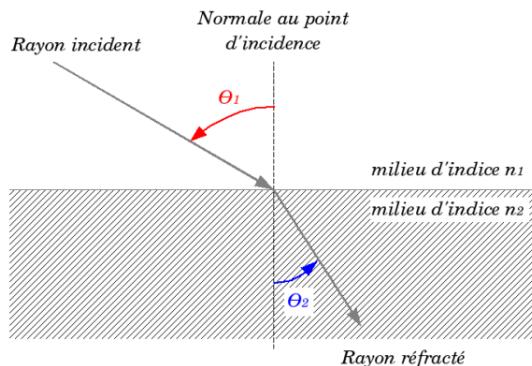


La structure du globe terrestre

La structure interne de la Terre peut être identifiée de manière directe par forage. Néanmoins, le forage le plus profond n'a pas dépassé 13 km (forage sg3 de Kola), ce qui ne correspond qu'à une infime partie de la Terre, dont le rayon est d'environ **6400 km**. Ainsi, l'identification de la structure interne de la Terre a donc été faite de manière indirecte par l'analyse de la propagation des ondes sismiques au moyen de techniques de **sismique réflexion**.

Problème posé : Comment les ondes sismiques peuvent-elles nous renseigner sur la structure de la Terre ?

Document 1 : La propagation des ondes sismiques et les lois de Snell Descartes

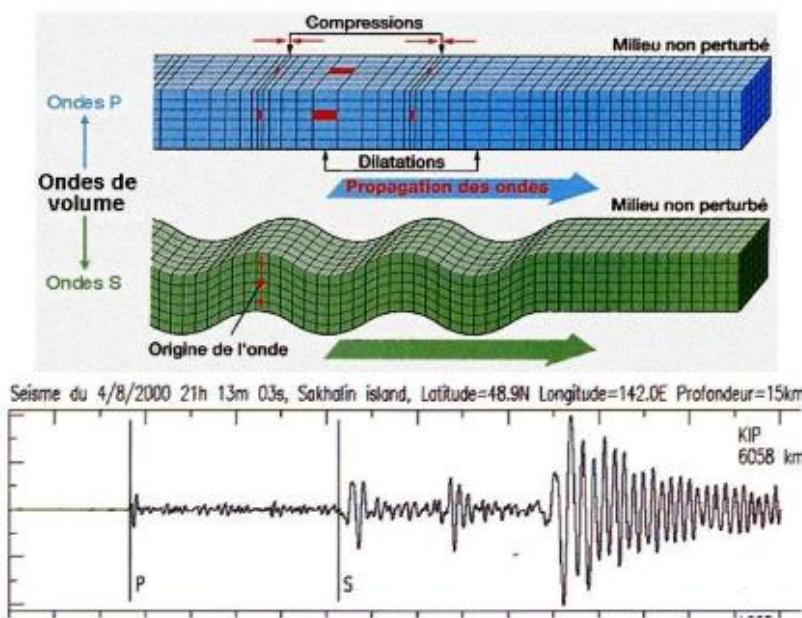


Dans un milieu homogène, les ondes se propagent en ligne droite. C'est le cas de la lumière dans un milieu transparent mais aussi des ondes sismiques dans un milieu homogène (croûte, manteau). La loi de Snell-Descartes permet de définir le comportement des ondes à l'interface de 2 compartiments. (n_1 et n_2) et montre que les faisceaux sont déviés de 2 façons :

- Une partie est réfléchie(réflexion) à l'interface n_1/n_2
- Une autre partie est déviée en pénétrant dans le nouveau milieu n_2 (rayon réfracté, réfraction).

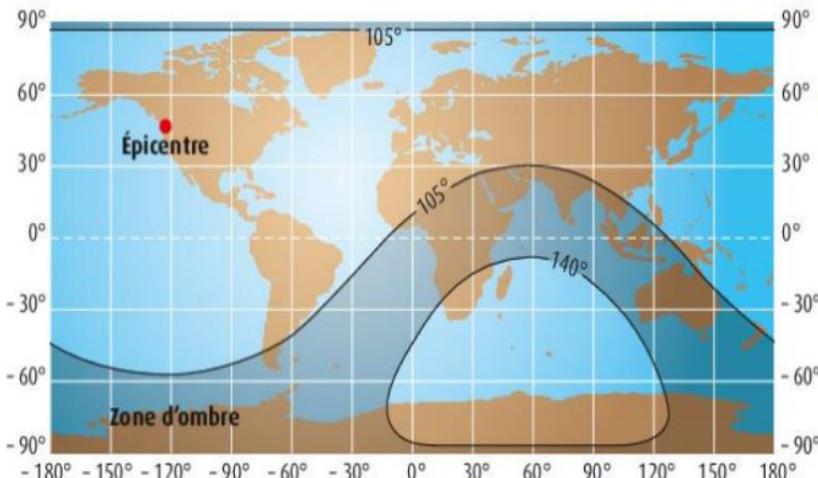
Document 2 : Les ondes sismiques et leur propagation

L'enregistrement des ondes sismiques par des sismogrammes a permis d'identifier la présence de 2 ondes principales : les ondes P (Premières) et les ondes S (Secondes), grâce à leur temps d'arrivée. On a ensuite pu déterminer leurs caractéristiques principales (voir tableau et flash code amenant à la page du site <https://www.seis-insight.eu>).



