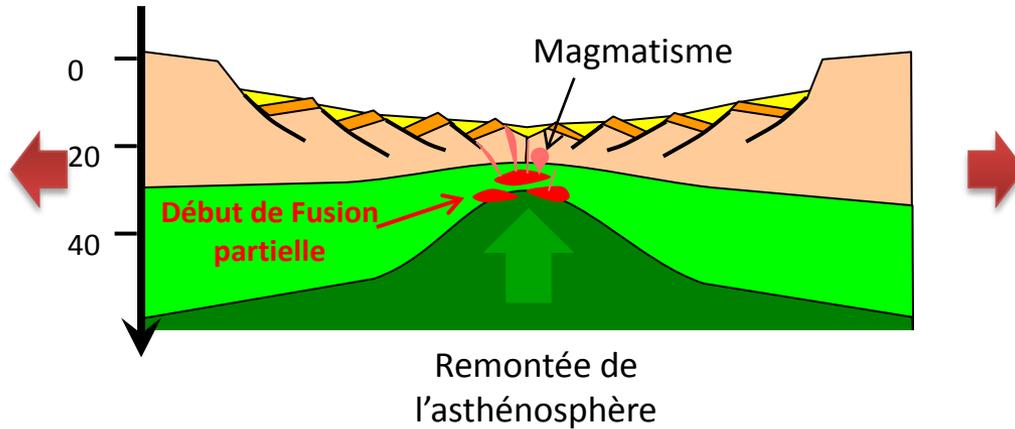
Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)

Coupe simplifiée réalisée d'après un profil sismique



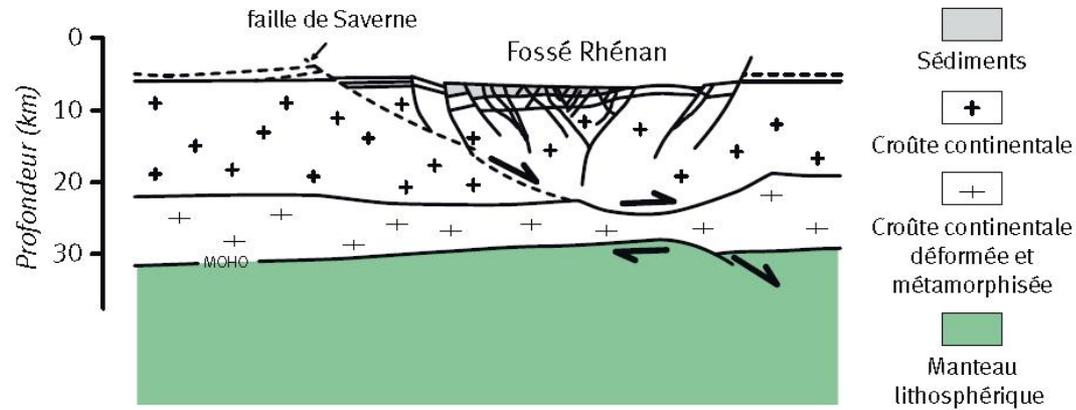
Conséquences d'un rifting



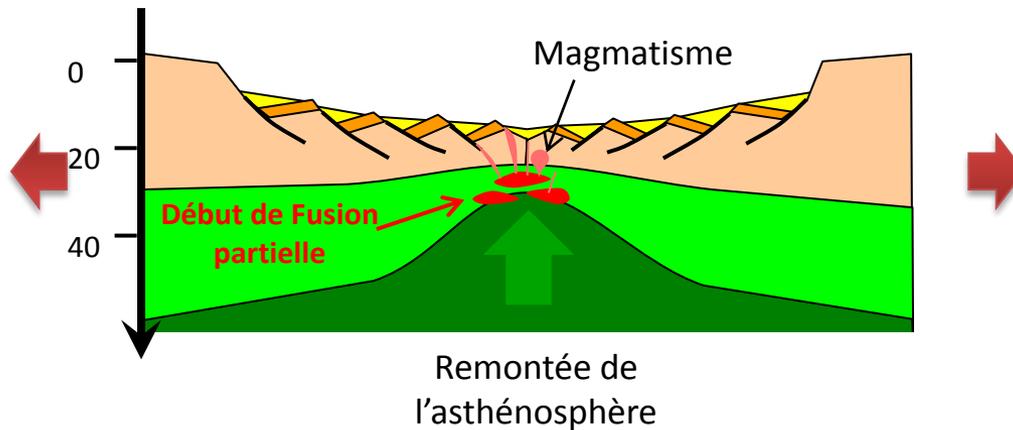
Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)

Coupe simplifiée réalisée d'après un profil sismique



Conséquences d'un rifting

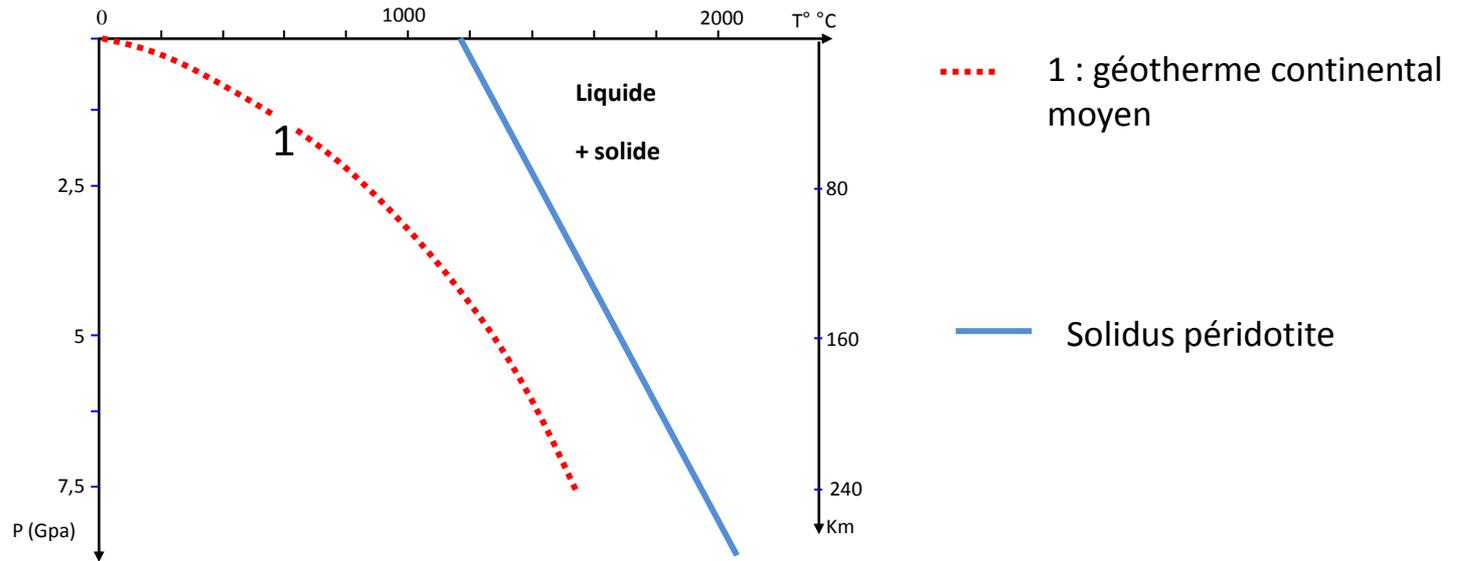


Contexte géologique:

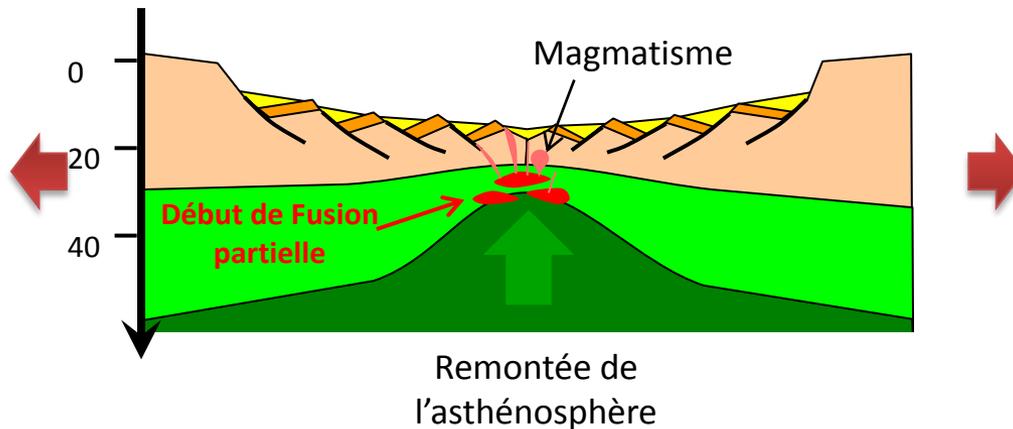
- Croûte fracturée (rift continental)
- Remontée du Moho (croûte amincie) → décompression adiabatique de la péridotite → fusion partielle → magmatisme → réchauffement de la croûte → fluides hydrothermaux et gradient élevé

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)



Conséquences d'un rifting

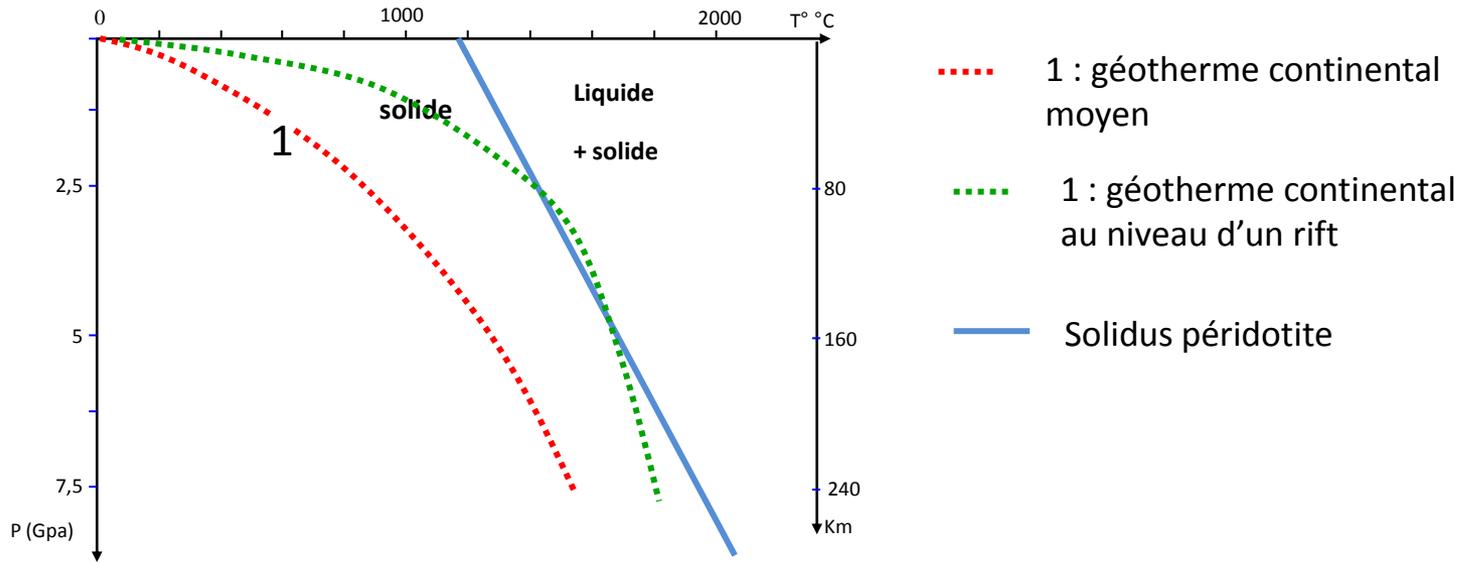


Contexte géologique:

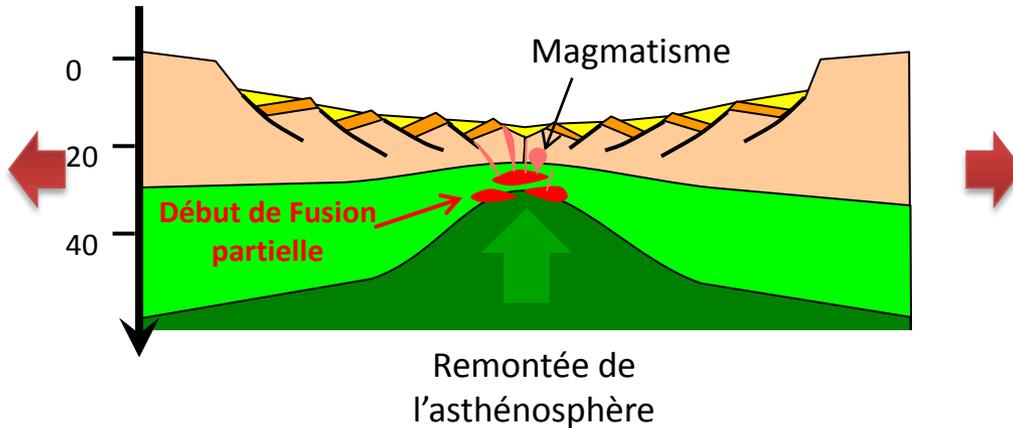
- Croûte fracturée (rift continental)
- Remontée du Moho (croûte amincie) → décompression adiabatique de la péridotite → fusion partielle → magmatisme → réchauffement de la croûte → fluides hydrothermaux et gradient élevé

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)



Conséquences d'un rifting

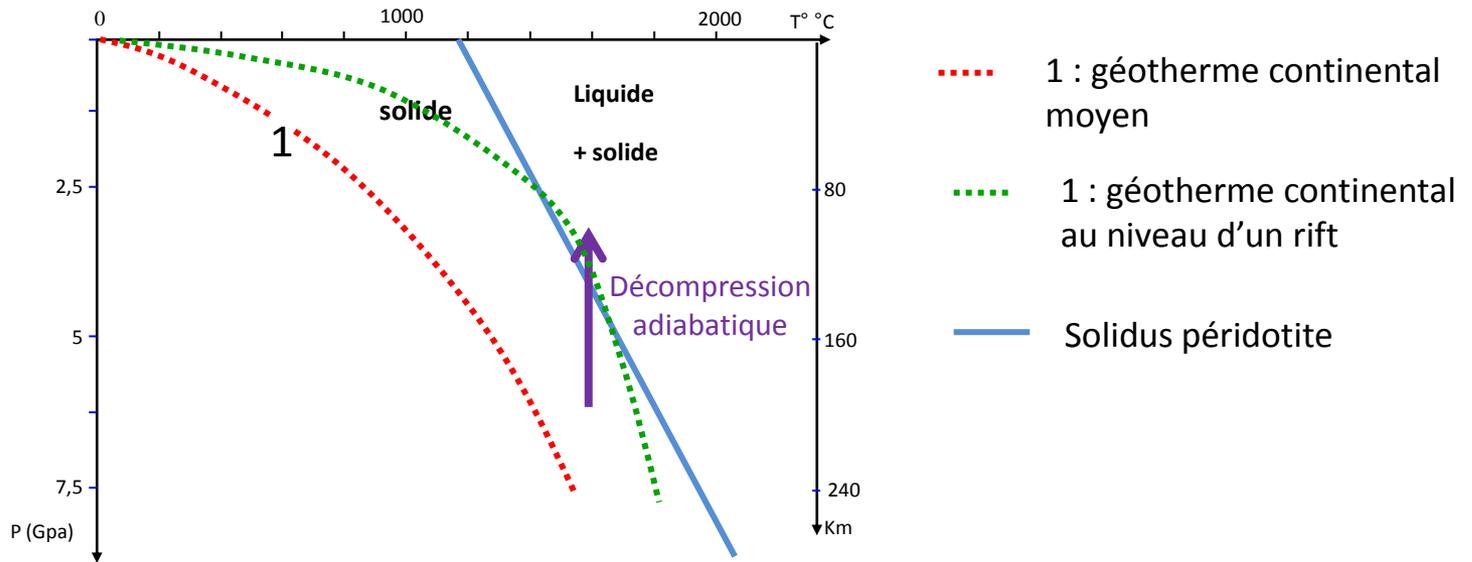


Contexte géologique:

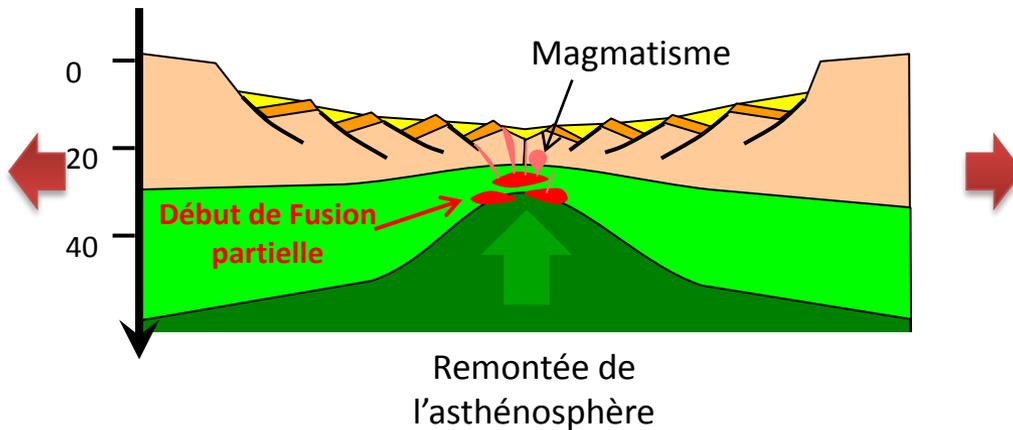
-Croûte fracturée (rift continental)
-Remontée du Moho (croûte amincie) → décompression adiabatique de la péridotite → fusion partielle → magmatisme → réchauffement de la croûte → fluides hydrothermaux et gradient élevé

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)



Conséquences d'un rifting



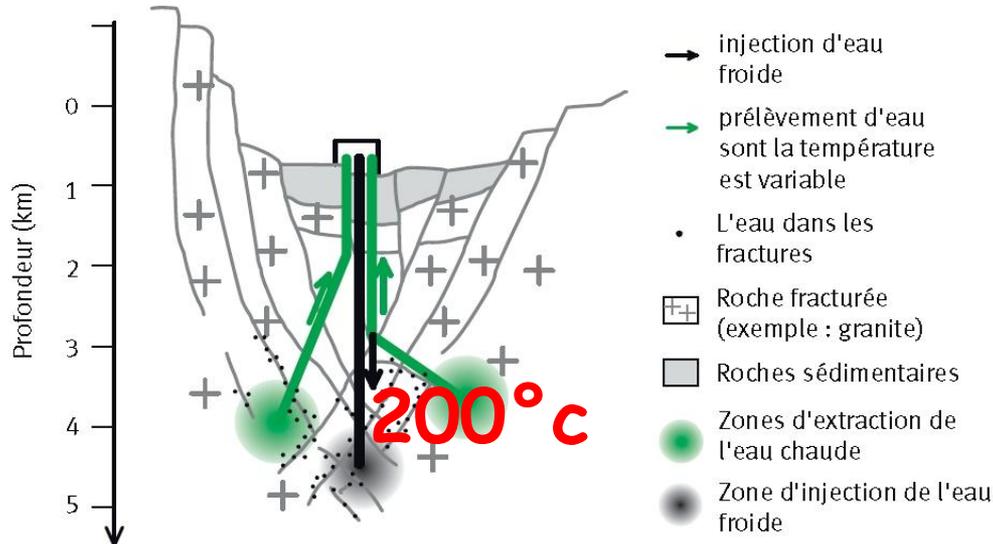
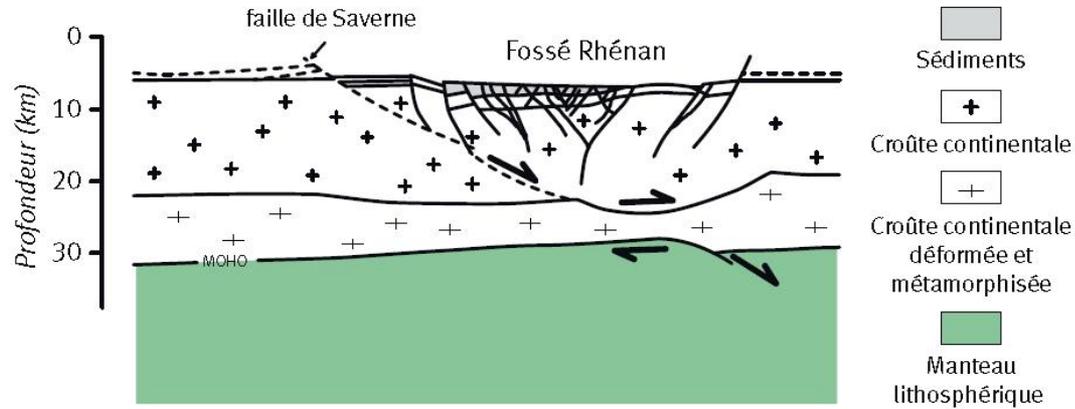
Contexte géologique:

-Croûte fracturée (rift continental)
-Remontée du Moho (croûte amincie) → décompression adiabatique de la périclote → fusion partielle → magmatisme → réchauffement de la croûte → fluides hydrothermaux et gradient élevé

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)

Coupe simplifiée réalisée d'après un profil sismique



Contexte géologique:

-Croûte fracturée (rift continental)
-Remontée du Moho (croûte amincie) → décompression adiabatique de la péridotite → fusion partielle → magmatisme → réchauffement de la croûte → fluides hydrothermaux et gradient élevé

La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)



Cette **centrale expérimentale productrice d'électricité** a été mise en service en 2008

Principe d'exploitation sur le site de Soultz :

Nettoyage des fractures naturelles qui ont été colmatées par des dépôts hydrothermaux.

Connexion entre les puits et le réservoir souterrain d'eau géothermale.

Pompage de l'eau géothermale (200 °C)

Transférer la chaleur vers un fluide intermédiaire : l'isobuthane

Transformer la chaleur en électricité.

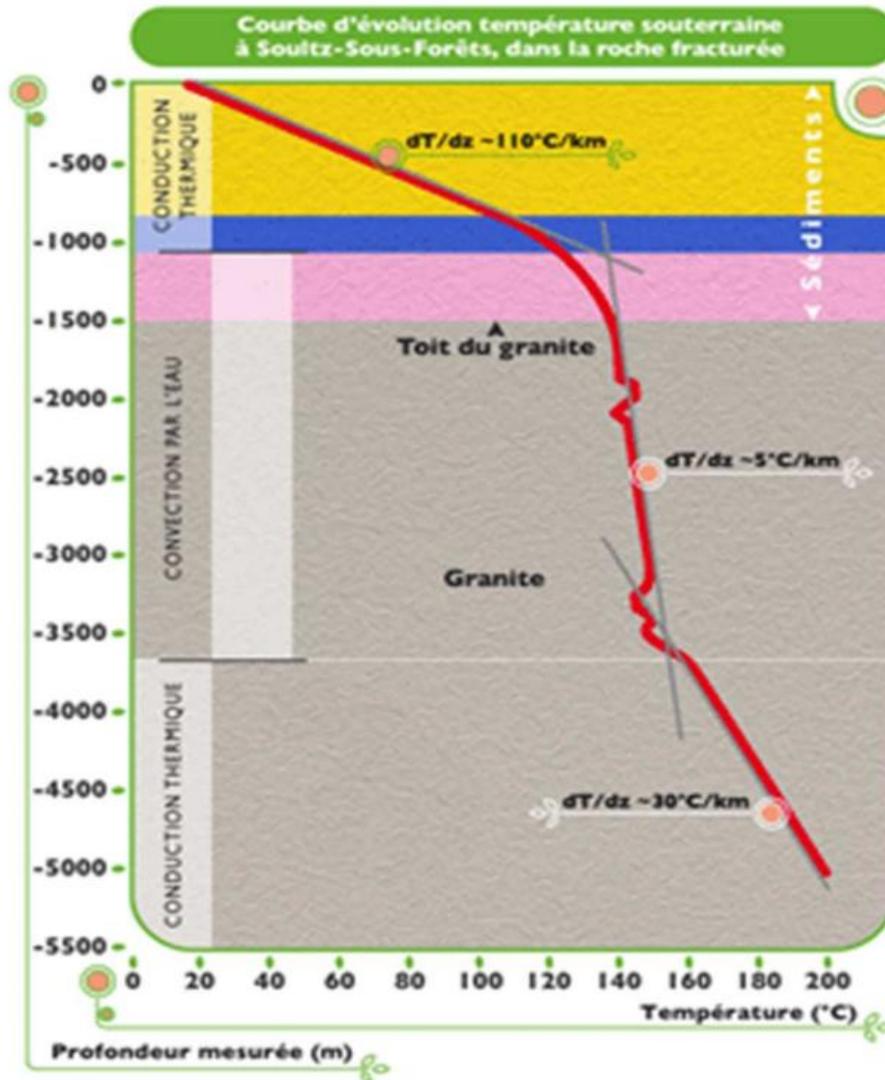
Réinjecter l'eau refroidit dans le milieu d'origine.

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie profonde: Vue générale de la centrale de Soultz



La Géothermie profonde: Cas de Soultz – sous Forêt (Bassin Rhénan)



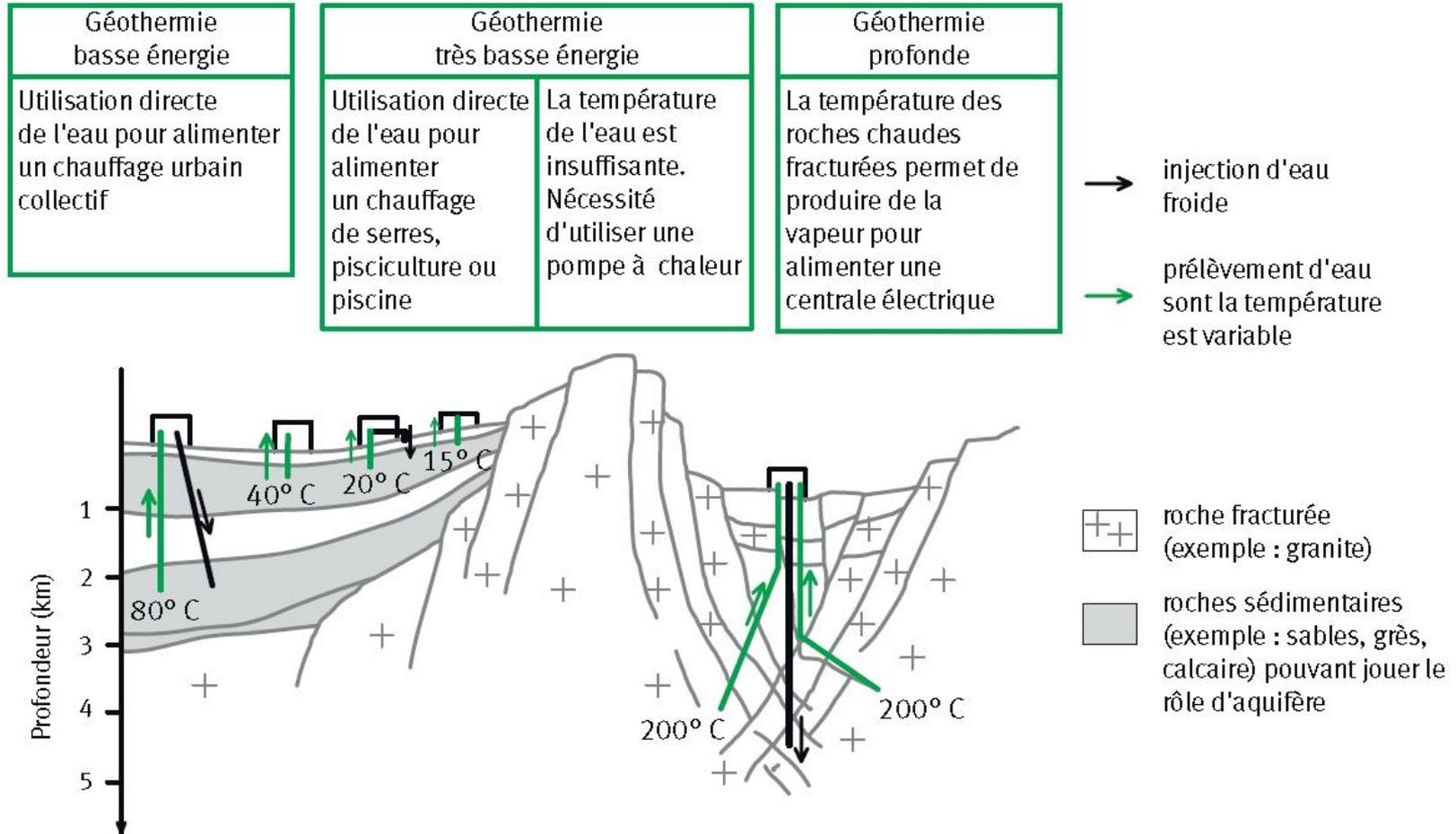
Géotherme « **conductif** » anormalement chaud dans les 1000 premiers m ($110^{\circ}\text{C}/\text{km}$ vs $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ dans le bassin parisien).

Géotherme « **convectif** » au sein du granite fracturé dû à une circulation de fluides caloporteurs.

Géotherme « normal » au delà de 4000m.

