

ST-B
Texte du cours**Sciences de la Terre**
Partie B : La structure de la planète Terre

La Terre est souvent décrite par le terme de « planète bleue », en référence aux images satellitales obtenues, et en distinction des planètes voisines (comme Mars, la planète « rouge »). Mais étudier la Terre pose de nombreux problèmes (que l'on retrouvera régulièrement en Géosciences), l'objet d'étude n'étant pas directement accessible, et toute expérimentation étant impossible. L'étude de la Terre nécessite donc nombre de méthodes indirectes, en particulier de géophysique et de géochimie. Au sein du système solaire, ce sont les satellites artificiels et les sondes spatiales qui ont permis d'accroître de manière spectaculaire nos connaissances sur le système solaire dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle (et encore à l'heure actuelle !).

La Terre fait partie du système solaire, lui-même organisé autour du Soleil, une des plus de 100 milliards d'étoile de notre galaxie, la Voie Lactée (le soleil met 240 millions d'années à en faire le tour).

Le système solaire est composé de 8 planètes : 4 planètes telluriques (densité élevée : Mercure, Vénus, Terre et Mars) et 4 géantes gazeuses (densité faible du fait d'une atmosphère d'hydrogène et d'hélium très développée : Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune). Le système solaire comporte aussi des planètes naines (dont Pluton), de nombreux satellites en orbite autour des planètes (dont la Lune), des astéroïdes (corps rocheux, majoritairement présents entre les orbites de Mars et de Jupiter), des comètes (corps mêlant glace et roches, issus des régions externes du système solaire).

La Terre est considérée comme un solide dont la forme est proche d'un **ellipsoïde de révolution** (sphère avec aplatissement de 1/300 aux pôles), de **rayon d'environ 6400 km (6370 km)**. La différence entre le rayon polaire et le rayon équatorial est de **22 km**.

Densité moyenne = 5,5

Age de la Terre = 4,45 Ga

Plus vieilles roches terrestres = 3,8 Ga (au Groenland)

I. Une structuration en enveloppes concentriques

La Terre est formée d'**enveloppes concentriques**. Ces enveloppes sont considérées ici, en première approximation, comme homogène horizontalement (donc à une même profondeur). Elles sont globalement disposées selon leur densité, depuis l'enveloppe externe la moins dense (l'atmosphère, majoritairement gazeuse) jusqu'au noyau interne solide et très dense.

A. L'importance de l'eau sur Terre

L'**eau** est présente dans toutes les enveloppes externes de la Terre. En faible quantité dans la lithosphère et l'atmosphère, elle représente un constituant majeur de la biosphère et bien sûr de l'hydrosphère.

La présence et la persistance de l'**eau sous ses 3 états (gazeux, solide et liquide)** est une caractéristique fondamentale de la planète Terre, que l'on peut mettre en relation avec la pression atmosphérique et la température à sa surface.

L'eau liquide est **indispensable à la vie** et constitue une condition nécessaire à son développement. C'est en effet le principal **solvant** des molécules organiques dont les propriétés dépendent de leur capacité à interagir avec l'eau. C'est, de plus, un **milieu de vie** de très nombreux organismes.

B. Des enveloppes concentriques

On peut distinguer :

- Des **enveloppes fluides externes** :
 - L'atmosphère, essentiellement gazeuse (mais avec une composante liquide et parfois solide)
 - L'hydrosphère, liquide
- (biologiquement, on peut rajouter à ces enveloppes la biosphère, constituée de l'ensemble des organismes vivants)
- Des **enveloppes solides** :
 - Les croûtes (continentales et océaniques)
 - Le manteau
 - Le noyau externe (liquide)
 - Le noyau interne, ou graine

Remarque / rappel : températures en degrés Celsius et en Kelvin

En géosciences, les températures sont en général exprimées en Kelvin (K) et non en degrés Celsius (°C).

