

Partie 2 : La dynamique interne de la Terre.

Chapitre 1. La structure du globe terrestre.

Des contrastes entre les continents et les océans *Connaissances* La distribution bimodale des altitudes observée entre continents et le fond des océans reflète un contraste géologique, qui se retrouve dans la nature des roches et leur densité. Si la composition de la croûte continentale présente une certaine hétérogénéité visible en surface (roches magmatiques, sédimentaires, métamorphiques), une étude en profondeur révèle que les granites en sont les roches les plus représentatives.

Objectifs : par la découverte des deux croûtes, les élèves acquièrent les données fondamentales sur les principales roches rencontrées (basalte, gabbro, granites).

Capacités

- Mettre en relation des cartes et/ou des logiciels de visualisation des reliefs avec la courbe de distribution bimodale.
- Utiliser des cartes géologiques (carte géologique mondiale) comme des données d'observation directe (faille VEMA, forages) pour identifier les compositions des croûtes océaniques et continentales.
- Utiliser la carte de France au millionième pour identifier la répartition des principaux types de roches sur le territoire.
- Effectuer des mesures de densité sur des roches continentales et océaniques.
- Mener une observation comparative des roches des croûtes océanique et continentale (composition, structure, etc.).

Précisions : les différences de relief ne sont pas, à ce niveau, expliquées par les mécanismes de l'isostasie. L'étude pétrographique se limite à l'étude des principales caractéristiques des roches citées.

La surface de la lithosphère n'est pas plane : elle comporte des reliefs positifs (=montagnes) ou des reliefs négatifs (bassins sédimentaires ou plaines abyssales). Seule une partie de la croûte continentale est émergée formant les continents. La croûte océanique est toujours immergée. Plus en profondeur, les prospections par forages ne sont pas permises, l'humain a dû développer d'autres technologies pour en apprendre plus sur les entrailles de la Terre...

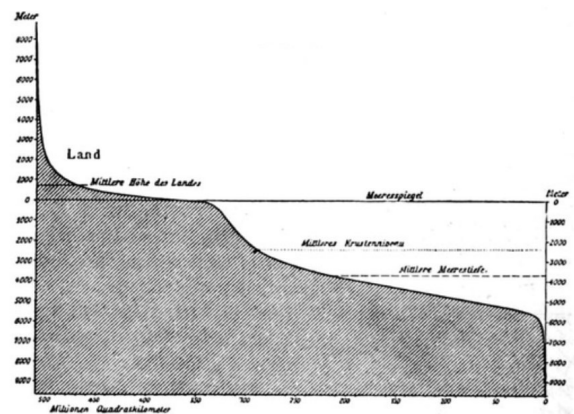
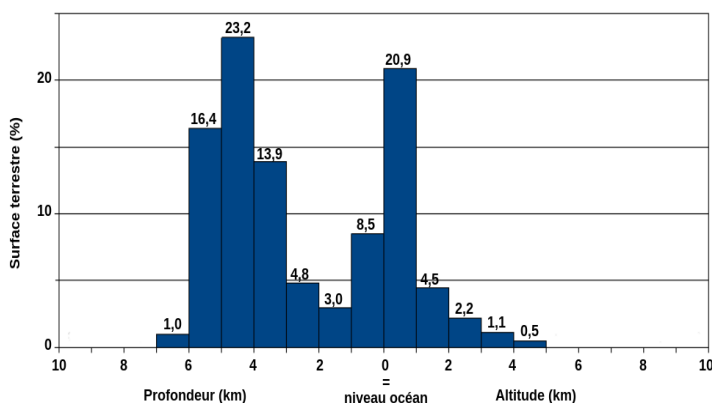
Ce chapitre a comme objectifs de :

- comprendre les mécanismes expliquant la dualité continent-océan .
- comprendre les technologies permettant l'étude de la structure de la Terre
- .comprendre la structure Terrestre.

I – Les couches superficielles terrestres : Des contrastes entre les continents et les océans.(post TP10)

1.) Des différences d'altitude :

A la fin du 19^{ème} siècle, des campagnes de mesure de profondeur océanique sont menées pour poser des câbles transocéaniques pour le télégraphe. Elles ont contribué à établir une répartition statistique des reliefs sur Terre → courbe hypsométrique "moderne" est le fruit d'Otto Krümmel en 1897 : En ordonnée,



Hypsoemetrische Kurve der Erdoberfläche, nach Krümmel.

l'altitude ou la profondeur considérée au-dessus ou en dessous du niveau de la mer ("Meeresspiegel"). En abscisse, de gauche à droite, la surface terrestre cumulée en millions de kilomètres carrés (courbe de

la distribution des altitudes/profondeurs terrestres). Celle-ci montre l'existence de 2 niveaux privilégiés à +300 m et – 4800 m, et la rareté des niveaux intermédiaires. L'allure bimodale de cette courbe conduit à admettre l'existence de 2 croûtes de nature différente, confirmée par le prélèvement d'échantillons de roches.

2.) Les caractéristiques de la croûte continentale

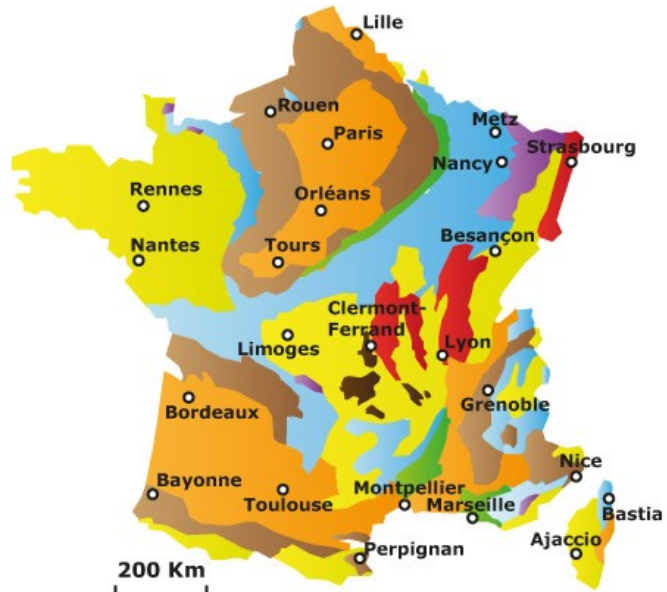
Les caractéristiques de la croûte continentale sont connues à la fois par les échantillons prélevés en surface ou lors d'un forage et par des études géophysiques notamment par à l'aide de la sismique-réflexion.

Les études sismiques ont montré que la croûte était constituée de deux ensembles superposés, une croûte supérieure rigide et une croûte inférieure ductile.