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

Bilan géothermie basse énergie / profonde:



Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie de haute énergie: Le cas de Bouillante (Guadeloupe)

Vue générale de la centrale géothermique de Bouillante



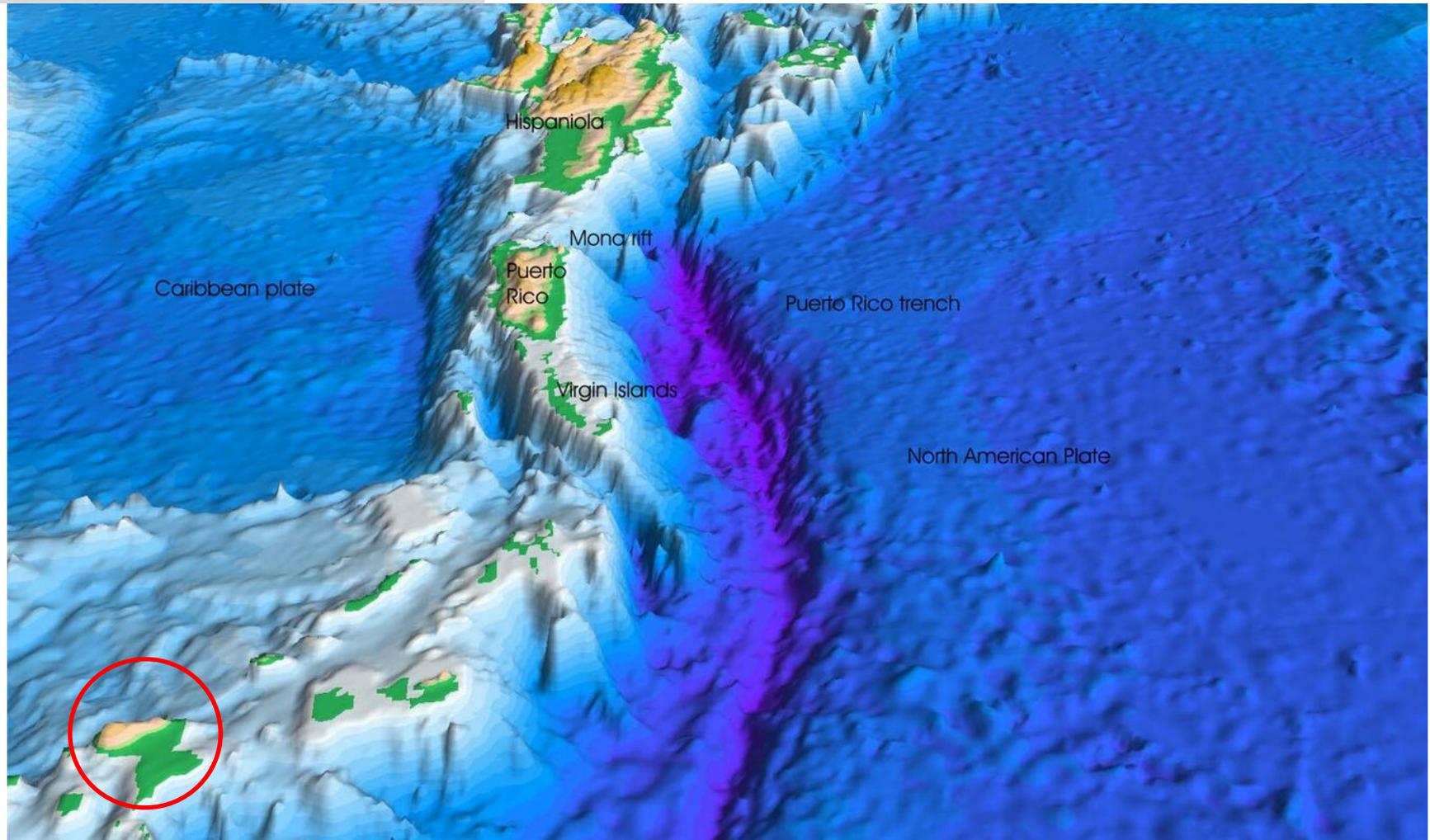
Première centrale géothermique productrice d'électricité en France, elle est exploitée par **Géothermie Bouillante**, une filiale du BRGM et d'EDF
Elle couvre 6 % des besoins en électricité de l'île

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie de haute énergie: Le cas de Bouillante (Guadeloupe)

Contexte géologique:

Marge active (subduction)

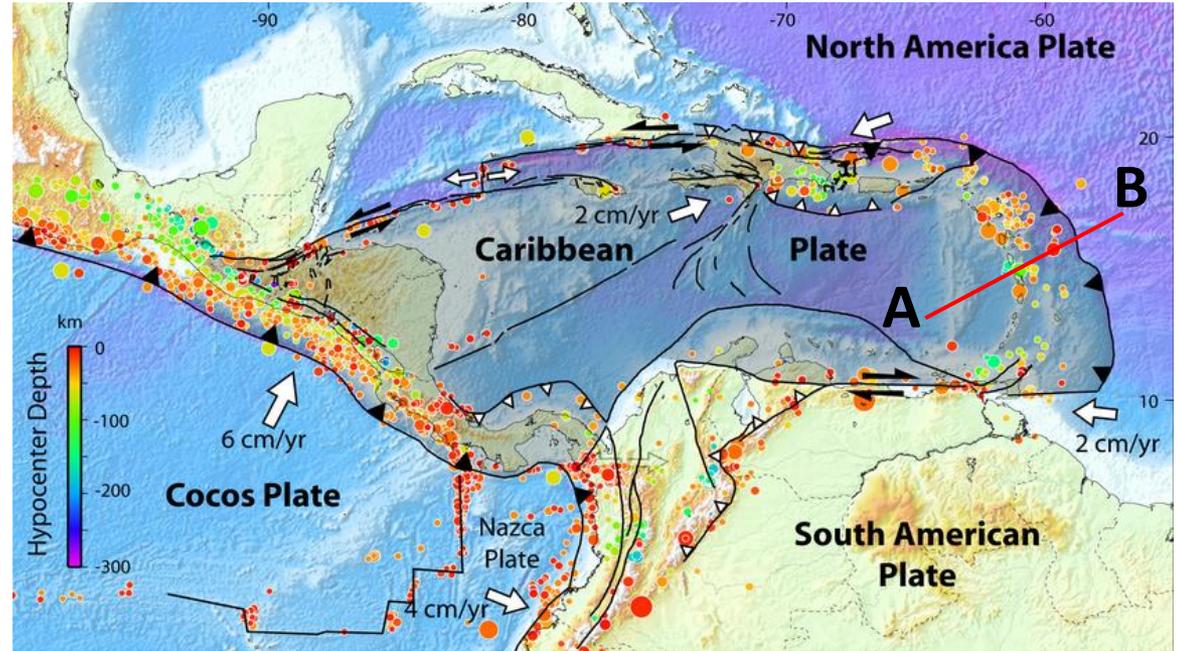


Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

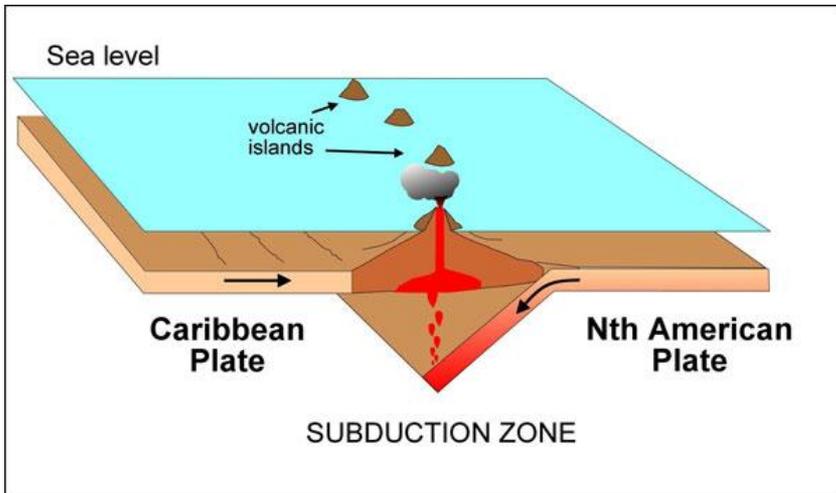
La Géothermie de haute énergie: Le cas de Bouillante (Guadeloupe)

Contexte géologique:

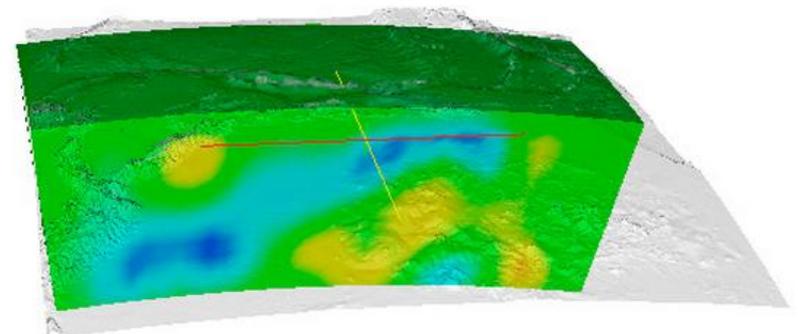
Marge active (subduction)
associée à une forte activité
magmatique



Coupe A-B simplifiée

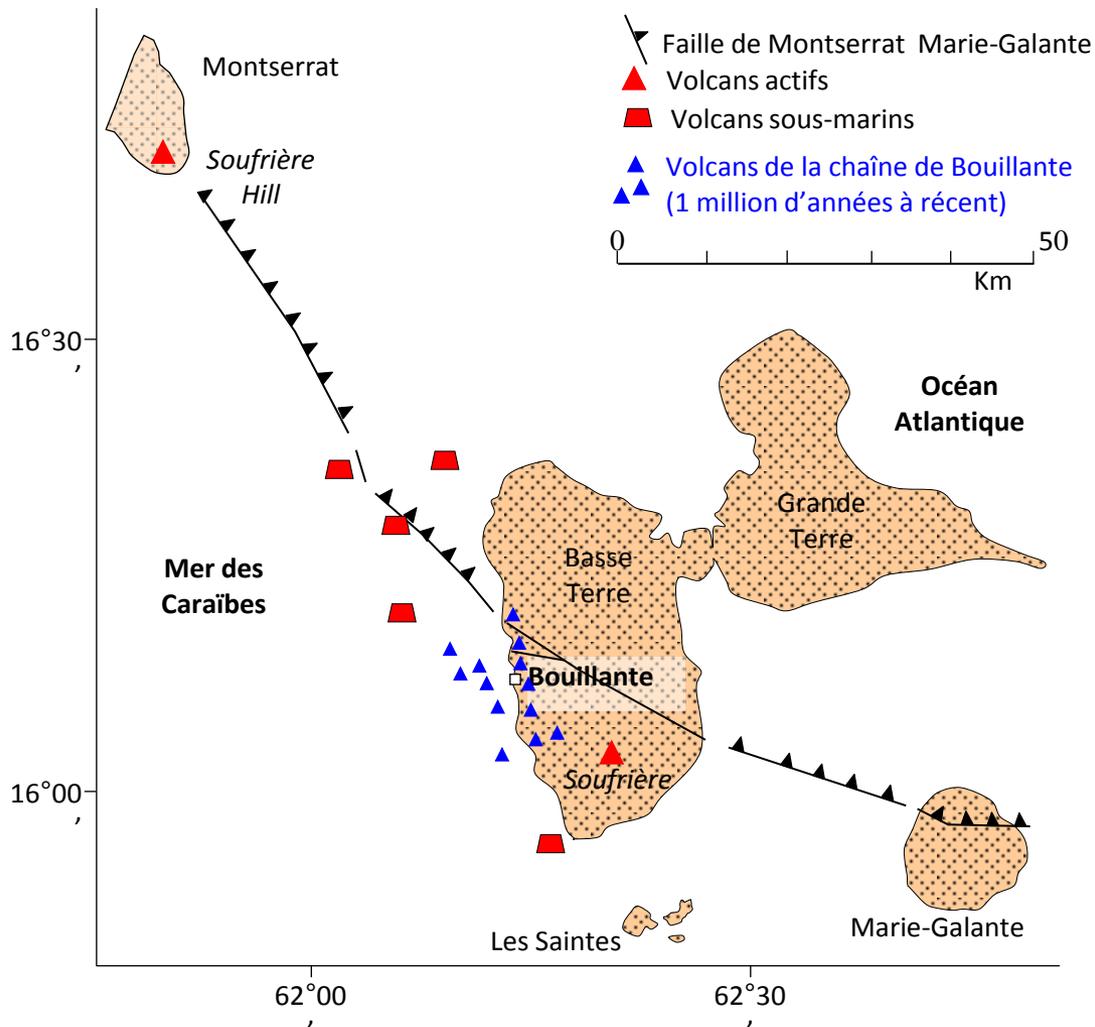


Tomographie sismique



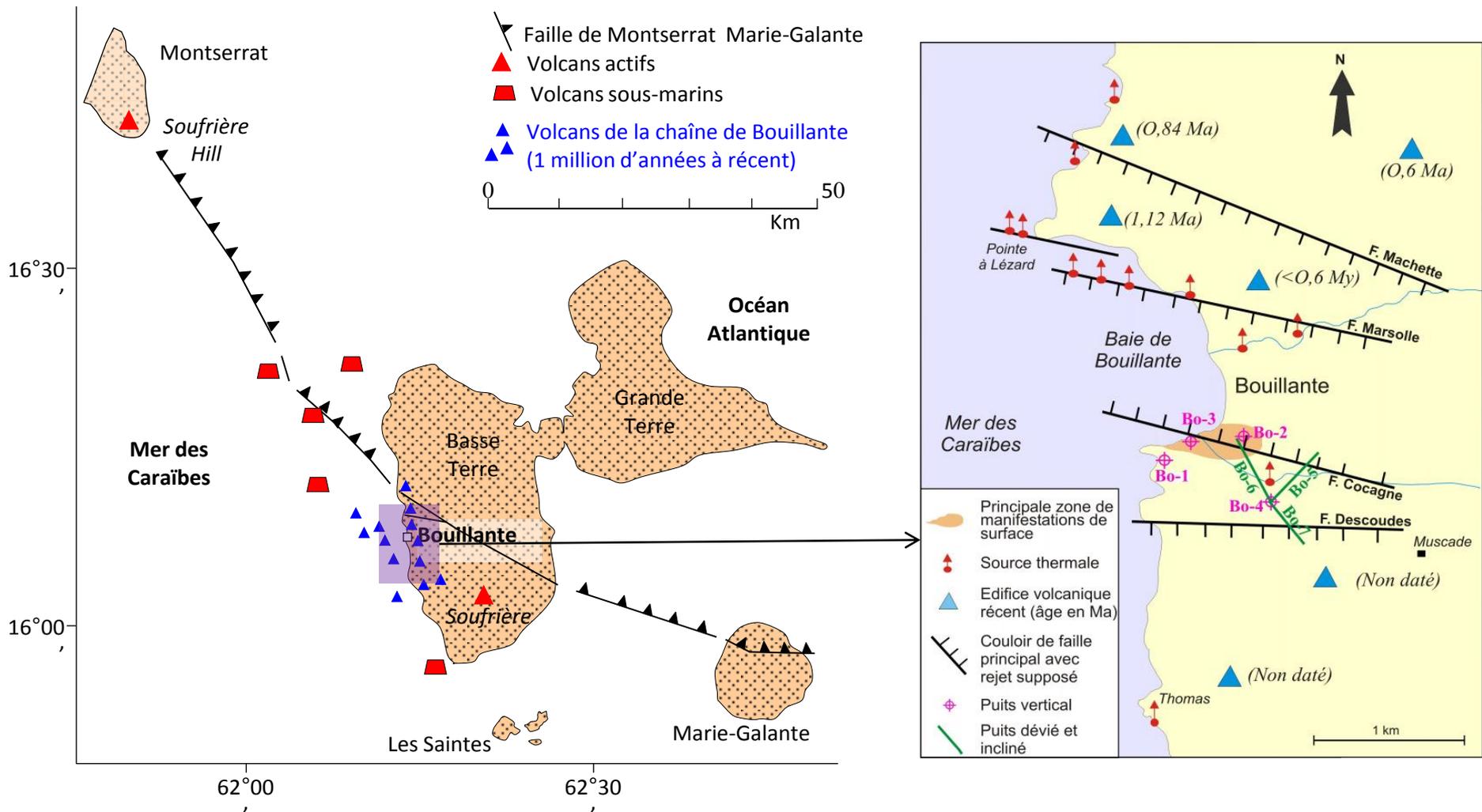
Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie de haute énergie: Le cas de Bouillante (Guadeloupe)



Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

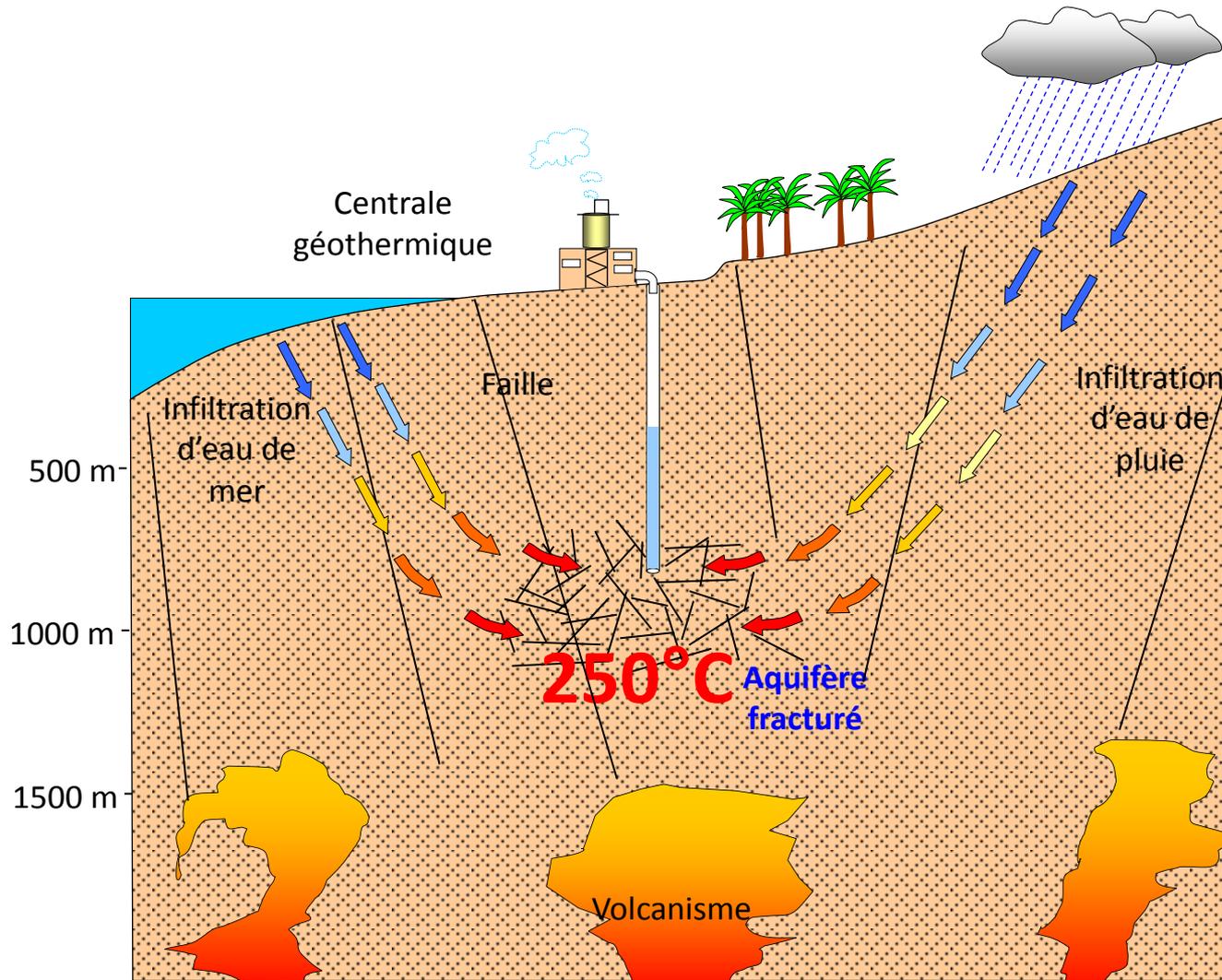
La Géothermie de haute énergie: Le cas de Bouillante (Guadeloupe)



Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie de haute énergie: Le cas de Bouillante (Guadeloupe)

Champ géothermique de Bouillante (modèle simplifié)



Du fluide géothermal à la production d'électricité

Les étapes du processus

Dans le détail...



- 1 L'origine des fluides**
L'eau de mer et l'eau de pluie s'infiltrent dans le sous-sol par des fissures et des failles affectant les roches autour de Bouillante.
- 2 Le réservoir géothermal**
En profondeur, ces fluides circulent dans les fractures, se mélangent et se réchauffent au contact des roches chaudes (250 à 260 °C de température).
- 3 La plate forme de forage**
Cette eau chaude est prélevée grâce à des forages et se vaporise partiellement lors de sa remontée vers la surface.
- 4 Le séparateur**
Le mélange eau et vapeur est transporté dans une conduite jusqu'au ballon séparateur où les deux phases se séparent par gravité. Puis deux conduites transportent séparément l'eau et la vapeur jusqu'à la centrale.
- 5 Le groupe turbo-alternateur**
La vapeur est dirigée vers la turbine qui entraîne l'alternateur qui produit de l'électricité.
- 6 Le condenseur barométrique**
Après passage dans la turbine, la vapeur est envoyée dans le condenseur barométrique où elle est refroidie et condensée par mélange avec l'eau de mer. Elle est ensuite acheminée jusqu'à la mer avec l'eau issue du ballon séparateur.
- 7 La station de pompage**
Elle fournit à la centrale l'eau de mer de refroidissement nécessaire au condenseur.
- 8 Le réseau électrique**
L'électricité produite par la centrale est délivrée sur le réseau électrique EDF.

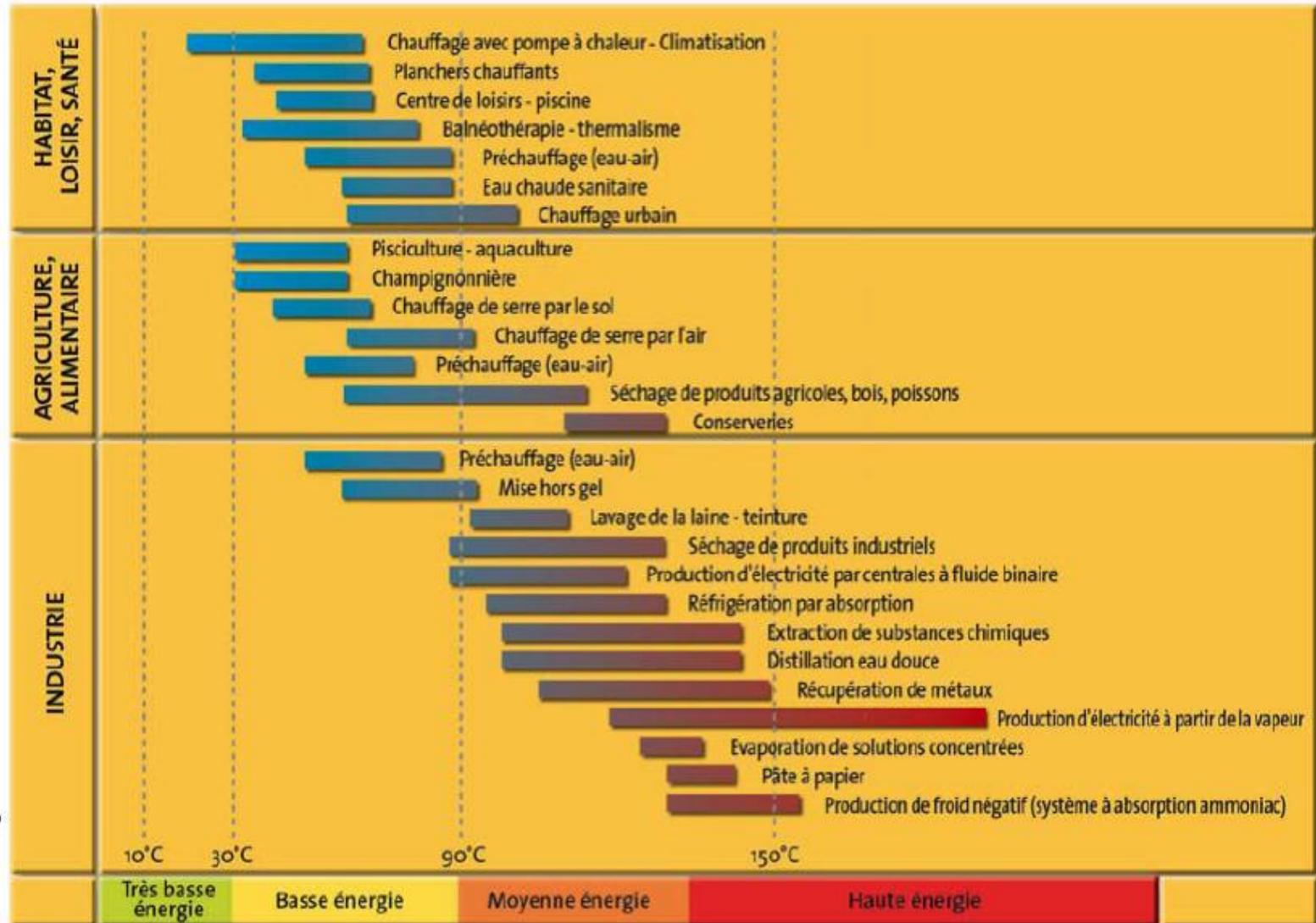
Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

Bilan: comparaison de 3 contextes géologiques d'intérêt géothermique

Données géothermiques de 3 domaines géologiques (EEDD INRP)		
paramètre domaine	gradient géothermique (°C /100 m)	température du fluide circulant (°C)
bassin sédimentaire	1 à 3	< 100
fossé d'effondrement	3 à 10	100 <T< 150
zone de subduction	10 à 50	> 150

Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

Principales utilisations de la géothermie en fonction des températures

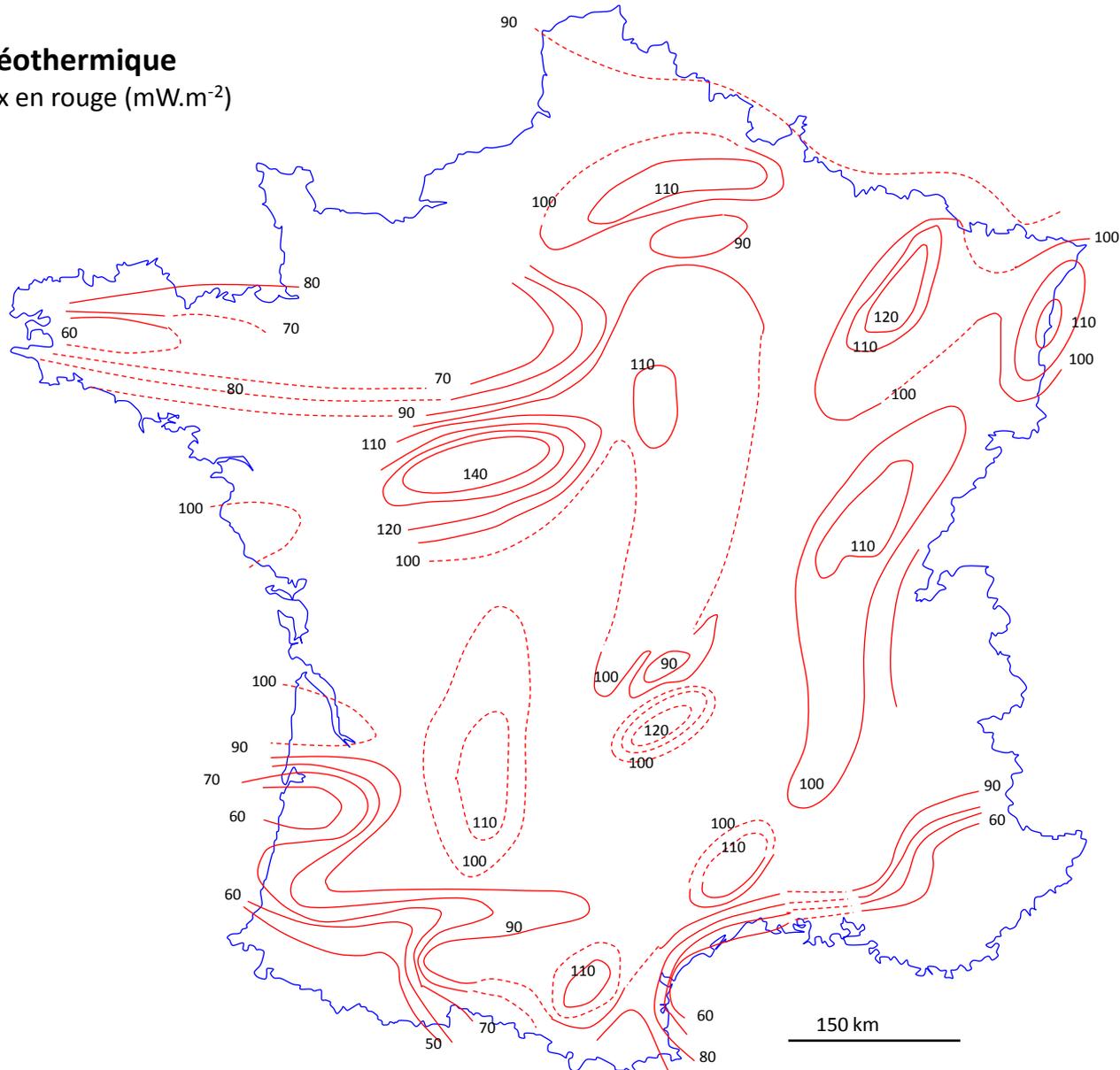


Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie en France: Quelques données complémentaires

Carte du flux géothermique

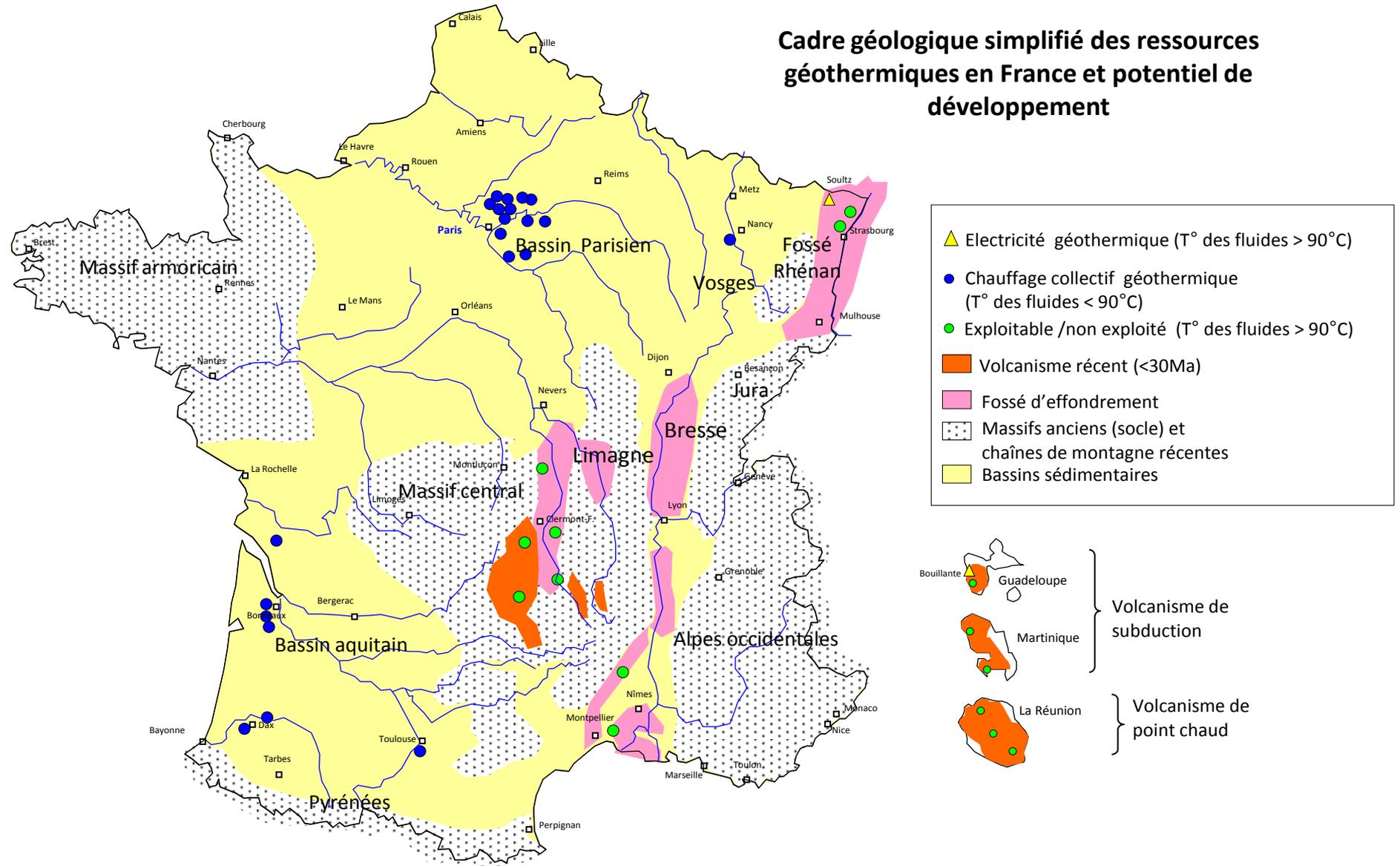
(courbes d'isoflux en rouge ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$)



Utilisations de l'énergie géothermique par l'Homme

La Géothermie en France: Quelques données complémentaires

Cadre géologique simplifié des ressources géothermiques en France et potentiel de développement



I – L'évolution des idées

II – Manifestations en surface des flux thermiques

III – La géothermie, une ressource utilisable

IV – Origine de la chaleur interne du globe

V – Modes de transferts de la chaleur: principes physiques

VI – Le modèle thermique global

Origine de la chaleur interne du globe

Source de chaleur	Puissance (TW)
Radioactivité du manteau actuel et des croûtes	26
Radioactivité du noyau	0 à 1
Chaleur initiale	12,3
Chaleur de différenciation	4,7
Total	43 à 44

Radioactivité

Les minéraux des roches contiennent des isotopes instables radioactifs pouvant se désintégrer au cours du temps. Ces désintégrations s'accompagnent d'une libération de chaleur qui contribue à la chaleur interne de la Terre.



