

Chapitre 20

Bilan thermique et conséquences

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Un flux géothermique inégalement réparti
- 2 Diverses sources de chaleur interne à la Terre
- 3 Les modes de transfert de chaleur au sein du globe
- 4 Convection mantellique et mouvements des plaques

ZOOM

- 1 Détermination du flux géothermique
- 2 Le nombre de Rayleigh
- 3 Le principe de la tomographie sismique

INTRODUCTION

La Terre est une planète stratifiée dont les enveloppes sont principalement solides. La température y croît avec la profondeur, signe d'une énergie interne que la Terre dissipe. Les transferts de chaleur au sein de la planète et à sa surface sont les moteurs de la tectonique des plaques lithosphériques, c'est-à-dire de la dynamique de surface.

- ➔ Quelle est l'origine de l'énergie dissipée par la Terre ?
- ➔ De quelle façon se font les transferts de chaleur au sein du globe ?
- ➔ Quelles en sont les conséquences en matière de mouvements au sein et aux limites du manteau ? Comment relier ces transferts aux mouvements lithosphériques ?

1

Un flux géothermique inégalement réparti

Le **flux géothermique** (donné en $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$) est défini comme le **flux de chaleur** à la surface du globe. Celui-ci résulte d'une augmentation de la température avec la profondeur. Le transfert de chaleur se fait par conduction au sein des matériaux lithosphériques. La valeur du flux thermique peut être déterminée par utilisation de la loi de Fourier.

La valeur moyenne du flux géothermique est de **70 à 80 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$** , correspondant pour toute la surface terrestre à une puissance thermique globale d'environ 44 TW (terawatt) = $44\cdot 10^{12}$ W (voir § 2). Les valeurs mesurées peuvent présenter des variations importantes, dépassant $250 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ dans certaines régions. Le flux moyen est plus élevé en domaine océanique (de l'ordre de $80 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) qu'en domaine continental (de l'ordre de $60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$).

La valeur de ce flux est variable selon la localisation sur le globe (figure 20.1) :

- en domaine océanique, le flux est maximal à l'axe des **dorsales** (jusqu'à $350 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$). Inversement, il est minimal dans les **zones de subduction** ;

ZOOM 1

Détermination du flux géothermique

- en domaine continental, le flux est élevé dans les régions **volcaniques** (intraplaques ou au niveau des arcs de subduction) et de **rifting** actuel ou récent, et faible au niveau des **boucliers** (lithosphère froide).

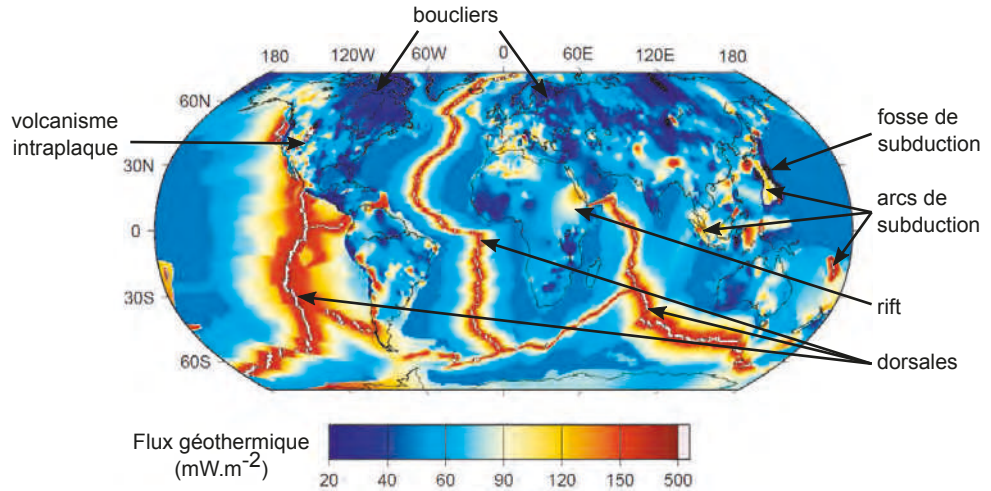


Figure 20.1 Valeurs du flux géothermique sur le globe.

(d'après Jaupart et Mareschal, Cambridge University Press - 2010).

Voir chapitre 22

L'intensité du flux géothermique est ainsi étroitement liée au **volcanisme** ainsi qu'aux **déplacements** des plaques lithosphériques. En particulier, les flux les plus élevés, correspondant à une intense dissipation d'énergie thermique, s'observent dans les zones de **divergence** ; les flux les plus faibles se localisent dans les zones de plongée des plaques.

