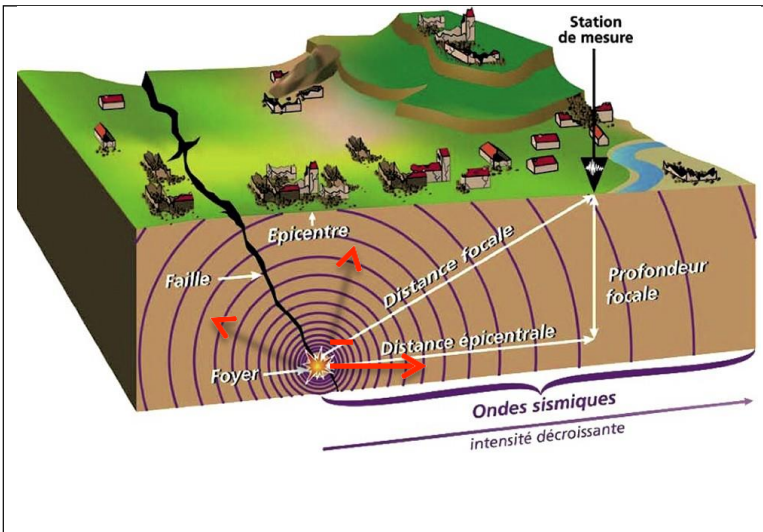


II Les apports de la sismologie

Les connaissances issues de l'étude des séismes et plus précisément de la propagation des ondes dans le globe terrestre vont permettre une véritable auscultation de la Terre et l'élucidation de sa structure interne.

Elles vont aussi entraîner le rejet de la théorie de la dérive des continents élaborée par Wegener.

1. Etudes sismiques, le principe : séisme et ondes sismiques (📖 pages 118/119)



Un **séisme** correspond à une rupture de contraintes avec libération d'énergie sous formes d'ondes

Les **ondes** se déplacent dans toutes les directions à partir du foyer du séisme (**rais sismiques**)

Elles peuvent être enregistrées par des **sismographes**, sous forme de **sismogrammes**.

On enregistre 3 types d'ondes :

- P
- S
- L et R (surface)

La vitesse des ondes va dépendre de leur nature, de la nature des matériaux traversés de leur densité et de leur état. On distingue :

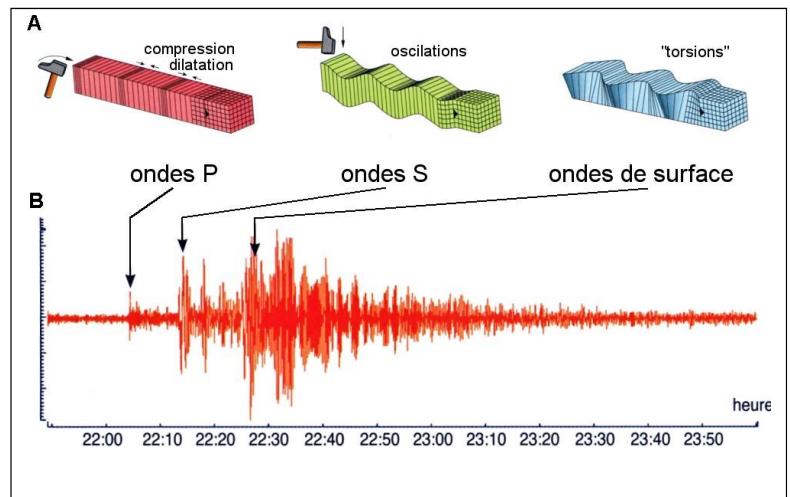
Les ondes de volume : (se propagent dans tout le volume du globe)

P : ce sont les plus rapides, onde de compression, elles sont les premières à parvenir aux stations d'enregistrement. Elles se propagent **dans tous les milieux**

S : plus lentes, ondes de cisaillement, elles arrivent après les ondes P et ne se propagent **que dans les solides**.

Les ondes de surface (peu d'intérêt pour l'étude de la structure du globe)

L, R : ondes de surface, les plus lentes, de grande amplitude se sont elles qui sont responsables des plus gros dégâts d'un séisme.