D→ carte

La croûte continentale supérieure (CCS), épaisse d'une **15 km**, est constituée de roches très diversifiées. En surface, on observe des **roches sédimentaires** et des roches volcaniques. Mais, elles ne représentent qu'un placage de 1 à 2 km. La roche représentative de la CCS est le **granite**. L'observation microscopique d'une lame mince de cette roche permet d'observer sa **structure holocristalline(grenue ou microgrenue)** signant son origine magmatique et un refroidissement lent à quelques kilomètres de profondeur. Les minéraux formant ce type de roche sont essentiellement du **quartz, des micas et des feldspaths (orthose ou plagioclase)**. La densité moyenne de la CCS est de l'ordre de 2,7.

La croûte continentale inférieure (CCI) épaisse de 15 km environ est constituée de **roches métamorphiques** en raison des fortes températures et pressions qui règnent au-delà de 15 km de profondeur. Elle possède une densité plus élevée (2,9) que la CCS.



Bassins sédimentaires

- Quaternaire et tertiaire
- Fossés tertiaires
- Crétacé supérieur

- Crétacé inférieur
- Jurassique
- Trias et Permien

Chaînes de montagnes

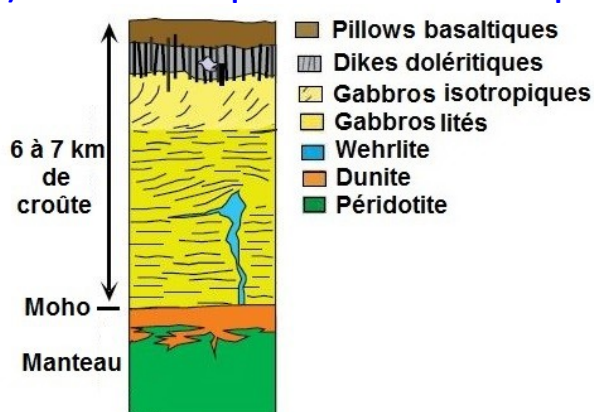
- Socle Primaire anté-triasique
- Roches granitiques et métamorphiques

Volcans

- Volcans

La croûte continentale est donc principalement formée de roches voisines du granite, d'une épaisseur plus grande et d'une densité plus faible que la croûte océanique.

3.) Les caractéristiques de la croûte océanique



Plus difficiles à observer car quasiment toujours immergées profondément, les roches de la croûte océanique peuvent être prélevées grâce à des campagnes de forages ou de dragage de surface.

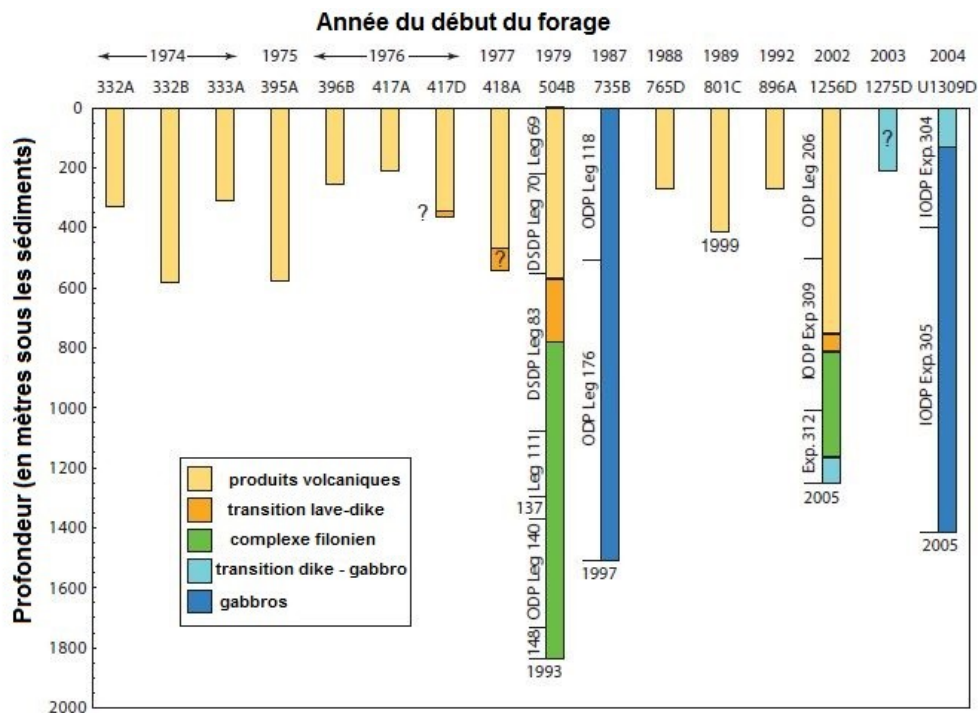
La structure est la suivante : on distingue, comme le montre le schéma simplifié du modèle de Penrose ci-contre :

- des couches de **roches sédimentaires** plus ou moins épaisses déposées sur la croûte sens strict...
- une couche superficielle de cette croûte est constituée de **basalte**. L'observation microscopique d'une lame mince de cette roche permet d'observer sa **structure hémicristalline(mélange de verre et de cristaux)** signant son origine magmatique et un refroidissement rapide proche de

la surface. Les minéraux formant ce type de roche sont essentiellement des **pyroxènes et de l'olivine dans certains cas et des feldspaths (surtout plagioclase)**. La densité moyenne du basalte est de l'ordre de **2,7 à 3**.

- une couche de **gabbro** plus profonde. L'observation microscopique d'une lame mince de cette roche permet d'observer sa **structure holocristalline(grenue ou microgrenue)** signant son origine magmatique et un refroidissement lent loin de la surface. Les minéraux formant ce type de roche sont essentiellement des **pyroxènes et des feldspaths (surtout plagioclase)**. La densité moyenne du gabbro est de l'ordre de **2,9 à 3,1**.

Attention, le modèle de Penrose n'est pas représentatif de façon régulière au niveau de toutes les croûtes océaniques(loin de là...) . Ces quelques forages superficiels montrent l'**hétérogénéité**.



4.) Bilan de la comparaison et effet sur le relief (apparemment HP, mais la notion d'isostasie me semble indispensable !!!)

→ tableau bilan :

	Domaine continental	Domaine océanique
Reliefs	Positif, niveau privilégié + 300m	Négatif, niveau privilégié - 4800m
Roches caractéristiques à l'affleurement	Sédiments, granite, gneiss	Sédiments, basalte, gabbro
Roches caractéristiques en profondeur	Granite et gneiss	Basalte et surtout gabbro
Minéraux les plus abondants	Feldspaths (orthose et plagioclases), Quartz et Mica noir	Feldspaths plagioclases, pyroxènes et un peu d'olivine.
Densité	2,75 à 2,8 en moyenne	2,9

L'observation de la répartition bimodale des altitudes peut à présent être en partie expliquée. La densité de la croûte océanique est globalement plus élevée que celle de la croûte continentale. Cette première a donc une tendance à s'enfoncer d'avantage dans l'asthénosphère sous-jacente, considérée comme un fluide(très, très visqueuse mais fluide...). De plus, la co est plus fine que la cc. Ces deux paramètres suffisent à comprendre que la co se trouve sous le niveau de la mer alors que la cc est généralement émergée.