On rappelle que par définition la température de 0 K correspond au zéro absolu, soit -273.15°C, et qu'une différence de 1 K est égale à une différence de 1°C.

Soit :

$$\text{Température (K)} = \text{Température (°C)} + 273.15$$

$$\text{Température (°C)} = \text{Température (K)} - 273.15$$

Quelques repères pour connaître les ordres de grandeur :

$$0^{\circ}\text{C} = 273.15 \text{ K}$$

$$15^{\circ}\text{C} = 288.15 \text{ K}$$

$$25^{\circ}\text{C} = 298.15 \text{ K}$$

$$26.85^{\circ}\text{C} = 300 \text{ K}$$

$$100^{\circ}\text{C} = 373.15 \text{ K}$$

$$726.85^{\circ}\text{C} = 1000 \text{ K}$$

$$1726.85^{\circ}\text{C} = 2000 \text{ K}$$

II. Les enveloppes fluides

La structuration verticale de l'atmosphère de l'océan sera reprise dans la partie BG-C du cours de BCPST1.

A. L'atmosphère

1. Composition de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre possède 2 constituants majeurs :

- le diazote N_2 (78,08%)
- et le dioxygène O_2 (20,94%).

On trouve aussi :

- le CO_2 0,0415% = 415 ppm (valeur en avril 2021)
- la **vapeur d'eau** dont la teneur est très variable en moyenne 5300 ppmv (partie par million en volume)
- des gaz en moindres quantités : l'**argon**, le néon, l'hélium, le krypton, xénon, dihydrogène (H_2), méthane, l'**ozone** (O_3 ; responsable de l'absorption des rayonnements ultraviolets à haute altitude), etc.

2. Stratification verticale de l'atmosphère

Les variations altitudinales de la température ont permis un découpage de l'atmosphère en plusieurs couches.

a. La troposphère

La **troposphère** est la couche qui va du sol à environ **12km** (entre 7 et 18km). Elle contient les $\frac{3}{4}$ de la masse de l'atmosphère et toute la vapeur d'eau.

La température décroît avec l'altitude (0,6°C/100m). Elle est réchauffée par le rayonnement infrarouge du sol.

b. La stratosphère

La **stratosphère** s'étend ensuite jusqu'à 50km environ. Dans la stratosphère la température augmente.

Cette couche atmosphérique comprend l'essentiel de l'ozone atmosphérique, formant ce que l'on appelle la « couche d'ozone ». L'ozone (O_3) stratosphérique, en réagissant avec les ultraviolets (et en particulier les UV-C, plus énergétiques) assure une protection pour les êtres vivants. Les ultraviolets sont en effet des agents mutagènes puissants.

c. Les autres strates de l'atmosphère (pour information)

Les autres strates de l'atmosphère ne sont pas au programme.

- La **mésosphère** se situe entre 50 et 85km, avec une diminution importante de température.
- Enfin, la **thermosphère** se développe jusqu'à près de 500km, et la température augmente. Les gaz y sont très raréfiés. A la base la thermosphère, on distingue l'ionosphère, l'énergie du rayonnement solaire peut ioniser les molécules.
- La **magnétosphère** est une vaste région de l'espace sous l'influence du champ magnétique terrestre. Elle peut piéger les particules chargées en provenance du Soleil, elle est d'ailleurs déformée par ces vents solaires.

B. L'hydrosphère : l'océan

1. L'eau sur Terre est surtout océanique

L'hydrosphère correspond à l'eau liquide à la surface du globe. Il s'agit majoritairement des océans, mais cette enveloppe comporte aussi les masses d'eau douce (= eaux de surface).

Les **océans** couvrent 71% de la surface de la Terre, et représentent 97% de l'eau terrestre. Ils jouent un rôle important dans le stockage de chaleur, du fait de leur forte inertie thermique. Ils jouent aussi un rôle important dans le cycle du carbone, en réalisant des échanges avec les autres réservoirs de carbone, et en particulier l'atmosphère.