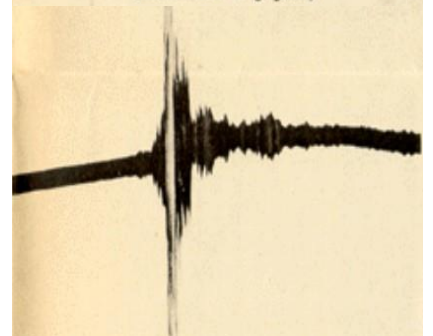
L'étude de la propagation des ondes P et S et les enregistrements réalisés au niveau de nombreuses stations conduisent au développement d'une nouvelle science : **la sismologie**, qui va permettre une meilleure connaissance de la structure du globe.

2. Les débuts de la sismologie :

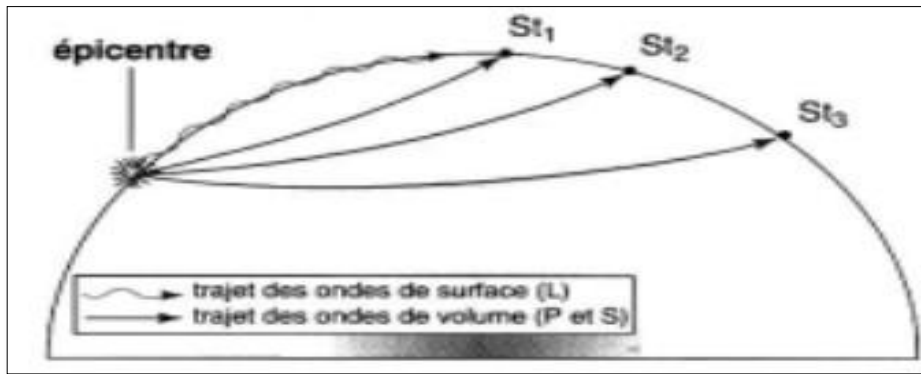
a) En 1889, on enregistre à Potsdam (banlieue de Berlin) un séisme sur les sismographes les plus modernes de l'époque. Très rapidement, on apprend que cet enregistrement correspond à **un séisme violent qui s'est produit au Japon** :

A partir des sismogrammes on va petit à petit pouvoir analyser les ondes, puis la structure interne de la Terre

Fig. 18. Potsdam. 1889 April 17, 15 h - 22 1/2 h (Erdbeben in Japan.)



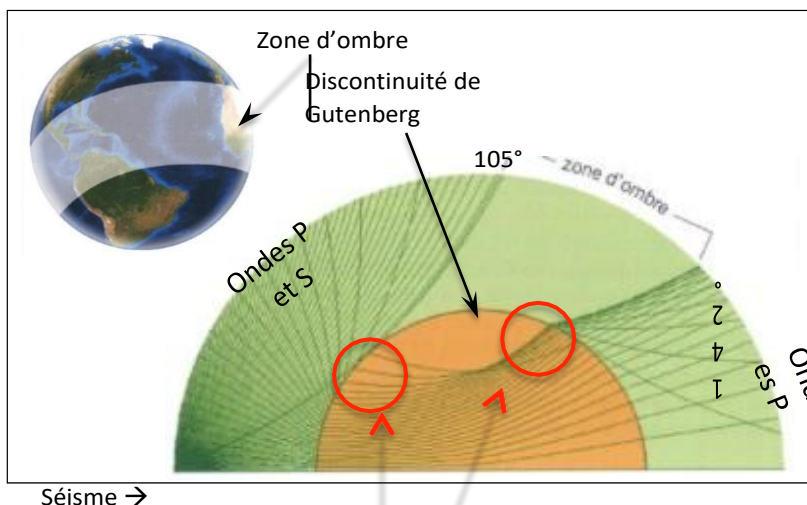
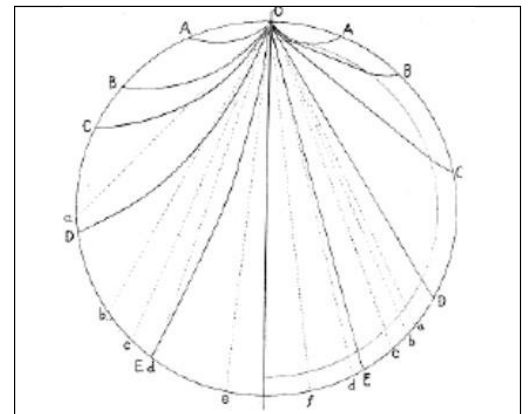
On peut calculer facilement la vitesse de déplacement des ondes en utilisant différentes stations et ainsi reconstituer la structure interne du globe



Les ondes de volume se propagent dans tout le globe et connaissant leur vitesse dans les différents matériaux et leur temps d'arrivée, on peut connaître les matériaux qu'elles ont traversé.