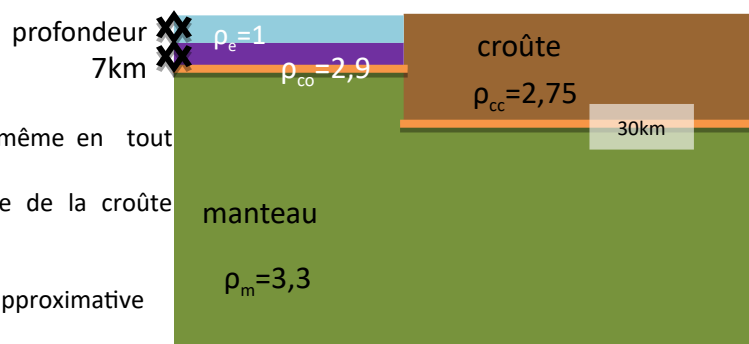
Rappel : **Poids** : $P = m \times g = (h \times \rho) \times g$.

Le principe d'isostasie correspond à la tendance physique à rejoindre un état d'équilibre réalisé à une profondeur dite profondeur ou niveau de compensation pour laquelle, la pression de charge est la même en tout point :

donc, si on prend comme référence la base de la croûte continentale :

$$30 \times 2,75 = \text{prof} \times 1 + (7 \times 2,9) + (30-7-\text{prof}) \times 3,3$$

Profondeur = 5,9 km. C'est bien la profondeur approximative des plaines abyssales.



Bilan : La croûte terrestre n'a pas une composition homogène ; cc et co ont une composition différente et la croûte continentale, moins dense, s'oppose à la croûte océanique, plus dense → ceci explique la différence d'altitude entre continents et océans, la courbe bimodale, reflet d'un contraste géologique, d'une dualité des cc et co.

Les forages ne dépassent pas la profondeur de qq km (un peu plus de 12 km sur le forage de Kola en Russie, plus profond du globe, entre 1970 et 1989 -12262m) ; pour comprendre la structure profonde du globe, une autre approche est nécessaire.

II L'apport des études sismologiques et thermiques à la connaissance du globe terrestre .(post TP11)

Connaissances Un séisme résulte de la libération brutale d'énergie lors de rupture de roches soumises à des contraintes. Les informations tirées du trajet et de la vitesse des ondes sismiques permettent de comprendre la structure interne de la Terre (croûte – manteau – noyau ; modèle sismique PREM [Preliminary Reference Earth Model], comportement mécanique du manteau permettant de distinguer lithosphère et asthénosphère ; état du noyau externe liquide et du noyau interne solide). Les études sismologiques montrent les différences d'épaisseur entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale. L'étude des séismes au voisinage des fosses océaniques permet de différencier le comportement d'une lithosphère cassante par rapport à une asthénosphère plus ductile. La température interne de la Terre croît avec la profondeur (gradient géothermique). Le profil d'évolution de la température interne présente des différences suivant les enveloppes internes de la Terre, liées aux modes de transfert thermique : la conduction et la convection. Le manteau terrestre est animé de mouvements de convection, mécanisme efficace de transfert thermique. La propagation des ondes sismiques dans la Terre révèle des anomalies de vitesse par rapport au modèle PREM. Elles sont interprétées comme des hétérogénéités thermiques au sein du manteau.

Notions fondamentales : contraintes, transmission des ondes sismiques, failles, réflexion, réfraction, zones d'ombre.

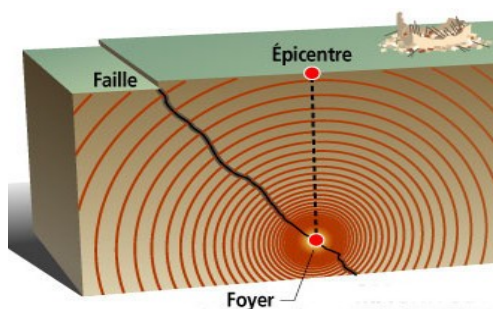
Objectifs : l'étude sismologique permet ici d'affiner la compréhension de la structure du globe terrestre et de la lithosphère au-delà de la vision du risque sismique appréhendé par les élèves au collège. Grâce au croisement de différentes méthodes, les élèves accèdent à la connaissance de la structure thermique du globe de manière à pouvoir mobiliser ensuite les données thermiques dans l'explication de mécanismes géologiques étudiés.

Capacités

- Consulter et exploiter une base de données sismologiques.
- Traiter des données sismologiques.
- Concevoir une modélisation analogique et réaliser des mesures à l'aide de dispositifs d'expérimentation assisté par ordinateur, ou des microcontrôleurs pour étudier la propagation d'ondes à travers des matériaux de nature pétrographique différente ou de comportement mécanique différent.
- Étudier par expérimentation assistée par ordinateur et/ou par modélisation analogique les paramètres à l'origine des modifications de la vitesse des ondes (nature du matériau, de sa rigidité/plasticité, effet de la température).
- Étudier la propagation profonde des ondes (zone d'ombre, mise en évidence des discontinuités) en utilisant les lois de Snell-Descartes et/ou mettant en œuvre un modèle analogique pour montrer les zones d'ombre.
- Utiliser des profils de vitesse et de densité du modèle PREM.
- Analyser des courbes d'augmentation de la température en fonction de la profondeur (mines, forages) ; croiser des données thermiques, des données de composition chimique, avec les données sismiques pour comprendre le modèle de la structure thermique de la Terre.
- Calculer la température au centre de la Terre en utilisant le gradient géothermique de surface et apprécier sa validité au regard de l'état physique des matériaux.
- Réaliser des modèles analogiques pour appréhender la conduction et la convection.
- Montrer l'existence d'hétérogénéités thermiques dans le manteau par des données de tomographies sismiques, tout en attirant l'attention sur l'amplitude des variations par rapport au modèle PREM.

Précisions : les caractéristiques d'un séisme sont dégagées à partir de l'étude de cas concrets et en utilisant des outils numériques enrichissant les possibilités d'analyse par les élèves. La connaissance des mécanismes au foyer n'est pas attendue.

1) Les ondes sismiques



Les ondes sismiques sont émises dans toutes les directions de l'espace depuis un **foyer sismique** qui correspond au lieu de la **rupture brutale d'une roche**, au niveau d'une faille après avoir emmagasinée de l'énergie sous forme d'une contrainte...

Il existe différentes **deux grands types d'ondes émises par un foyer sismique**: les **ondes de volume** et les **ondes de surface**.