2 Diverses sources de chaleur interne à la Terre

Le total de **44 TW** dissipé par la Terre provient à la fois du refroidissement de la planète et d'une production interne de chaleur.

2.1 Le refroidissement

La Terre s'est formée il y a 4,55 Ga par **accrétion** de particules solides présentes dans le système solaire. La collision entre ces particules, chacune présentant une énergie cinétique, a été associée à l'accumulation d'une grande quantité d'énergie, à laquelle s'est ajoutée l'énergie produite par désintégration des éléments radioactifs de courte période (^{26}Al , ^{60}Fe) : la Terre primitive était ainsi bien plus chaude que la Terre actuelle. L'évacuation de cette **énergie d'accrétion initiale** provoque son refroidissement progressif. La puissance actuelle associée est estimée aux alentours de 16 TW.

2.2 La désintégration d'éléments radioactifs

Les enveloppes internes de la Terre contiennent des **éléments radioactifs à longue période**, dont la désintégration libère de la chaleur :

- l'isotope 232 du Thorium (^{232}Th), de période 14 Ga ;
- les isotopes 235 et 238 de l'Uranium (^{235}U et ^{238}U), de périodes 0,70 et 4,5 Ga ;
- l'isotope 40 du Potassium (^{40}K), de période 1,3 Ga.

L'abondance connue de ces isotopes dans les différentes enveloppes permet de dresser un bilan de la production de chaleur interne : celle-ci est estimée aux alentours de 26 TW. La **croûte continentale**, riche en ces éléments mais de faible volume, en produirait entre le quart et le tiers. Le reste est produit par le manteau, au sein duquel ces éléments sont peu concentrés mais qui représente 84 % du volume terrestre. La croûte océanique, de faible volume, et le noyau, pauvre en ces éléments, ne sont pas comptabilisés.

2.3 La cristallisation du noyau externe

Le noyau externe liquide cristallise lentement du fait du refroidissement de la Terre. Ce processus libère 2 TW sous forme de chaleur latente de cristallisation.

3 Les modes de transfert de chaleur au sein du globe

3.1 Différents modes de transfert thermique

Les **transferts thermiques** (ou flux de chaleur) au sein d'un corps ont lieu selon trois modalités possibles (figure 20.2) :

- par **conduction** (voir § 1) : il y a transfert d'agitation thermique sans mouvement apparent de matière. Le flux de chaleur est régi par la loi de Fourier : il dépend du gradient de température ainsi que de la conductivité thermique du matériau ;
- par **convection** : il y a mouvement macroscopique de matière sous l'effet du poids et de la poussée d'Archimède. Les matériaux chauds situés en profondeur, moins denses que ceux qui les recouvrent, sont soumis à un mouvement ascendant, tandis que les matériaux froids situés en surface s'enfoncent. Ces mouvements peuvent s'organiser en **cellules de convection** ;
- par **rayonnement** : un corps chaud émet un rayonnement dont la longueur d'onde et l'intensité dépendent de sa température.

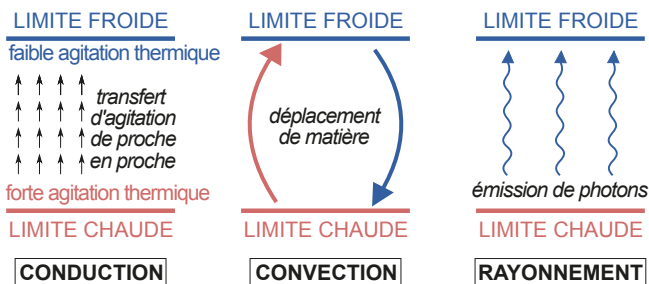


Figure 20.2 Les différents modes de transfert de chaleur.

La conduction et la convection sont les seuls modes de transfert thermique applicables aux enveloppes internes de la Terre, dont les matériaux sont opaques au rayonnement. L'utilisation du **nombre de Rayleigh**, rapport entre l'effet des forces favorisant le déplacement vertical des matériaux et celui limitant le mouvement, permet de déterminer la capacité des différentes enveloppes terrestres à être animées de mouvements de convection :

- avec un nombre **supérieur à 2 000**, le manteau supérieur asthénosphérique, le manteau inférieur, ainsi que le noyau externe sont capables de convection ;
- en revanche, seule la conduction est possible dans la lithosphère et la graine.