TP « A la découverte de la structure interne du globe » utilisation de tectoglob/test des hypothèses/ correction à consulter.

b) Vers 1908, on considère que la Terre est un milieu solide et homogène. La propagation des ondes sismique est donc la suivante (modèle de Knott) ci-contre (TP1). La vitesse augmente avec la profondeur (↗ de la densité), la terre est donc entièrement solide, les rais sismiques sont incurvés.



c) Mais en 1906 **Gutenberg** avait remarqué que lorsque les stations d'enregistrement sont situées entre 11500 km et 14500 km (105° et 142° de distance angulaire) de l'épicentre, **on observe une zone d'ombre sismique caractérisée par une réception des ondes P et S anormale.**

Au-delà de cette zone, les ondes qui réapparaissent sont plus lentes.

Interprétation : Cela met en évidence l'existence d'une **discontinuité** (rupture dans la continuité des matériaux) à 2900 Km de profondeur : la **discontinuité de Gutenberg**

Les ondes P subissent une double réfraction qui dévie les ondes et crée la zone d'ombre. La disparition des ondes S indique que le milieu est liquide.

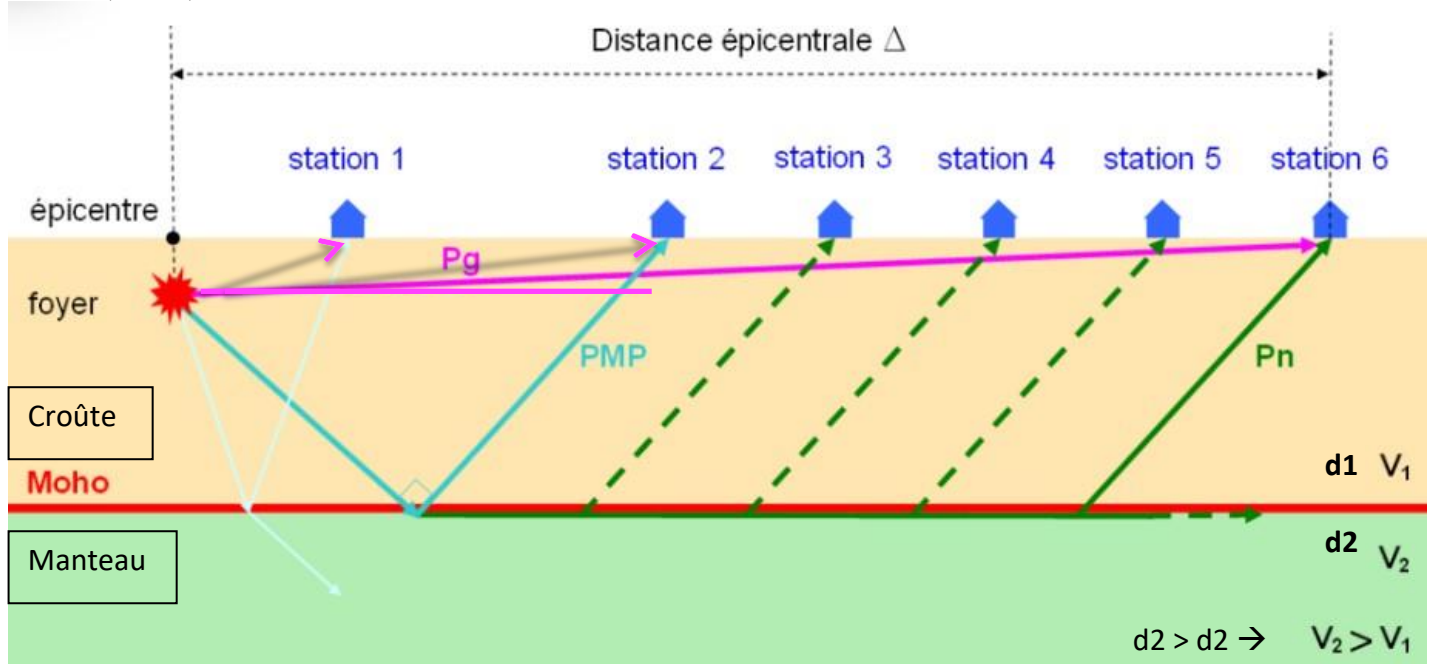
La terre apparaît désormais constituée de 3 couches concentriques : croûte (Sial), manteau (Sima), noyau dont au moins la partie externe est liquide. Toute la Terre est donc bien solide jusqu'à 2900Km de profondeur.