Les granites sont riches en éléments alcalins donc en isotopes radioactifs ; leur potentiel énergétique est 150 fois plus élevé que celui des péridotites et 30 fois plus élevé que celui des basaltes océaniques.

Isotopes impliqués:

Uranium (^{238}U et ^{235}U)

Thorium (^{232}Th)

Potassium (^{40}K)

Mais si on tient compte du volume total des différentes enveloppes, le manteau a une puissance totale de libération d'énergie par radioactivité d'environ 20 TW, (6 TW pour la croûte continentale).

Origine de la chaleur interne du globe

Source de chaleur	Puissance (TW)
Radioactivité du manteau actuel et des croûtes	26
Radioactivité du noyau	0 à 1
Chaleur initiale	12,3
Chaleur de différenciation	4,7
Total	43 à 44

Radioactivité

Les puissances libérées par les **croûtes océaniques** et par le **noyau** peuvent être négligées, pour les premières du fait de leur faible volume cumulé, pour le second du fait de sa très faible teneur en éléments radiogéniques



Origine de la chaleur interne du globe

Source de chaleur	Puissance (TW)
Radioactivité du manteau actuel et des croûtes	26
Radioactivité du noyau	0 à 1
Chaleur initiale	12,3
Chaleur de différenciation	4,7
Total	43 à 44

Chaleur initiale

C'est la libération de l'énergie primordiale d'accrétion du globe par suite du refroidissement des matériaux terrestres profonds qui se poursuit encore actuellement du fait de la très faible conductivité thermique des roches.

La chaleur d'accrétion correspond tout à un transfert d'énergie cinétique en énergie mécanique (compression et changement de phase) et énergie calorifique. Lorsque la planète primitive a acquis sa taille définitive, il y a environ 4,5 milliards d'années, elle était constituée de matériaux en fusion. Sa surface a rapidement évacué cette chaleur initiale et s'est refroidie pour former la croûte tandis que pour les couches internes, ce processus a été beaucoup plus lent et se poursuit encore actuellement.



Origine de la chaleur interne du globe

Source de chaleur	Puissance (TW)
Radioactivité du manteau actuel et des croûtes	26
Radioactivité du noyau	0 à 1
Chaleur initiale	12,3
Chaleur de différenciation	4,7
Total	43 à 44

Chaleur de différenciation

Correspond à la chaleur latente libérée lors de la cristallisation du fer à l'origine de la croissance de la graine solide à l'intérieur du noyau (taux moyen estimé de $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)



I – L'évolution des idées

II – Manifestations en surface des flux thermiques

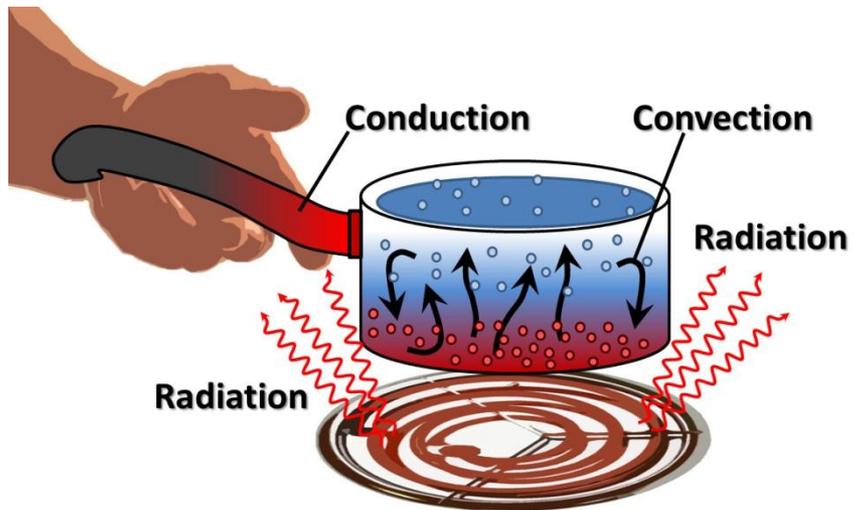
III – La géothermie, une ressource utilisable

IV – Origine de la chaleur interne du globe

V – Modes de transferts de la chaleur: principes physiques

VI – Le modèle thermique global

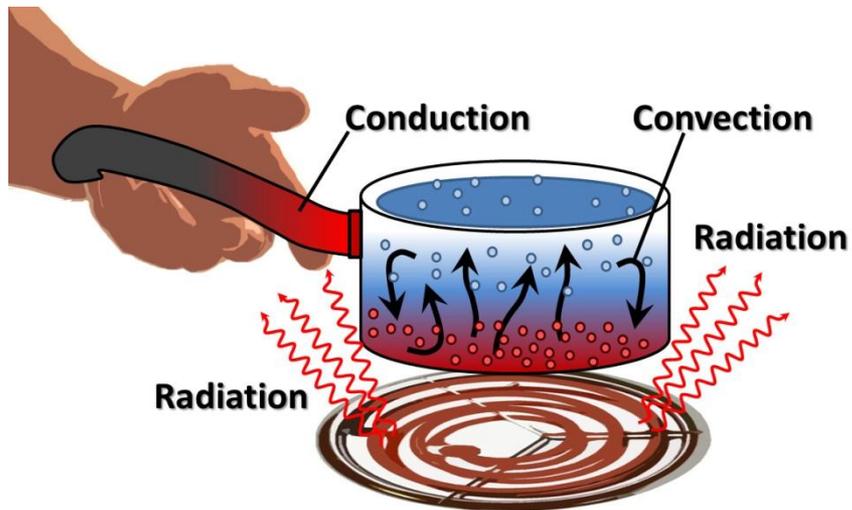
Principes physiques: conduction et convection



Principes physiques: conduction et convection

CONDUCTION:

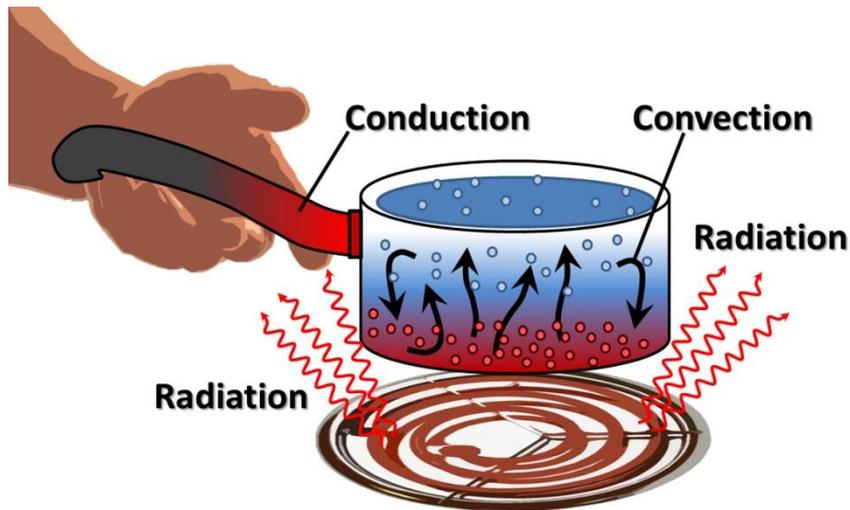
Transfert thermique de **proche en proche** par échange d'énergie cinétique de particules voisines dont les vitesses d'agitation sont différentes et ce **sans mouvement global** (macroscopique) de la matière qui le subit.



Principes physiques: conduction et convection

CONDUCTION:

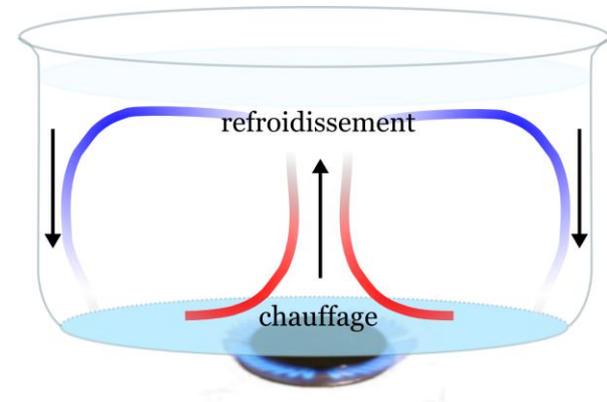
Transfert thermique de **proche en proche** par échange d'énergie cinétique de particules voisines dont les vitesses d'agitation sont différentes et ce **sans mouvement global** (macroscopique) de la matière qui le subit.



CONVECTION:

Il y a **mise en mouvement** macroscopique de la matière.

Le matériau échauffé à sa base et devenu plus léger monte le long de colonnes. Au cours de ce déplacement, le matériau réalise peu de transfert d'énergie en raison de la vitesse d'ascension toujours largement supérieure à la vitesse de diffusion latérale de la chaleur. Arrivé au sommet, le matériau s'étale et réalise l'essentiel du transfert d'énergie par conduction vers l'entité qui le surmonte ; refroidi et devenu plus lourd, le matériau redescend alors.



Si les transferts thermiques ne se faisait que par conduction dans le manteau:

Estimation du gradient géothermique dans le manteau = $5,2 \text{ K.km}^{-1}$

Si à la base de la lithosphère (150 km de profondeur) la température est d'environ $1\,300 \text{ }^\circ\text{C}$, cela conduirait à une température de $11\,700 \text{ }^\circ\text{C}$ à $2\,150 \text{ km}$ de profondeur (manteau inférieur).

A une telle température, malgré la pression élevée qui règne à de telles profondeurs, la péridotite serait entièrement fondue ce qui remettrait en cause le modèle PREM établi à partir de données sismiques et proposant un état solide pour le manteau

Principes physiques: conduction et convection

Comment savoir si dans un système déformable la conduction ou la convection est favorisée ?

Principes physiques: conduction et convection

Comment savoir si dans un système déformable la conduction ou la convection est favorisée ?

Quels paramètres commandent un mode de transfert de la chaleur plutôt qu'un autre ? Ce problème a été formalisé par Lord Rayleigh en 1916

Principes physiques: conduction et convection

Comment savoir si dans un système déformable la conduction ou la convection est favorisée ?

Quels paramètres commandent un mode de transfert de la chaleur plutôt qu'un autre ? Ce problème a été formalisé par Lord Rayleigh en 1916

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$



Principes physiques: conduction et convection

Comment savoir si dans un système déformable la conduction ou la convection est favorisée ?

Quels paramètres commandent un mode de transfert de la chaleur plutôt qu'un autre ? Ce problème a été formalisé par Lord Rayleigh en 1916

Paramètres favorisant la convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

g = accélération de la pesanteur

α = coefficient de dilatation thermique

P = la masse volumique du matériau

h = hauteur h du système

ΔT = écart de température entre les 2 parties du système



Principes physiques: conduction et convection

Comment savoir si dans un système déformable la conduction ou la convection est favorisée ?

Quels paramètres commandent un mode de transfert de la chaleur plutôt qu'un autre ? Ce problème a été formalisé par Lord Rayleigh en 1916

Paramètres favorisant la convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

g = accélération de la pesanteur

α = coefficient de dilatation thermique

P = la masse volumique du matériau

h = hauteur h du système

ΔT = écart de température entre les 2 parties du système

κ (kappa) = la diffusivité thermique du matériau

η (êta) = la viscosité cinématique du matériau.

→ Limite les écarts de température

→ s'oppose aux mouvements

Paramètres s'opposant à la convection



Principes physiques: conduction et convection

Attention au sens du mot « visqueux » :

- Dans le langage courant, visqueux = mou.
- Dans son sens physique, plus un corps est dur, plus il est visqueux

Exemple: = un granite est plus visqueux que le miel



Principes physiques: conduction et convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Comment alors calculer le nombre de Rayleigh du manteau pour savoir s'il peut convecter ?

Principes physiques: conduction et convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Comment alors calculer le nombre de Rayleigh du manteau pour savoir s'il peut convecter ?

Sur Terre, g vaut $9,81 \text{ m/s}^2$

h (l'épaisseur du manteau) = $2,9 \cdot 10^6 \text{ m}$

Principes physiques: conduction et convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être supérieur à 2 000.

Comment alors calculer le nombre de Rayleigh du manteau pour savoir s'il peut convecter ?

Sur Terre, g vaut $9,81 \text{ m/s}^2$

h (l'épaisseur du manteau) = $2,9 \cdot 10^6 \text{ m}$

Le coefficient de dilatation thermique α et la diffusivité thermique κ de la péridotite sont facilement déterminables en laboratoire : $\alpha \approx 2,5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ et $\kappa \approx 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être supérieur à 2 000.

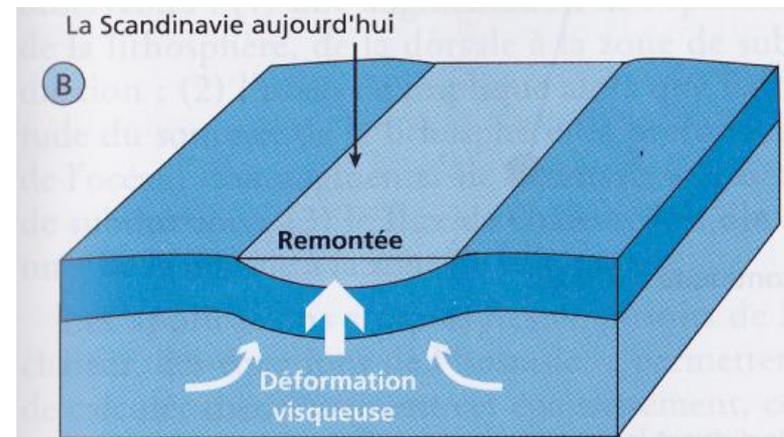
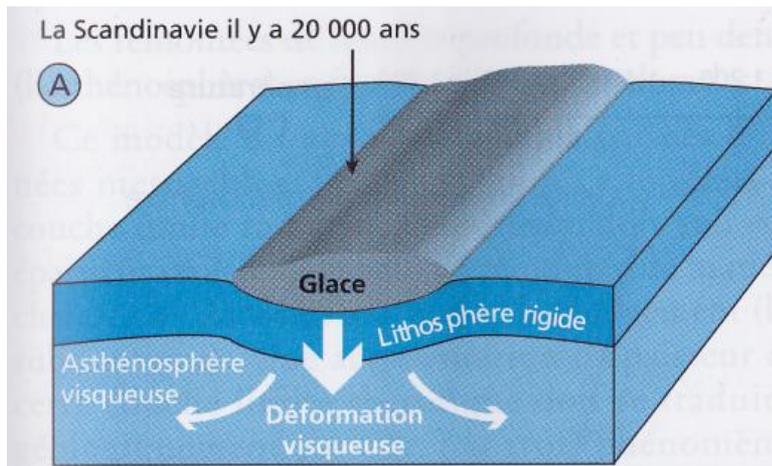
Comment alors calculer le nombre de Rayleigh du manteau pour savoir s'il peut convecter ?

Sur Terre, g vaut $9,81 \text{ m/s}^2$

h (l'épaisseur du manteau) = $2,9 \cdot 10^6 \text{ m}$

Le coefficient de dilatation thermique α et la diffusivité thermique κ de la péridotite sont facilement déterminables en laboratoire : $\alpha \approx 2,5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ et $\kappa \approx 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Pour estimer la viscosité cinématique η , on peut le faire expérimentalement (sous hautes pressions et hautes températures) ou bien utiliser des données de terrain (rebond post glaciaire de la Scandinavie par exemple). On trouve $\eta = 10^{17} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$



Principes physiques: conduction et convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer **ΔT** , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

Principes physiques: conduction et convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer ΔT , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

1) Le gradient géothermique de la lithosphère correspond environ à 10 à 30 °C/km

Principes physiques: conduction et convection

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer ΔT , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

1) Le gradient géothermique de la lithosphère correspond environ à 10 à 30 °C/km

2) Etude des roches métamorphiques (diagrammes P, T) → permet d'estimer entre 500 et 600°C la température au Moho, base de croûte continentale située le plus souvent entre 30 et 40 km de profondeur

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer ΔT , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

- 1) Le gradient géothermique de la lithosphère correspond environ à 10 à 30 °C/km
- 2) Etude des roches métamorphiques (diagrammes P, T) → permet d'estimer entre 500 et 600°C la température au Moho, base de croûte continentale située le plus souvent entre 30 et 40 km de profondeur
- 3) Etude des minéraux des enclaves mantelliques des roches volcaniques → permet d'en connaître la température et la profondeur d'équilibre → à 400 km de profondeur (enclaves les plus profondes connues), la température est d'environ 1400°C.

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer ΔT , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

4) A 670 km de profondeur (manteau sup/inf), le changement de vitesse des ondes sismiques met en évidence a été interprété comme un changement de phase de l'olivine γ (= ringwoodite) \rightarrow pérovskite + périclase.

Les études expérimentales à hautes pressions montrent que la température de changement de phase de l'olivine aux pressions correspondant à cette profondeur est de 1550°C.

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer ΔT , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

4) A 670 km de profondeur (manteau sup/inf), le changement de vitesse des ondes sismiques met en évidence a été interprété comme un changement de phase de l'olivine γ (= ringwoodite) \rightarrow pérovskite + périclase.

Les études expérimentales à hautes pressions montrent que la température de changement de phase de l'olivine aux pressions correspondant à cette profondeur est de 1550°C.

5) On sait enfin que le noyau externe est en fer liquide alors que la graine est solide. Les études expérimentales de l'état du fer à ces pressions montrent que la température du noyau externe est comprise entre 3 000°C et 5 000°C.

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Il faut à présent déterminer ΔT , différence de température entre le sommet et la base du manteau.

4) A 670 km de profondeur (manteau sup/inf), le changement de vitesse des ondes sismiques met en évidence a été interprété comme un changement de phase de l'olivine γ (= ringwoodite) \rightarrow pérovskite + périclase.

Les études expérimentales à hautes pressions montrent que la température de changement de phase de l'olivine aux pressions correspondant à cette profondeur est de 1550°C.

5) On sait enfin que le noyau externe est en fer liquide alors que la graine est solide. Les études expérimentales de l'état du fer à ces pressions montrent que la température du noyau externe est comprise entre 3 000°C et 5 000°C.

CONCLUSION : La différence de température entre le haut et le bas du manteau ΔT est donc comprise entre 2 500 et 4 500°C.

Nombre de Rayleigh

$$Ra = (g \cdot \alpha \cdot \rho \cdot h^3 \cdot \Delta T) / (\kappa \cdot \eta),$$

Pour que la convection s'enclenche dans un matériau, le nombre de Rayleigh doit être **supérieur à 2 000**.

Si on reporte toutes ces valeurs numériques de α , ΔT , g , h , κ et ν dans la formule du nombre de Rayleigh, on trouve:

$$\mathbf{10^6 < Ra < 10^8}$$

Cette valeur est largement supérieure à la valeur critique ($Ra \approx 2000$).

Donc, la physique nous dit que le manteau doit être affecté de mouvements de convection.

I – L'évolution des idées

II – Manifestations en surface des flux thermiques

III – La géothermie, une ressource utilisable

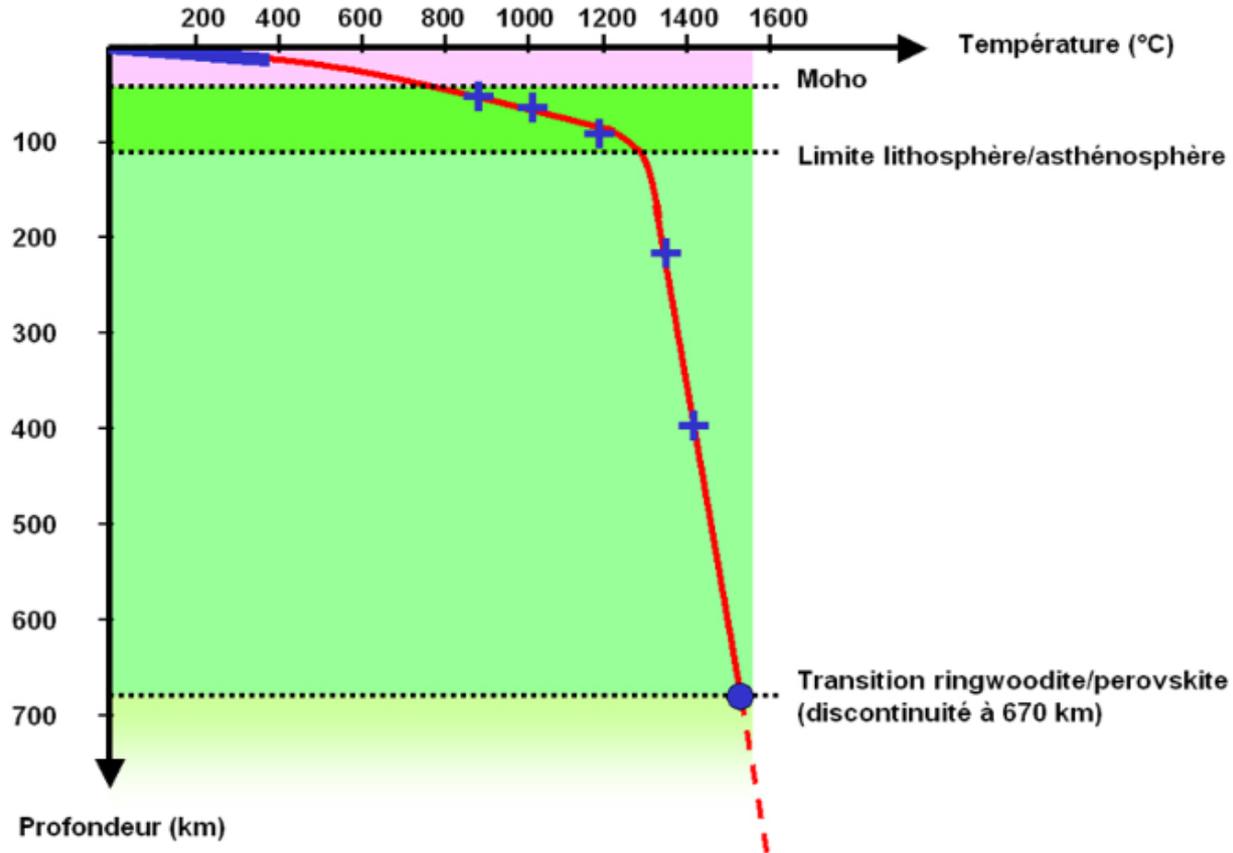
IV – Origine de la chaleur interne du globe

V – Modes de transferts de la chaleur: principes physiques

VI – Le modèle thermique global

L'établissement du géotherme

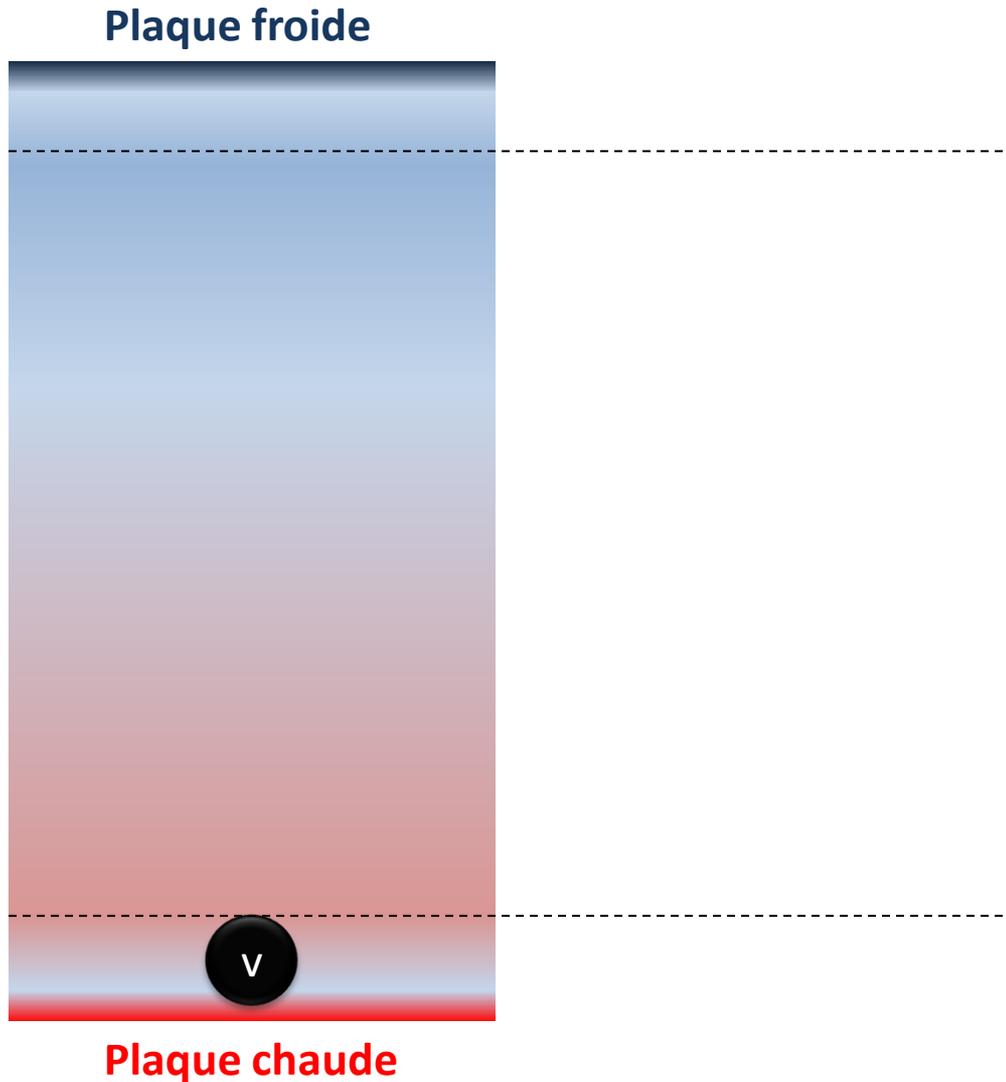
La synthèse des données évoquées précédemment (mesures + données indirectes tirées de l'exploitation des modèles structuraux, minéralogiques et chimiques) permet de proposer un modèle thermique: le géotherme



- Gradient superficiel mesuré dans les mines et forages
- Données tirées des enclaves mantelliques
- Température au niveau de la transition ringwoodite/perovskite

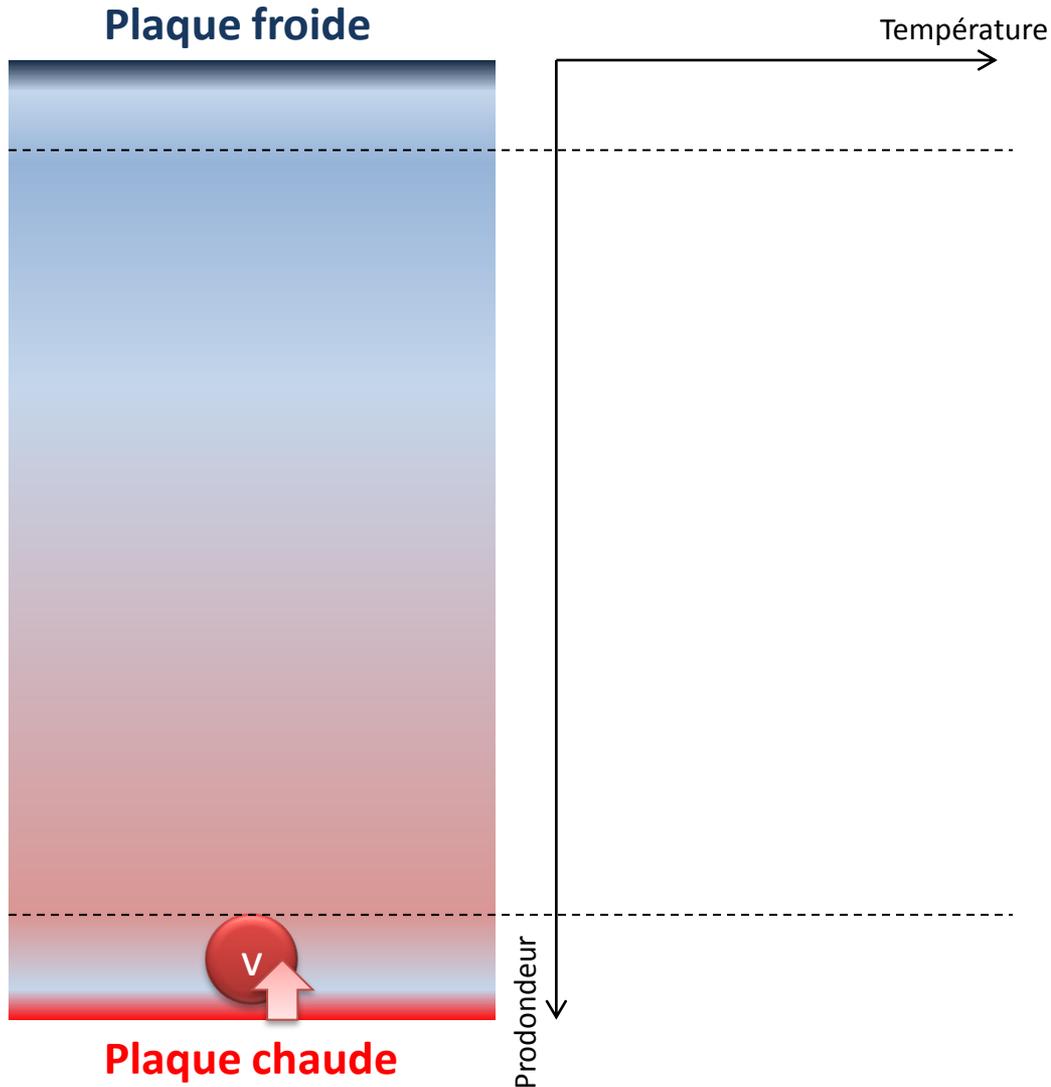
Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.