Voir chapitre 19,
figure 19.7

3.2 Lien avec le géotherme terrestre

Le caractère conductif ou convectif du mode de transfert thermique conduit à des **gradients géothermiques** très différents :

- le **gradient conductif** est élevé si les matériaux sont de mauvais conducteurs thermiques (cas de la croûte : de 10 à 30°/km). Dans la graine, ce gradient est faible, les métaux (fer, nickel) ayant une conductivité thermique élevée ;
- le **gradient convectif**, dit **adiabatique**, est bien plus faible, du fait que les matériaux en mouvement se déplacent en échangeant très peu d'énergie avec leur environnement (cas du manteau asthénosphérique ou du manteau inférieur : de 0,3 à 0,5°/km). Le gradient adiabatique correspond aux variations de température dans un système convectif au sein duquel les roches subissent un mouvement vertical sans perte ou gain de chaleur. Leur température varie légèrement du fait des changements de pression.

À la transition entre manteau supérieur et manteau inférieur, l'importante différence de densité et de viscosité entre les deux enveloppes limite les transferts par convection : cette zone est une **couche limite conductrice** : le gradient thermique y est très élevé. Pour les mêmes raisons, le gradient est conductif à la limite entre le manteau inférieur et le noyau.

4

Convection mantellique et mouvement des plaques

4.1 Identification des cellules de convection mantellique

a) L'utilisation de modèles de convection

Pour déterminer les modalités de la convection mantellique à partir des données existantes, les géophysiciens ont recours à plusieurs types de modèles :

- les **modèles numériques** sont basés sur les équations physiques exprimant les transferts de chaleur et le mouvement des matériaux au sein et entre enveloppes.
- les **modèles analogiques** sont des reproductions à petite échelle du système étudié (ici le manteau), censées se comporter de façon similaire au manteau. Par exemple, du sirop de glucose chauffé par sa limite inférieure peut représenter le manteau asthénosphérique, tandis que la lithosphère rigide peut être modélisée par une plaque de silicone refroidie par le dessus.

L'analyse du comportement du modèle utilisé permet de mieux comprendre la façon dont convecte le manteau terrestre.

b) Le recours aux données de tomographie sismique

La **tomographie sismique** permet de repérer des zones du manteau où la vitesse des ondes sismiques est différente de celle prévue par le modèle PREM, ces différences définissant des anomalies de vitesse de propagation. Ces variations de vitesse sont communément interprétées comme dues à des **variations locales de température** : les zones « lentes » sont vues comme des zones « chaudes », de température supérieure à celle prédite par le géotherme moyen ; inversement, les zones « rapides » correspondraient aux zones « froides ».

La géométrie des zones chaudes et froides dans le manteau est alors confrontée aux modèles analogiques et numériques de convection mantellique et rattachée aux branches verticales des cellules de convection (figure zoom 3) :

- au niveau des **zones de subduction**, la lithosphère océanique froide et dense **s'enfonce** dans le manteau jusqu'à des profondeurs variables pouvant atteindre 2 900 km (couche D'').
- les **zones de dorsales** sont situées à l'aplomb de branches **ascendantes** d'origine superficielle, limitées aux 200 premiers kilomètres du manteau asthénosphérique.

ZOOM 3

Le principe de la tomographie sismique

Voir chapitre 22,
figure 22.1

- les **points chauds** sont associés à des mouvements **ascendants** de matière qui apparaissent issus soit du manteau inférieur (cas du point chaud d'Hawaï) soit du manteau supérieur (cas de l'Islande).
- les **zones de rifting** sont associées à des mouvements ascendants dont l'origine apparaît variable se situant soit dans le manteau supérieur (exemple des rifts péri-alpins), soit dans le manteau inférieur (exemple du rift Est-Africain).

c) Bilan : les modalités de la convection mantellique

Le manteau est ainsi une enveloppe :

- **chauffée par le bas** - à la limite manteau/noyau - et surtout **chauffée en interne**, de façon diffuse, du fait de la radioactivité des éléments à longue période (voir § 2.2).
- **refroidie par sa surface**. La lithosphère, rigide, correspond alors à la mince couche située en surface, refroidie au contact de l'atmosphère et de l'océan par conduction et au sein de laquelle le gradient thermique est très élevé. Elle constitue une **couche limite thermique conductrice**.

Voir TP18

Le refroidissement progressif de la lithosphère provoque son épaissement et sa **densification**. Devenue plus dense que le manteau asthénosphérique sous-jacent, elle plonge au niveau des zones de subduction, qui constituent les **branches descendantes** des cellules de convection. La densification de la lithosphère en subduction est encore accentuée par les transformations métamorphiques dues à l'augmentation de la pression, ce qui entretient la plongée. Ces plaques en subduction peuvent sédimenter à la limite entre manteau supérieur et inférieur du fait de l'importante différence de viscosité et de densité entre ces enveloppes, ou s'enfoncer par morceaux dans le manteau inférieur. Parallèlement, la présence de couches limites thermiques au sein et à la base du manteau est à l'origine de l'ascension de matériel chaud moins dense sous forme de **panaches** : ces derniers sont à l'origine de **branches ascendantes** qui marquent l'aplomb des points chauds ou de certains rifts. D'autres branches ascendantes situées sous les dorsales et sous d'autres rifts, apparaissent d'origine plus superficielle et peuvent être considérées comme des **conséquences** de la mise en mouvement du reste du manteau (**figure de synthèse**).