La discontinuité de Lehmann, située vers 5 100 km entre le noyau externe et la graine (solide) a été découverte en 1936 par Inge Lehmann.

d) En 1909, le croate **Andrija Mohorovicic** travaille sur un jeu complet de sismogrammes après le séisme de Zagreb (doc 2 page 113) : il remarque que des ondes arrivent aux stations d'enregistrements entre les ondes P et les ondes S : ce sont des ondes P !

Or, les ondes P de même nature et de même vitesse devraient arriver en même temps donc il ne peut qu'imaginer que des ondes P émises par le séisme, ont été réfléchies par une discontinuité située entre la croûte et le manteau.

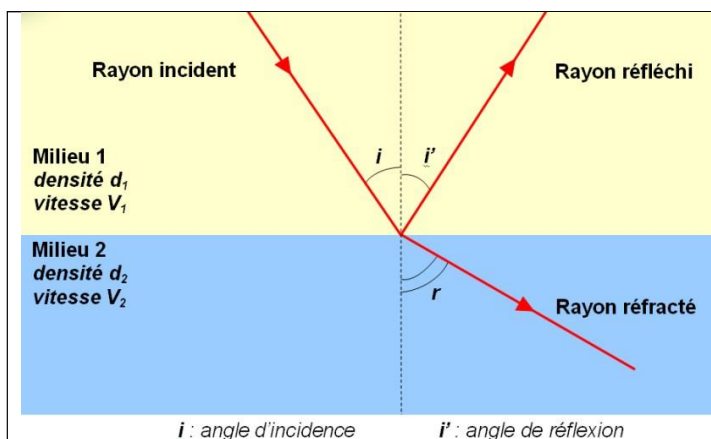
Le retard d'arrivée de ces ondes réfléchies (PMP) permet de calculer la profondeur de cette discontinuité : le MOHO, elle est de 30 Km en moyenne sous les continents mais augmente sous les reliefs (→ TS)



Les premières ondes P sont les ondes directes, arrivant en premiers aux stations.

Les ondes PMP arrivent avant les ondes S, plus lentes, bien que la distance parcourue soit supérieure, se sont les ondes réfléchies sur une surface de discontinuité : **le Moho**, qui sépare 2 milieux de composition et densité différente, la croûte et le manteau supérieur.

Les ondes Pn, enregistrables à partir d'une certaine distance, correspondent aux ondes réfractées parallèlement au Moho et accélérées par leur passage dans le manteau ($V_2 > V_1$)



Rappel :

Le rayon incident est réfléchi avec $i = i'$
L'angle de réfraction dépend de l'angle d'incidence et de la densité du milieu

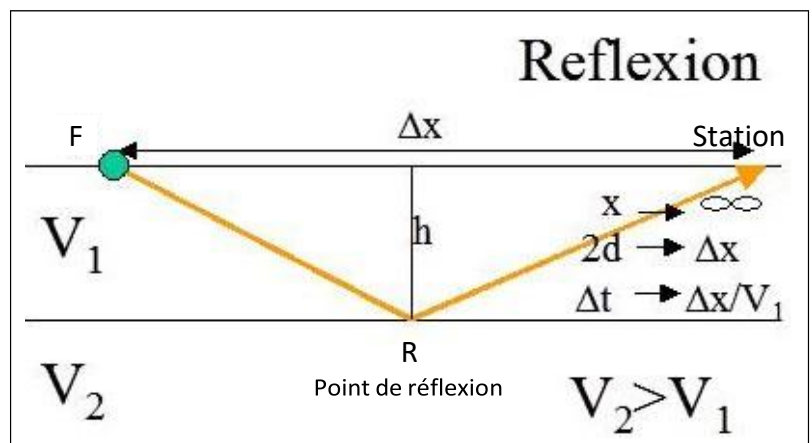
Si on connaît la vitesse des ondes P, la distance (Δ) et le temps d'arrivée des ondes P et PMP, on peut calculer la profondeur du Moho en appliquant le théorème de Pythagore.