Les ondes de volume

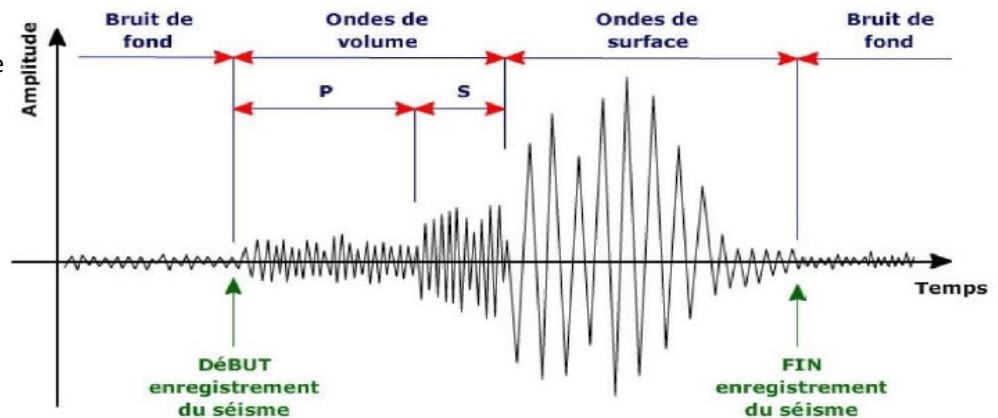
Il existe deux types d'ondes de volume : les **ondes P**, dites de compression, et les **ondes S**, dites de cisaillement. Les ondes P sont des ondes de dilatation, pour lesquelles le

mouvement des particules a lieu dans la direction de propagation de l'onde. Elles sont analogues à la propagation du son dans l'air. Les ondes S correspondent à un cisaillement et à une rotation des particules lors du passage de l'onde.

Les ondes de surfaces

Les ondes de surfaces sont des ondes sismiques guidées entre la surface et les interfaces peu profondes. Elles ne pénètrent pas très profondément dans le manteau car elles sont "piégées" dans les couches de surface. Elles sont de forte amplitude et se propagent plus longtemps que les ondes de volume. Il y a deux **types d'ondes de surface, les ondes de Rayleigh et les ondes de Love.** Les ondes de surface sont dites "dispersives", c'est à dire que leur vitesse de propagation dépend de leur fréquence. Les courbes de dispersion que l'on peut obtenir sont utilisées pour étudier la structure fine de la lithosphère. Les ondes de surface sont un outil privilégié en **tomographie sismique**.

Ces ondes peuvent être **enregistrées** lors de leur passage grâce à un **sismomètre**, l'enregistrement se nomme un **sismogramme** :



2) Comportements des ondes.

Chaque année, entre 100 000 et un million de séismes sont enregistrés. Leur étude a permis au fil du 20^{ème} siècle d'appréhender la structure interne du globe.

La **vitesse** à laquelle voyagent les ondes P (VP) et S (VS), **dépend des propriétés physiques du milieu traversé.** Elles s'expriment en fonction des modules de cisaillement μ , du coefficient de compressibilité K, et de la densité du milieu :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}},$$

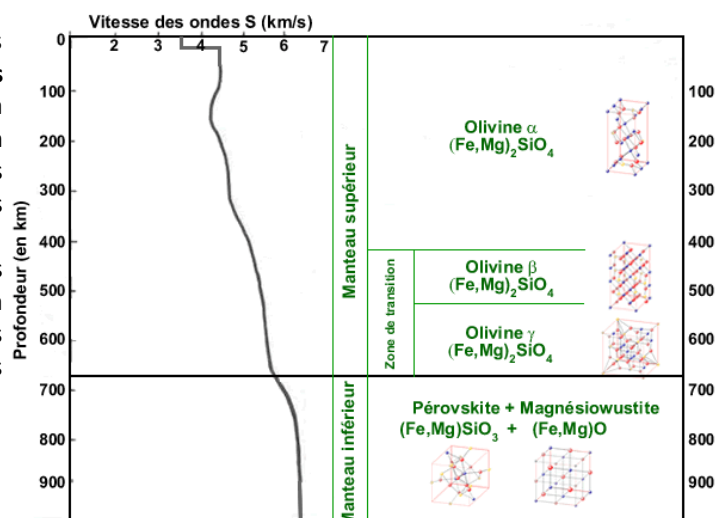
$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

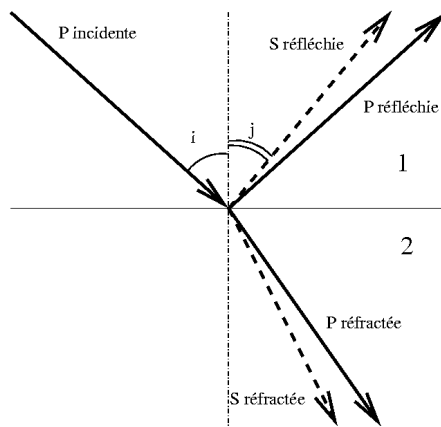
Le coefficient d'incompressibilité est le changement de densité dû à une augmentation de pression. Il correspond à la force par unité de surface qu'il faut exercer pour comprimer le matériel. Le module de cisaillement correspond à la force par unité de surface qu'il faut exercer pour changer la forme du matériel.

Le module de cisaillement d'un liquide est nul → les liquides ne propagent pas les ondes S.

D'autre part, au sein des matériaux solides, les ondes vont adopter des **vitesse variables selon les propriétés de la couche traversée.** La densité et la compressibilité dépendent de la **Température**, on aura donc, pour un même matériaux, des vitesses différentes des ondes pour des températures différentes.

Ces caractéristiques influençant la vitesse des ondes sont aussi influencées notamment par la **structure des minéraux**. Par exemple, les ondes traversent les différentes formes d'olivine à des vitesses variables :

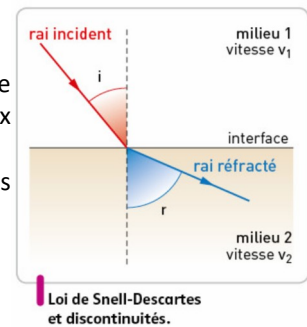




De plus, à l'interface entre deux milieux aux caractéristiques changeant brutalement, le trajet des ondes est bouleversé. On peut avoir des ondes réfléchies ou bien réfractées. (Lois de Snell-Descartes :)

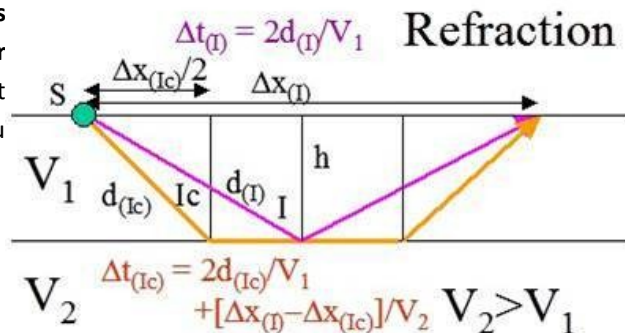
Les lois régissant la propagation de la lumière à l'interface entre 2 milieux différents (discontinuité) s'appliquent également à la propagation des ondes sismiques.

$$n_1 \cdot \sin i = n_2 \cdot \sin r$$



indice de réfraction $n = c/v$; avec v vitesse de la lumière dans ce milieu ; c vitesse de la lumière dans le vide (constante).