La subduction de la lithosphère froide dans un manteau chaud initie des mouvements de convection qui peuvent n'impliquer que le manteau supérieur asthénosphérique ou être couplés à des mouvements dans le manteau inférieur. Ce modèle de convection est dit de **convection pénétrative** (**figure de synthèse**). Selon les régions, les manteaux inférieur et supérieur convectent en cellules séparées par la couche limite thermique (modèle dit « à deux étages ») ou en cellules globales (modèle dit « à un étage »).

Ces mouvements convectifs sont des mouvements lents (de l'ordre de quelques cm/an) et de grande ampleur : le brassage est ainsi limité et le manteau n'est pas une enveloppe homogène.

4.2 Lien entre dynamique interne et mouvements des plaques

Les mouvements horizontaux des plaques lithosphériques sont la traduction superficielle de la dynamique du manteau. La vitesse de ces mouvements est en partie corrélée à l'étendue des frontières en subduction des plaques, celles-ci étant principalement tractées du fait de leur plongée. Le déplacement des plaques a des conséquences :

- **aux frontières** entre plaques adjacentes, qui sont des zones de divergence, de convergence ou de coulissage ;
- **au sein même des plaques** : par exemple, la divergence au sein d'une lithosphère continentale aboutit à un **rifting**, c'est-à-dire un amincissement local ; un étirement extrême peut aboutir à la fragmentation de la plaque initiale et à la formation de plancher océanique avec la mise en place d'une dorsale. Les **marges passives** sont ainsi les zones de transition entre les parties continentale et océanique de chaque nouvelle plaque, vestiges de l'étape de rifting.

La dissipation de l'énergie interne à la planète est ainsi le moteur du déplacement des plaques lithosphériques : la Terre est une **machine thermique**.

ZOOM 3

Le principe de la tomographie sismique

Voir chapitre 22

ZOOM 1

Détermination du flux géothermique

Pour des transferts thermiques réalisés par conduction, la loi de Fourier donne la valeur et le sens du flux de chaleur $q(z)$ à la profondeur z :

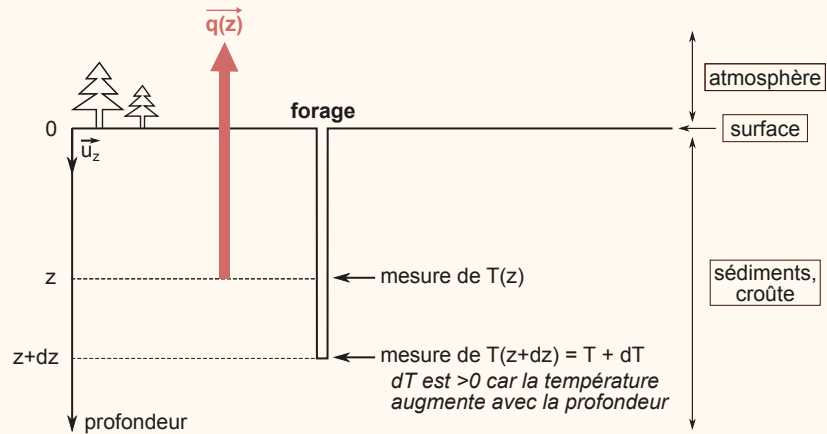
$$\overrightarrow{q(z)} = -k \frac{dT}{dz} \overrightarrow{u_z}$$

Le flux $q(z)$ est donné en $W \cdot m^{-2}$.

k est la conductivité thermique des roches de la lithosphère, en $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$.

dT/dz est le gradient géothermique (en $^{\circ}/km$), c'est-à-dire la variation de température avec la profondeur. Il peut être déterminé au niveau de mines ou de forages en domaine continental et par mesures dans les sédiments en domaine océanique.

Pour déterminer $q_0 = q(z=0)$, on effectue les mesures à proximité de la surface (z petit).



Mesure du gradient géothermique et détermination du flux de chaleur.

ZOOM 2

Le nombre de Rayleigh

Le nombre de Rayleigh est un nombre sans dimension calculé pour une enveloppe soumise à un gradient de température, donc à des flux thermiques. Il donne pour cette enveloppe le **rapport entre les facteurs favorables et les facteurs défavorables au déplacement des matériaux en son sein** et permet ainsi de déterminer si la convection est possible.