On cherche h :

En simplifiant si le foyer (F) était en surface :

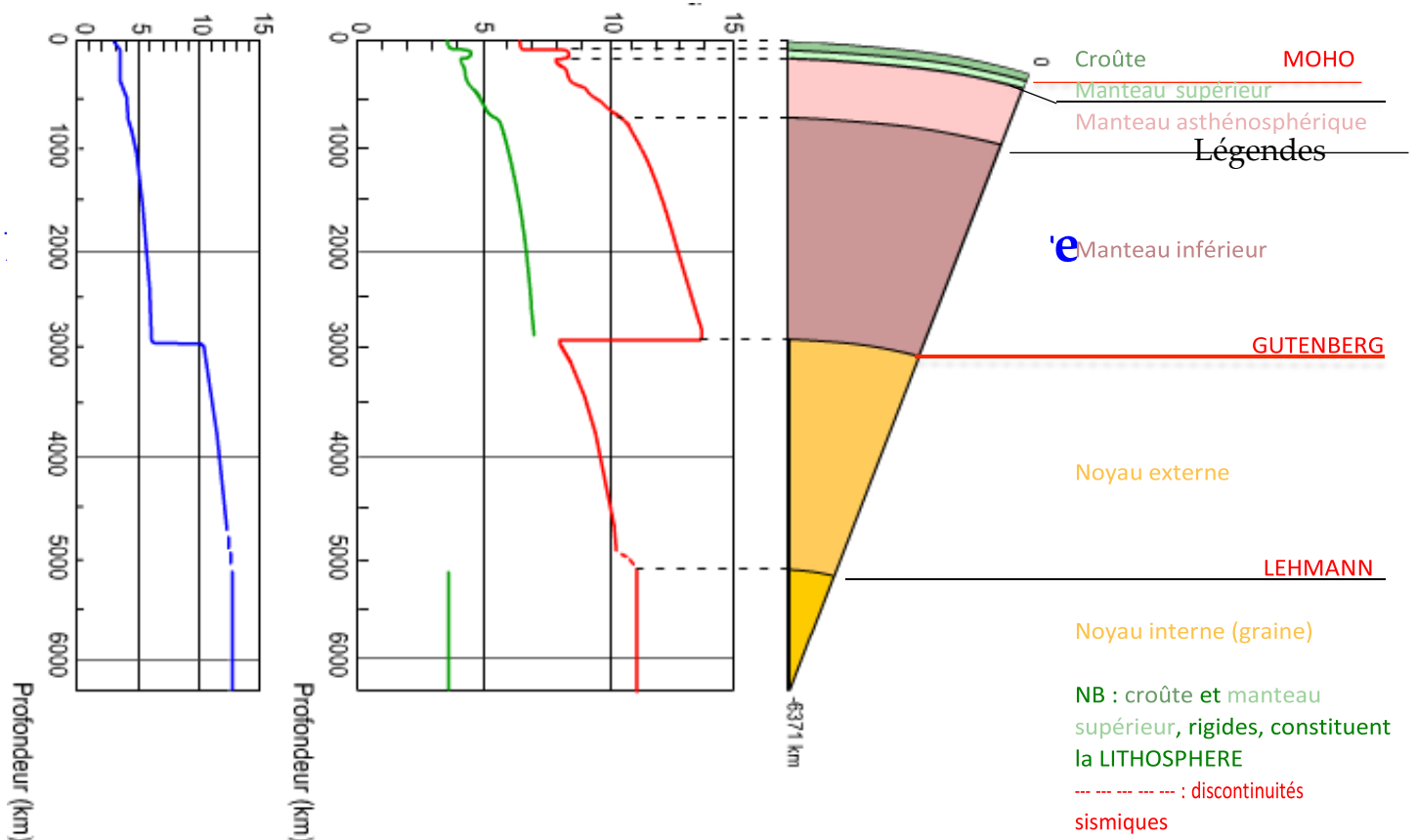
$$\frac{1}{2} \Delta^2 + h^2 = [FR]^2$$

