

# CHAPITRE 7 : La structure du globe terrestre

A partir du XVIII<sup>e</sup> siècle on a commencé à se questionner sur la structure interne de la Terre. Avec l'avènement de la géologie au XIX<sup>e</sup> et grâce à l'étude des roches, de la répartition des séismes et volcans et de l'étude sismique, les scientifiques ont réussi à établir un modèle de cette structure.

L'observation de la surface de la Terre permet de distinguer 2 grands domaines : le domaine océanique et le domaine continental. Grâce à certaines méthodes d'étude directes ou indirectes, on peut avoir une idée de la structure interne de notre planète.

Exemple : TED Talk: Victor Vescovo - What's at the bottom of the ocean ?

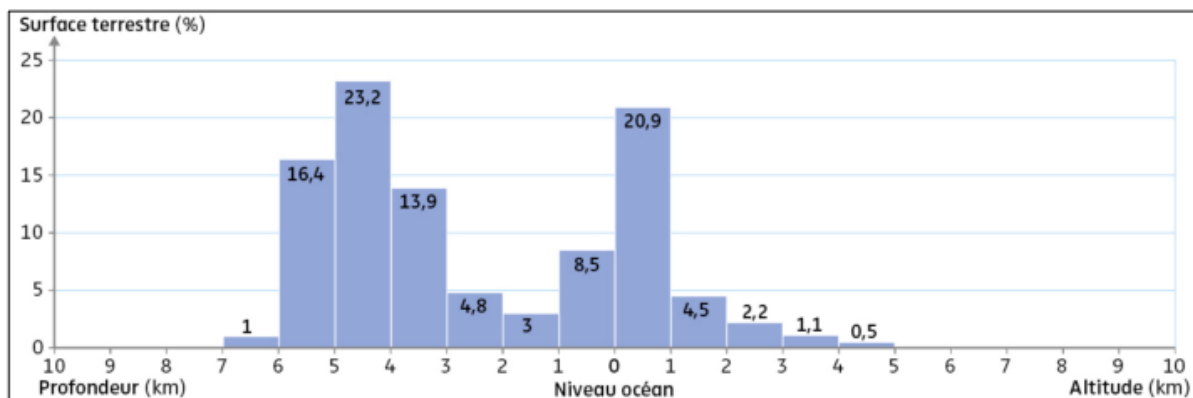
[https://www.ted.com/talks/victor\\_vescovo\\_whats\\_at\\_the\\_bottom\\_of\\_the\\_ocean\\_and\\_how\\_were\\_getting\\_there?utm\\_campaign=tedsread&utm\\_medium=referral&utm\\_source=tedcomshare](https://www.ted.com/talks/victor_vescovo_whats_at_the_bottom_of_the_ocean_and_how_were_getting_there?utm_campaign=tedsread&utm_medium=referral&utm_source=tedcomshare)

Problématique générale :

Pourquoi un tel contraste entre les océans et les continents ? Comment connaître la structure du globe terrestre ?

## I. La surface terrestre : contraste entre océan et continent

### A. La distribution des altitudes à l'échelle du globe



**Pourcentage de surface terrestre selon l'altitude (Livre Nathan SVT 1<sup>ère</sup> spécialité 2019)** . Ce graphique représente le pourcentage de la surface terrestre solide occupée par des terrains d'altitude données. Il a été obtenu en divisant la surface de la Terre en kilomètres carrés. Les carrés ont été regroupés par leur altitude. L'altitude moyenne en milieu continental est de l'ordre de +840m. En milieu océanique, elle est de l'ordre de -3800m. L'altitude moyenne de l'ensemble de la croûte terrestre est de -2200m.