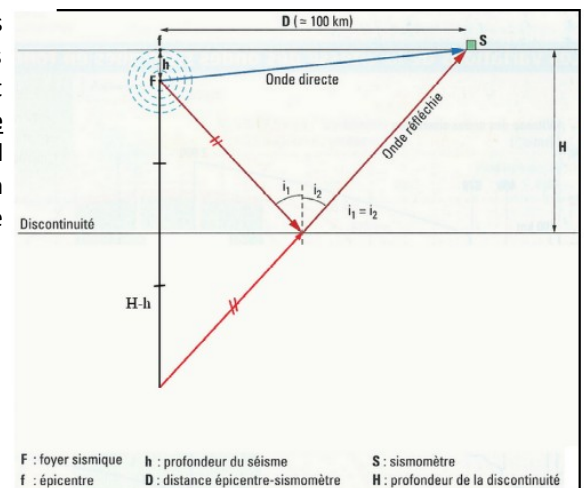
Comme en optique encore, sous incidence critique et dans les conditions de vitesse le permettant (V milieu inférieur $> V$ milieu supérieur), le rai subit une réfraction totale, et voyage à l'interface « dans » la discontinuité à la vitesse du milieu inférieur rapide, générant des ondes coniques.



3) Utilisation des propriétés des ondes pour construire un modèle.

A – Une symétrie centrale. L'étude des séismes montre que, quelle que soit la localisation géographique d'un séisme, les lois de transmission des ondes sismiques restent les mêmes ; ceci prouve que la structure du globe présente une **symétrie sphérique** : la Terre est constituée de couches concentriques (globalement homogènes, en réalité, chaque enveloppe présente des variations latérales si on l'étudie en détail, cc et co par ex). Dont on peut déterminer la nature en fonction de la vitesse des ondes qui les traversent.

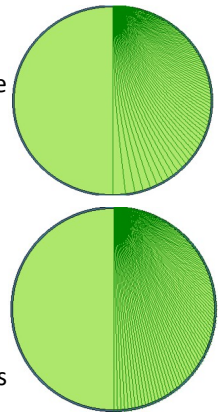
B – Dédutions des ondes réfléchies. Les sismogrammes de stations proches de l'épicentre montrent des ondes P directes mais aussi des ondes P indirectes que Mohorovicic interprète en 1909 comme le résultat de réflexions des ondes sur une **discontinuité marquant la limite entre croûte terrestre et manteau : le Moho (ou discontinuité de Mohorovicic)**. Il est situé à une moyenne de **30 km sous un continent**, et jusqu'à 75-80 km sous les plus hautes chaînes de montagnes (Himalaya) ; il est en moyenne à **7 km sous un océan**. (Méthode vue en TP)



C – Dédutions des ondes réfractées.

Un modèle à penser...

Le modèle "Une couche" présente une sphère homogène mais où la vitesse des ondes augmente proportionnellement avec la profondeur, les rais sont incurvés :



Si on décide que la vitesse a une valeur constante (ici 10 km/s) On obtient alors un modèle où les rais sont droits :

La pression et la température augmentant en profondeur, les coefficients de compressibilité et les densités vont varier.. la vitesse aussi. Le modèle 1 est donc le mieux adapté.

Au début du XX ème siècle Gutenberg remarque que les sismogrammes de stations éloignées de l'épicentre montrent que dans les stations situées à moins de 11 500 km (distance angulaire de 105°), on enregistre des ondes P et S directes. Entre 11 500 et 14 500 km (distance angulaire de 142°) de distance épicentre-station, les ondes P et S directes disparaissent (zone d'ombre en anneau), et au-delà de 14 500 km, les ondes P réapparaissent mais elles ont été ralenties.

Le modèle « une couche » ne permet pas d'expliquer la zone d'ombre....

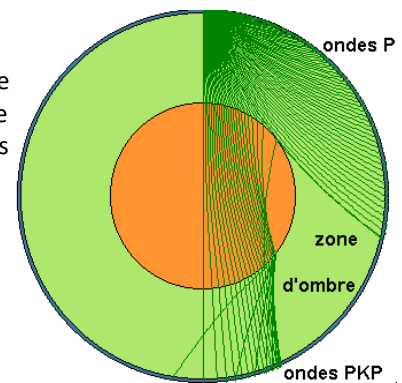
En tomographie, on utilise la nomenclature suivante :

Les Ondes P traversant le manteau se nomment P ; le noyau externe : K ; le noyau interne : I

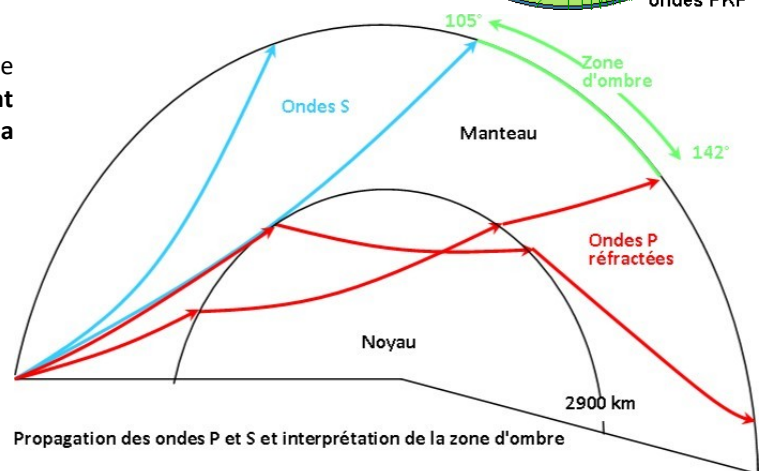
Les Ondes S traversant le manteau se nomment S ; le noyau externe : pas d'onde S ; et le noyau interne : J

exemples : une onde PP est une onde P qui, après avoir subi une réflexion sous la surface externe du globe terrestre, est restée dans le manteau avant de réapparaître en surface où elle est détectée. Une onde PKP sera une onde P qui ressort en surface après avoir traversé le noyau externe liquide