$$h = \sqrt{([FR]^2 - \frac{1}{2} \Delta^2)}$$



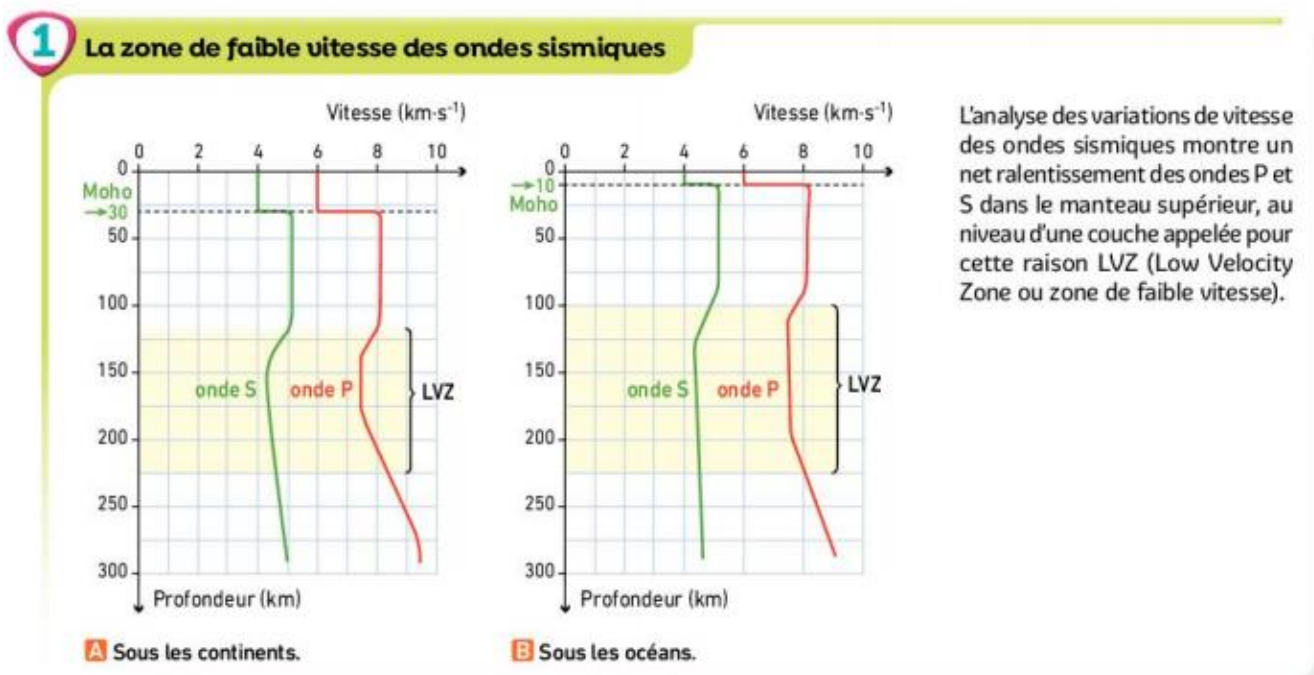
2. La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère

Schéma bilan :