Calculez la superficie couverte (en km<sup>2</sup>) par les deux reliefs les plus fréquents sur Terre (NB : On assimile la Terre à une sphère de rayon égal à 6400 km et la surface d'une sphère est égale à  $4\pi r^2$  )

Surface de la Terre :  $4 \times 3,14116 \times (6400)^2 = 514 \times 106 \text{ km}^2$

Relief 1: 70,8 % soit  $363 \times 106 \text{ km}^2$

Relief 2: 29,2 % soit  $151 \times 106 \text{ km}^2$

On peut également comparer l'épaisseur des croûtes continentales et océaniques (et la répartition statistique des reliefs) le long d'une coupe en utilisant le logiciel « profil crustal ».

- Aller sur <https://www.pedagogie.ac-nice.fr/svt/productions/profil-crustal/>

- Choix du modèle : CRUST1

- Type de coupe : 2D

- Placez un premier point « A » en France, et un point « B » sur la pointe est du Brésil, puis observez le profil et la distribution des altitudes. Que voyez-vous ?

*On voit que l'épaisseur de la croûte varie : elle est plus faible dans la partie océanique (5-7 km) que dans la partie continentale (30 km). La distribution confirme cela.*

- Répétez en plaçant le point « A » en France et le point « B » en Afrique du Sud. Que voyez-vous sur le profil et la distribution ?

*On voit que l'épaisseur de la croûte est directement reliée au relief : ici la partie océanique est très réduite*

Jusqu'au début du XXe siècle on pensait qu'elle se formait suite au refroidissement d'un magma en fusion. Avec ce modèle, lors de son refroidissement, la Terre se contracte ce qui entraîne des cassures (dépressions dans la croûte) et donc des océans et des montagnes. On considère alors que la croûte est homogène, c'est-à-dire que le fond des océans et les continents sont constitués des mêmes roches. Si tel est le cas, on devrait pouvoir prévoir une répartition statistique des altitudes de la Terre selon une loi normale (loi de Gauss), mais ce n'est pas le cas.

En effet on observe que la distribution des altitudes se fait de manière bimodale avec deux pics. On trouve un premier pic d'altitude à +100m et un second pic à -4 500m, cela suggère qu'il n'existe pas un seul type de croûte mais bien deux.

L'observation de la surface terrestre permet de distinguer un domaine océanique et un domaine continental. L'étude de la topographie terrestre met en évidence un contraste entre les reliefs du domaine océanique et ceux du domaine continental. Les reliefs océaniques sont en majorité situés entre - 6 000 et - 3 000 mètres (par rapport au niveau marin) alors que les reliefs du domaine continental sont majoritairement situés entre 0 et + 1 000 m. La répartition des altitudes est donc bimodale à la surface de la Terre.

## B. Observer la surface de la Terre

Seules les roches du domaine continental sont à l'affleurement (site où la roche constituant le sous-sol apparaît à la surface). On peut observer des basaltes, des granites et du gneiss par exemple.

Pour connaître le détail des roches d'une zone, il est possible d'accéder au détail au 1/25000 sur le site Infoterre :

- 1) Sur le site <http://infoterre.brgm.fr>, dans l'onglet « visualiser les données » sélectionnez « visualiseur simplifié »
- 2) Dans la fenêtre « données », sélectionnez « cartes géologiques » dans « thèmes » et « fonds »
- 3) Zoomez jusqu'à obtenir une carte au 1/25000
- 4) En cliquant sur la carte, une fenêtre vous indique les roches en surface
- 5) Dans localisation indiquez « Tarare » et indiquez les roches en surfaces trouvée :  
*Exemple : série volcano-sédimentaire : Unité Violay : principalement tufs et brèches intermédiaires à basiques, plus ou moins remaniés, métamorphisés (dévonien supérieur)*

Seules les roches du domaine continental peuvent être facilement observées dans les zones non urbanisées et non recouvertes par la végétation. Ces roches sont variées et se classent en trois catégories : roches sédimentaires, roches magmatiques et roches métamorphiques.  
NB : L'observation directe des roches du domaine océanique est plus délicate.