Comment s'organise la convection ?

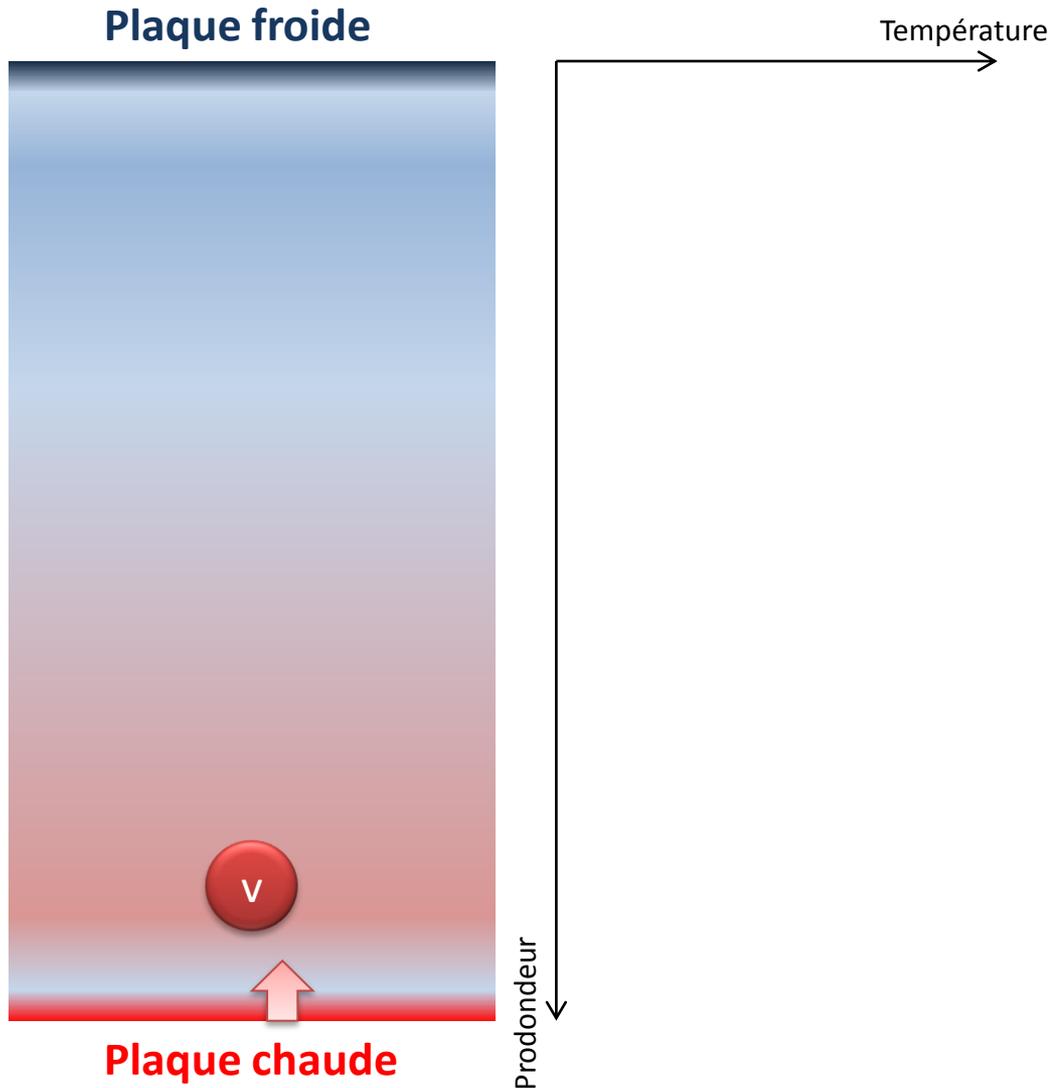
Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.



Le volume se réchauffe par conduction au contact de la plaque chaude

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.

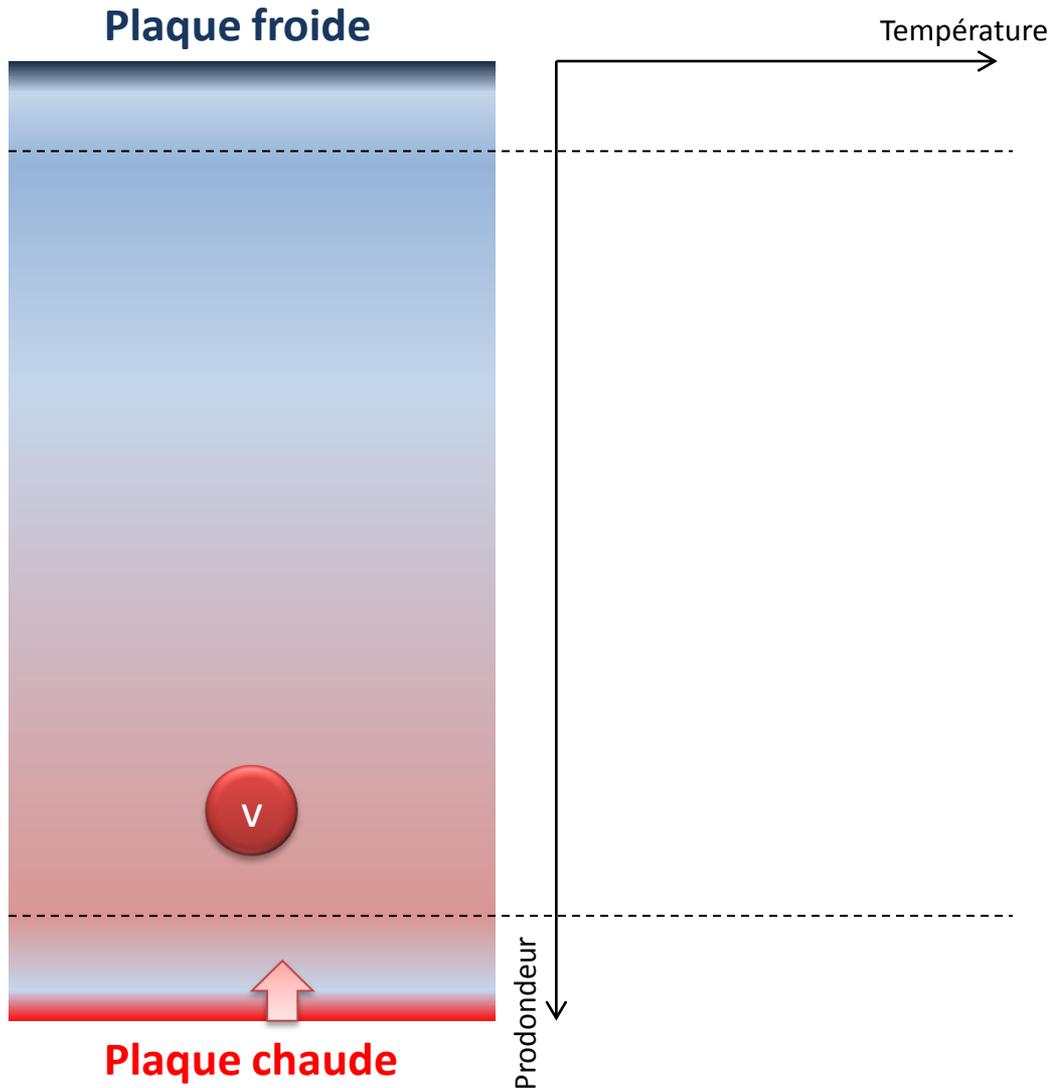


Sa densité diminue. Il monte, tout en conservant sa température.

Le volume se réchauffe par conduction au contact de la plaque chaude

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.

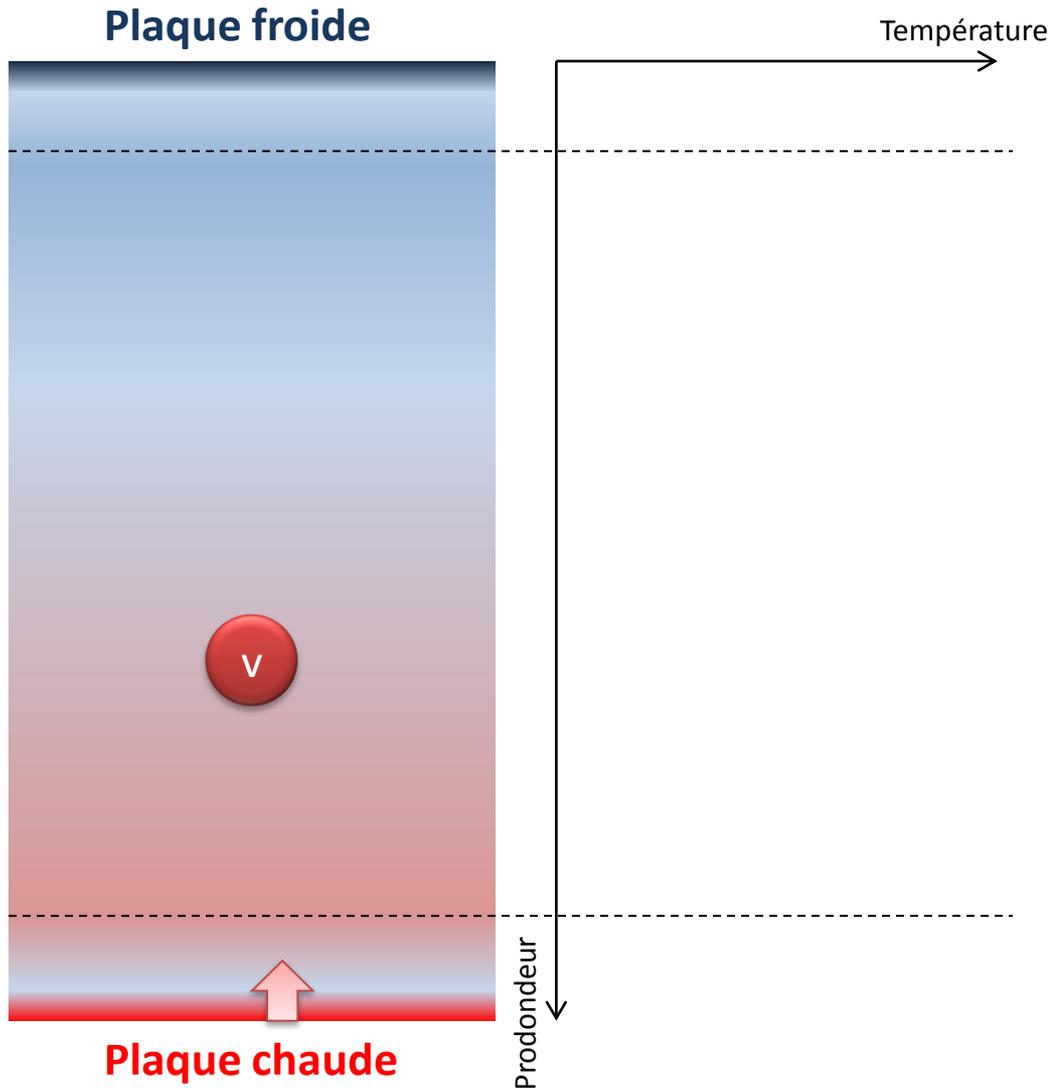


Sa densité diminue. Il monte, tout en conservant sa température.

Le volume se réchauffe par conduction au contact de la plaque chaude

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.

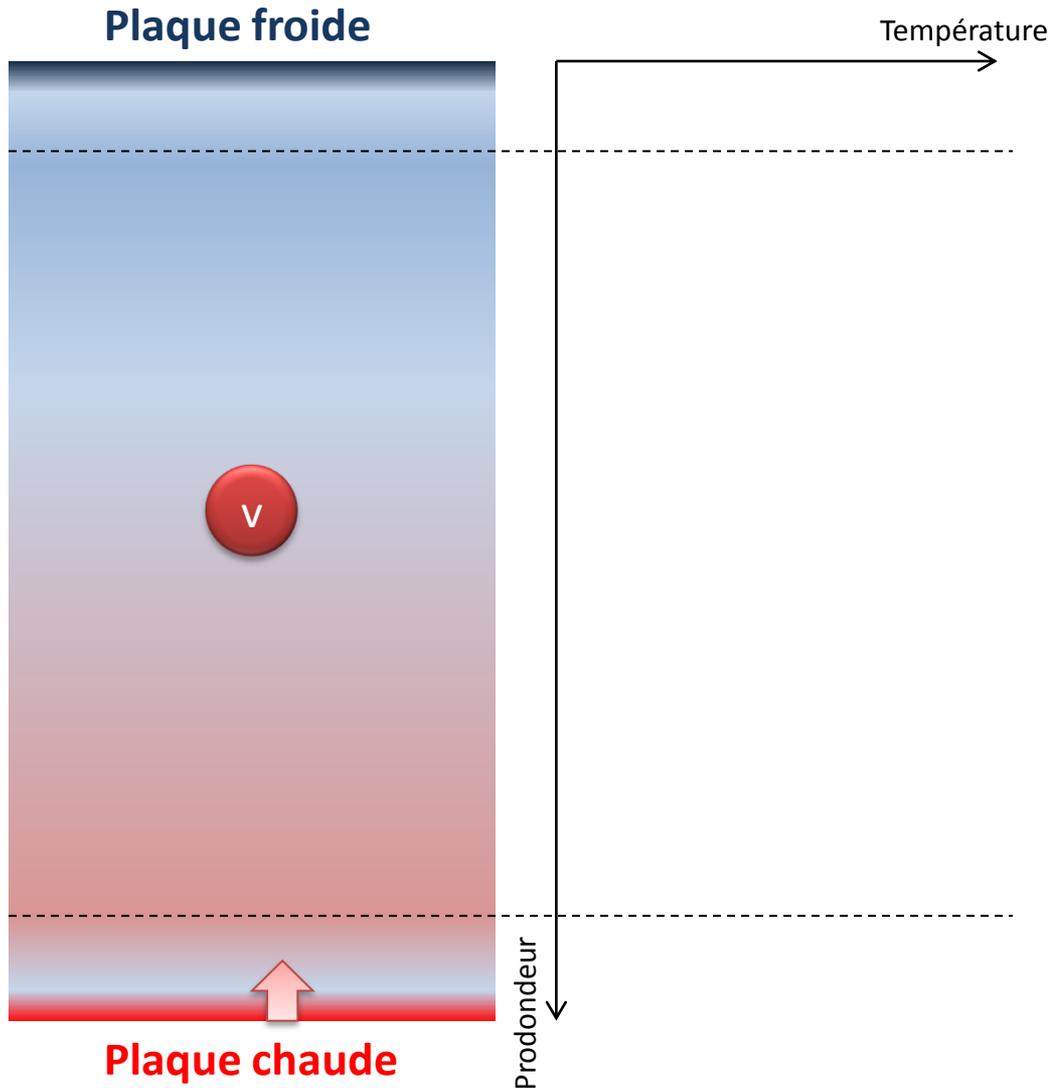


Sa densité diminue. Il monte, tout en conservant sa température.

Le volume se réchauffe par conduction au contact de la plaque chaude

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.

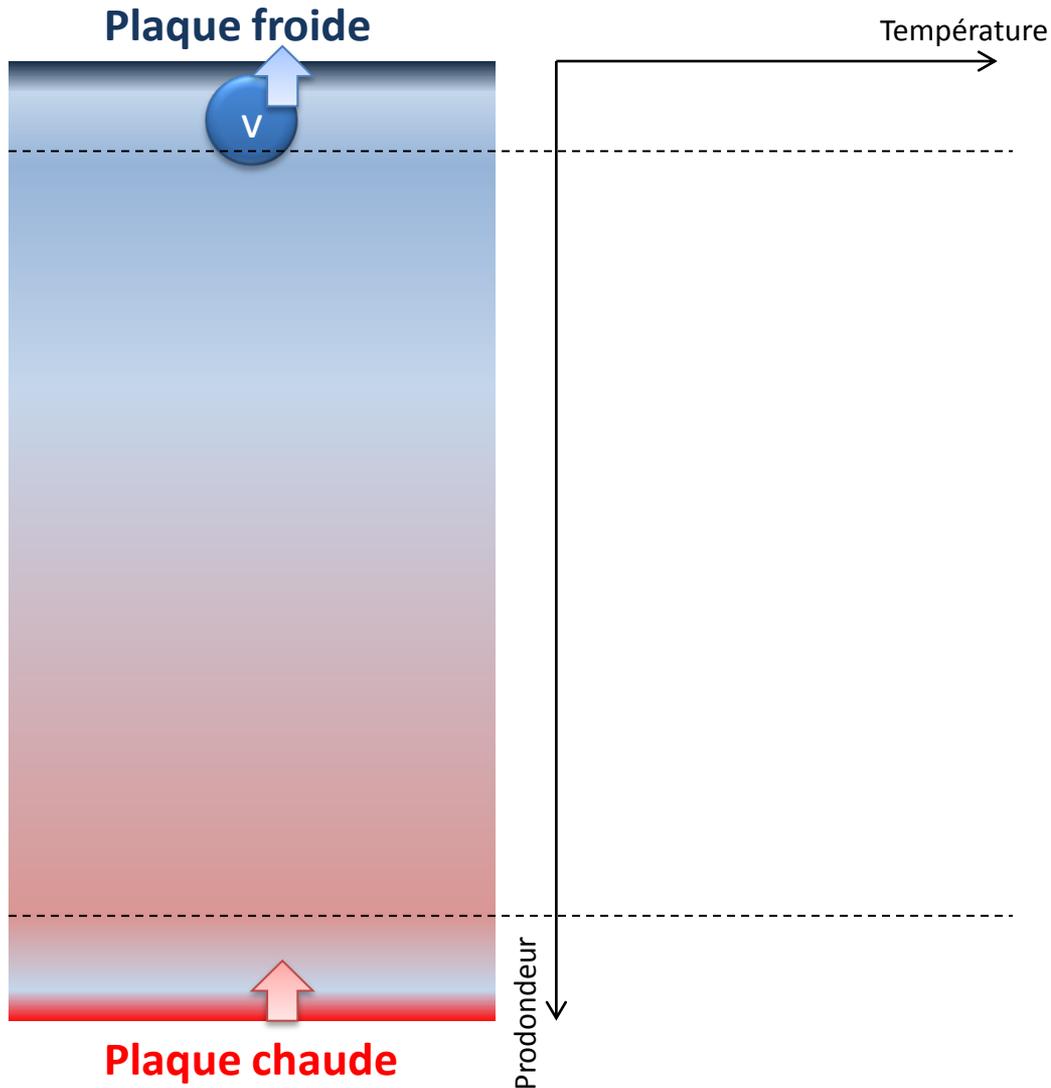


Sa densité diminue. Il monte, tout en conservant sa température.

Le volume se réchauffe par conduction au contact de la plaque chaude

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.



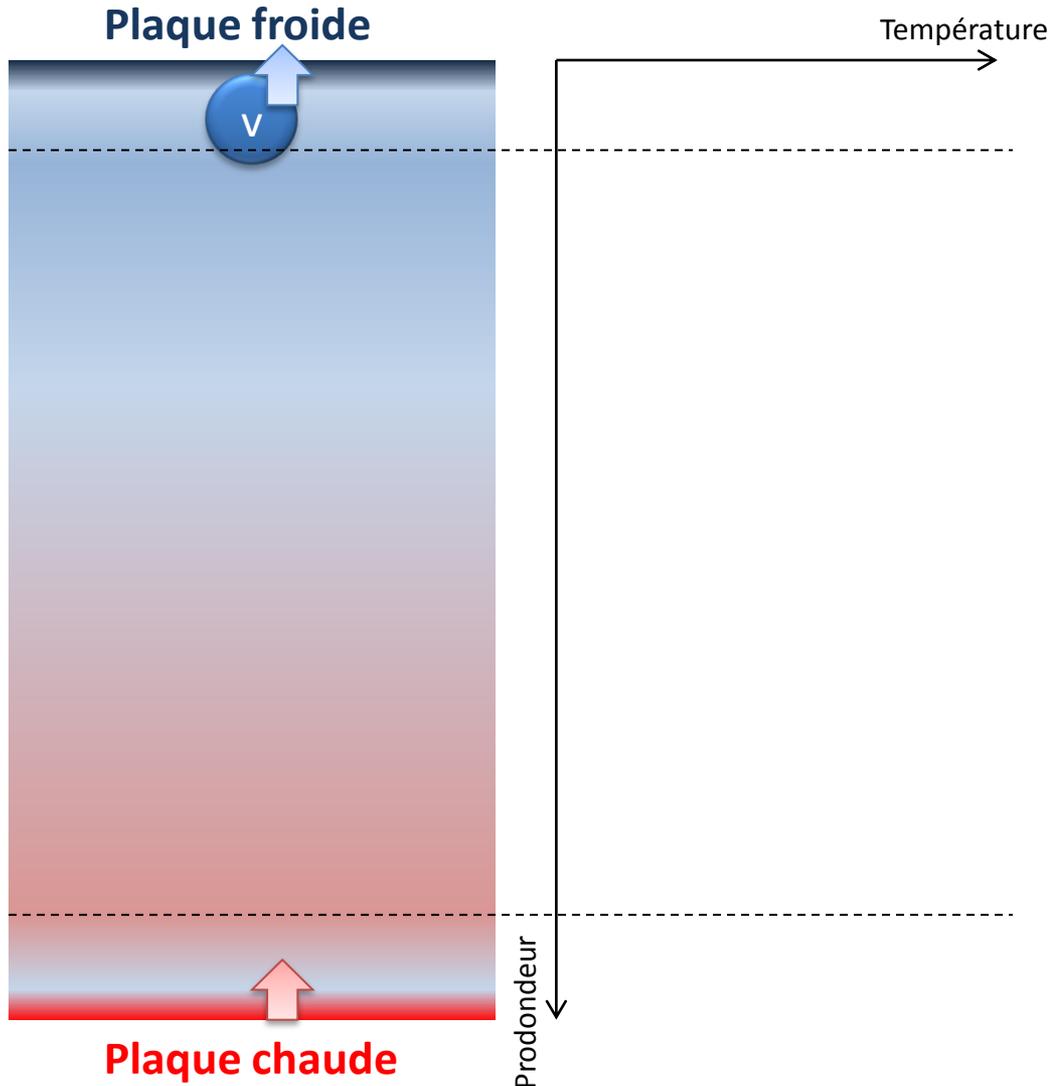
Arrivé au contact de la plaque froide, il se refroidit rapidement par conduction.

Sa densité diminue. Il monte, tout en conservant sa température.

Le volume se réchauffe par conduction au contact de la plaque chaude

Comment s'organise la convection ?

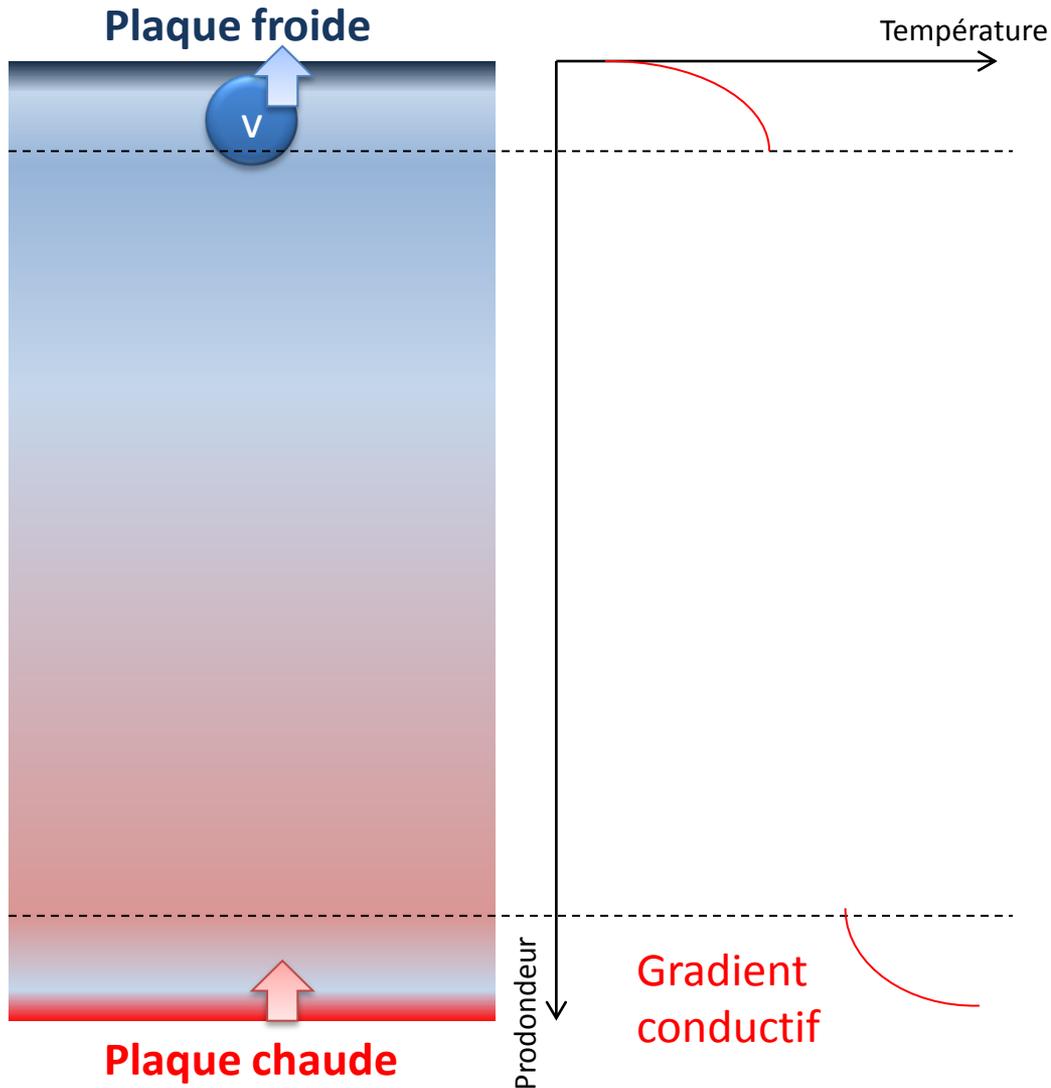
Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.