Au sein d'une enveloppe, les matériaux potentiellement en mouvement sont soumis à diverses forces : **poids, poussée d'Archimède, résistance** des matériaux environnants. Un volume de roche soumis à une anomalie thermique (froide ou chaude) par rapport à son environnement subira ainsi un déplacement vertical selon l'importance relative de ces forces et selon la **persistance dans le temps** de l'anomalie. Le nombre de Rayleigh qualifie ainsi un rapport entre le temps mis par les matériaux pour se refroidir, qui dépend de la diffusion thermique et le temps nécessaire pour leur mise en mouvement, qui dépend des autres forces.

$$Ra = \frac{\alpha \cdot \Delta T \cdot g \cdot L_c^3}{\kappa \cdot \nu}$$

Facteurs favorables à la convection (unité : $\text{m}^4.\text{s}^{-2}$)

- α est le coefficient de dilatation thermique (K^{-1}).
- ΔT est la différence de température entre les limites du système (K).
→ $\alpha.\Delta T$ représente la variation de volume dû à l'anomalie thermique, qui favorise le mouvement vertical.
- g est l'accélération de la pesanteur ($\text{m}.\text{s}^{-2}$) : elle intervient dans le poids et la poussée d'Archimède, motrice de la convection.
- L_c est l'épaisseur de la couche considérée (m) : la convection est favorisée dans un système de grande taille.

Facteurs défavorables à la convection (unité : $\text{m}^4.\text{s}^{-2}$)

- κ est la diffusivité thermique du milieu ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) : elle représente la capacité à transmettre l'énergie associée à l'anomalie thermique, et donc mesure l'atténuation de cette dernière par refroidissement par diffusion.
- ν est la viscosité cinématique ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) : elle correspond à la résistance à l'écoulement du matériau, donc au frottement avec l'environnement.

L'observation des systèmes capables de convecter aboutit au résultat suivant : la convection est possible si le nombre de Rayleigh est supérieur à environ 2 000.

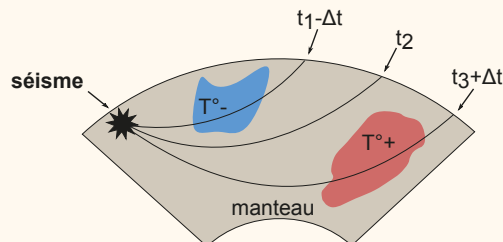
Application au manteau terrestre :

- manteau lithosphérique (associé à la croûte) : le nombre de Rayleigh est inférieur à 10^3 . Cette couche est rigide, incapable de convecter.
- manteau asthénosphérique et manteau inférieur : pour un écart de température entre la base et le sommet de cette partie du manteau de $2\,500^\circ$ environ, le nombre de Rayleigh est de 10^6 à 10^8 . La convection y est donc possible.

Parmi les autres enveloppes terrestres, l'atmosphère, l'hydrosphère, et le noyau externe, constitués de matériaux gazeux ou liquides, sont également capables de convection.

ZOOM 3**Le principe de la tomographie sismique et les résultats associés****Calcul d'une anomalie de vitesse**

La tomographie sismique est une technique d'étude des hétérogénéités latérales du manteau terrestre, basée sur l'analyse des vitesses de propagation des ondes sismiques P et S émises lors de séismes naturels. La mesure des temps d'arrivée de ces ondes aux stations sismiques permet de calculer une anomalie de vitesse Δv , donnée en pourcents, définie comme l'écart entre la vitesse réelle de l'onde considérée et sa vitesse établie dans le modèle PREM :



Principe de mesure et interprétation des anomalies de vitesse.