## C. Comparer les structures des croûtes terrestres

Activité 2 Page 146-47 : quels types de roches peut-on observer en surface ?

Deux types de croûte constituent la partie superficielle de la Terre.

On distingue ainsi une croûte océanique et une croûte continentale. Les croûtes terrestres peuvent être étudiées :

- par observations directes (en submersible pour la croûte océanique) ;
- par forages sur les premiers kilomètres de profondeur ;
- par profil sismique sur l'ensemble de leur épaisseur.

Ces données permettent de construire des représentations/modèles des deux croûtes :

- la croûte continentale est composée de roches variées facilement observables. Le granite semble être la roche la plus abondante. Son épaisseur moyenne est d'environ 30 km ;
- la croûte océanique, essentiellement composée de basalte et de gabbro, a une épaisseur moyenne d'environ 7 km.

## D. Les roches de la croûte continentale et de la croûte océanique

Les roches des croûtes terrestres sont majoritairement d'origine magmatique :

- basalte et gabbro pour la croûte océanique ;
- granite pour la croûte continentale.

Ces roches ont des minéralogies différentes qui s'expliquent par les différences de composition chimique. La croûte continentale est moins dense (2,7) que la croûte océanique (2,8 à 2,9). Ces différences de composition chimique et minéralogique expliquent les différences de densité entre les deux croûtes

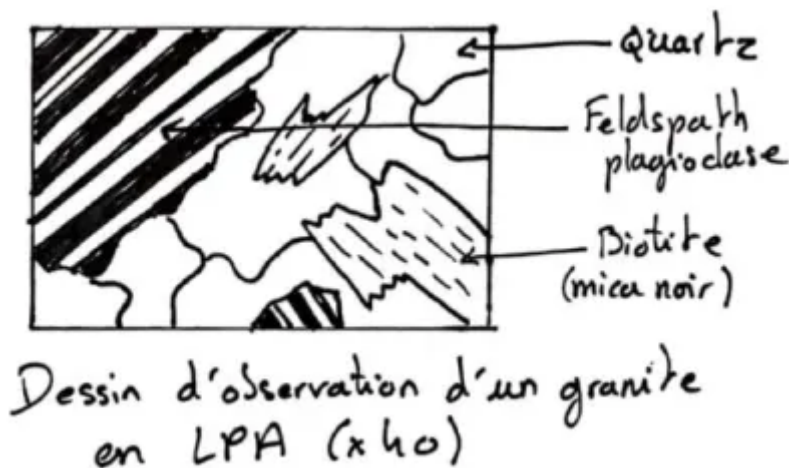
## La croûte continentale

Elle mesure entre 30 et 70km d'épaisseur, son âge peut aller jusqu'à plus de 4 Ga. On y trouve trois types de roches :

- Les roches sédimentaires : se sont des sédiments (dépôts issus de l'érosion) qui se sont compactés (ex : les calcaires) ;
- Les roches magmatiques : elles se forment à partir d'un magma qui a refroidit. On peut définir deux grands groupes :
  - les roches volcaniques qui refroidissent de manière brutale à la surface du globe car le magma atteint la surface (ex : rhyolite), elles ont une structure microlithique ;
  - les roches plutoniques qui refroidissent lentement en profondeur car le magma n'atteint pas la surface (ex : granite), elles ont une structure grenue à microgrenue ;
- Les roches métamorphiques : se sont des roches formées à partir d'autres roches qui ont été mises dans des conditions de température et/ou de pression différentes de celles d'origine, on les reconnaît grâce à leur structure litée (ex : gneiss).

On retrouve sur la croûte continentale une mince couche de roches sédimentaires et métamorphiques, la majorité de la croûte est composée d'une roche magmatique plutonique qui est le granite. Sa densité est alors de l'ordre de 2,7 (= densité du granite).

Le granite possède une structure grenue et est formé de quartz, feldspath et micas (biotite seule ou associée à de la muscovite).