1) La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère

La distinction entre la lithosphère et l'asthénosphère



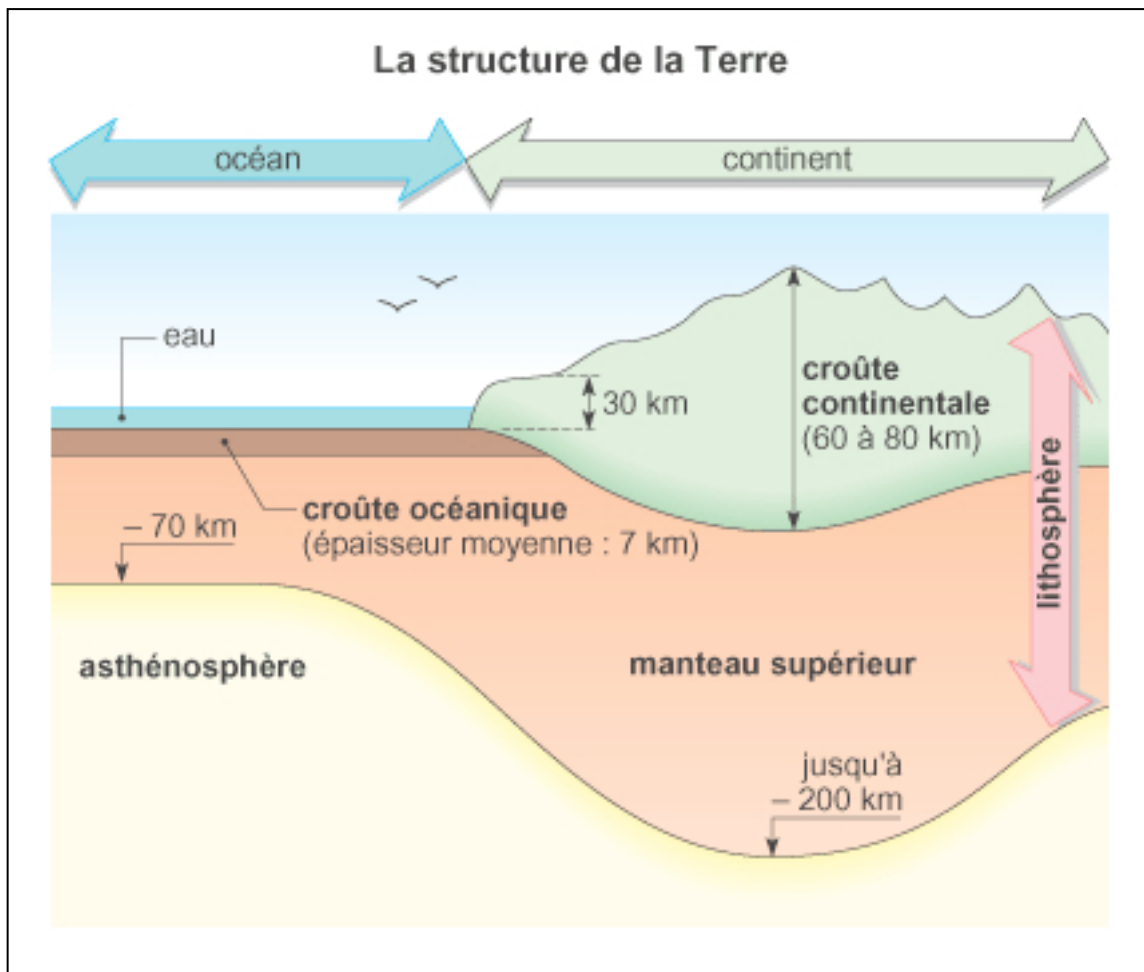
Entre 100 et 250 km de profondeur, la vitesse des ondes sismiques diminue. Ce ralentissement n'est pas brutal et ne correspond pas à une variation de la nature chimique du milieu traversé mais à une variation de la rigidité des matériaux/limite thermique. Cette zone à faible vitesse est connue sous le nom de LVZ (low velocity zone).

BILAN : Les couches situées au dessus de la LVZ : croûte et manteau supérieur constituent la lithosphère. La lithosphère est très rigide, elle réagit aux contraintes en cassant.

La partie du manteau située de la LVZ jusque vers 700 km constitue l'asthénosphère. L'asthénosphère est ductile, elle réagit aux contraintes en se déformant.

La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère est une limite thermique : l'isotherme de 1300 °C.

La température de la lithosphère est <1300 °C, celle de l'asthénosphère >1300 °C.



Les variations de la vitesse des ondes P et S ont permis de mettre en évidence des discontinuités à l'intérieur du globe qui permettent d'identifier 3 couches concentriques :

La lithosphère : solide, rigide, cassante, épaisse d'une centaine de Kms. Elle est constituée par

- la **croûte**, séparée
- du **manteau supérieur lithosphérique** (lithosphérique) par
- le **MOHO**

Le manteau : de composition assez homogène mais dont l'état varie en fonction de la profondeur :

(- le **manteau supérieur lithosphérique**, solidaire de la croûte)

- le **manteau supérieur asthénosphérique**, solide mais ductile (déformable)
- le **manteau inférieur**, solide

Séparé par la discontinuité de **Gutenberg**...

Le noyau :

- le **noyau externe**, liquide
- le **noyau interne** (graine) solide