Le modèle "Deux couches avec saut" présente une sphère hétérogène, avec le manteau traversé par les ondes P, et le noyau traversé par les ondes. A la limite M-N elles subissent une réfraction du fait des différences de nature des milieux(voir vitesses): on obtient une onde PKP



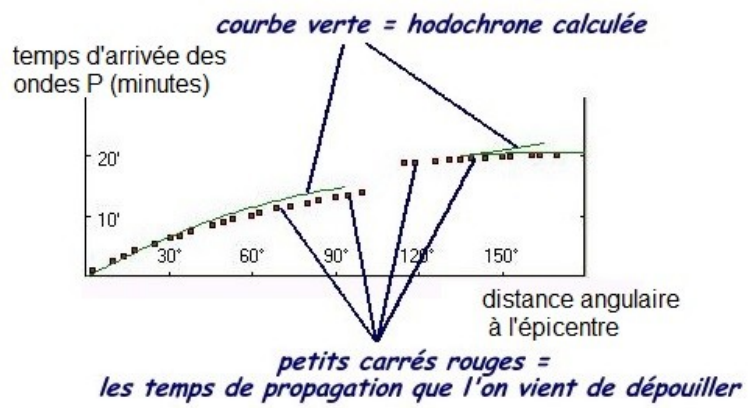
Ce modèle permet d'expliquer la zone d'ombre... Le fait que les ondes S disparaissent peut être expliqué par la nature liquide de la sphère centrale...(cisaillement nul)



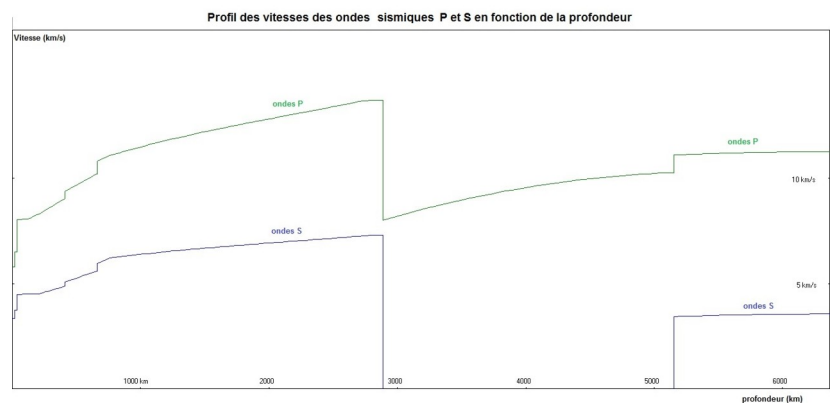
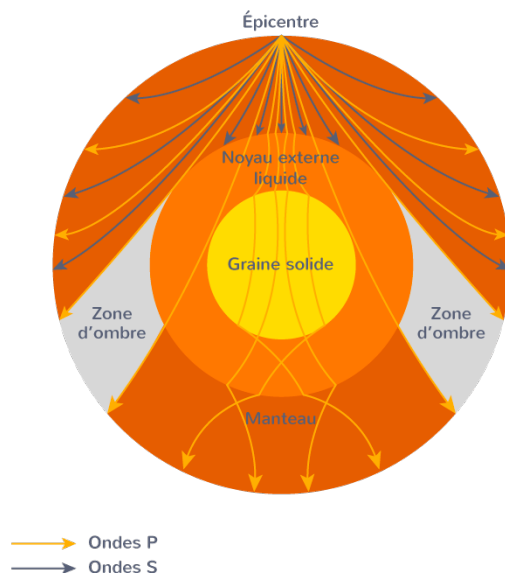
On explique donc ces phénomènes en admettant qu'en profondeur se trouve un « obstacle » qui modifie la propagation des ondes sismiques : le noyau. Les calculs montrent que la limite manteau-noyau ou discontinuité de Gutenberg (découverte en 1912) se situe à **2 900 km de profondeur**. Au-delà de 11 500 km, les ondes S ne réapparaissent pas, elles ne sont donc pas transmises par le noyau ; comme ce sont des ondes de cisaillement ne se propageant pas dans les liquides, on peut admettre que le noyau, du moins dans sa partie externe, se comporte comme un liquide.

Le « réel » (temps d'arrivée des ondes aux différentes stations, lus sur les sismogrammes) ne correspond pas tout à fait aux prédictions du modèle (temps de propagation calculés d'après le profil de vitesse des ondes P associé au modèle).

Deux défauts sont observés. D'une part, les **temps effectifs sont légèrement inférieurs à ceux prévus par le modèle**, en particulier pour les stations situées entre 45° et 100° de distance angulaire par rapport à l'épicentre. D'autre part, dans la réalité, **des arrivées d'ondes P sont enregistrées dans certaines stations, qui, selon le modèle, ne reçoivent pas ces ondes**. Ce modèle de structure de globe à deux enveloppes séparées par une discontinuité **n'est pas validé**.



Le modèle "vrai" intègre en plus une graine solide. Ce modèle correspond aux observations, notamment celles des vitesses des ondes P et S en fonction de la profondeur....