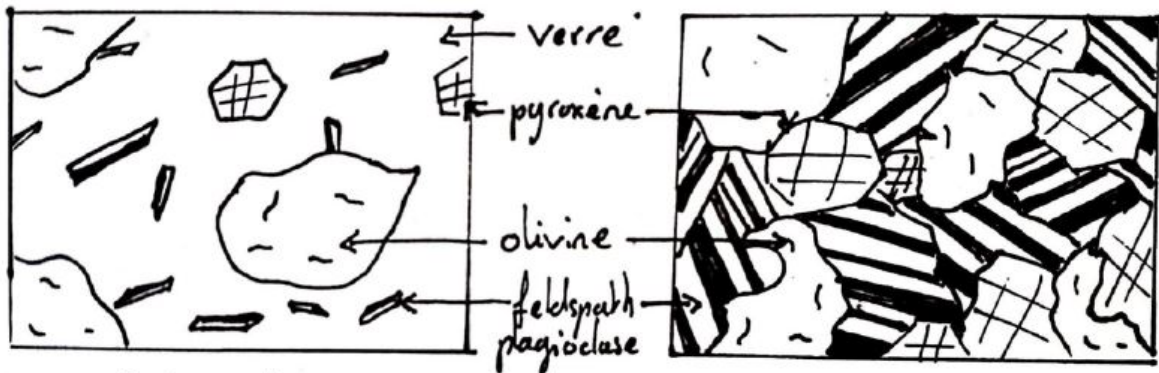
## La croûte océanique

Elle mesure entre 7 et 10km d'épaisseur, son âge ne dépasse pas les 200 Ma. Elle est formée majoritairement de deux roches magmatiques : le basalte au dessus et le gabbro en dessous. Sa densité est de 2,9.

Le basalte est une roche magmatique volcanique de structure microlithique (des petits cristaux dans une pâte amorphe appelée « verre ») composée de feldspath plagioclase et de pyroxène. On peut parfois y trouver quelques olivines (minéral vert en LPNA).

Le gabbro est une roche magmatique plutonique de structure grenue composée elle aussi de feldspath plagioclase et de pyroxène. On peut aussi y trouver des olivines comme pour le basalte.

Basalte et gabbro proviennent du même magma d'origine, seules leurs conditions de refroidissement changent.



Dessin d'observation d'un basalte en LPA (x40)

Dessin d'observation d'un gabbro en LPA (x40)

## II. L'apport de la sismologie

### A. Réfraction et réflexion

La réflexion des ondes est un phénomène physique où les ondes vont rebondir sur un support. On mesure la déviation par un angle de réflexion.

La réfraction des ondes est un phénomène physique où les ondes vont modifier leur trajet en fonction de la composition du milieu qu'elles traversent. On mesure la déviation par un angle de réfraction.

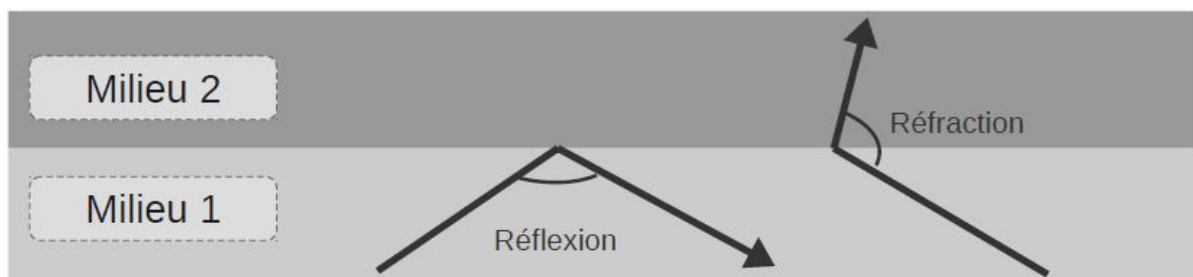


Schéma illustrant la réfraction et la réflexion

### B. Les séismes

Les mouvements internes de la Terre exercent des contraintes importantes sur les roches qui la compose. Si ces contraintes mécaniques sont trop importantes les roches vont se casser. Une cassure est appelée une faille, les roches se déplacent alors les unes par