Roches	granite	basaltes	péridotite	Milieu liquide
Densité de la roche	2.65	2,9	3.2	3.2
Vitesse des ondes P km/s	6.25	6.75	7.80	4 à 10 (suivant la composition)
Vitesse des ondes S km/s	4.15	4.50	6.10	0

Document 3 : La zone d'ombre et l'identification du noyau terrestre (Doc p 162-163)

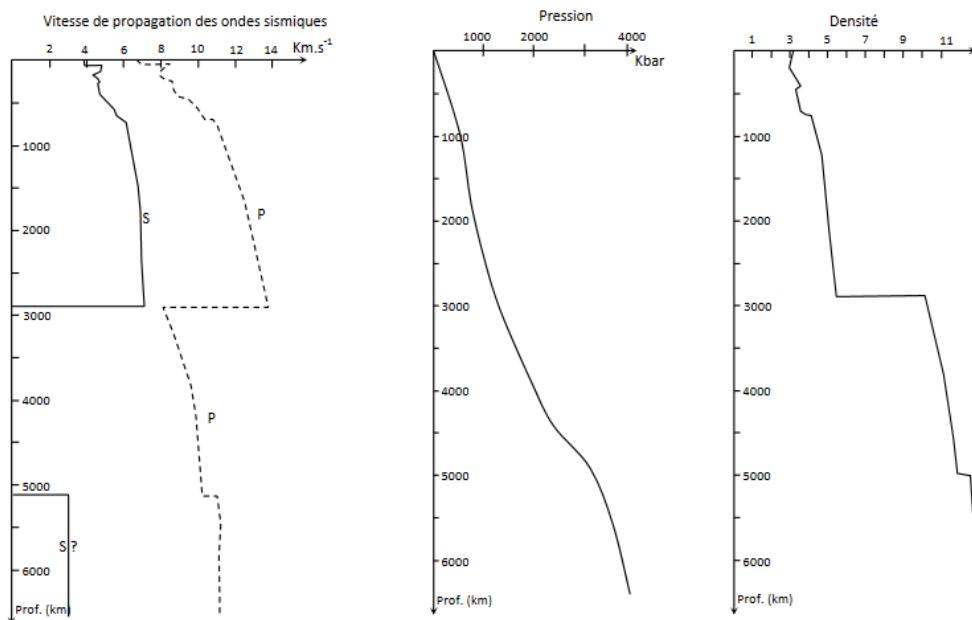


Lors d'un séisme, les stations sismiques réparties partout sur le globe ne reçoivent pas toutes des informations. En effet, les stations comprises entre 105 et 140° de distance angulaire avec l'épicentre ne reçoivent aucune onde P. Cette zone est appelée zone d'ombre et sa taille reste fixe, quelle que soit l'intensité ou la profondeur du séisme.

Document 4 : Les discontinuités terrestres

L'étude des vitesses des ondes sismiques montre qu'il existe des limites franches au sein du globe au niveau desquelles les vitesses des ondes varient de façon très brutale : on parle de discontinuité. Le globe terrestre comprend 3 discontinuités :

- **la discontinuité de Mohorovicic** marque la limite entre la croûte et le manteau supérieur, et montre une variation de la nature des matériaux. En effet, les croûtes contiennent plutôt du granite (croûte continentale) ou du basalte (croûte océanique) alors que le manteau contient de la péridotite. Cette limite est située à **30 km sous la croûte continentale mais seulement 8 km sous la croûte océanique**.
- **la discontinuité de Gutenberg**, marque la limite entre le manteau inférieur et le noyau externe, à **2985 km de profondeur**. A ce niveau, les ondes S disparaissent, ce qui signifie que l'on entre dans un milieu liquide (le noyau externe). On constate également une variation des ondes P qui est associée au changement de nature chimique : on entre dans une enveloppe majoritairement composée de fer et de nickel.
- **la discontinuité de Lehmann**, située à **5100 km de profondeur**, délimite le noyau externe et le noyau interne (appelé aussi "graine"). Cette discontinuité est marquée par le retour des ondes S. Ce sont des -ondes S (parfois plutôt appelées K) induites par les ondes P qui « rebondissent sur la graine », ce qui prouve que la graine est solide. Par ailleurs, les ondes montrent une faible augmentation de vitesses, ce qui suggère que la composition chimique est sensiblement la même (Fer et Nickel).