2. Stratification verticale de l'océan

L'eau océanique présente une **salinité** moyenne de **35 g/kg**, et un **pH** stable de **8,2**. On peut noter que ce pH présente une tendance à la baisse actuellement, du fait de l'augmentation du CO₂ atmosphérique, qui tend à acidifier les océans lors de son passage de l'atmosphère à l'océan.

La salinité océanique est essentiellement due à la présence **d'ions Na⁺ et Cl⁻**. Elle est en général comprise entre 30 et 37 g/kg, et dépend des apports en eau douce et des échanges entre le bassin océanique considéré et le reste de l'océan.

Par exemple, la salinité n'est que de 7 g/kg dans la mer Baltique, alors que l'on atteint 275 g/kg dans la mer morte. La salinité moyenne de l'océan Atlantique est de 36,5 g/kg, contre 38,5 g/kg dans la méditerranée.

L'étude verticale des océans montre une variation de la température et de la salinité en fonction de la profondeur, ce qui permet de **définir trois couches**.

a. La couche de mélange

Il s'agit de la couche **la plus superficielle**, marquée par de **fortes variations** de température et de salinité en fonction de la latitude de l'océan :

- Plus froid et moins salé vers les pôles
- Plus chaud et plus salé vers l'équateur

b. La thermocline

La **thermocline** correspond à une couche marquée par la **variation** de la température océanique, qui diminue (sauf vers les pôles, où la température est relativement constante sur l'ensemble de la colonne d'eau).

Elle est située dans les premières centaines de mètre de profondeur de l'océan, en général entre 100m et 800m de profondeur environ. *Cette profondeur peut varier en fonction des océans et de la saisonnalité.*

On peut aussi définir une halocline (variation de la salinité) et une pycnocline (variation de la densité).

Par référence à la thermocline, la couche de mélange peut aussi être nommée épilimnion, et l'océan profond hypolimnion.

c. L'océan profond

Au-delà de 500 à 1000 m de profondeur, la température et la salinité sont **stables** : 3 à 4°C pour la température et 35 g/kg pour la salinité.

Cette épaisse couche stable constitue l'océan profond.

La thermocline constitue une forme de « barrière » entre la couche de mélange (fortement soumise aux influences externes) et l'océan profond (très stable).

III. Les enveloppes internes

Les enveloppes internes sont de nature solide (et parfois liquide). Elles sont disposées selon un ordre croissant de densités.

C. La croûte terrestre

3. Une discontinuité à la base de la croûte : le Moho

La croûte terrestre est définie par une discontinuité majeure : la **discontinuité de Mohorovicic (ou Moho)**, qui la sépare du manteau terrestre. Cette discontinuité est marquée par une brusque augmentation de la vitesse des ondes sismiques : la vitesse des ondes P est

ainsi de moins de 7 km/s dans les croûtes (5,6 à 6,5 km/s dans la croûte continentale), contre plus de 8 km/s dans le manteau (8,1 km/s au niveau du manteau supérieur).

Cette augmentation de vitesse traduit un changement de milieu et de densité :

- Densité de la croûte océanique : entre 2,5 (basaltes) et 2,9 (gabbros)
- Densité de la croûte continentale : 2,5 pour la couverture sédimentaire, 2,7 pour la croûte supérieure et 2,8 pour la croûte inférieure
- Densité du manteau supérieur : 3,3

4. La croûte océanique

La structure de la croûte océanique est observable :

- Par observation (par des sous-marins d'exploration) au niveau de failles transformantes des dorsales océaniques ;
- Par forage ;
- Au niveau des ophiolites (lithosphères océaniques charriées sur la croûte continentale : phénomène d'obduction, précédant une collision continentale).