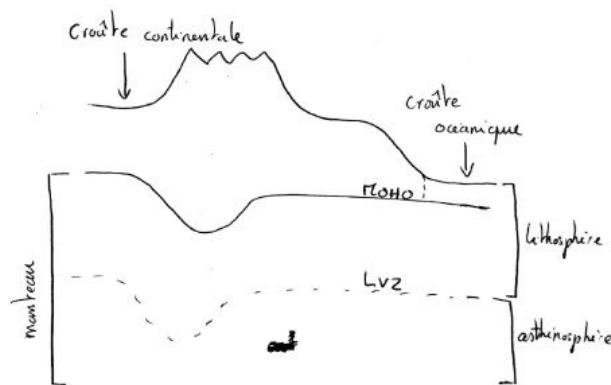
rapport aux autres selon l'axe de cette faille. Le déplacement va générer des ondes sismiques (séisme) qui se propagent dans toutes les directions.

Un séisme propage trois types d'ondes sismiques :

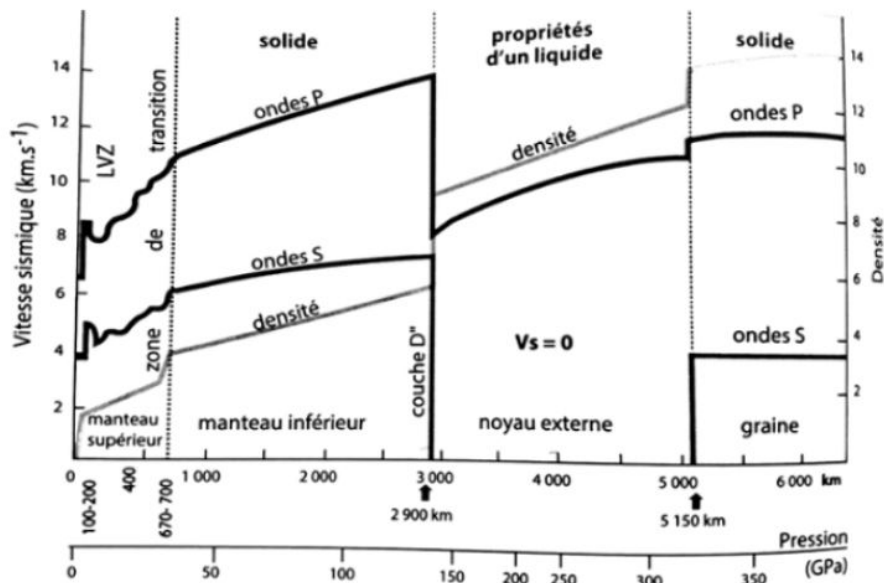
- Les ondes R (de Rayleigh) et L (de Love) : se sont les ondes de surface. Elles sont les plus destructrices mais n'apportent pas grand-chose dans l'étude sismique du globe.
- Les ondes P (pour Premières) : se sont des ondes rapides qui se propagent dans les milieux solides et liquide.
- Les ondes S (pour Secondes) : se sont des ondes moins rapides qui ne peuvent pas traverser les milieux solides.

En observant le temps de propagation d'une ou plusieurs ondes d'un même séisme et leur temps d'arrivée on peut connaître les milieux traversés selon les règles suivantes : si on change de milieu on observe soit une modification de la trajectoire de l'onde, soit un changement brutal de vitesse. Cela permet de définir des discontinuité.

### III. Le modèle PREM



L'étude de la sismologie a permis de définir un modèle de Terre formée de plusieurs couches concentriques appelé le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model). A une profondeur d'environ 100km la vitesse des ondes sismiques chute, c'est la Low Velocity Zone (LVZ) qui se situe entre une couche superficielle très rigide : la lithosphère ; et une couche plus profonde ductile : l'asthénosphère.