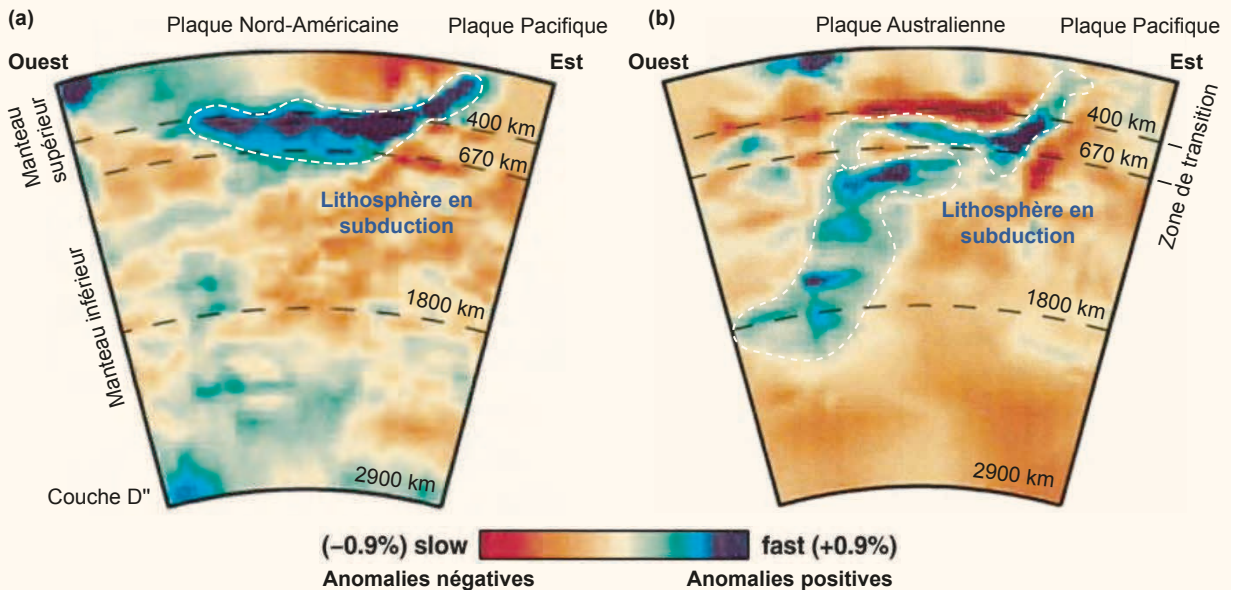
Interprétation des anomalies de vitesse

Une anomalie de vitesse **positive** (temps d'arrivée $t_1 - \Delta t$ plus faible que le temps t_1 prévu dans le modèle PREM) est interprétée comme la traversée par l'onde sismique d'une zone du manteau **plus dense** que prévu : cette zone est considérée **plus froide**. Inversement, une anomalie de vitesse **négative** (temps d'arrivée $t_3 + \Delta t$ plus élevé que le temps t_3 du modèle) correspond à une région du manteau **moins dense** car **plus chaude** que prévu. La localisation de la zone d'anomalie est d'autant plus précise que le nombre de stations sismiques enregistrant les ondes est important.

Utilisation pour déterminer la position des cellules de convection

Les anomalies de vitesse peuvent être présentées **en coupe** selon un profil donné, ou **en carte** à une profondeur choisie. Le premier type de représentation permet de proposer des mouvements verticaux à l'aplomb d'une zone d'intérêt ; le second permet de cartographier les mouvements verticaux à une profondeur donnée.

a) Exemple de représentation en coupe



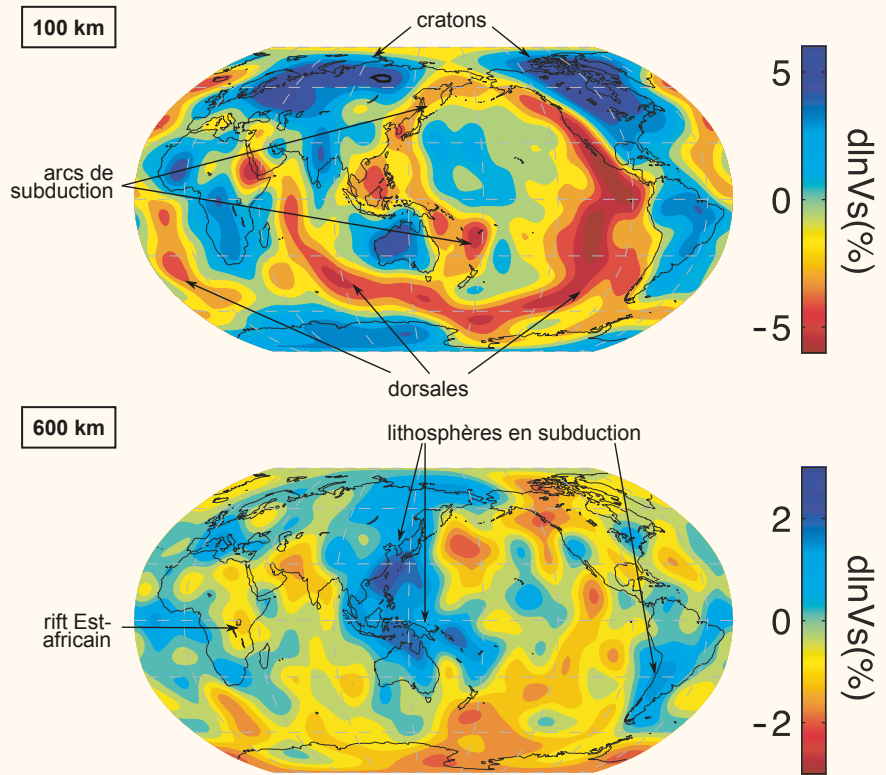
Coupes de tomographie sismique dans le manteau à l'aplomb de deux zones de subduction situées sur la bordure Ouest de la plaque Pacifique ; (a) arc des Kouriles au nord-ouest du Japon, (b) arc des Tonga au nord de la Nouvelle-Zélande.