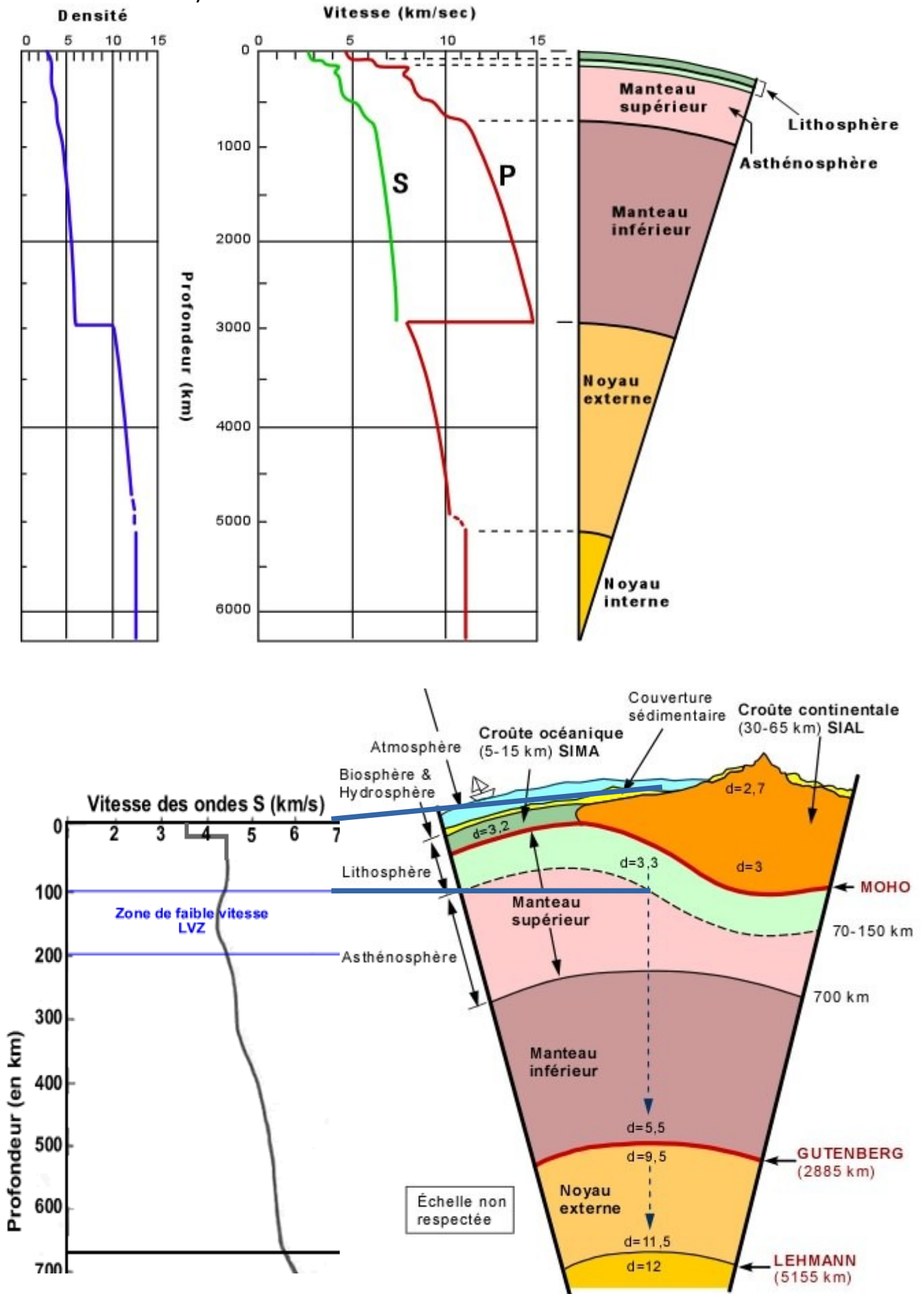


Une **analyse fine des données sismiques** a en 1936 permis de mettre en évidence une discontinuité vers **5100 km délimitant un noyau externe d'un noyau interne ou graine, solide : c'est la discontinuité de Lehman.**

→ Les sauts brusques de vitesse sur le trajet d'une onde sismique sont interprétés comme des discontinuités limitant des enveloppes concentrique. L'analyse sismologique permet d'élaborer un des modèles les plus connus de structure radiale de la terre dans lequel les variations de densité, de pression, et de vitesses sismiques sont représentées en fonction du rayon terrestre.

D- Construction du modèle de la structure interne du globe.

Toutes ses informations permettent de projeter un modèle de structure de la Terre : le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model) :



La zone superficielle du modèle Prem présente une zone de moindre vitesse la **LVZ (Low Velocity Zone)**, qui correspond à une zone où le **manteau a une moindre densité = manteau asthénosphérique**. Au-dessus, le manteau est rigide, dense, c'est le **manteau lithosphérique**.

La **lithosphère** comprend la **croûte** et la **partie supérieure rigide du manteau** et se distingue de l'**asthénosphère (manteau supérieur ductile)** par son comportement mécanique, liée à la température du manteau : la **limite inférieure de la lithosphère correspond à l'isotherme 1300°C (qui explique le ralentissement brutal des ondes)** ; elle est située à une centaine de km de profondeur, moins sous un océan (0 à 80/90 km), plus sous un continent (120 à 150 km).

//TP 13.

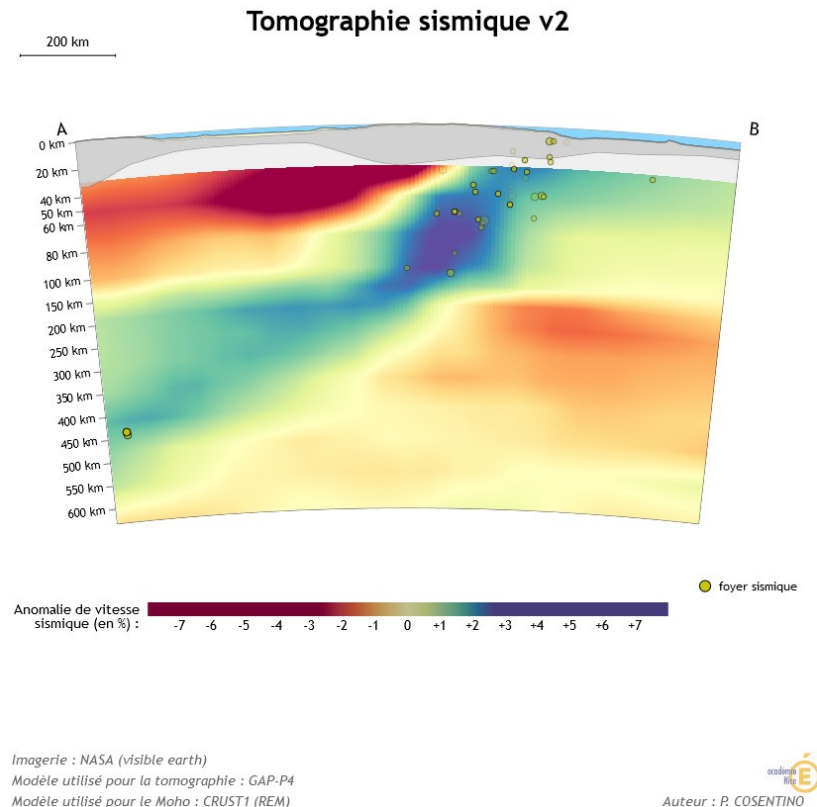
Plus difficile à saisir mais capital à savoir :

Dans les années 60, 3 sismologues (Oliver, Isacks et Sykes) montrent que les **ondes sismiques se propagent plus rapidement le long d'un plan incliné repérable dans les zones de fosses océaniques**, que dans le manteau environnant ; ils interprètent ces données par le **plongement d'un panneau froid, rigide et cassant, d'une centaine de km d'épaisseur, qu'ils nomment lithosphère dans un manteau plus chaud, plus ductile, l'asthénosphère**. (La plongée d'un panneau de lithosphère océanique dans l'asthénosphère au niveau des fosses océaniques est le phénomène de **subduction**.) Voir p.127.