Modèle PREM : structure sismique de la Terre (Tiré de *Éléments de géologie*, 15<sup>e</sup> édition, Ed. Dunod)

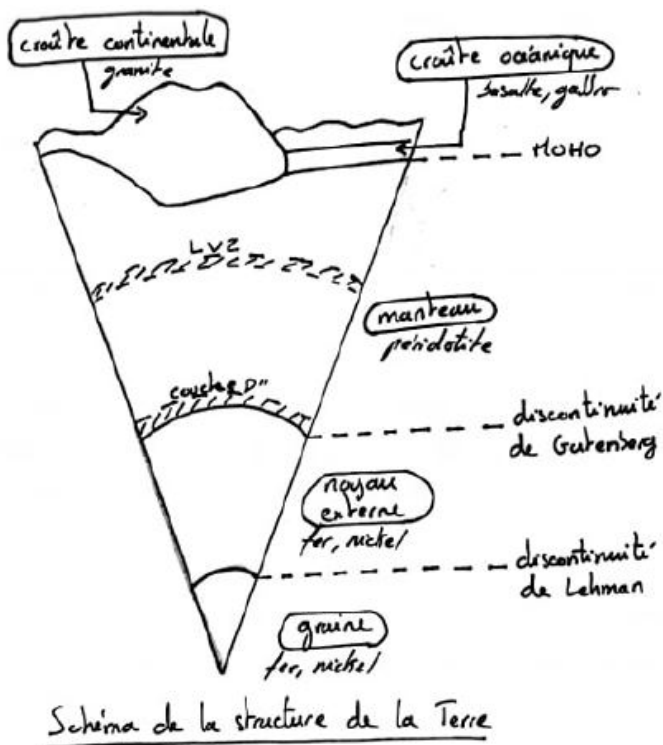
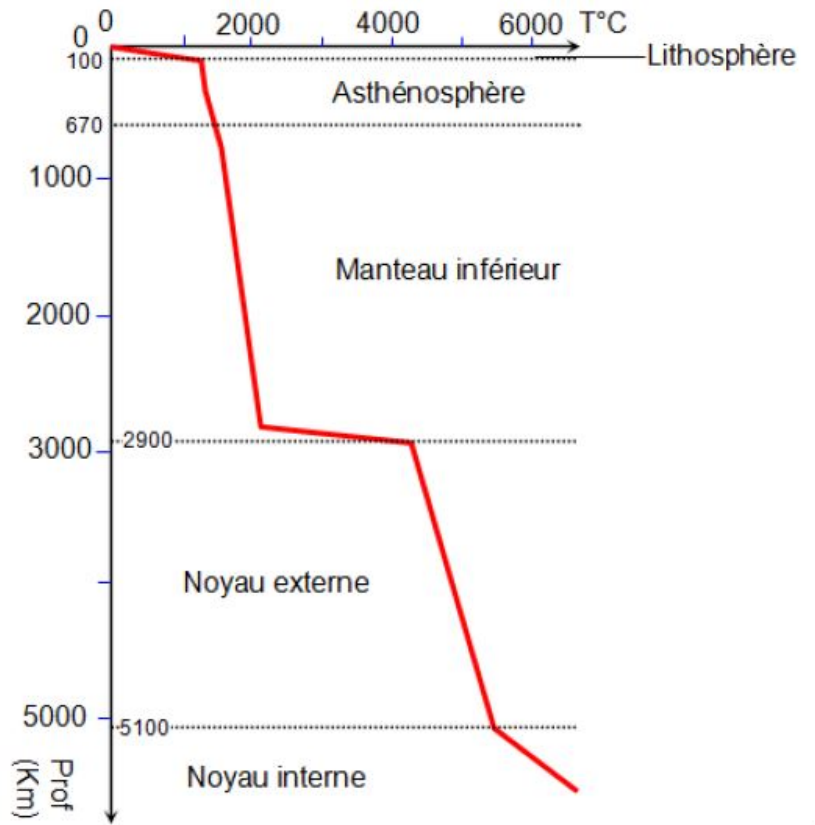