La situation est symétrique si on raisonne à partir de la plaque du haut: refroidissement rapide du volume par conduction puis descente à température quasi-constante puis réchauffement rapide par conduction au contact de la plaque froide.

Comment s'organise la convection ?

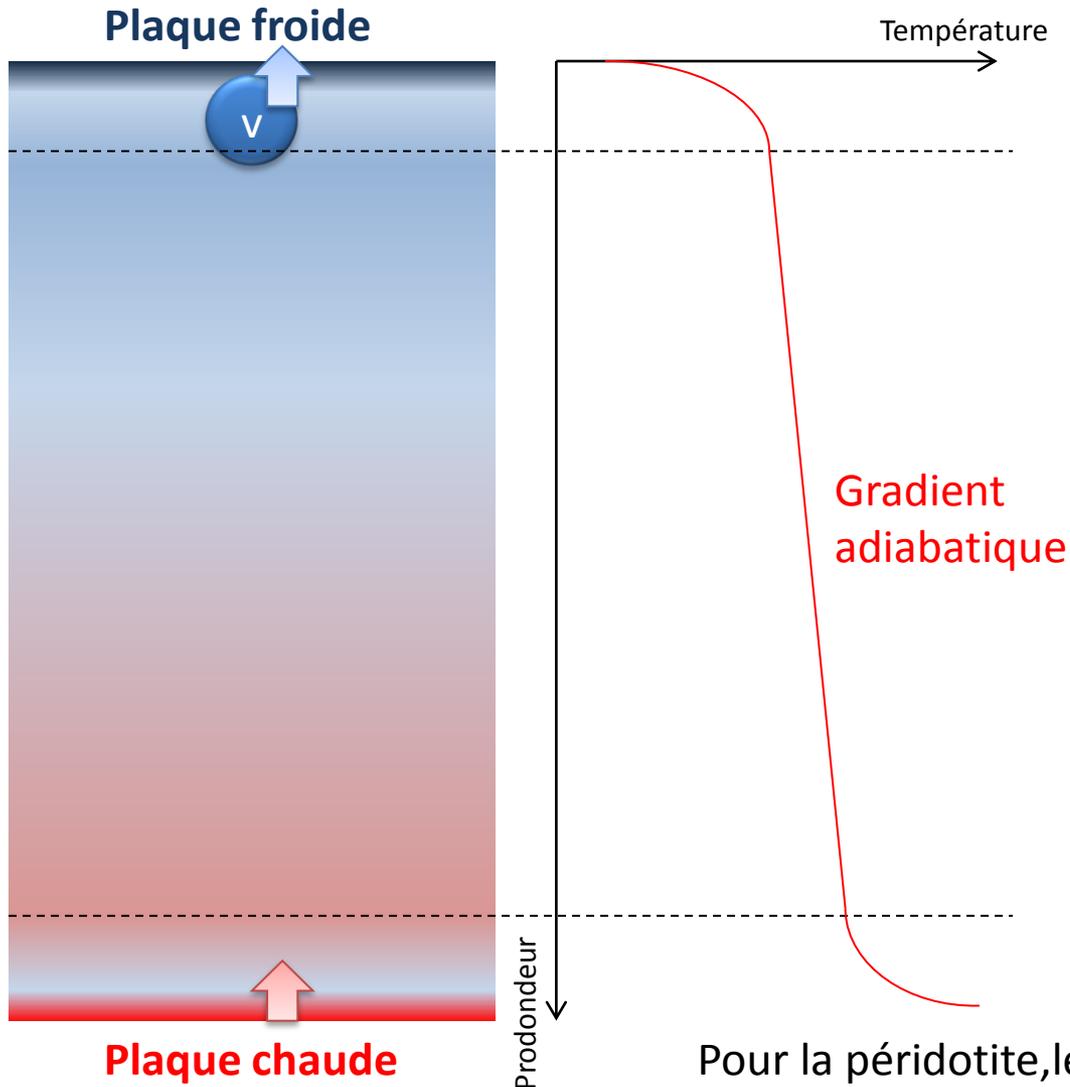
Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.



Si on mesure la température en fonction de la profondeur, on constate qu'elle varie très rapidement dans la mince couche qui se refroidit ou cette qui se réchauffe: le gradient thermique est conductif

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.



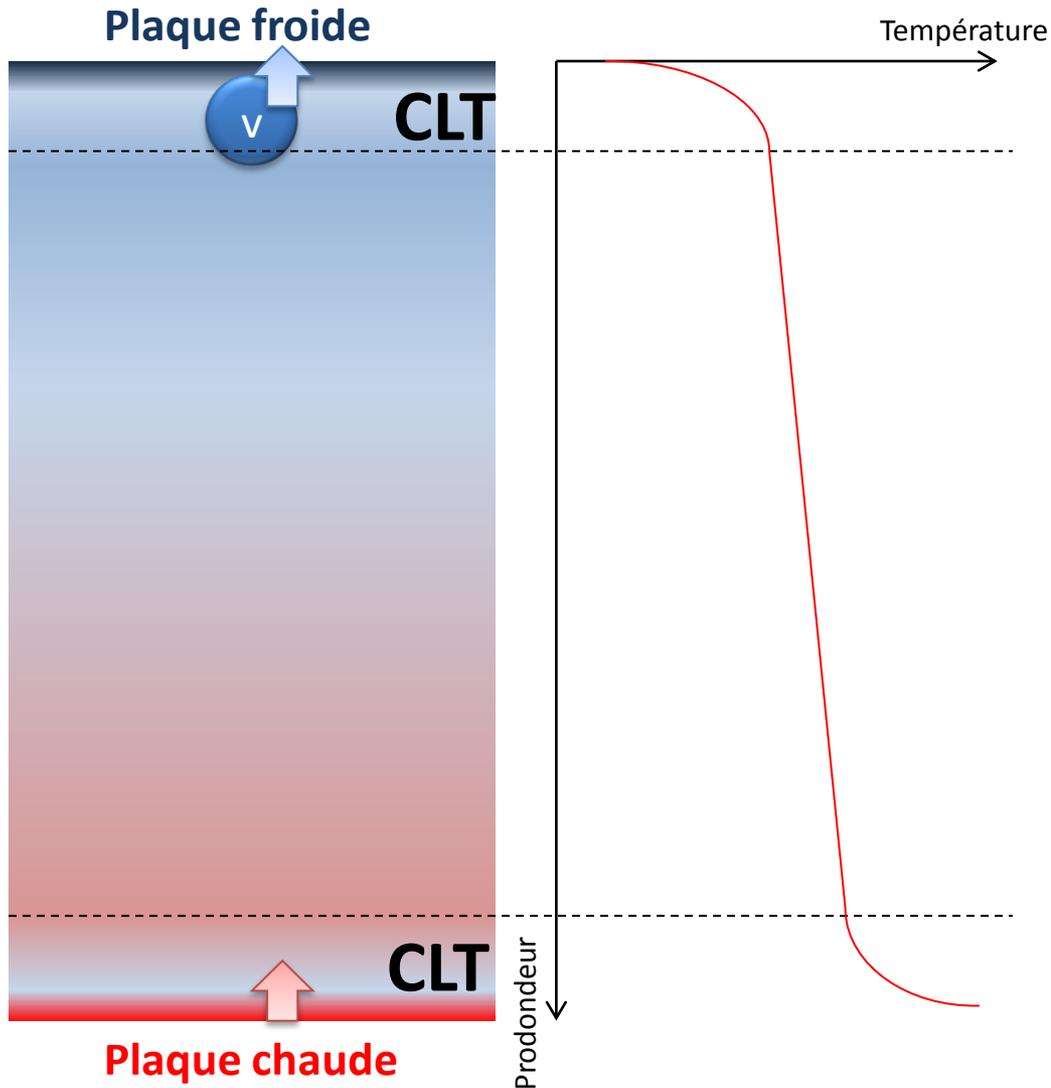
Si on mesure la température en fonction de la profondeur, on constate qu'elle varie très rapidement dans la mince couche qui se refroidit ou cette qui se réchauffe: le gradient thermique est conductif

En revanche, entre ces deux couches, la température évolue peu puisque le déplacement rapide se réalise sans échanges thermiques avec l'encaissant. Le gradient est qualifié d'**adiabatique**. L'évolution de température est due uniquement aux variations de pression.

Pour la péridotite, le **gradient adiabatique** = 0,3 K/Km

Comment s'organise la convection ?

Dans le modèle théorique suivant, on suit le déplacement par convection d'un volume v et conjointement les échanges thermiques.

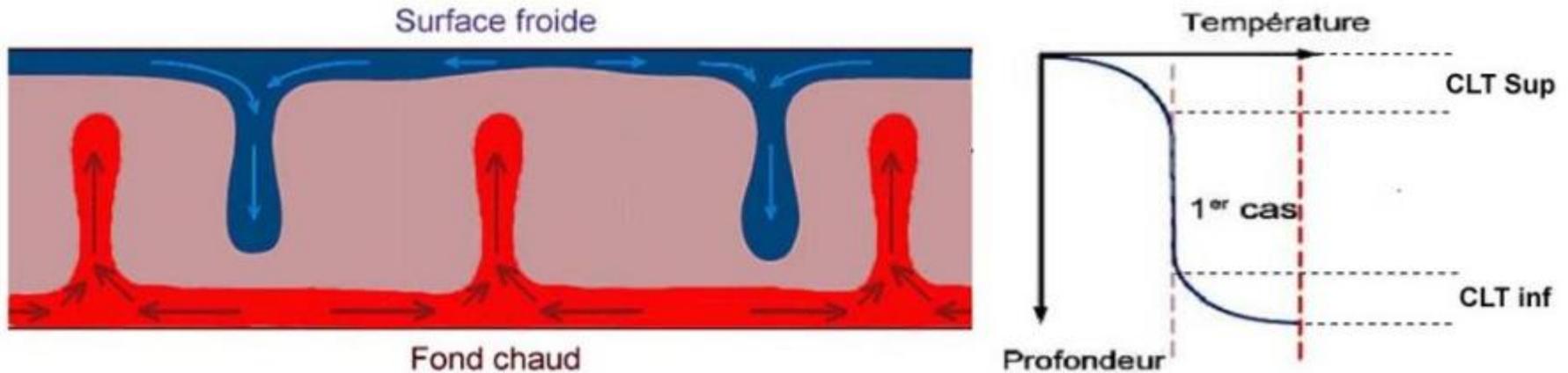


On appelle **couches limites** (CLT) les 2 couches minces qui échangent de la chaleur par conduction et d'où naissent les mouvements convectifs

Plusieurs systèmes convectifs

Plusieurs systèmes convectifs peuvent s'envisager:

Cellule chauffée par le bas et refroidie par le haut



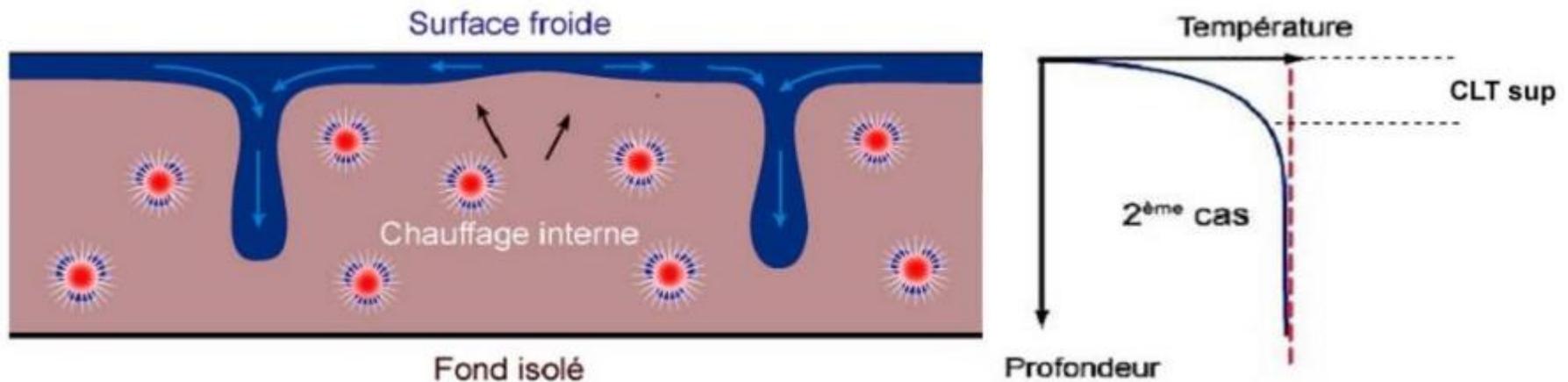
Système qui correspond à la description précédente. Les mouvements horizontaux de la CLT supérieure sont dus à la traction des parties froides plongeantes et à la poussée des parties chaudes ascendantes.

Au centre des cellules, les déplacements sont limités.

Plusieurs systèmes convectifs

Plusieurs systèmes convectifs peuvent s'envisager:

Cellule chauffée dans sa masse et refroidie par le haut

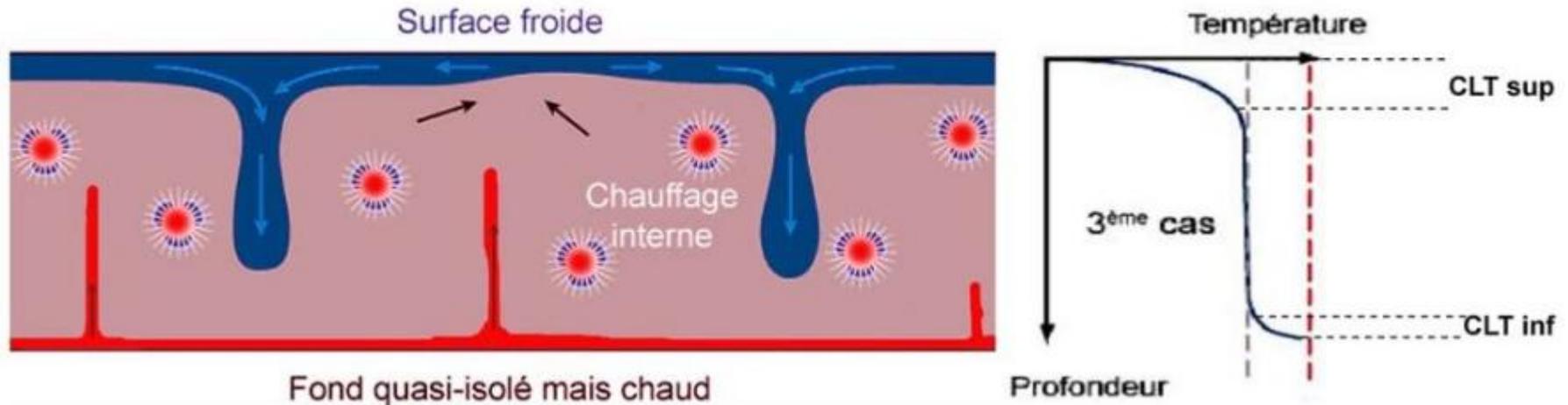


Dans ce système, il y a refroidissement par le haut, mais la production de chaleur est diffuse et homogène dans toute la masse du système, et non pas un apport par le bas. Dans ce cas, la CLT supérieure se refroidit par conduction, devient plus dense, et va plonger activement sous forme de panaches descendants. Par contre, il n'y a pas de CLT inférieure, donc pas de mouvements ascendants actifs, mais seulement passifs, qui remontent pour remplacer la matière froide qui descend.

Plusieurs systèmes convectifs

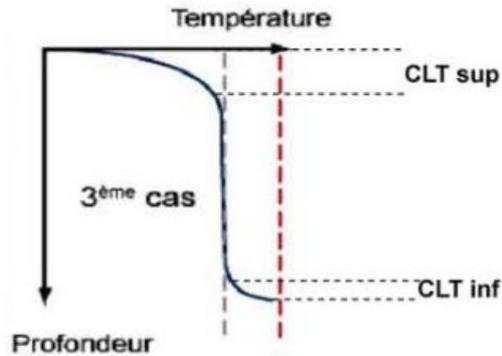
Plusieurs systèmes convectifs peuvent s'envisager:

Cellule chauffée dans sa masse, localement par le bas et refroidie par le haut



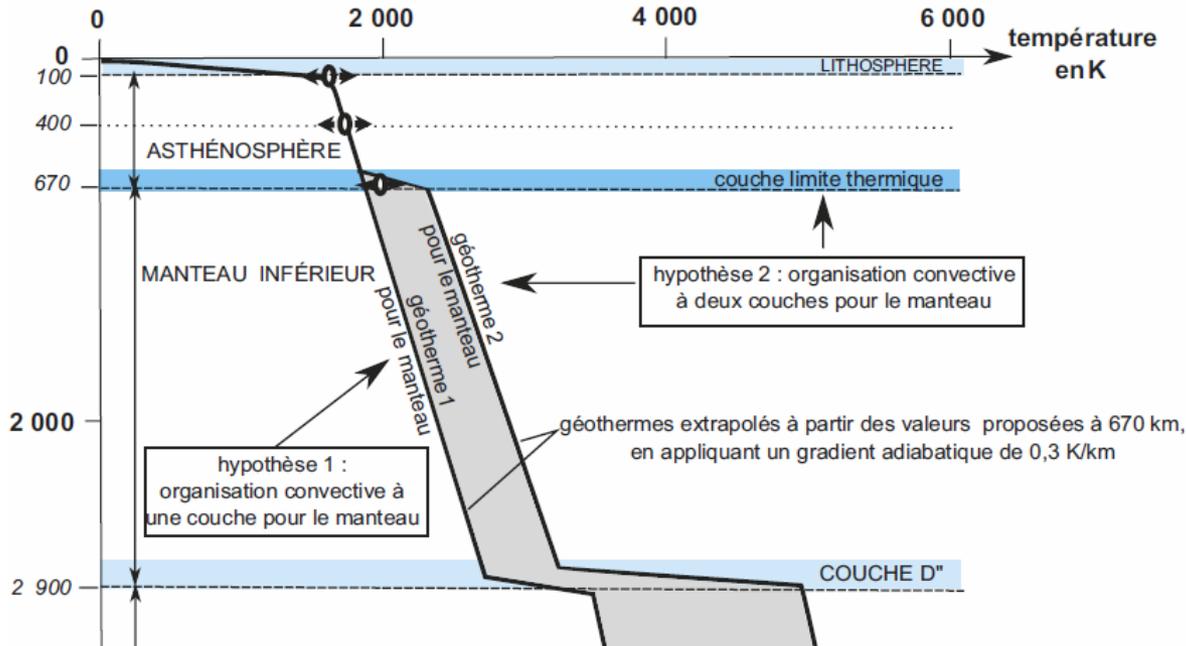
Dans ce système « hybride », la surface supérieure est froide, l'énergie thermique est apportée essentiellement dans la masse et un peu par le fond chaud. Dans ce cas, l'essentiel des mouvements ascendants seront passifs, et compenseront les mouvements descendants actifs. Mais simultanément, quelques panaches ascendants actifs pourront provenir de la surface inférieure chaude. La CLT supérieure est nettement plus importante que la CLT inférieure.

Quel modèle pour la convection terrestre ?



Systeme convectif n°3

Comparons ...

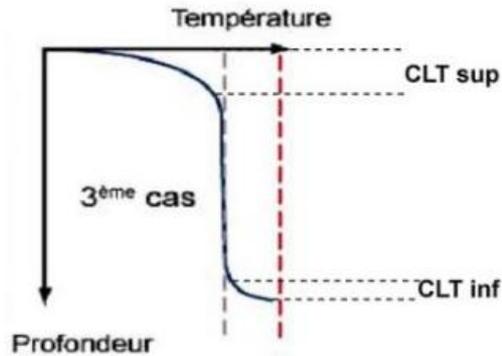


Modélisation du géotherme établi à partir de mesures et de données obtenues par méthodes indirectes

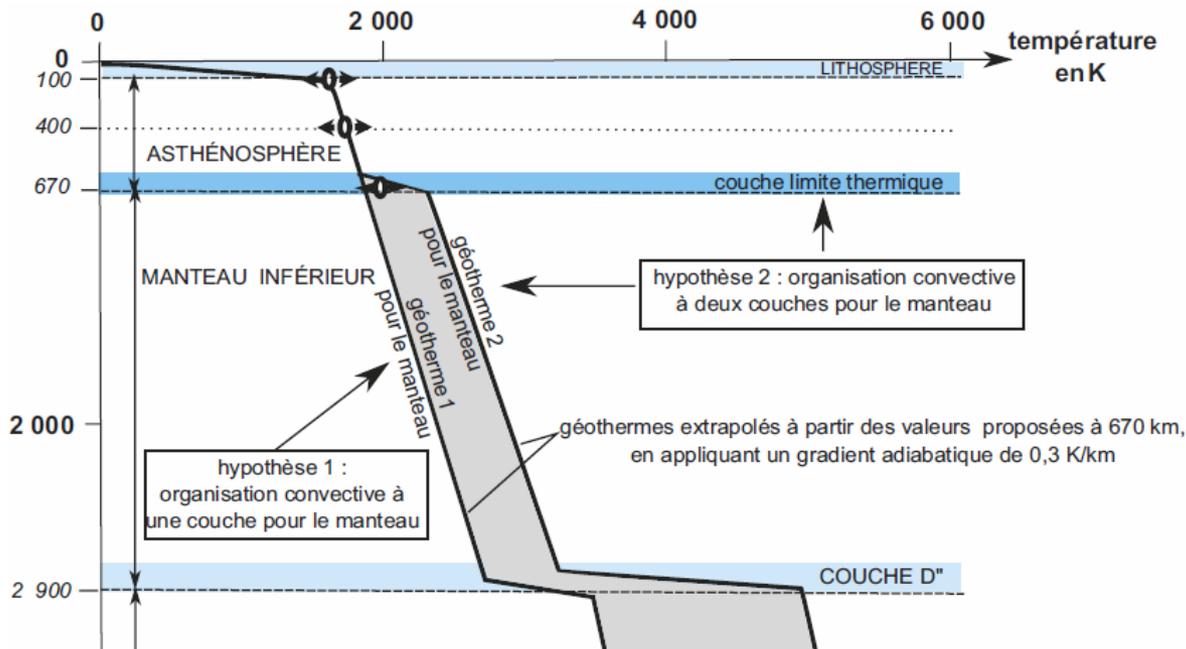
Que peut on en déduire ?



Quel modèle pour la convection terrestre ?



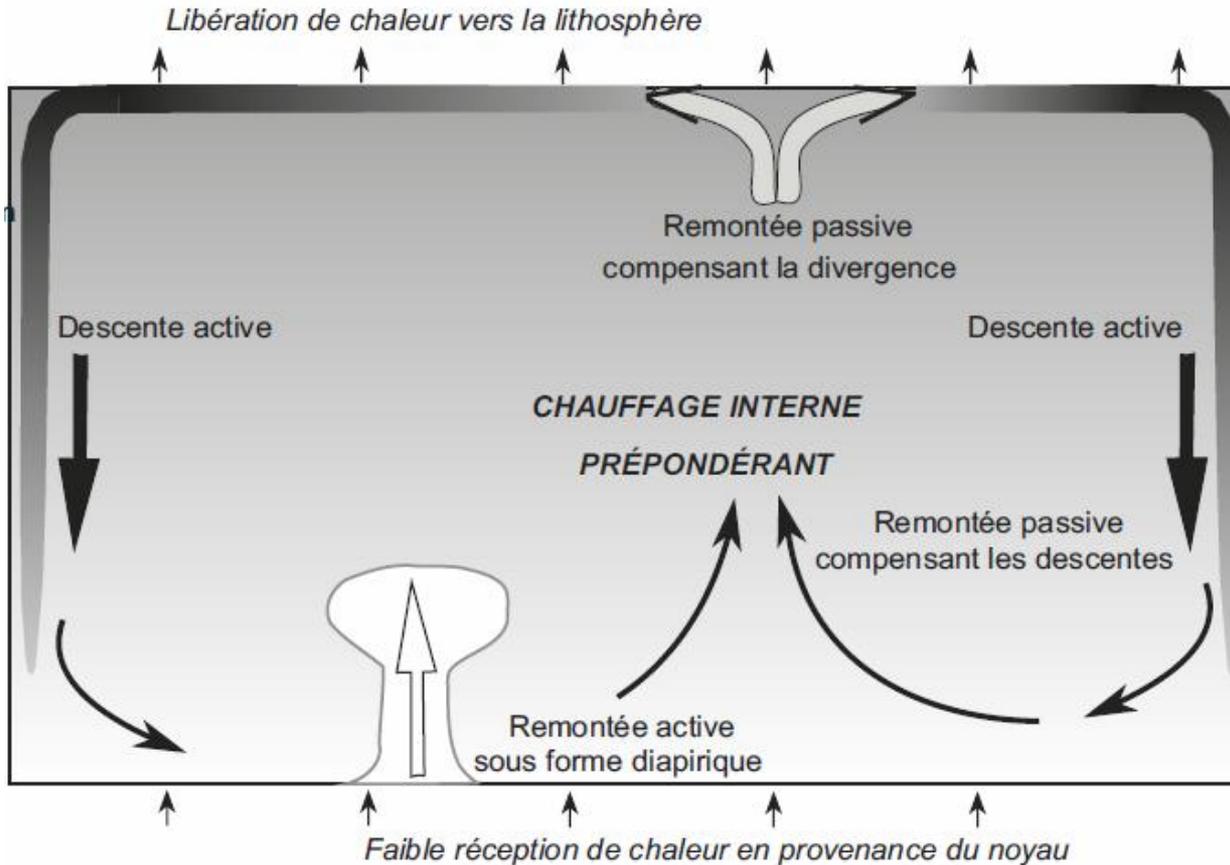
Systeme convectif n°3



Modélisation du géotherme établi à partir de mesures et de données obtenues par méthodes indirectes

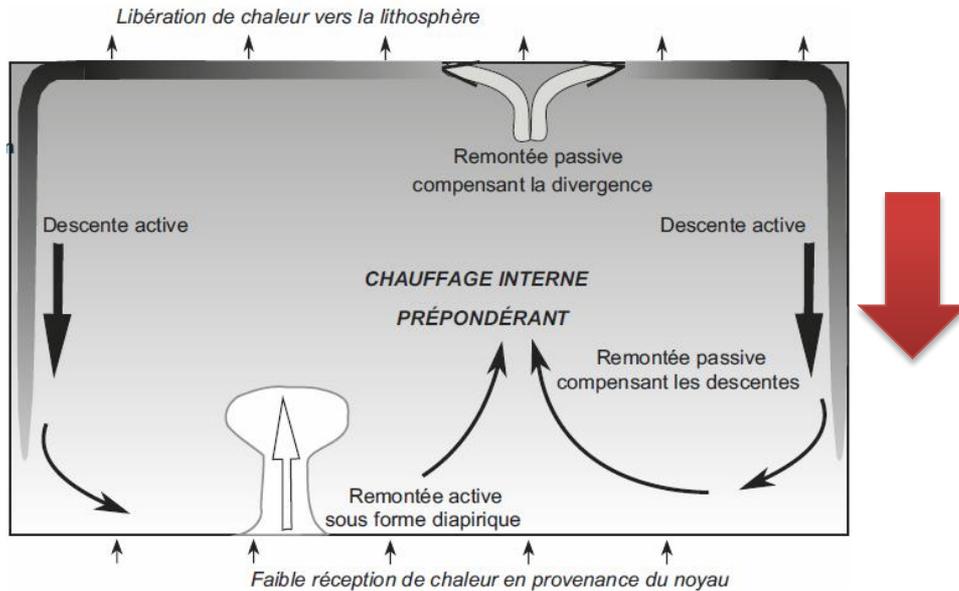
On remarque une **correspondance** entre le système convectif n° 3 et le géotherme global établi précédemment → **La convection mantellique devrait obéir au système 3**. La lithosphère océanique correspondrait à la CLT sup.

Quel modèle pour la convection terrestre ?



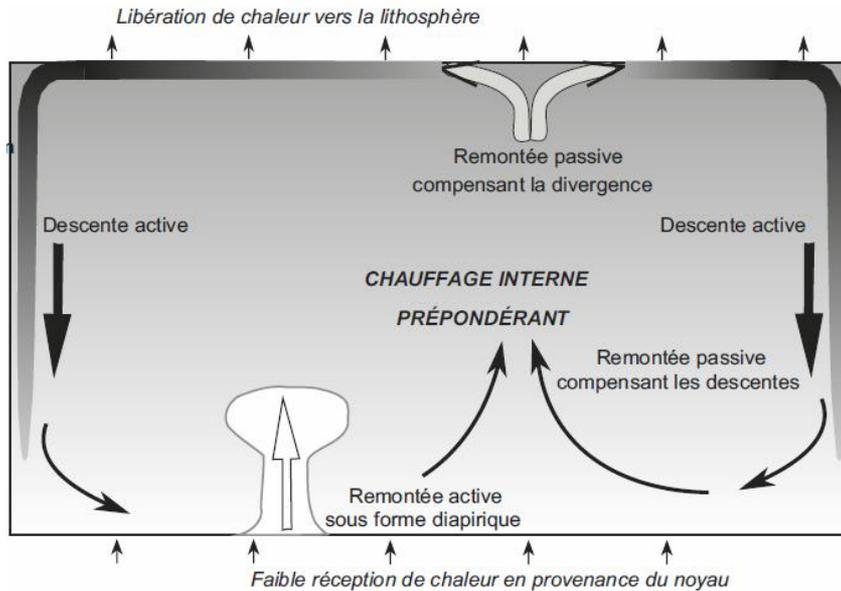
Lorsqu'on s'éloigne des dorsales, la lithosphère océanique se **refroidit** et s'**épaissit**. Quand sa masse volumique ($\approx 3\,300\text{ kg.m}^{-3}$ pour une lithosphère océanique) devient nettement **plus importante** que celle de l'**asthénosphère** sous-jacente ($\approx 3\,250\text{ kg.m}^{-3}$) ; il y a alors plongée de la lithosphère dans l'asthénosphère. C'est le phénomène de **subduction**. Dans ce modèle, les remontées de matière profonde, chaude et peu dense (l'asthénosphère) se font **passivement** au niveau des **dorsales**. Les remontées actives se limiteraient à quelques localisées qui partent de la couche D'' et alimentent les **points chauds**.