(D'après Kárason and van der Hilst, 2000, AGU)

Sur les coupes de tomographie sismique au niveau de l'arc des Kouriles et de l'arc des Tonga, les anomalies positives soulignent la présence de matériaux denses, froids, que l'on peut interpréter comme une **lithosphère en subduction** plongeant dans le manteau supérieur. Dans les deux cas, ce panneau plongeant s'horizontalise dans la zone de transition entre manteau supérieur et manteau inférieur : la forte différence de densité et de viscosité entre ces deux enveloppes rendrait difficile la pénétration dans le manteau inférieur. Celle-ci, non systématique, semble cependant possible (arc des Tonga).

b) Exemple de représentation en carte

À 100 km de profondeur, les anomalies de vitesse sont fortement négatives à l'axe des dorsales, avec des valeurs très faibles (jusqu'à -5%) à l'aplomb des dorsales les plus rapides : dorsale Pacifique, dorsale sud-est indienne. Elles sont également fortement négatives au niveau des arcs volcaniques à l'aplomb des zones de subduction qui trouvent leur source vers 100 km de profondeur (au nord et à l'ouest de la plaque Pacifique). Inversement, les cratons froids et denses sont les lieux d'anomalies positives de vitesse.



Cartes des anomalies de vitesse des ondes S à 100 km et 600 km de profondeur.

(D'après Dziewonski et al., Earth Planet. Sci. Lett. 299 - 2010)

À une profondeur de 600 km (base du manteau supérieur), les anomalies sont moins corrélées avec la tectonique des plaques de surface. On ne retrouve plus nettement le signal associé aux dorsales ou aux arcs de subduction. En revanche, des anomalies positives sont en lien avec les zones de subduction de l'ouest Pacifique et de l'Amérique du Sud. On trouve en outre des anomalies négatives à l'aplomb de certains rifts comme le rift est-africain.

Réviser

Résumé

La Terre produit et dissipe une énergie interne dont l'origine est multiple : énergie d'accrétion initiale, désintégration d'éléments radioactifs, cristallisation du noyau externe. Les transferts de chaleur au sein de la planète se font par des processus conductifs dans la graine et au niveau de couches limites thermiques, ou par des mouvements de convection au sein du noyau externe, du manteau inférieur et du manteau asthénosphérique.