Le modèle présenté ici est celui reconstitué d'une ophiolite de type Oman, correspondant à une lithosphère formée par une dorsale rapide :

- Une couche superficielle de sédiments pélagiques (= océaniques profonds) de type radiolarites (sédiments formés par accumulation de tests d'algues unicellulaires siliceuses, les Radiolaires), calcaires fins...
- Une couche de basaltes en coussin. Ces basaltes sont dits *tholéitiques*, ils sont pauvres en éléments alcalins (K_2O , Na_2O), ils sont moyennement riches en silice (SiO_2 environ 50%). La forme en pillow-lavas vient de l'épanchement du magma en contact avec l'eau de mer. La texture varie au sein du coussin.
- le **complexe filonien** est constitué de gabbros massifs recoupés par des filons de basaltes subverticaux, pouvant se recouper entre eux. Dans les filons, la zone périphérique forme une bordure figée, où les minéraux sont plus petits. Le magma circulant dans la faille a cristallisé rapidement au contact de l'encaissant froid. Au cœur du filon, le basalte a cristallisé plus lentement, les cristaux sont plus gros.
- Les gabbros sont des roches grenues de composition proches de celle des basaltes. Dans la partie supérieure les gabbros sont massifs et isotropes (la répartition des minéraux est non orientée). Alors que dans la partie inférieure, les gabbros sont lités et rubanés. Les lits correspondent à des accumulations de cristaux de taille et de nature variées : péridotites, gabbros magnésiens à olivine, gabbros à pyroxène.
- Enfin, ce sont les péridotites qui appartiennent au manteau supérieur. Ces roches sont très pauvres en silice ($SiO_2 < 45\%$), mais riches en magnésium (MgO environ 45%). Elles sont donc qualifiées de très basiques. A proximité du Moho, la structure des péridotites est anisotrope, les minéraux ont une orientation préférentielle.

La composition de la croûte océanique présente une forte homogénéité horizontale.

5. La croûte continentale

La croûte continentale montre une **hétérogénéité** de composition horizontale bien plus importante que la croûte océanique. On peut distinguer toutefois trois couches superposées :

- La **croûte superficielle** est connue par des données d'affleurement et des forages. Elle est formée de *séries sédimentaires* dont l'épaisseur ne dépasse pas 5000m en général. Un bassin sédimentaire comme le bassin parisien est un bon exemple de série sédimentaire, pas ou peu déformé. Ces sédiments peuvent être détritiques. Les sédiments détritiques sont issus de l'érosion de matériaux de la croûte continentale par désagrégation mécanique et/ou altération chimique, le grès ou la pélite sont des exemples de roches sédimentaires détritiques. Les sédiments peuvent être aussi calcaires, issus par exemple du dépôt de squelettes calcaires d'êtres vivants. La croûte continentale est aussi caractérisée par des *formations volcaniques*. Les roches volcaniques peuvent être de nature basaltique, par exemple sous forme de coulées plus ou moins importantes comme dans le Sud de l'Inde, les trapps. Dans les chaînes péripacifiques, le volcanisme se traduit par la production de basaltes ou d'andésites.
- La **croûte supérieure** est moins accessible, les affleurements et les forages ne permettent pas forcément d'accéder à la totalité. Les données connues sont extrapolées aux niveaux de mêmes caractéristiques géophysiques. La croûte supérieure est constituée d'anciennes roches volcaniques ou sédimentaires *déformées ou métamorphisées* par le déplacement à des conditions de plus forte pression ou plus forte température. Des roches plutoniques de type granite ou granodiorite forment aussi des massifs bien délimités. Le Massif central ou le Massif armoricain nous donne une image de ces massifs plutoniques profonds, une fois mis à l'affleurement par l'érosion.

- La **croûte inférieure**, au-delà de 15 à 20 km est connue par les enclaves remontées par les volcans mais aussi par des unités profondes remontées en surface dans les chaînes de montagne, dans les Alpes, la zone d'Ivrée par exemple. Dans les boucliers précambriens, on observe aussi des roches interprétées comme provenant de la croûte inférieure. La croûte inférieure est formée de *roches métamorphiques du faciès granulite*. L'assemblage de minéraux est compatible avec les pressions et températures estimées pour ces profondeurs. La composition de ces roches est variable, la nature des roches est semblable à celles de la croûte supérieure le degré de métamorphisme est différent.