Quel modèle pour la convection terrestre ?



Les plaques lithosphériques (fragments de CLT) sont animées de **mouvements horizontaux** de la dorsale vers les subductions mais c'est la **traction** exercée par la plaque plongeante qui constitue le moteur du mouvement.

Quel modèle pour la convection terrestre ?



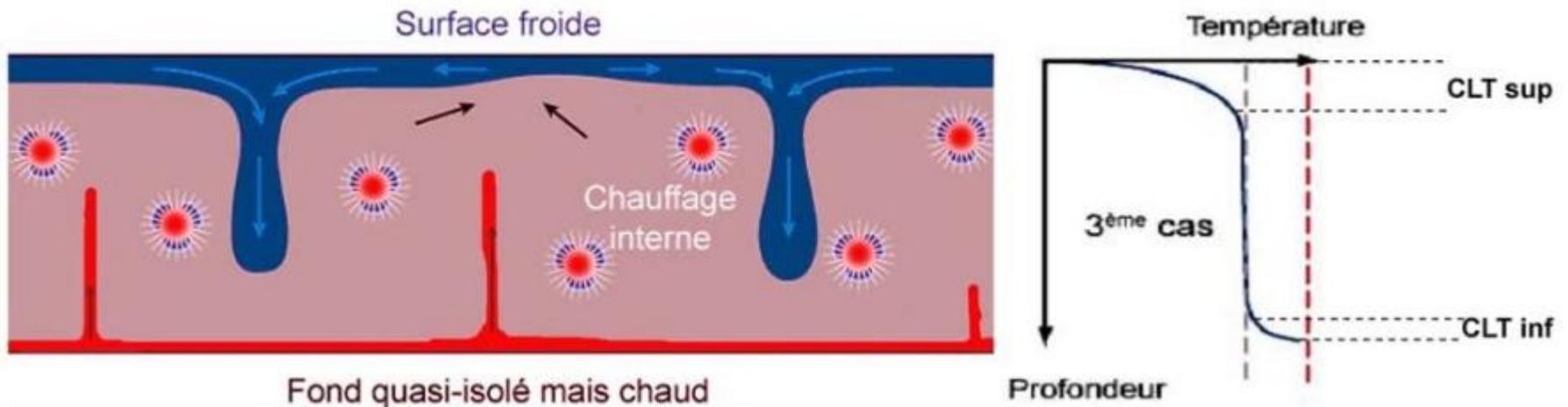
Les plaques lithosphériques (fragments de CLT) sont animées de **mouvements horizontaux** de la dorsale vers les subductions mais c'est la traction exercée par la plaque plongeante qui constitue le moteur du mouvement.

→ L'analogie du tapis roulant (mis en mouvement par des moteurs et des engrenages situés sous le tapis) est donc physiquement très mauvaise.

Quel modèle pour la convection terrestre ?

Le manteau représente 85% du volume de la Terre et 70% de sa masse. On a vu par ailleurs que le manteau silicaté contient des isotopes radioactifs alors que le noyau est pauvre en sources radioactives.

→ Cela suggère que le manteau terrestre est davantage un système produisant et libérant de la chaleur dans sa masse qu'un système chauffé par le bas. Cela va encore dans le sens du modèle 3.



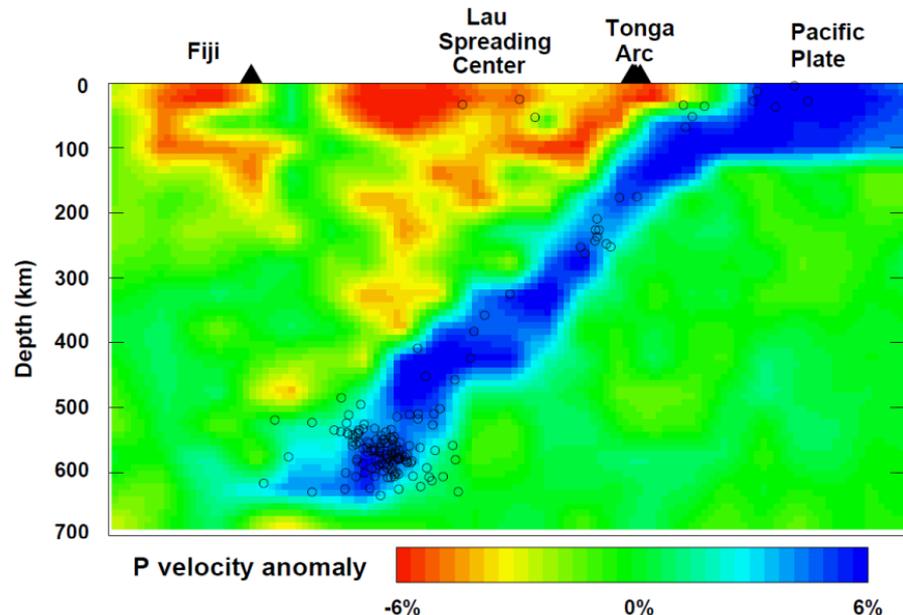
Comment vérifier la validité du modèle ?

Les images obtenues par **tomographie sismique** donnent une idée de la structure convective du manteau.

Au niveau des zones de subduction:

Dans le prolongement des plans de Wadati-Benioff, le manteau présente des vitesses de propagation des ondes sismiques accélérées par rapport à celles prévues dans le modèle PREM ; ceci traduit le fait que le manteau y est localement plus froid que la normale et signe donc le prolongement de la subduction en profondeur au coeur du manteau. Au niveau de certaines zones de subduction, les anomalies de vitesse s'arrêtent au voisinage de 670 km de profondeur donc à la limite manteau supérieur – manteau inférieur, alors que sous d'autres elles se prolongent jusqu'à la base du manteau.

Tomographie sismique au niveau de la fosse des Tonga

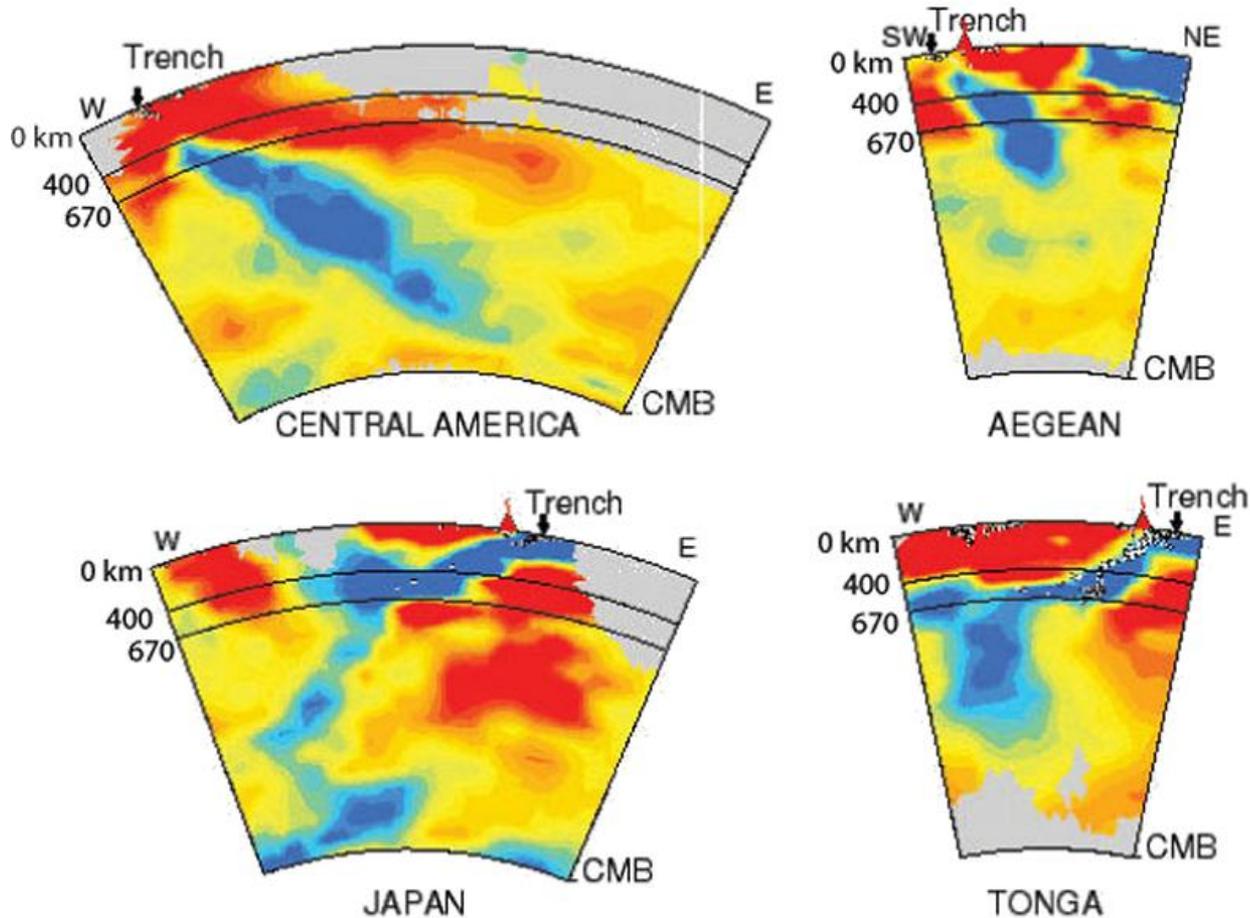


Comment vérifier la validité du modèle ?

Les images obtenues par **tomographie sismique** donnent une idée de la structure convective du manteau.

Au niveau des zones de subduction:

Tomographie sismique au niveau de différentes fosses



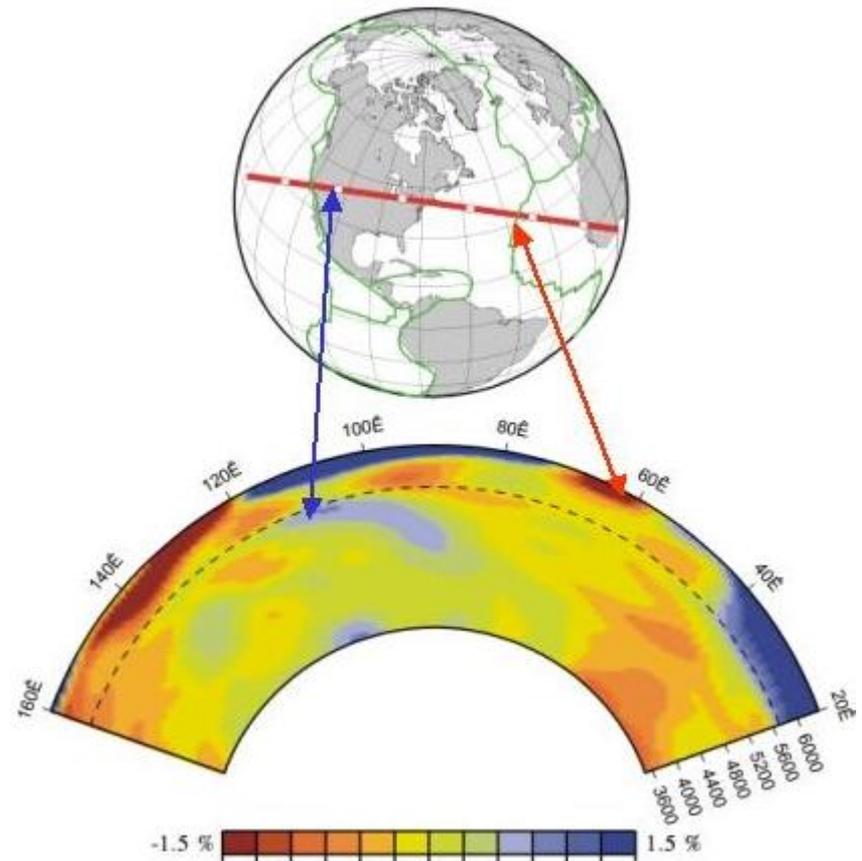
Comment vérifier la validité du modèle ?

Les images obtenues par **tomographie sismique** donnent une idée de la structure convective du manteau.

Sous les dorsales:

L'asthénosphère présente des vitesses de propagation des ondes sismiques ralenties par rapport à celles prévues dans le modèle PREM ; ceci laisse supposer que, à l'aplomb de ces dorsales, l'asthénosphère est localement plus chaude que la normale et animée de mouvements ascendants.

les anomalies de vitesse détectées par tomographie sismique demeurent assez superficielles (de l'ordre de -200 à -300 km) et sont rarement ancrées dans le manteau inférieur.

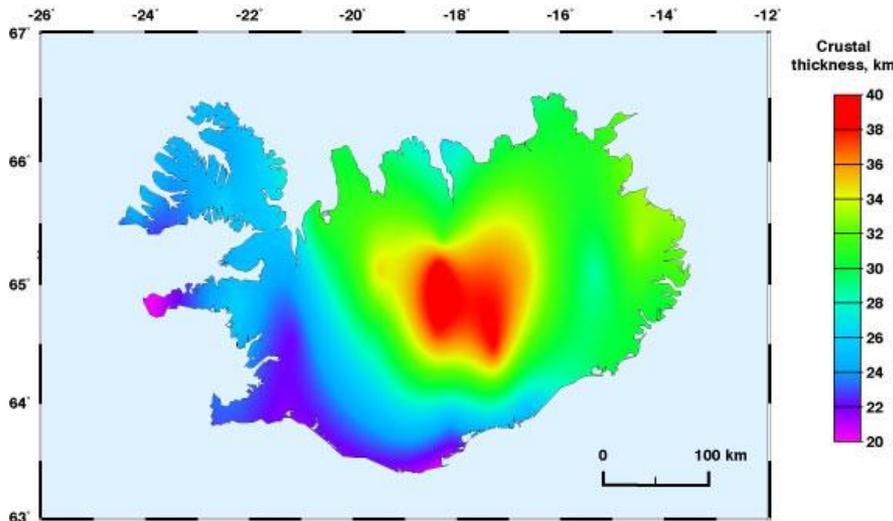
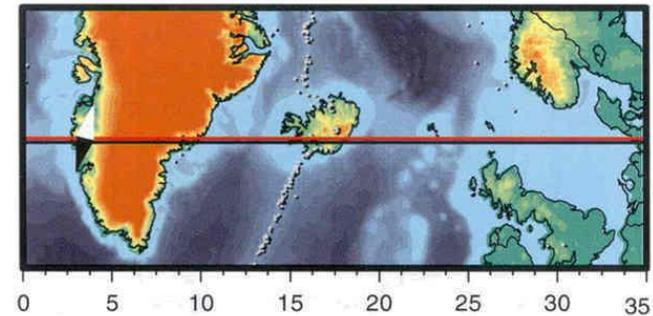
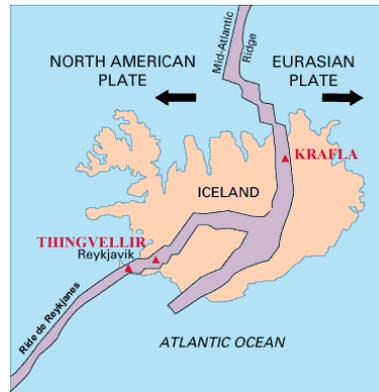


Comment vérifier la validité du modèle ?

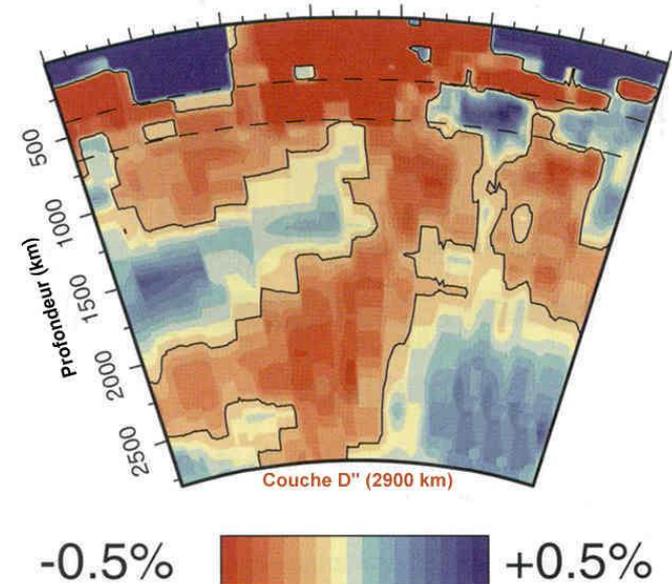
Les images obtenues par **tomographie sismique** donnent une idée de la structure convective du manteau.

Sous les dorsales:

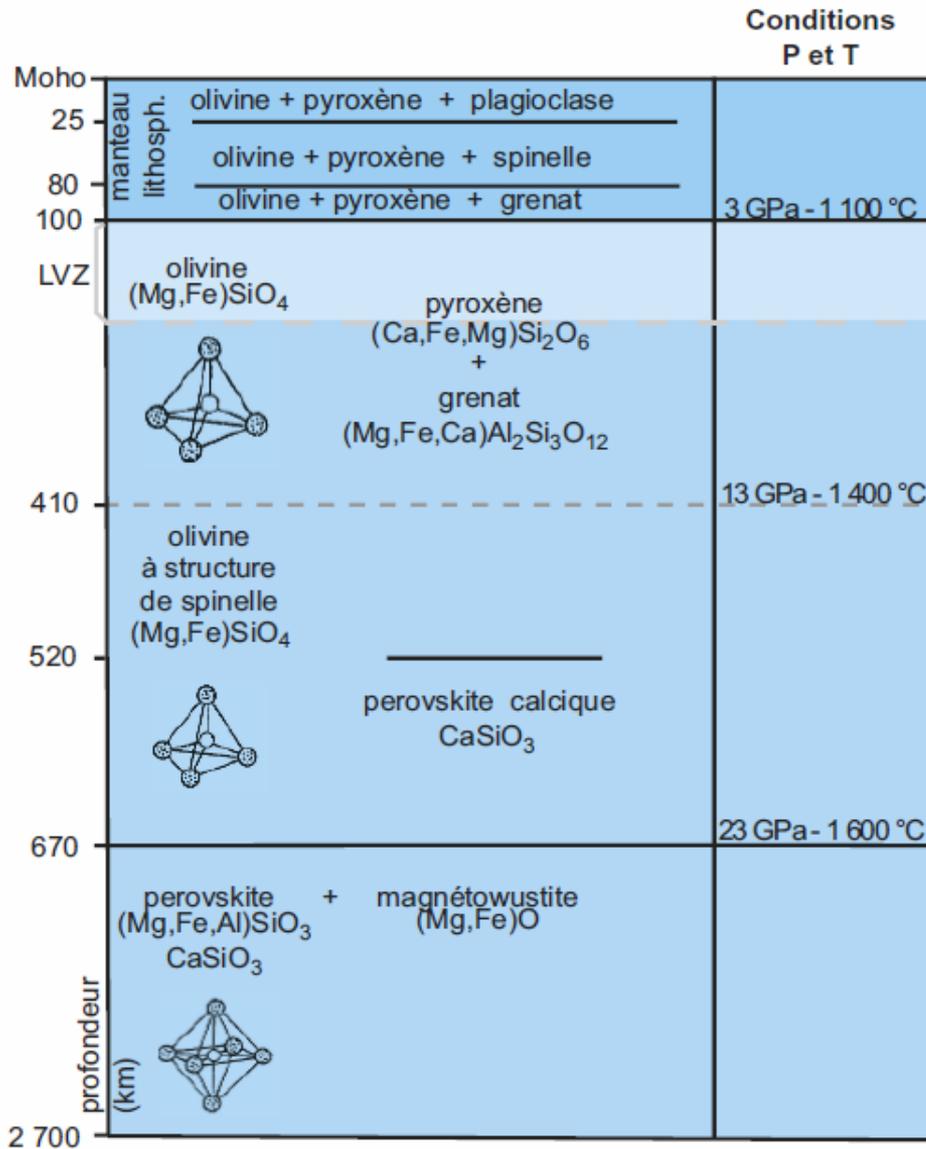
Cas particulier pour l'Islande puisque on se situe au niveau d'une dorsale mais également à l'aplomb d'un point chaud.



Foulger et al., 2003



Modèle convectif à une couche ou deux couches ?

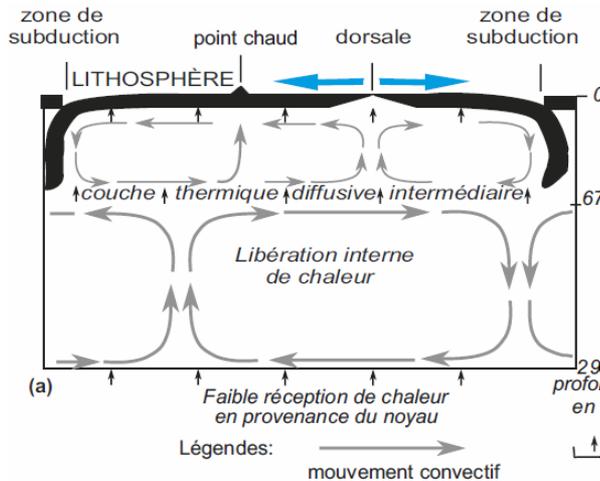


Les discontinuités sismiques et géochimiques du manteau suggèrent une stratification en plusieurs couches.

Qu'en est-il alors de la convection ?

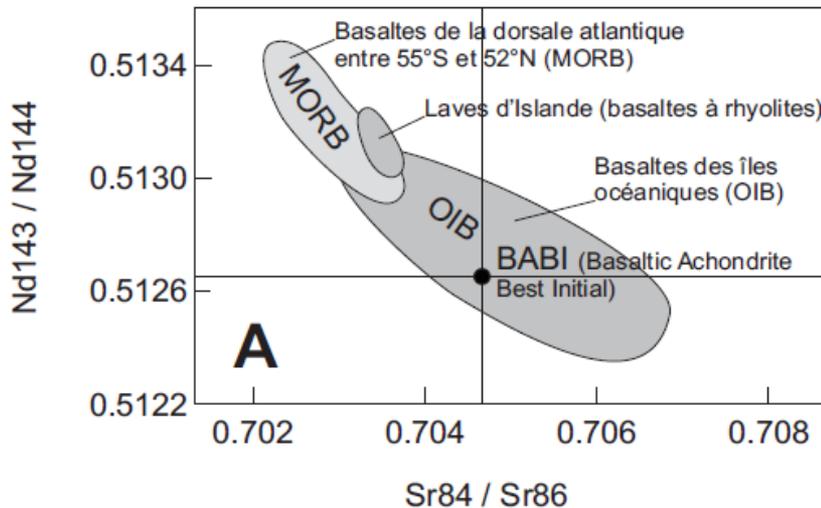
Modèle convectif à une couche ou deux couches ?

Arguments pour le modèle à 2 couches:



Les transitions minéralogiques du manteau vers 670 km s'accompagnent d'un changement de **viscosité** qui peut être perçu comme un éventuel obstacle au mélange du manteau supérieur avec le manteau inférieur.

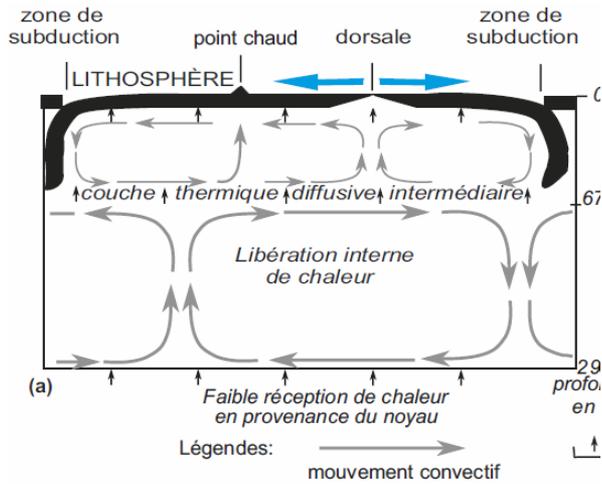
L'étude des magmas émis aux dorsales et par les volcans de points chauds suggère l'existence de différences dans la géochimie des péridotites (teneurs en isotopes du strontium, neodyme ou plomb)
→ réservoirs différents (sommet de l'asthénosphère pour les MORB, manteau inférieur pour un certain nombre d'OIB)



MORB = Mid Ocean Ridge Basalt; OIB = Oceanic Island Basalts

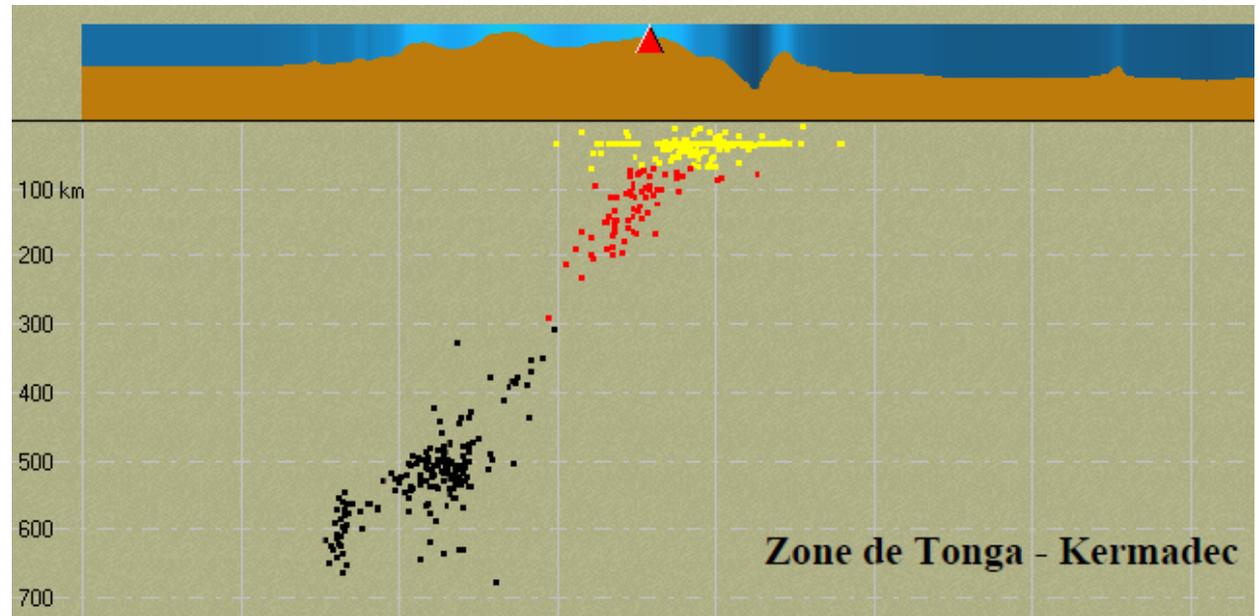
Modèle convectif à une couche ou deux couches ?

Arguments pour le modèle à 2 couches:



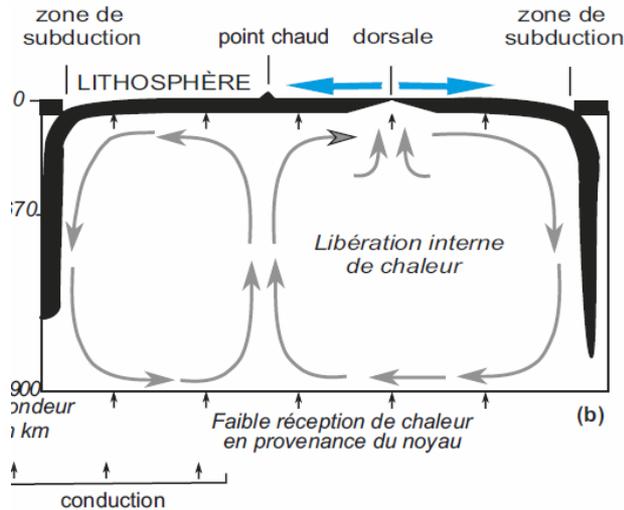
Pas de foyers sismiques au-delà de 670 km
→ les panneaux lithosphériques plongeant dans le manteau ne peuvent pas aller au-delà de la limite manteau inf/sup

Profondeur des foyers sismiques au niveau des Tonga (Logiciel SISMOLOG)

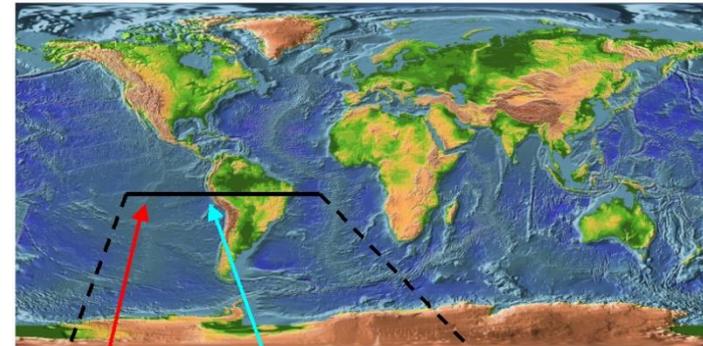


Modèle convectif à une couche ou deux couches ?