Schéma de la structure de la Terre

#### IV. L'apport de la géothermie



Graphique représentant l'évolution de la température en fonction de la profondeur sur Terre (gradient géothermique) © Frank Perron

## A. Définitions

Gradient géothermique : variation de température dans les roches en fonction de la profondeur. Sa valeur moyenne est de  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  dans la croûte continentale.

Flux géothermique : quantité d'énergie thermique (« chaleur ») dégagée par unité de surface et de temps. Sa valeur moyenne à la surface des continents est de  $60\text{mW}/\text{m}^2$  et de  $100\text{mW}/\text{m}^2$  à la surface des océans.

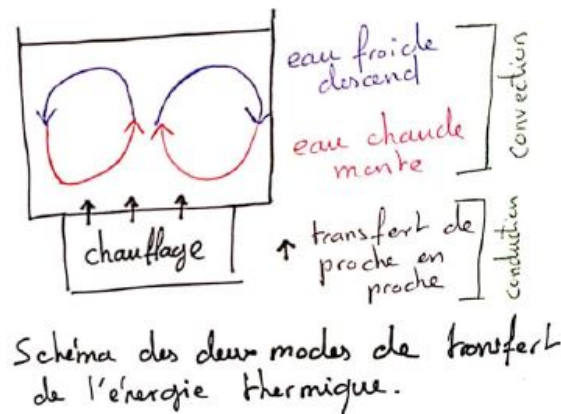
## B. Les mécanismes de transfert de chaleur

Il existe deux types de mécanismes permettant le transfert de chaleur et donc son évacuation :

- la conduction : mécanisme de transfert de chaleur de proche en proche sans déplacement global de matière. L'énergie se propage de molécules en molécules par contact direct ;
- la convection : mode de transport de la chaleur d'une zone chaude vers une zone froide accompagnée d'un déplacement de matière. Dans ce cas les fluides sont animés par des mouvements provenant d'une différence de densité, dus entre autre à des paramètres de température et de pression. La matière chaude est moins



dense que la matière froide, en conséquence elle remonte à la surface où elle va refroidir puis replonger, formant ainsi des cellules de convection.



Le transfert d'énergie thermique le plus efficace (= celui qui conserve le mieux la chaleur) est la convection. Le gradient thermique est donc plus faible au sein d'un matériau animé par la convection.

En observant le profil géothermique de la Terre, on s'aperçoit que le gradient géothermique est plus faible à partir de 100km de profondeur à la limite lithosphère-asthénosphère (Moho). On en conclut que la lithosphère est animée par la conduction tandis que l'asthénosphère l'est par la convection.

## C. La convection au sein du manteau

La tomographie sismique est une technique qui permet de cartographier l'intérieur du globe en 3D à partir de l'analyse des vitesses de propagation des ondes sismiques.

Les études mettent en évidence des zones d'anomalies de vitesse des ondes sismiques dans le manteau qui peuvent être expliqués par des différences de température des roches (péridotites) :

- Anomalie négative (zones rouges) : la vitesse des ondes mesurée est plus lente que la théorie donc le manteau est plus chaud que la normale.
- Anomalie positive (zones bleues) : la vitesse des ondes mesurée est plus rapide que la théorie donc le manteau est plus froid que la normale.

Cela signifie qu'il existe au sein du manteau des mouvements ascendants de grande ampleur de matière chaude prenant naissance dans le manteau profond (limite manteau-noyau) et qu'on associe à du magmatisme de points chauds. Mais aussi des mouvements descendants notamment au niveau des fosses de subduction.