→ schéma de profil.... En tomographie sismique

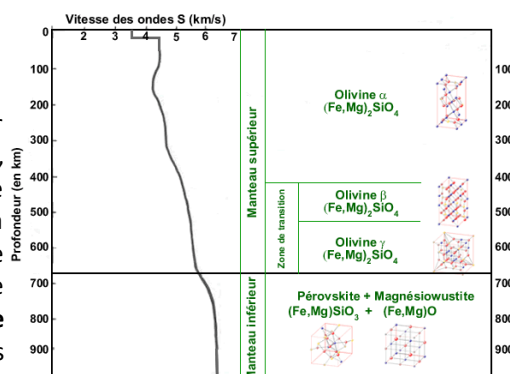
source :

<https://www.pedagogie.ac-nice.fr/svt/productions/tomographie2/>



La **répartition des foyers sismiques** selon un plan appelé **plan de Benioff** appuie cette interprétation. Ce plan se **superpose** en effet avec la **zone d'anomalies de vitesse positives**.

Un mot sur la composition des couches profondes du globe, pour compléter : Le manteau est formé d'une roche, la **péridotite** (p.128), parfois observée sur certaines failles sous-marines, ou en enclave dans des roches volcaniques. La vitesse des ondes enregistrée sous la croûte terrestre confirme cette composition. Il s'agit d'une roche grenue, constituée d'olivine et de pyroxène, essentiellement. Le noyau est lui constitué essentiellement de **fer**. Sa **structure cristalline changeant de forme vers 670km de profondeur**, les ondes accélèrent : c'est le début du **manteau inférieur**.



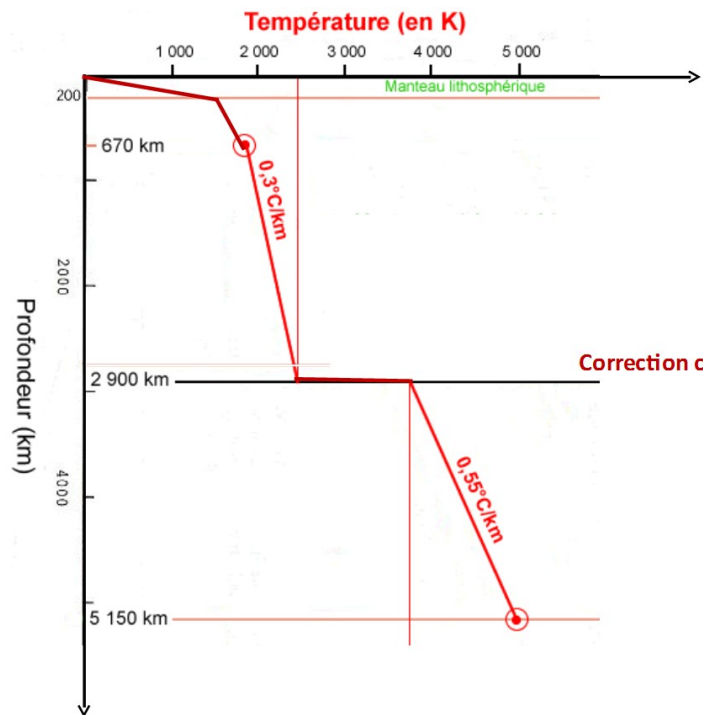
4- La chaleur du globe et ses transferts

L'existence d'un flux de chaleur d'origine interne est attestée par de nombreuses manifestations : sources d'eaux chaudes, geysers, température qui augmente dans une mine... Des mesures de température dans des mines et des forages permettent de connaître le **gradient géothermique** dans les premiers kilomètres de la lithosphère, c'est à dire l'augmentation de température en fonction de la profondeur, en moyenne de 30°C/km sous les continents. Le **profil d'évolution de la température interne présente des différences** suivant les couches du globe, qui sont liées aux modes de transfert thermique : **conduction et convection**.

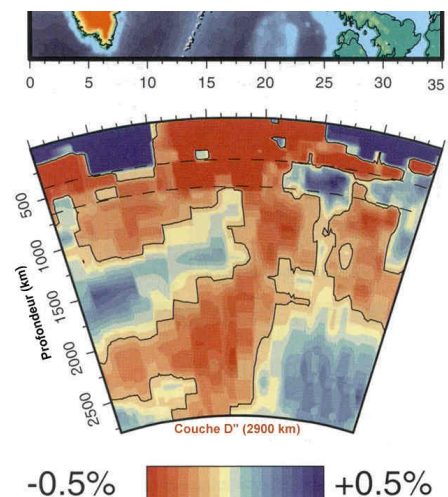
Activité en classe : A partir du graphique de la température en fonction de la profondeur, déterminer quels sont les milieux à transferts thermiques uniquement conductifs et ceux conductifs et convectifs.

Le transfert par conduction se fait de proche en proche, sans déplacement de matière, par exemple dans la lithosphère. Le transfert par convection se fait par déplacement de matière (la matière chaude subit un mouvement ascendant). Le manteau asthénosphérique et inférieur est animé de mouvements de **convection**, mécanisme efficace de transfert thermique : le **gradient y est donc faible**, lorsque **seule la conduction est possible** (matériau ne permettant pas le mouvement) le **gradient est très fort** car le transfert thermique est plus lent.

Basée sur la propagation des ondes sismiques, la tomographie sismique permet de modéliser les variations de température en profondeur : les zones plus lentes (anomalies -) sont interprétées comme chaudes, plus rapides (anomalies +) comme froides.



Cette technique permet de révéler des hétérogénéités thermiques au sein du manteau, par rapport au modèle PREM (avec des couches concentriques envisagées comme homogènes et séparées par des surfaces de discontinuité). Elles confirment l'existence de mouvements de convection, dans le manteau.



(Le **géotherme**, profil de l'évolution de la température en fonction de la profondeur en un lieu donné, est, au-delà des profondeurs atteintes par les forages les plus profonds (environ 13 km péninsule de Kola en Russie), établi grâce à des données géologiques indirectes : au sommet de l'asthénosphère, au niveau de la Low Velocity Zone (LVZ), on observe un net ralentissement de la vitesse des ondes sismiques. Elles sont plus lentes car les conditions de température et de pression sont voisines de celles nécessaires à la fusion de la péridotite mantellique, ce qui suppose une température proche de 1200°C vers 100 km, 1400°C vers 200 km (point d'ancrage). La brusque variation de la vitesse des ondes sismiques vers 670 km de profondeur correspond à des changements minéralogiques qui nécessitent une température proche de 1600/1700°C (autre point d'ancrage). Enfin, on sait grâce aux ondes sismiques que le noyau externe est en fer liquide alors que la graine est solide. L'analyse de l'état du fer à ces pressions indique que la température de la discontinuité manteau/noyau tournerait autour de 3500°C (avec une brutale augmentation), et que la discontinuité noyau/graine est à une température de l'ordre de 4500°C ... Mais plus on va vers des profondeurs importantes, plus l'incertitude et la marge d'erreur grandissent. Grâce à cela, on peut déduire le gradient géothermique, élevé (en moyenne sous un continent 30°C.km⁻¹) jusqu'à l'asthénosphère puis faible (0,4°C.km⁻¹) jusqu'à la limite manteau/noyau.)