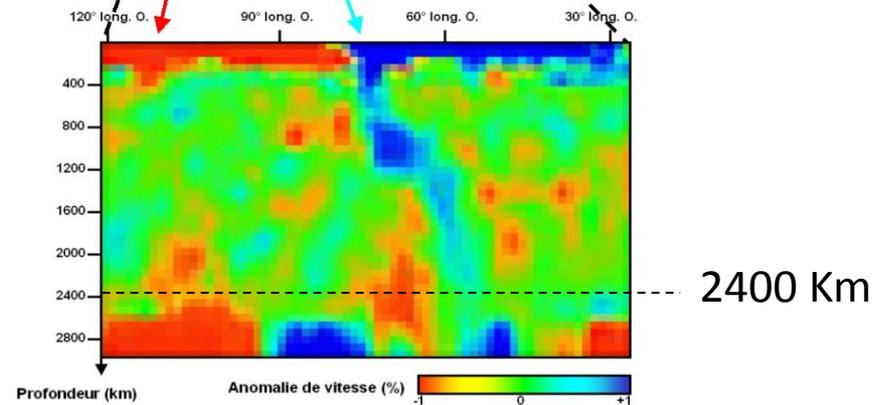
Arguments pour le modèle à 1 couche:



Pas de foyers sismiques au-delà de 670 km
→ s'explique par le franchissement d'un seuil thermique supprimant toute possibilité de rupture... mais cela n'empêche pas la convection en une couche !



Les données de la tomographie sismique révèlent de plus en plus que certaines subductions se prolongent jusqu'à 2 500 km de profondeur ou plus tout en conservant leur contraste thermique avec l'encaissant à toute profondeur



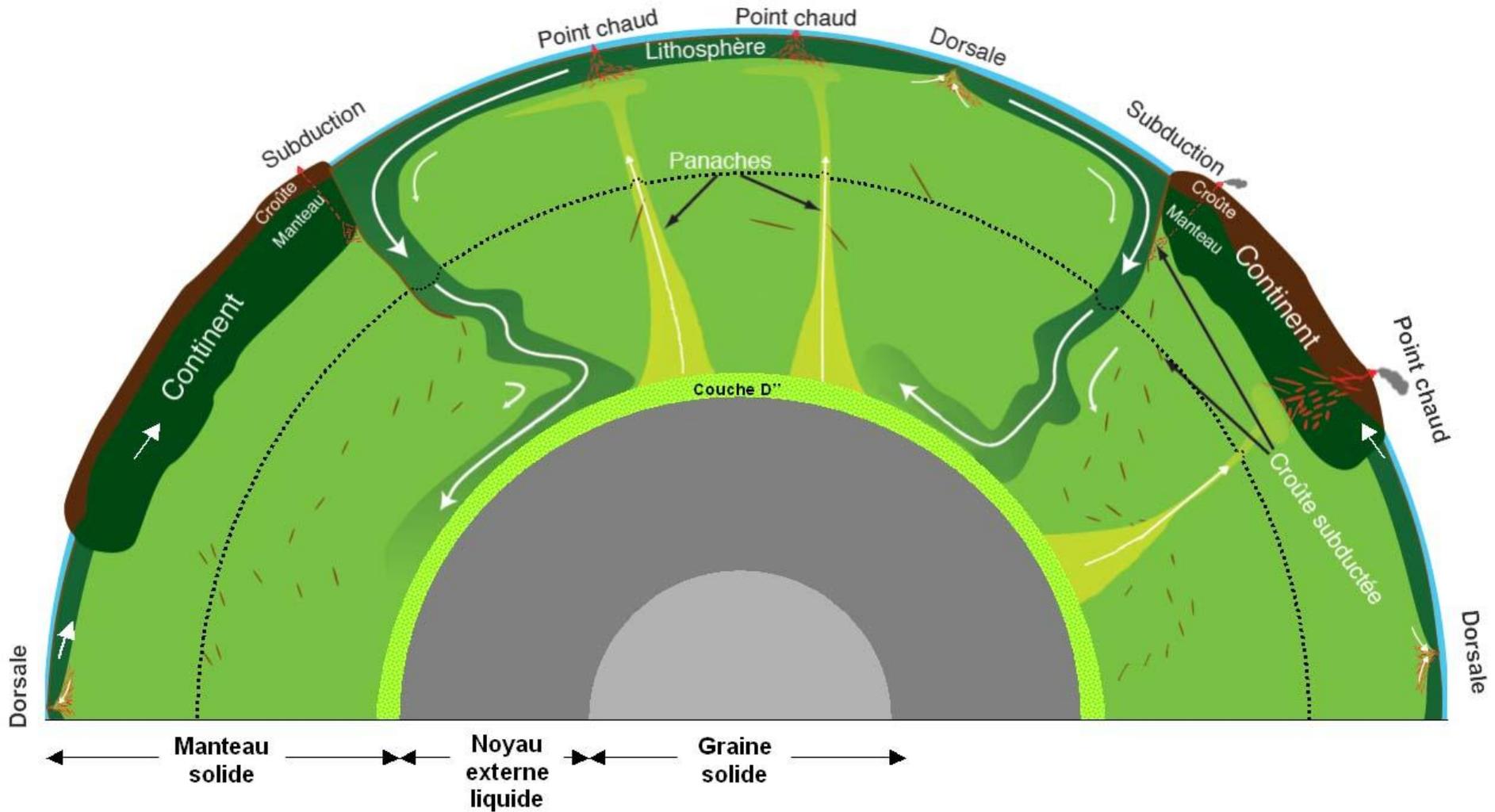
Modèle convectif à une couche ou deux couches ?

Un modèle intermédiaire ?

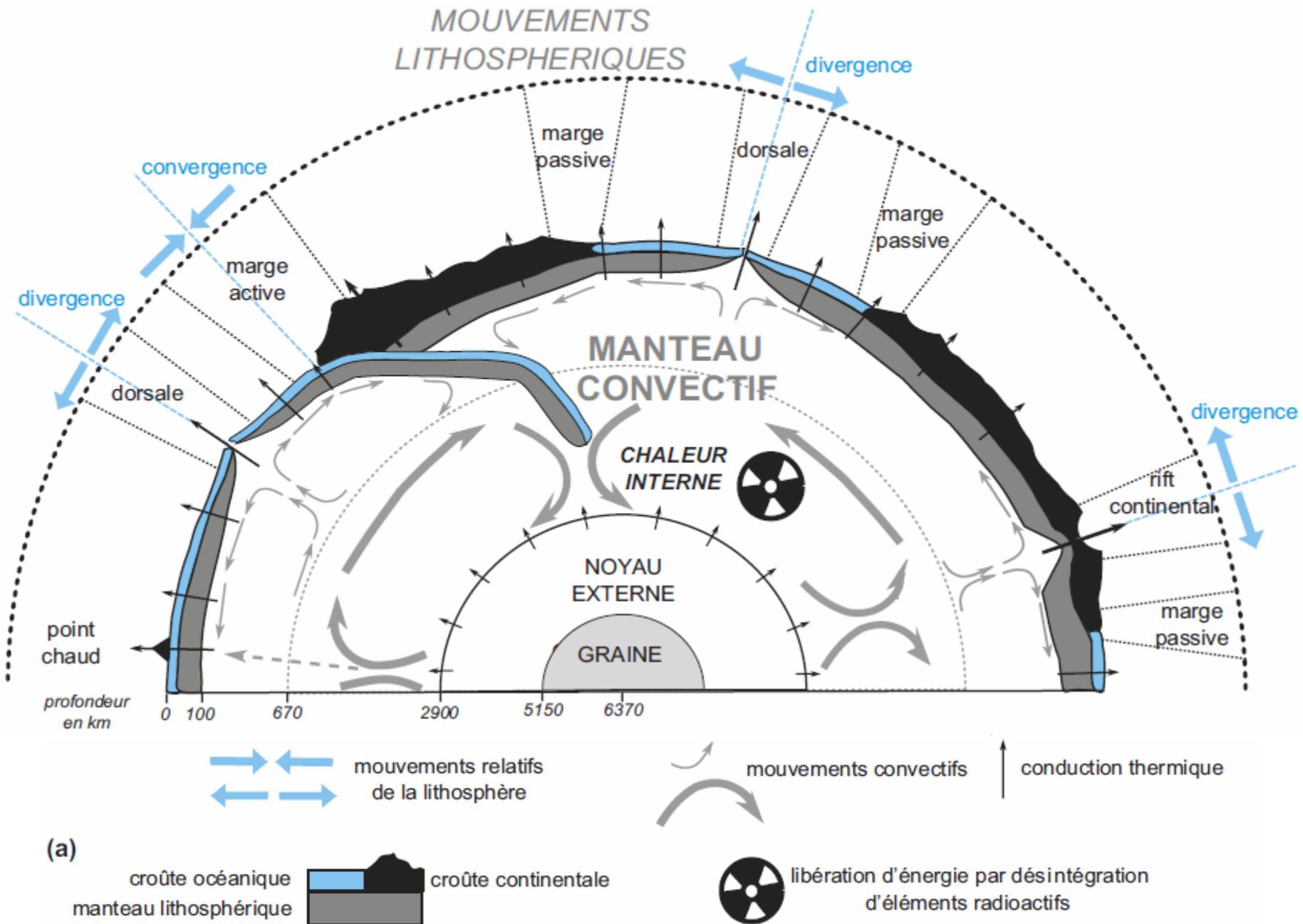
Au final, la conception actuelle est plutôt celle d'un **schéma convectif hybride** fondée sur la possibilité en fonction des endroits et du moment de fonctionner plutôt en une couche ou plutôt en deux. La convection en une couche paraît pratiquement de règle partout où il y a subduction notable, cantonnant alors la convection à deux couches aux régions adjacentes.

Ce régime serait par ailleurs **intermittent** car il semble actuellement impossible d'imaginer la convection mantellique sous forme de mouvements réguliers. Les modélisations analogiques et numériques incitent à penser que le dispositif à 2 couches est susceptible de générer un état mécanique instable au niveau de la discontinuité de 670 km en raison des contrastes thermiques qui s'y créeraient. Il se produirait en effet une évolution opposée entre un manteau supérieur bien convecté donc à refroidissement efficace, et un manteau inférieur isolé par la couche limite conductrice donc évacuant assez mal sa chaleur ce qui l'amènerait à se réchauffer. L'alourdissement de la base du manteau supérieur et le réchauffement conjugué du toit du manteau inférieur déstabiliseraient alors la couche limite jusqu'à provoquer sa rupture au cours d'épisodes « catastrophiques » d'avalanches de matériaux froids du manteau supérieur dans le manteau inférieur. Cette intrusion serait source de courants en retour de matière chaude dans le manteau supérieur.

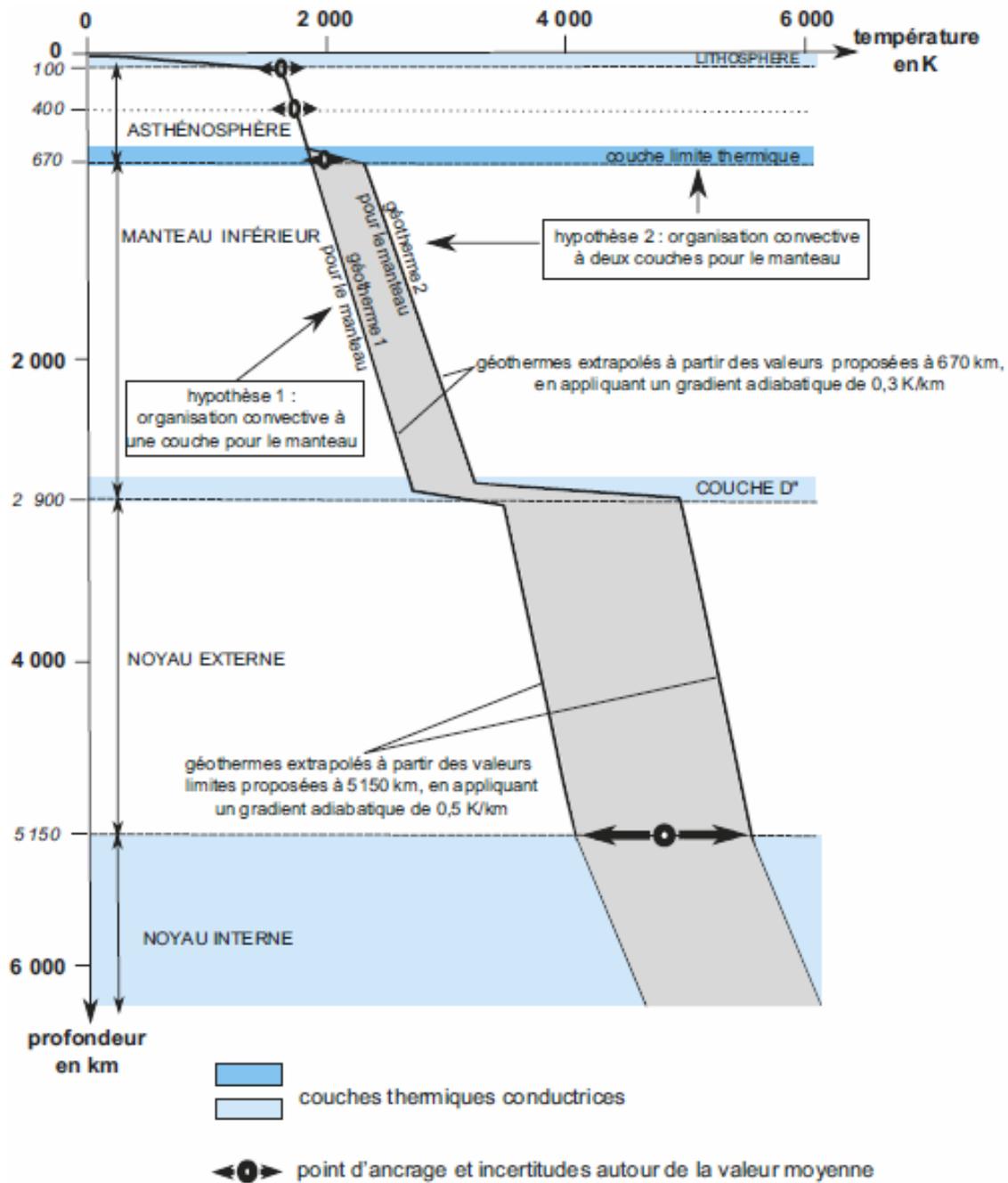
Des modèles que l'on peut proposer actuellement



Des modèles que l'on peut proposer actuellement

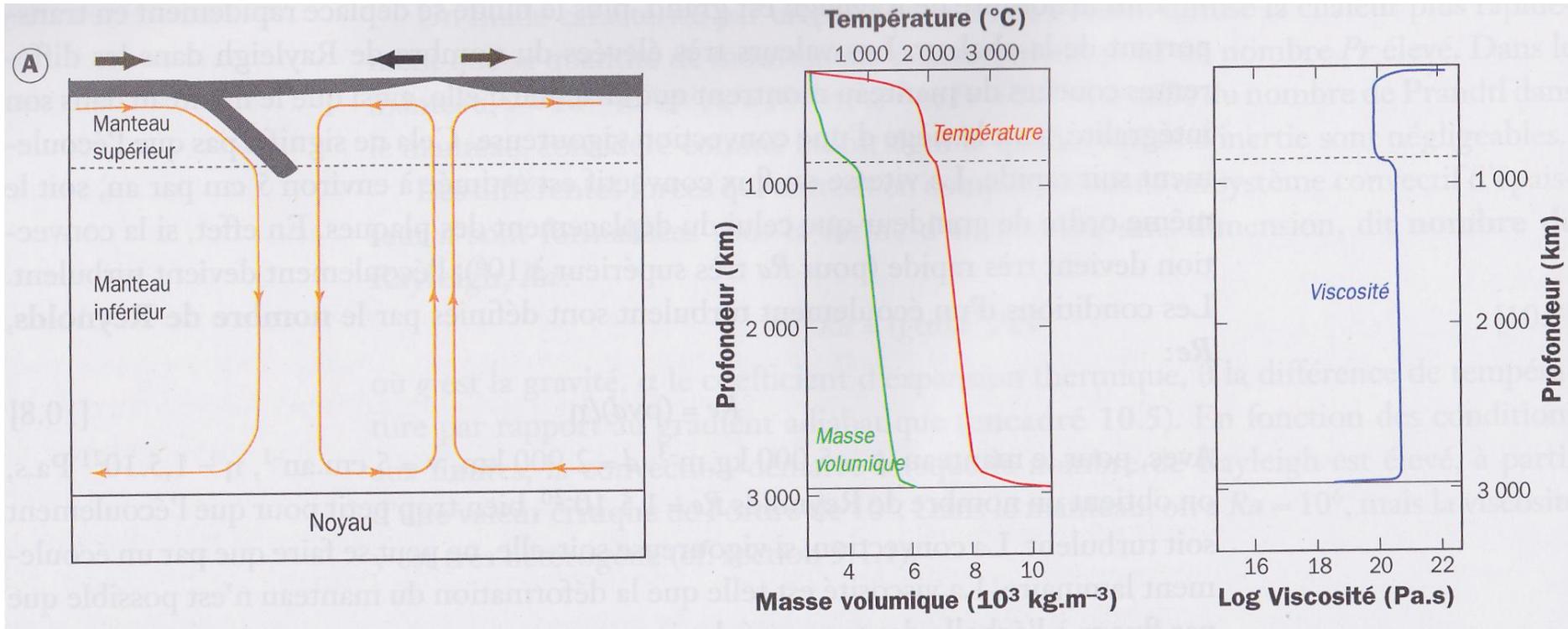


Des modèles que l'on peut proposer actuellement



Des modèles que l'on peut proposer actuellement

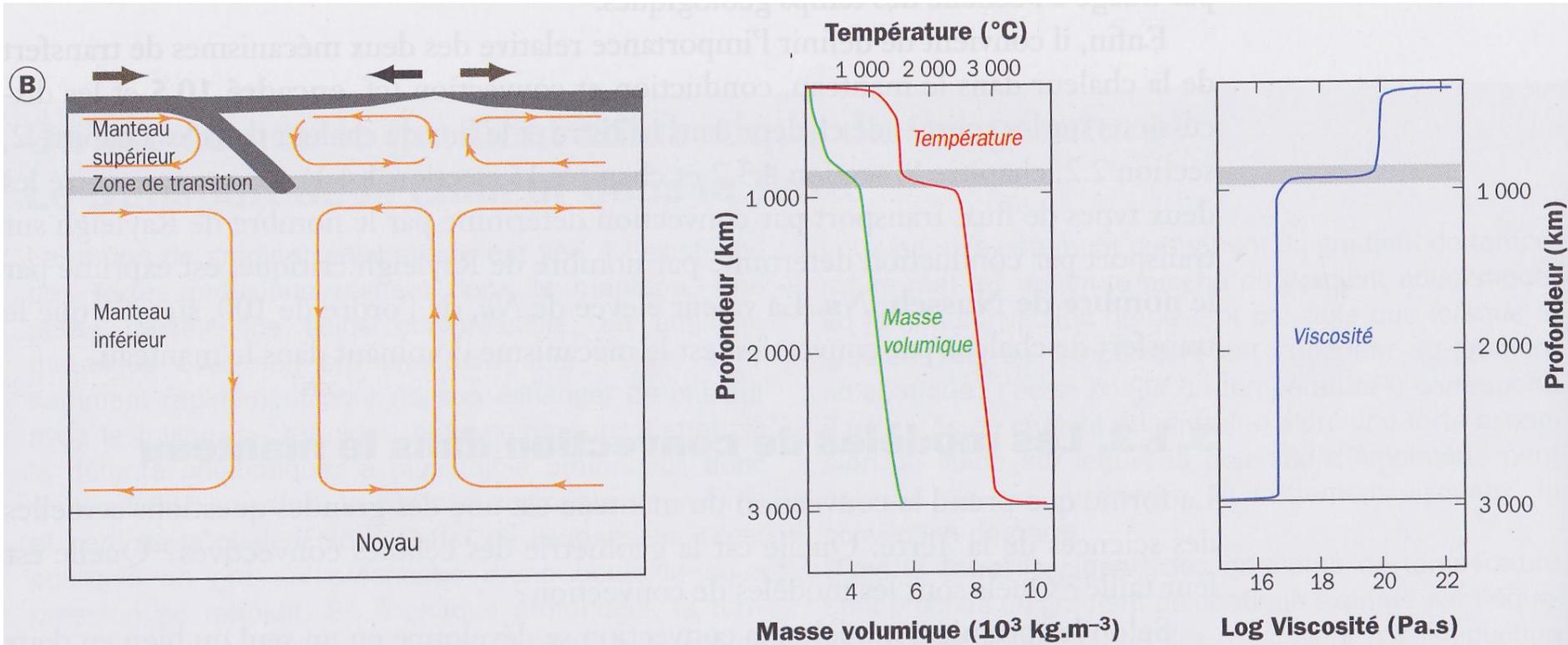
Modèle à une couche



D'après Peltier, 1989

Des modèles que l'on peut proposer actuellement

Modèle à 2 couches

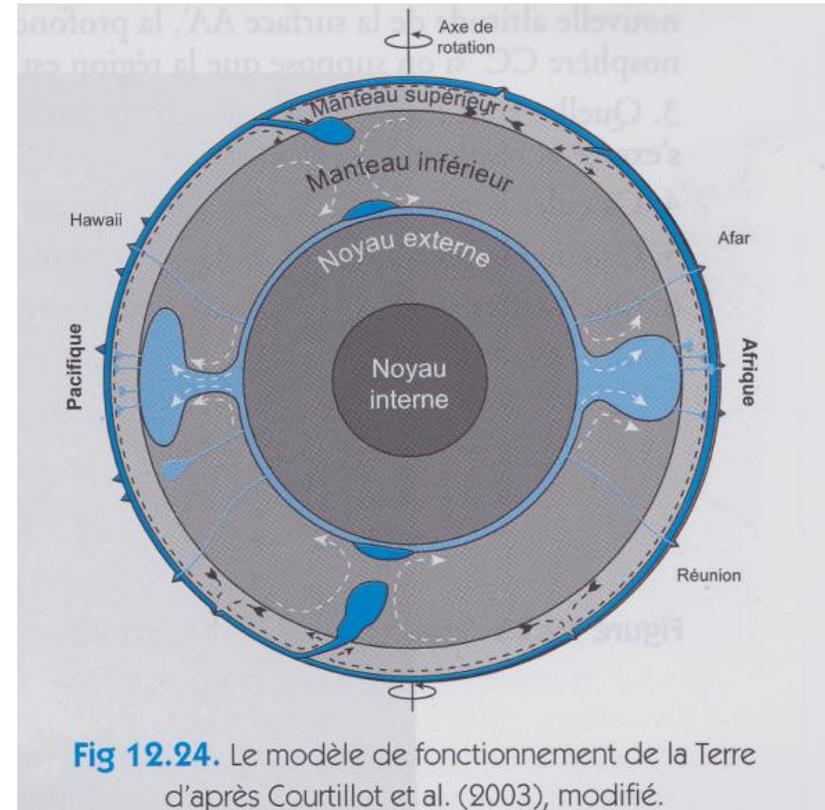
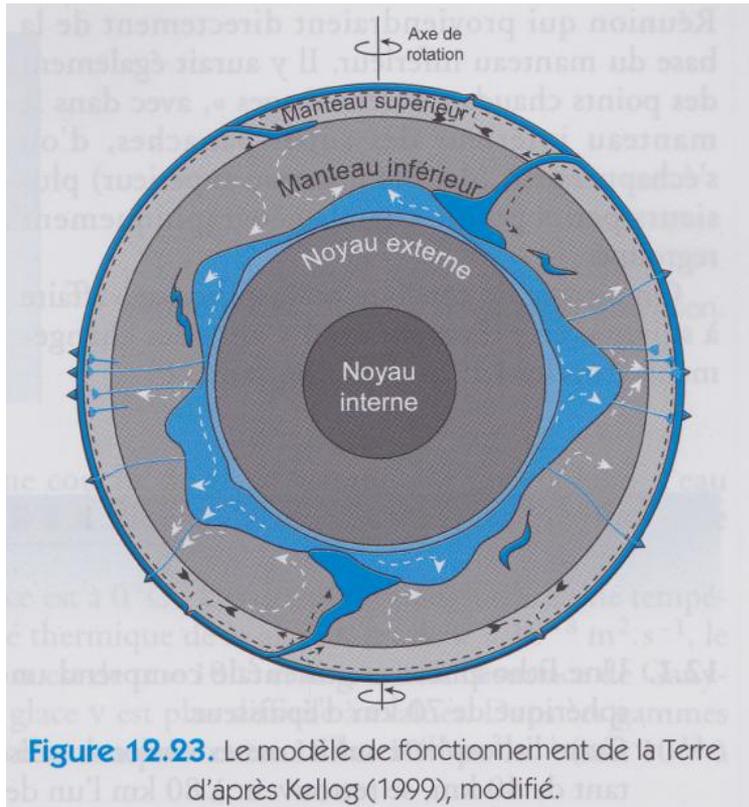


D'après Peltier, 1989

Des modèles que l'on peut proposer actuellement

Des incertitudes demeurent encore quant à la géométrie des mouvements convectifs, l'organisation des mouvements ascendants qui partent de la couche D''...

Signalons à titre indicatifs 2 modèles:



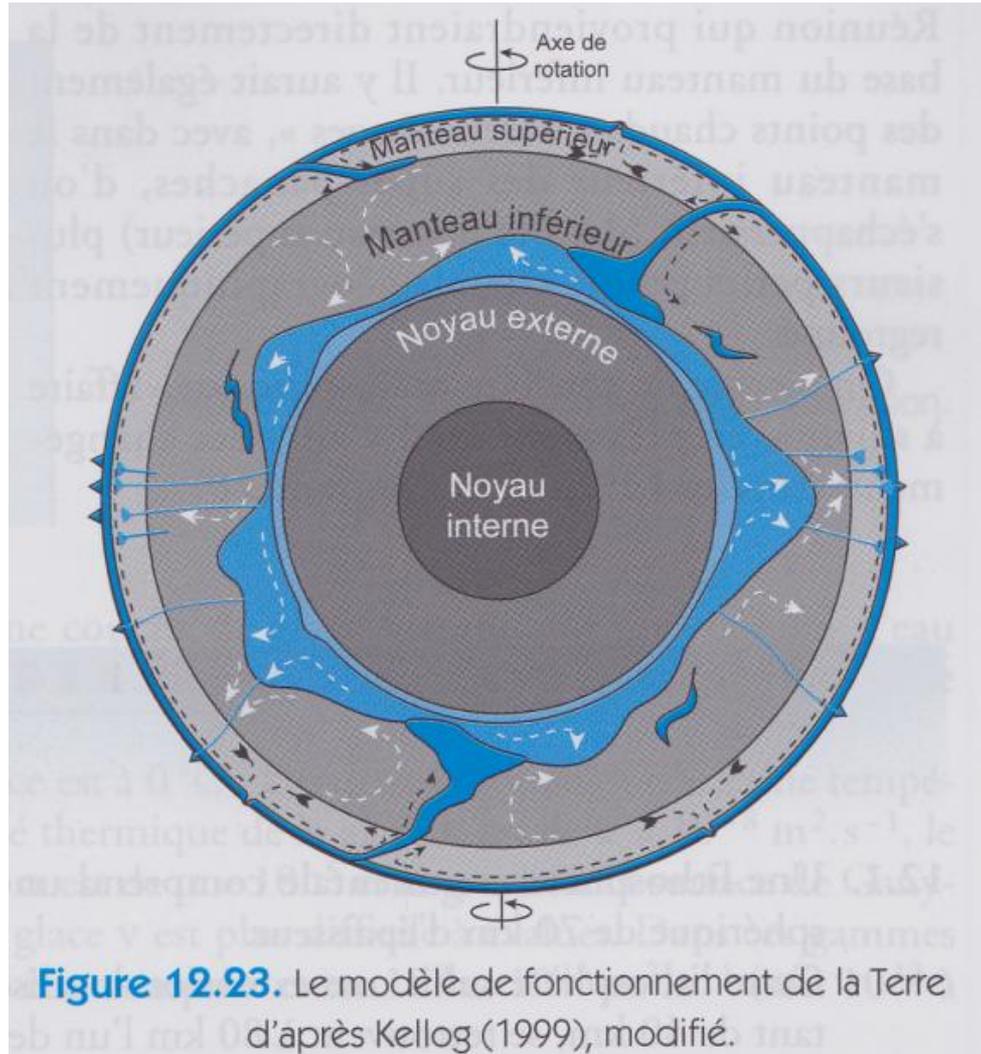
Points communs à ces 2 modèles:

- Séparation manteau inf / sup marquée par un changement de phase minéralogique
- Les descentes actives et profondes par subduction
- Le côté superficiel des dorsales qui ne s'enracinent jamais dans le manteau inférieur.