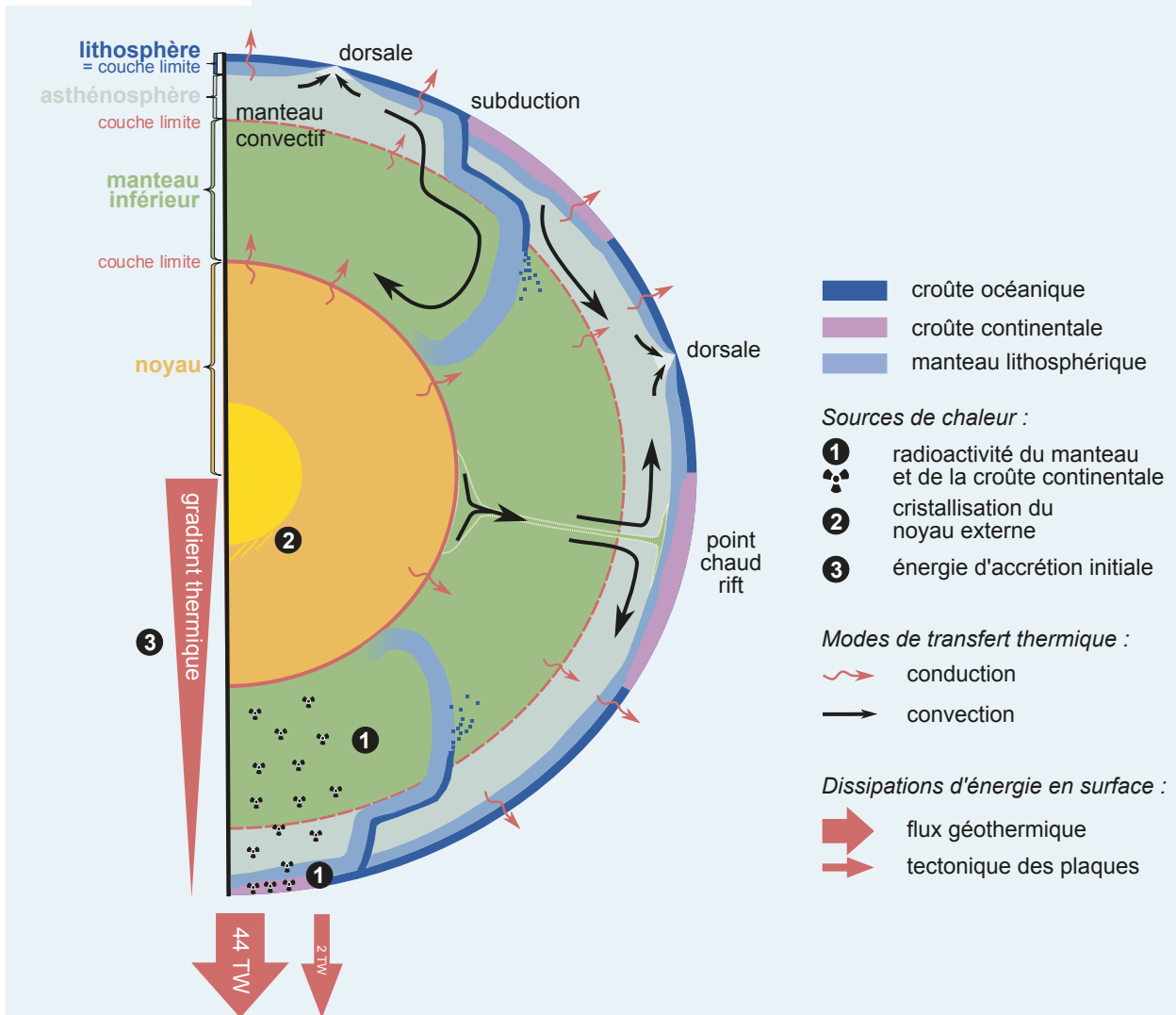


Figure de synthèse Les transferts thermiques dans le globe : origine et modalités. La convection dans le noyau externe n'a pas été représentée.

Les modalités de la convection mantellique peuvent être approchées via l'utilisation de modèles numériques ou analogiques associés à des données de tomographie sismique. Le résultat est un processus de convection pénétrative dans lequel manteau asthénosphérique et manteau inférieur ont une dynamique qui peut être selon les cas, séparée ou couplée dans des régions d'ascendance de matériel profond ou de plongée de plaques.

La convection mantellique est en lien avec la tectonique des plaques situées en surface : le déplacement de ces dernières est principalement une conséquence de leur refroidissement et de leur plongée dans un manteau plus chaud pouvant convecter. L'existence d'un transfert d'énergie mécanique permettant ces mouvements de surface fait de la Terre une machine thermique.

S'entraîner

QCM de connaissances

Indiquez quelles sont les propositions correctes

- 1 Le flux géothermique :
 - a. Est le flux de chaleur à la surface de la Terre.
 - b. A une valeur moyenne de $70 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.
 - c. Est homogène spatialement.
 - d. Est maximal au cœur des plaques lithosphériques.
- 2 La convection dans le manteau terrestre :
 - a. Induit un gradient thermique élevé.
 - b. Correspond à un mouvement macroscopique de matière.
 - c. Permet des transferts thermiques efficaces.
 - d. Est permise du fait d'un nombre de Rayleigh inférieur à 100.
- 3 Une région de dorsale :
 - a. Présente un flux géothermique élevé.
 - b. Est associée à des anomalies de vitesse positives en tomographie sismique.
 - c. Est à l'aplomb d'une branche ascendante d'une cellule de convection.
 - d. Est à l'aplomb de matériel chaud provenant du manteau inférieur.

QCM à partir de documents

Le tableau ci-dessous indique des températures relevées lors d'un forage en zone continentale.

Profondeur (m)	Température (°C)
0	8
320	18
1 200	47
1 500	59
1 800	69
3 000	103
5 000	164
6 000	199

Cochez les affirmations correctes.

- a. Le gradient géothermique est de l'ordre de 50° par kilomètre.
- b. Le gradient géothermique augmente brutalement au-delà de 3 km de profondeur.
- c. Le gradient observé reste constant jusqu'à la base de la lithosphère (considérée à 100 km).
- d. Les informations présentées sont suffisantes pour estimer le flux géothermique de surface.