En définitive, la composition moyenne de la croûte continentale est celle d'un granitoïde.

D. Le manteau

1. La plus grande enveloppe terrestre

Le manteau s'étend de la discontinuité de **Mohorovicic (7 à 70 km de profondeur)** à la discontinuité de **Gutenberg (2900 km de profondeur)**.

Le manteau représente **84%** du volume terrestre, et **67%** de sa masse.

2. Etudier le manteau

Le manteau est en grande partie inaccessible aux mesures directes de composition chimique, cependant, occasionnellement, des roches en provenance du manteau supérieur peuvent être observées en surface.

- Affleurement dans des **zones de collision**. Ex : mont Viso en Italie
- Sous forme **d'enclave ou de nodules** dans les laves remontées à travers la croûte par le volcanisme. Ils proviennent d'une profondeur estimée à 300 km au maximum.

Expérimentalement, l'utilisation d'une cellule à enclume de diamant permet de reconstituer le comportement de roches ou de minéraux dans les conditions de Pression-Température du manteau terrestre.

3. Nature minéralogique du manteau

Le manteau est constitué de péridotites. Les minéraux qui constituent les péridotites sont par ordre décroissant d'abondance :

- **80% d'olivine** ;
- 15% de **pyroxène** (orthopyroxène et clinopyroxène)
- 5% **d'autres minéraux** (feldspaths plagioclases, spinelle, grenats ou bridgmanite selon les cas).

L'étude la vitesse des ondes sismiques (ondes P) en fonction de la profondeur montre que celle-ci augmente de manière irrégulière dans le manteau supérieur, d'environ 250 km de profondeur à **670 km**. Ces irrégularités traduisent la présence de changements minéralogiques : à composition globale constante, des **changements de phase** successifs se déroulent dans le manteau, suite à **l'augmentation de la pression avec la profondeur**.

On observe ainsi la succession suivante pour la composition de la péridotite mantellique :

d. A moins de 30 km de profondeur (manteau supérieur)

Péridotite = **olivines** + **pyroxènes** (orthopyroxènes + clinopyroxènes) + **Feldspath plagioclases**

Ce type de manteau se trouve sous les croûtes minces (continentale amincie ou océanique).

e. De 30 à 60 km de profondeur (manteau supérieur)

Olivine + Plagioclase → Orthopyroxène + Clinopyroxène + Spinelle

Et donc :

Péridotite = olivines + pyroxènes + **spinelle**

f. De 60 à 410 km de profondeur (manteau supérieur)

Orthopyroxène + Clinopyroxène + Spinelle → Olivine + Grenat

Et donc :

Péridotite = olivines + pyroxènes + **grenat**

g. De 410 à 670 km de profondeur : zone de transition (manteau supérieur)

L'olivine α se transforme en olivine β puis γ : Il s'agit toujours d'une structure cristalline avec des tétraèdres de silicium, mais la structure est de plus en plus compacte.

On s'intéresse uniquement au devenir de l'olivine :

Olivine $\alpha \rightarrow$ **olivine (β puis γ)**

h. à partir de 670 km de profondeur : manteau inférieur

A fortes pression, la phase γ se transforme en un assemblage de silicate et d'oxyde de fer et magnésium. On obtient ainsi la formation de **Bridgmanite**, de formule $(\text{Fe,Mg})\text{SiO}_3$, et de magnésio-wustite, de formule $(\text{Fe,Mg})\text{O}$. La Bridgmanite présente une structure cristalline différente des formes de moindre pression, avec présence d'octaèdres de silicium.