Des modèles que l'on peut proposer actuellement

Particularités du modèle 1

-Division du manteau inférieur en 2 couches, selon des arguments géochimiques

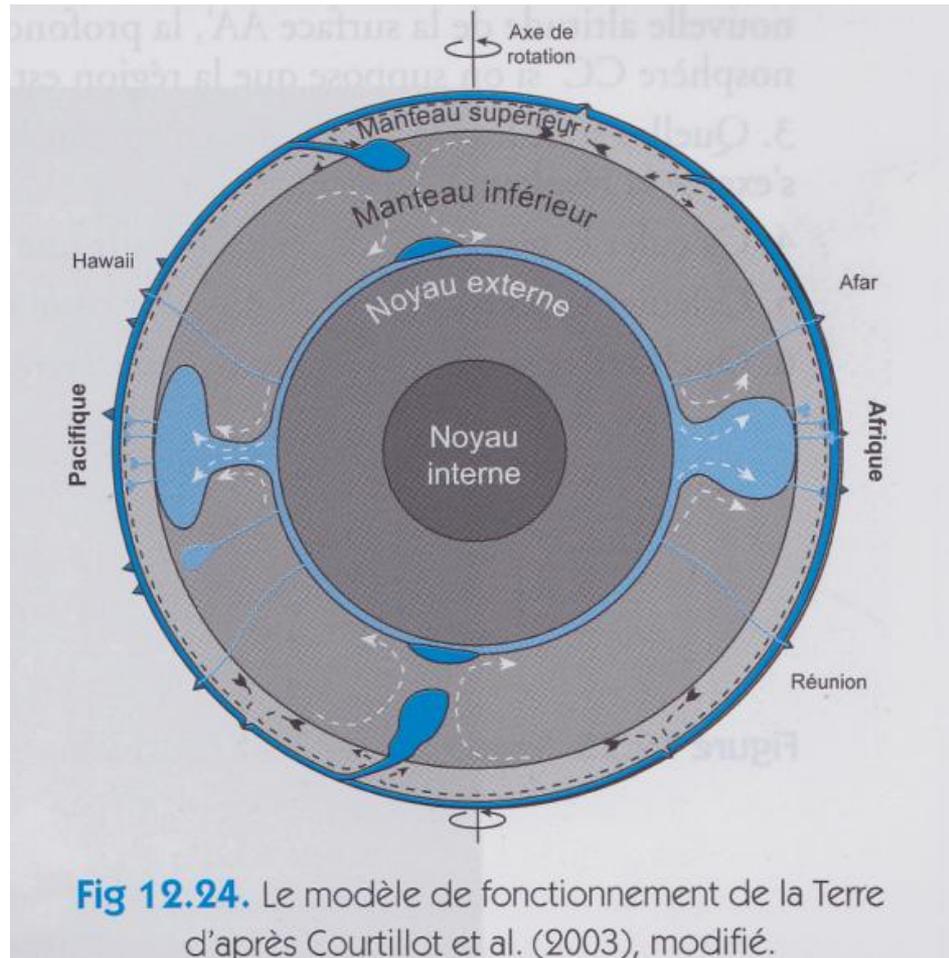


Des modèles que l'on peut proposer actuellement

Particularités du modèle 2

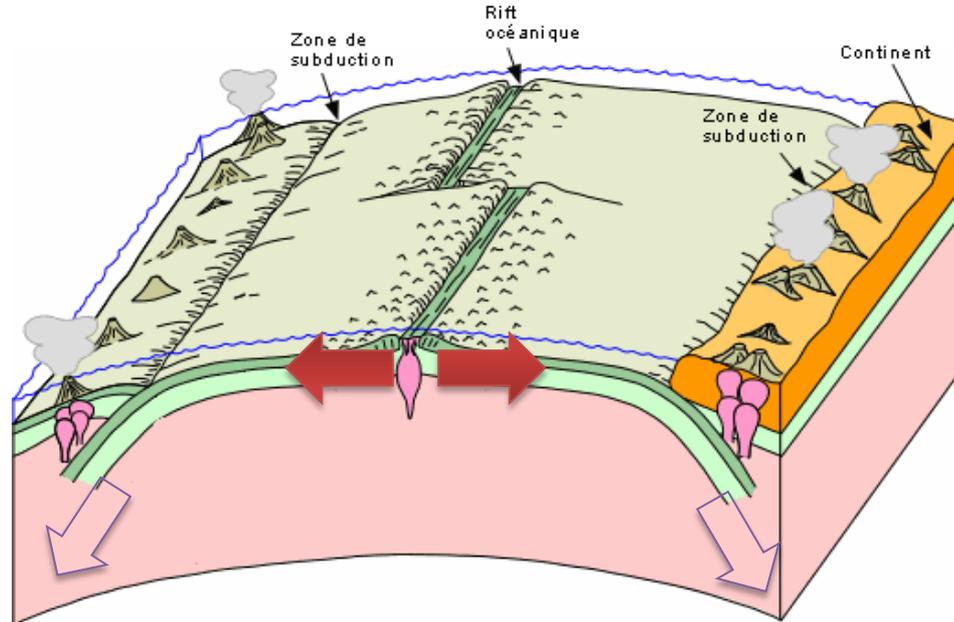
-2 types de points chauds:

- Points chauds classiques (Hawaï ou la Réunion) qui s'enracinent au niveau de la couche D''
- Points chauds à 2 étages (super panaches dans le manteau inférieur d'où partent plusieurs petits points chauds géographiquement regroupés)



En épilogue : Arguments en faveur d'un modèle avec subduction actives et dorsales passives

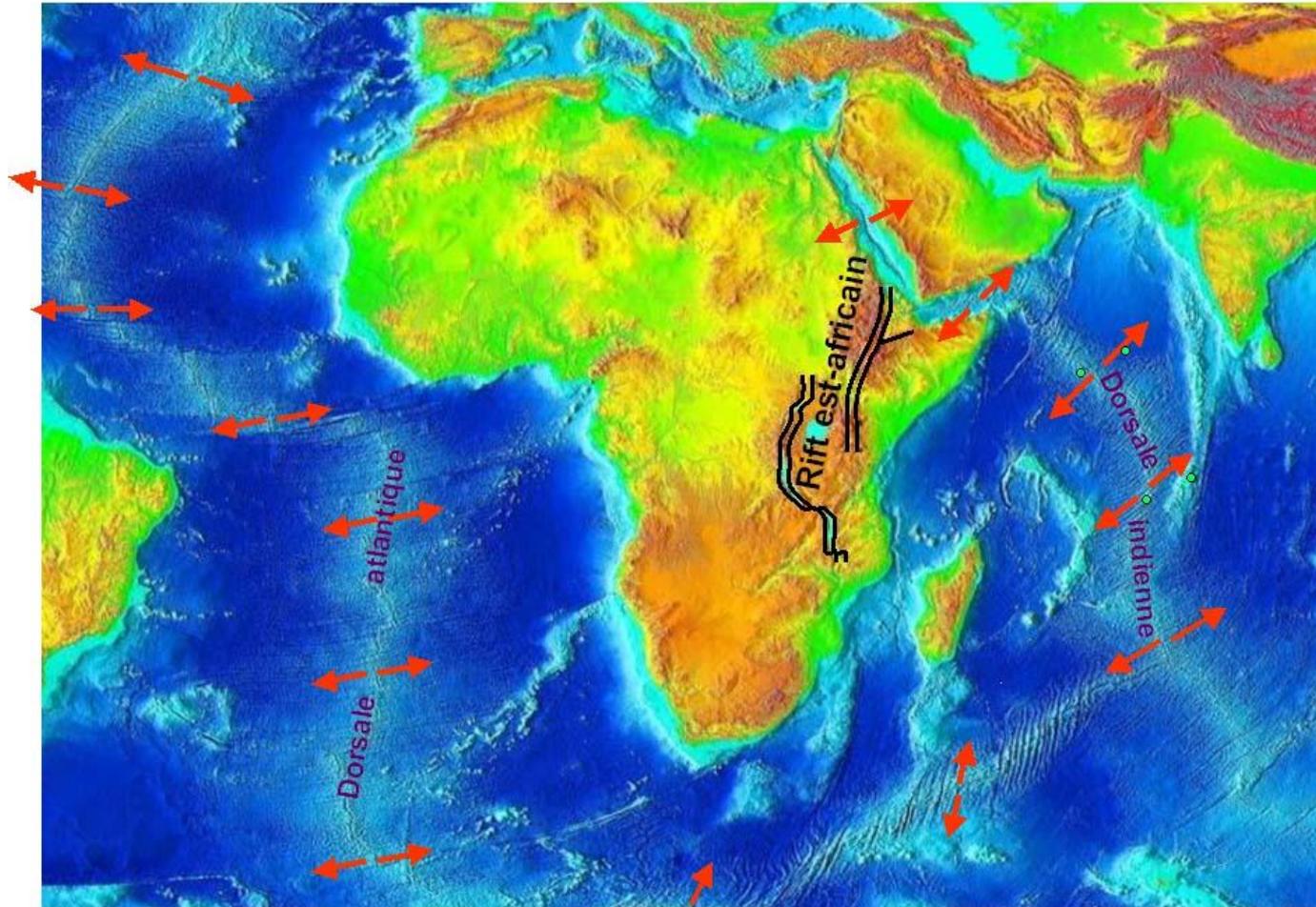
Pour déplacer horizontalement une plaque, on peut imaginer une **poussée** au niveau des dorsales ou une **traction** par enfoncement au niveau des zones de subduction



Les modèles convectifs proposés soulignent le rôle actif des subductions, alors que les dorsales seraient le siège de remontées localisées, initiées par le déplacement des plaques, simplement pour compenser leur écart relatif.

Quelles sont les données qui confirment cette interprétation ?

La plaque Africaine, bordée de dorsales

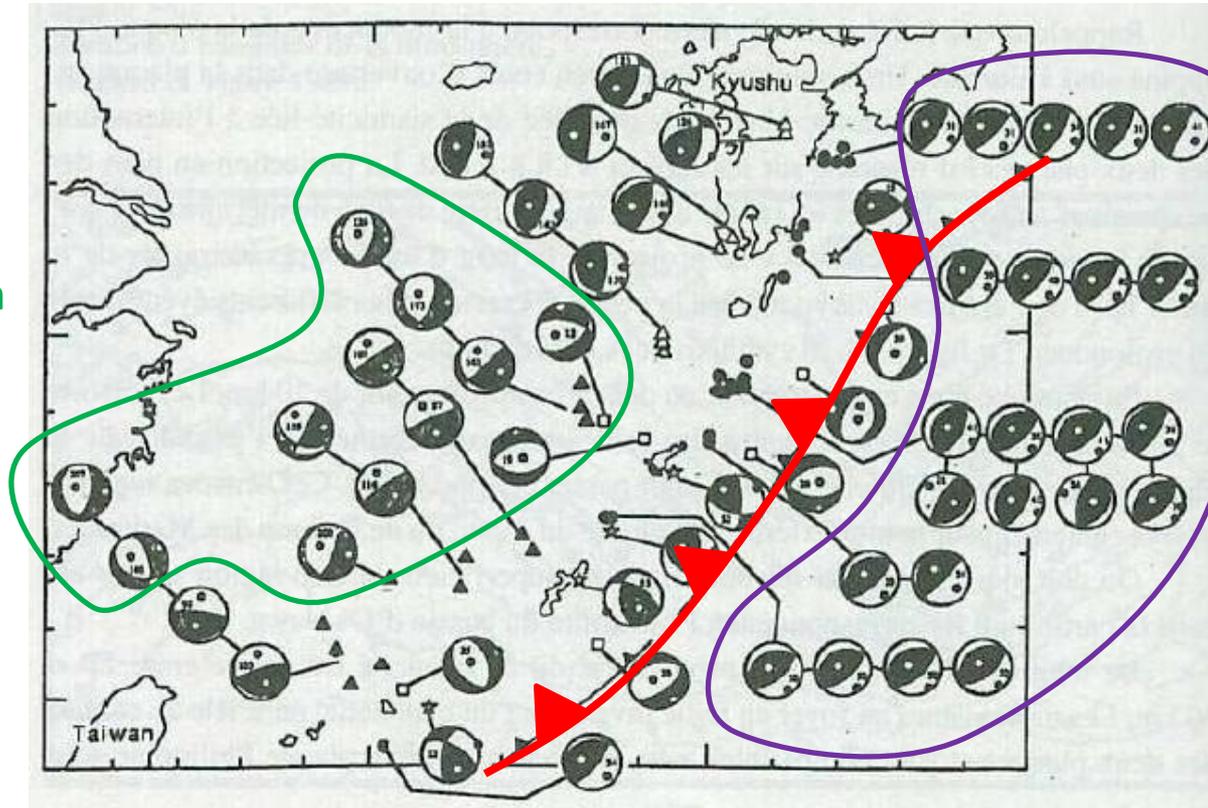


Il existe des plaques (presque) entièrement bordées de dorsales, comme la plaque africaine. Si les dorsales exerçaient une poussée, la plaque africaine serait soumise à une compression Est-Ouest. Or, le Grand Rift Africain (zone en extension) montre que ce n'est pas le cas

Mécanismes au foyer

Nord Ouest de la plaque Philippine

Foyers
sismiques en
extension



Foyers
sismiques en
compression

Les mécanismes au foyer profonds dans les zones de subduction, ceux qui se produisent dans la lithosphère plongeante en dessous de 100 km de profondeur, indiquent le plus souvent un mécanisme en extension. Si l'enfoncement au niveau de la subduction était dû à la poussée des dorsales, ces mécanismes seraient en compression.

Relation vitesse absolue des plaques / pourcentage de leur frontière qui subduit

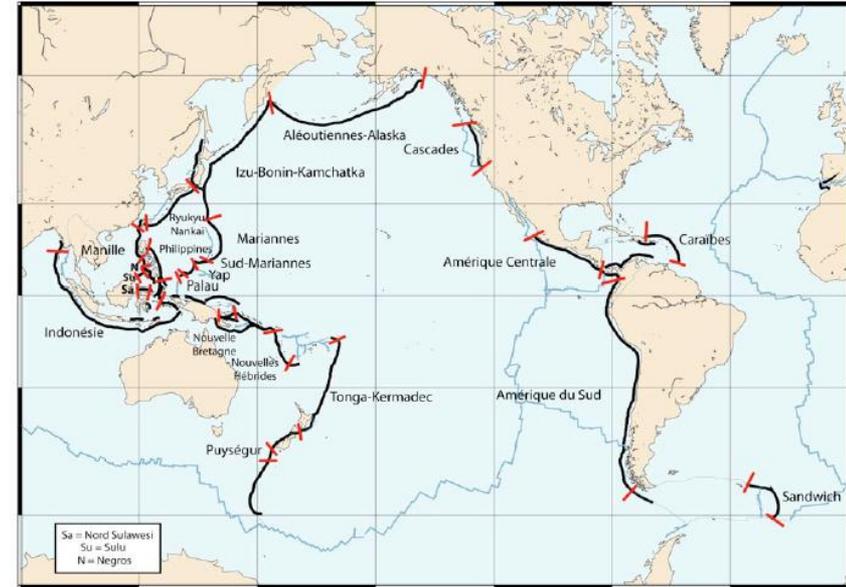
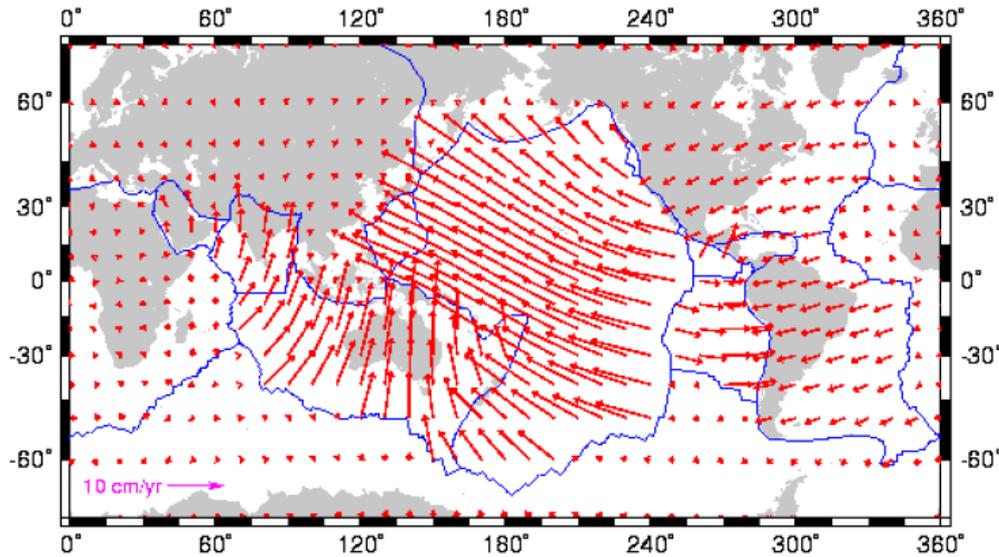


Figure II.14 : Les différentes zones de subduction océanique qui couvrent le globe. Les traits rouges délimitent les bordures de slab.

On établit une **corrélation** entre la **vitesse** des plaques (rapide ou lente) et **l'importance de leurs frontières en subduction** (celles qui ont plus de 20% de leur frontière en subduction et celles qui ne subduisent pas (ou qui ont moins de 5% de leur frontière en subduction)).

Relation vitesse absolue des plaques / pourcentage de leur frontière qui subduit

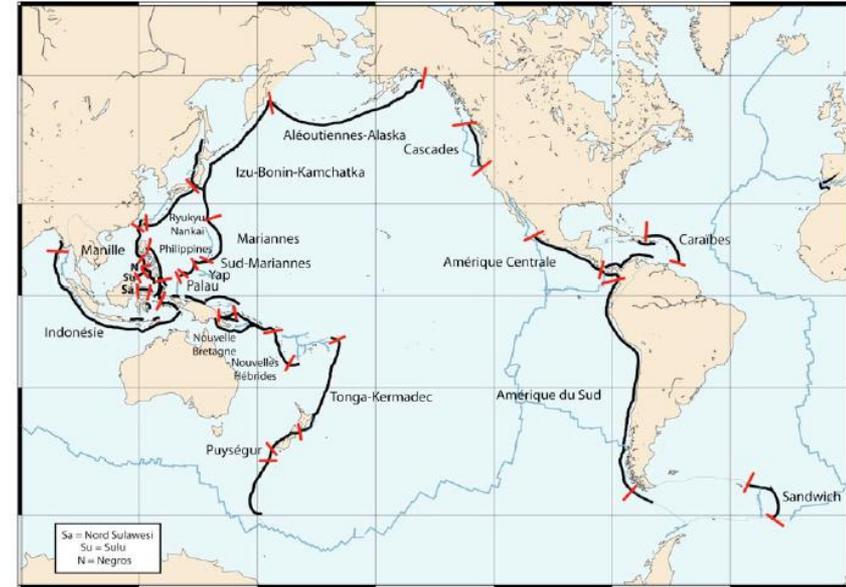
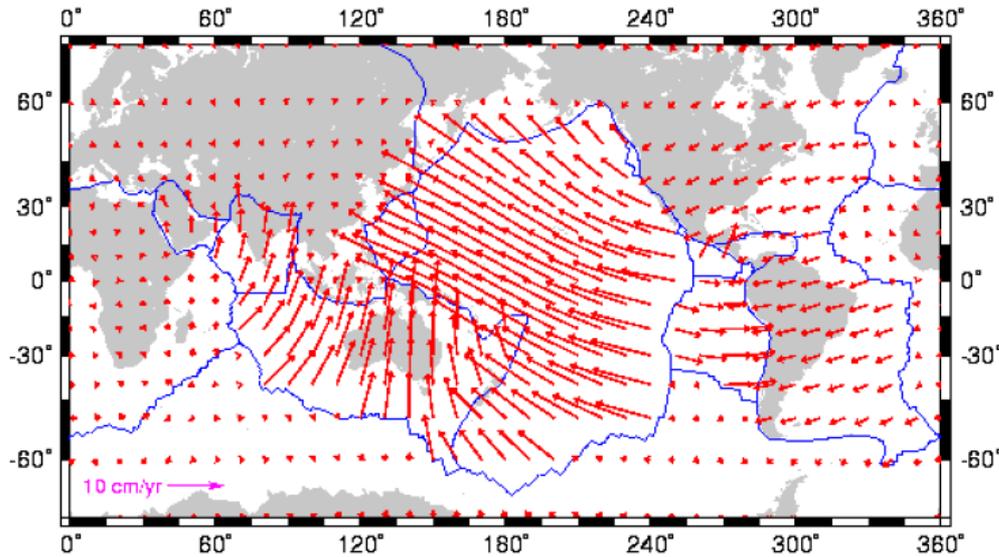


Figure II.14 : Les différentes zones de subduction océanique qui couvrent le globe. Les traits rouges délimitent les bordures de slab.

On établit une **corrélation** entre la **vitesse** des plaques (rapide ou lente) et **l'importance de leurs frontières en subduction** (celles qui ont plus de 20% de leur frontière en subduction et celles qui ne subduisent pas (ou qui ont moins de 5% de leur frontière en subduction))

→ Le classement montre que ce sont les **plaques rapides** qui présentent un **pourcentage élevé de frontières en subduction**. A l'inverse, les **plaques lentes** ne subduisent peu ou pas.

Relation vitesse absolue des plaques / pourcentage de leur frontière qui subduit

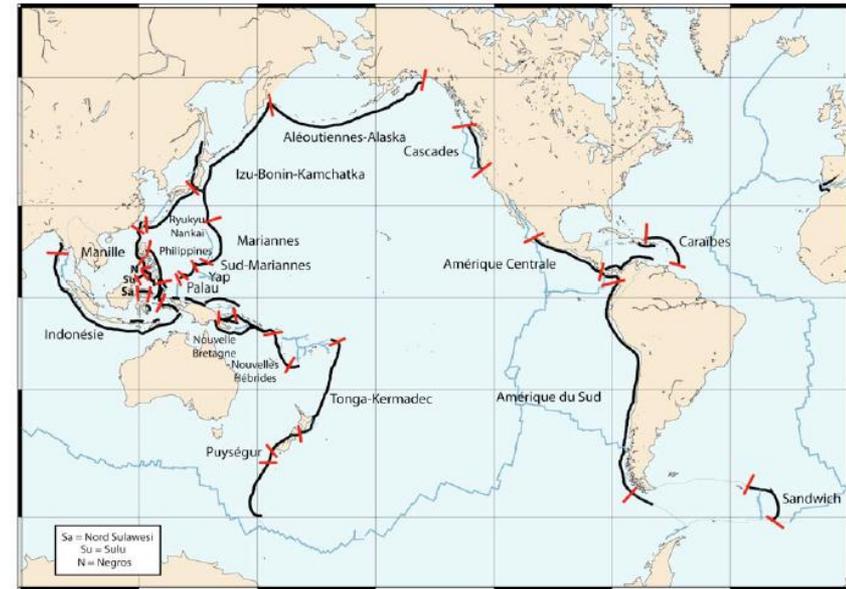
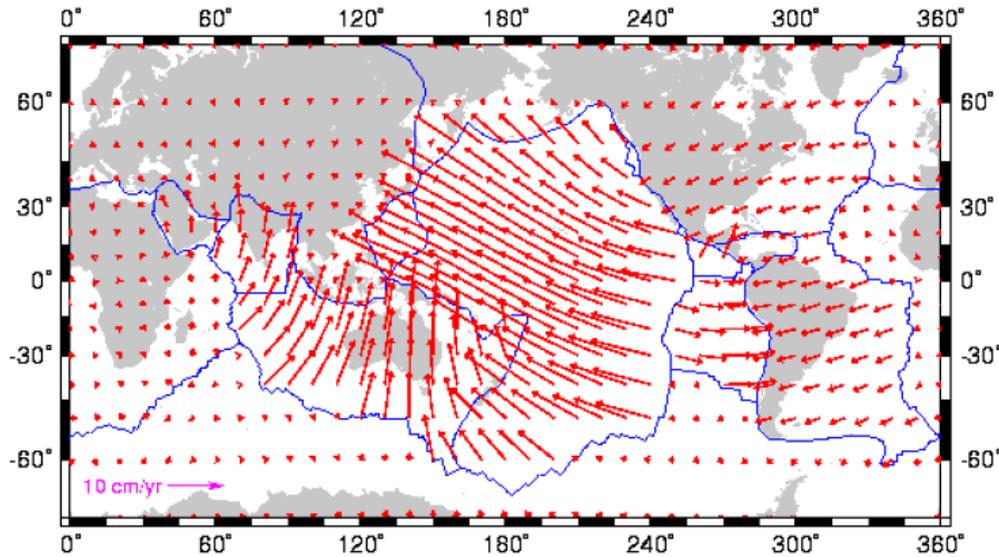


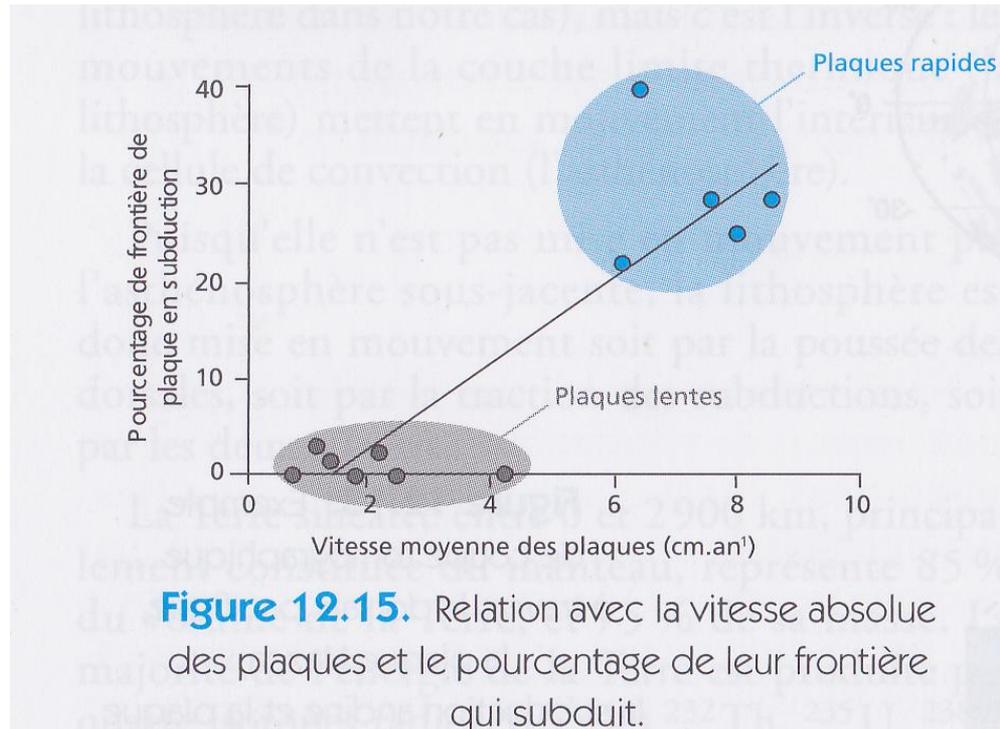
Figure II.14 : Les différentes zones de subduction océanique qui couvrent le globe. Les traits rouges délimitent les bordures de slab.

On établit une **corrélation** entre la **vitesse** des plaques (rapide ou lente) et **l'importance de leurs frontières en subduction** (celles qui ont plus de 20% de leur frontière en subduction et celles qui ne subduisent pas (ou qui ont moins de 5% de leur frontière en subduction))

→ Le classement montre que ce sont les **plaques rapides** qui présentent un **pourcentage élevé de frontières en subduction**. A l'inverse, les **plaques lentes** ne **subduisent peu ou pas**.

Cette observation souligne bien l'importance de la **subduction** comme **moteur** du déplacement des plaques.

Relation vitesse absolue des plaques / pourcentage de leur frontière qui subduit



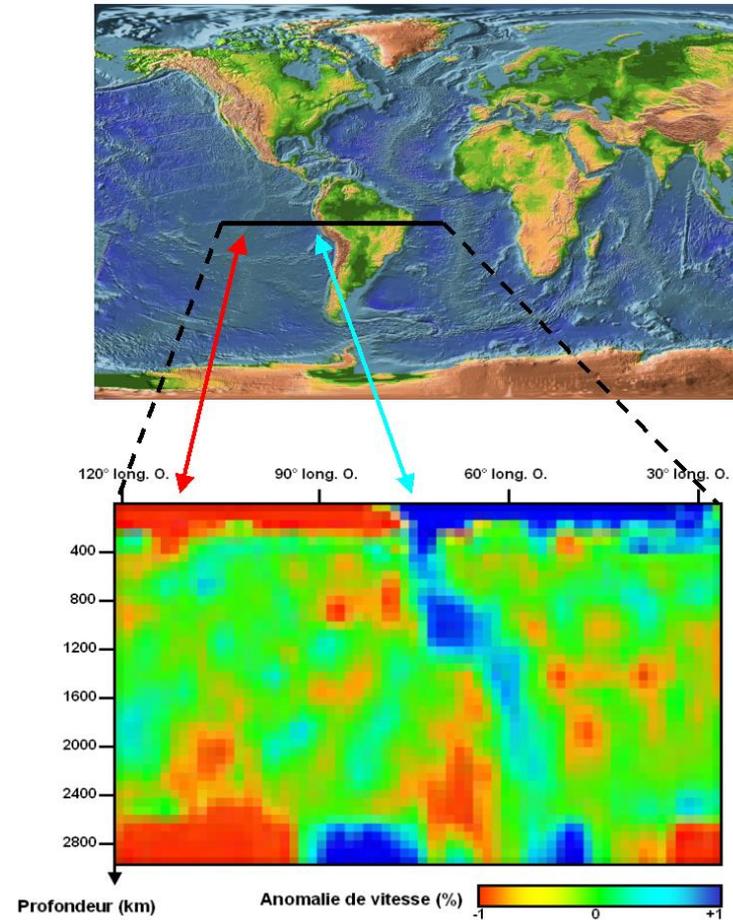
On établit une **corrélation** entre la **vitesse** des plaques (rapide ou lente) et **l'importance de leurs frontières en subduction** (celles qui ont plus de 20% de leur frontière en subduction et celles qui ne subduisent pas (ou qui ont moins de 5% de leur frontière en subduction))

→ Le classement montre que ce sont les **plaques rapides** qui présentent un **pourcentage élevé de frontières en subduction**. A l'inverse, les **plaques lentes** ne **subduisent peu ou pas**. Cette observation souligne bien l'importance de la **subduction** comme **moteur** du déplacement des plaques.

Anomalies thermiques

La **tomographie sismique** montre au niveau des zones de subduction un plongement de matière froide quasiment jusqu'à l'**interface noyau manteau**, alors que sous les dorsales, l'anomalie thermique est superficielle.

→ Cela confirme que c'est le plongement de la lithosphère froide qui constitue le moteur essentiel des mouvements convectifs qui vont animer les plaques.



FIN