La Bridgmanite est un minéral silicaté de structure pérovskite, et était nommée « Pérovskite » jusqu'en 2014.

i. A la base du manteau : la couche D''

La base du manteau est caractérisée par une zone instable, d'épaisseur variable (100 à 300 km), partiellement fondue : il s'agit de la couche D''.

Cette couche est à l'origine des points chauds profonds.

Les instabilités de la couche D'' seraient la conséquence de l'arrivée des panneaux de subduction à la base du manteau inférieur, et de la transformation de la Bridgmanite en un nouveau minéral : la post-pérovskite.

4. Des enveloppes définies sur des bases thermiques et rhéologiques

Au passage du Moho, la vitesse des ondes P passe brusquement d'environ 6 km/s à environ 8 km/s. Puis entre 30 km (sous un continent) et 120 km, la vitesse des ondes reste à peu près constante.

A 120 km, la **vitesse diminue puis augmente à nouveau**. Elle retrouve son niveau de 120 km vers 210 km. C'est une **zone de faible vitesse des ondes sismiques, LVZ (Low velocity zone)**.

Par ailleurs, la connaissance des propriétés mécaniques de cette zone a amené à la distinction suivante :

- La **lithosphère** s'étend de 0 à 120 km, elle comprend donc la **croûte** et une petite portion du **manteau**. Elle a un **comportement mécanique rigide**. Sous une contrainte, supérieure à un seuil, la lithosphère se rompt.
- L'**asthénosphère** commence à 120km (début de la LVZ) et s'étend jusqu'à 670km (discontinuité mineure du manteau). L'asthénosphère a un comportement moins rigide et plus ductile, elle est capable de **déformation plastique** sous une contrainte. Elle se déforme sans revenir à sa position d'origine.
- **Au-delà de 670km**, c'est le **manteau inférieur** qui a à nouveau un comportement rigide.

Au-delà de cette valeur de 120 km, des **variations** peuvent exister : asthénosphère plus proche de la surface sous les océans et en particulier les dorsales (on atteint alors 0 à 5 km), et plus « enfoncée » sous les montagnes et les vieux boucliers.

La diminution de vitesse observée dans la LVZ est d'**origine thermique** : Au-delà de **1300°C**, les roches mantelliques acquièrent un comportement ductile, d'où la diminution des vitesses observées. Ceci est dû au fait que dans ces conditions Pression – Température les roches mantelliques sont **proches de leur point de fusion**, sans toutefois jamais le franchir.

Le **sommet de l'asthénosphère est donc défini par l'isotherme de 1300°C**.

5. Bilan : structuration verticale du manteau

Voir figure 21

E. Le noyau terrestre

1. Composition du noyau terrestre

La densité moyenne de la Terre est de 5,51. Or les roches présentes en surface ont une densité comprise entre 2 et 3,5. Ces simples observations imposent l'existence d'une structure dense au centre de la Terre : C'est le noyau.

De même, la comparaison de la composition globale de la Terre (semblable à celle des météorites de type chondrites, formées en même temps que les planètes au début de l'histoire du système solaire) montre un déficit de Fer dans les enveloppes les plus externes, y compris le manteau.

En utilisant la loi de Birch (cf. TP BC), on confirme que la présence de Fer est cohérente avec les vitesses observées à partir de l'étude des ondes sismiques.

Ainsi, le noyau terrestre est **très dense** (densité > 10). Il est composé :

- A 75% de **Fer** ;
- A 5% de **Nickel** ;
- D'un élément plus léger (**Soufre ou Oxygène**), qui confère sa fluidité au noyau externe.

Le **noyau interne** (graine) serait constitué essentiellement de Fer pur. Il se forme par cristallisation du noyau externe : Chaque jour, plusieurs centaines de m³ de fer du noyau externe cristallisent.

2. Discontinuité de Gutenberg

La discontinuité de Gutenberg est une discontinuité majeure, séparant le manteau inférieur du noyau externe.

Elle est marquée par une forte variation de la vitesse des ondes sismiques, visible en particulier sur le modèle PREM.

Ondes sismiques et étude de la Terre profonde :

L'étude des ondes sismiques émises suite à un séisme permet de reconstituer leur vitesse de propagation au sein du globe terrestre. Ceci permet d'obtenir des informations sur les caractéristiques des couches profondes de la Terre, inaccessibles à l'observation directe.

Voir la figure 24 pour des rappels et compléments sur les ondes sismiques, à connaître.

L'arrêt des ondes sismiques de cisaillement S par cette discontinuité indique que la **partie supérieure du noyau est liquide**.

3. Discontinuité de Lehmann et graine

De nouvelles variations de vitesse des ondes sismiques, ainsi qu'une réapparition des ondes S, est observée à 5150 km de profondeur : Il s'agit de la discontinuité de Lehman. Elle délimite la graine (noyau interne) du noyau externe.

Cette graine serait solide : C'est en effet possible car la température de fusion du matériel du noyau augmente plus vite que la température réelle du noyau en fonction de la pression et de la profondeur.

Remarque : les ondes P qui se propagent dans le noyau externe sont les seules qui peuvent le traverser. Elles sont appelées ondes Kern (K)

Les ondes K qui arrivent à l'interface noyau externe/ noyau interne vont produire des ondes de compression P (nommées ondes I) et de cisaillement S. Cela permet d'expliquer l'existence d'ondes S dans le noyau interne.

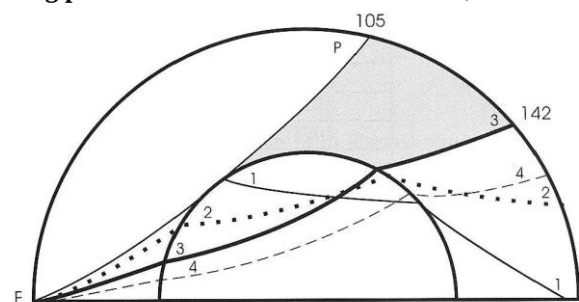
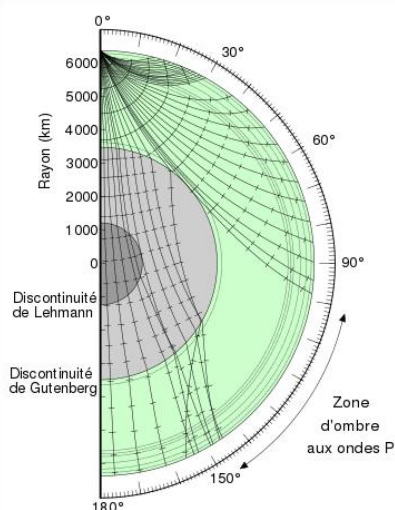
Conclusion

Voir schéma bilan, figure 23.

Comparaison des croûtes océanique et continentale

Croûte	densité	Vitesse des ondes P	Roches majoritaires (minéraux majeurs)	éléments chimiques	épaisseur
Océanique	Entre 2,5 et 3,1 selon les couches et l'âge de la croûte	5,1 à 6,9 km/s	Basalte et Gabbros (pyroxène, olivine, plagioclases)	+ Fe, Mg, Ca	6 à 8 km en moyenne
Continentale	2,7 en moyenne	5,6 à 6,5 km/s	Granites (<i>granitoïdes</i>), Gneiss, Granulites (<i>roches métamorphiques</i>) (quartz, micas, feldspaths alcalins)	+ Si, Al, K, Na	30 km en moyenne

Pour information : mise en évidence de la discontinuité de Gutenberg par l'existence d'une zone d'ombre, sans ondes P



Le trajet des ondes sismiques à l'intérieur du globe est perturbé par les différentes discontinuités. Les ondes P générées par un séisme localisé en F parviennent directement à tous les points de la surface situés à une distance angulaire de F inférieure à 105° et supérieure à 142°.