Procédure détaillée - Logiciel Ondes P

1. Ouvrir le logiciel Ondes P
2. Cliquez sur Modèle > Choisir > Modèle Usuel
3. Choisir le nombre minimal de tracés (41) pour simplifier l'étude.
4. A partir des tracés précédents, vous devez identifier les différentes enveloppes en recherchant les « déviations » des ondes sismiques. Pour cela,
 - a. Cliquer sur « Tracé » > « Un cercle »
 - b. Cliquer sur le modèle de globe, vous allez alors former un cercle dont le centre est au centre du globe. Elargissez ce cercle pour le faire coïncider avec des points de déviation
 - c. En cas d'erreur, vous pouvez utiliser la fonction « Tracer » > « Effacer les cercles »
 - d. Vous pouvez également vérifier la robustesse de vos choix en augmentant le nombre de tracés (200 à 1000 tracés) pour affiner le placement des limites.
5. Lorsque vous avez produit une annotation qui vous paraît satisfaisante, vous pouvez conserver une copie en cliquant sur « Copier »

Utiliser Tectoglob3D et le retard des ondes PmP pour déterminer la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic

Vous pouvez utiliser soit la version locale présente dans le dossier du TP ou bien la version en ligne présente à l'adresse suivante : <https://www.pedagogie.ac-nice.fr/svt/productions/tectoglob3d/>

Principe :

Les séismes produisent des ondes de volume qui peuvent être enregistrées par des stations sismiques sous la forme de sismogrammes. Une partie de ces ondes parviennent aux stations directement, en suivant le chemin le plus court, ce sont les ondes P. Une autre partie parviendra à la station après s'être réfléchie sur le Moho, empruntant alors un trajet plus long, ce sont les ondes PmP.

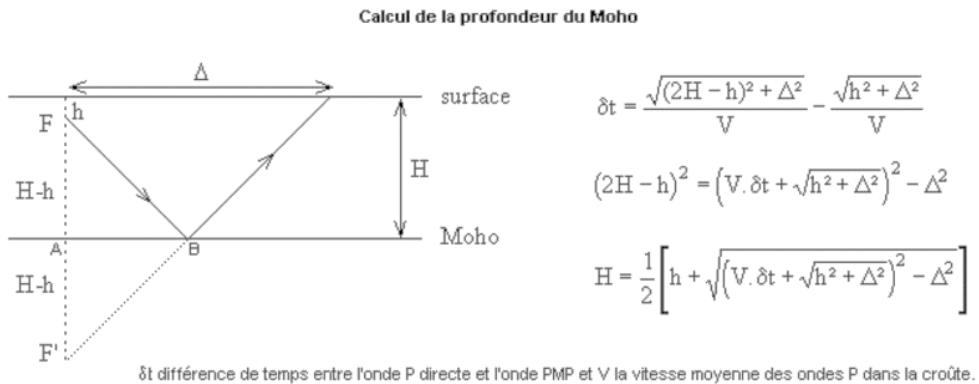
Ces ondes présenteront un retard d'autant plus grand que le Moho est profond. En étudiant ce retard, on pourra en déduire la profondeur du Moho.

Cette étude du Moho n'a vraiment un intérêt que si on compare la valeur du Moho en divers points et que l'on arrive à faire le lien entre épaisseur du Moho et relief. Et ainsi contribuer à construire la notion d'épaississement crustal.

1. Après avoir lancé le logiciel, cliquer sur « Fichier » puis sur « Charger un jeu de sismogrammes intégré » puis sur « Alpes (détermination de la profondeur du Moho) »

Un sismogramme apparaît alors (dans la fenêtre de "résultats"), ainsi qu'un menu déroulant vous permettant de choisir parmi 5 événements sismiques différents c'est-à-dire 5 séismes différents enregistrés (dans la fenêtre de "réglages").

2. Choisir le séisme « France 09/02/2009



Calcul de la position du point de réflexion

AB représente la distance épicentre, point de réflexion :

$$\frac{H-h}{2H-h} = \frac{AB}{\Delta} \text{ d'où } AB = \frac{H-h}{2H-h} \Delta$$

3. Repérer sur la carte l'épicentre du séisme ainsi que la localisation de la station sismique où a été enregistré le sismogramme présenté à l'écran.
 4. Cliquer sur le menu « Sismogrammes » puis cliquer sur « Afficher le temps d'arrivée des ondes »

Evénement : FRANCE
Date : 09/02/2009
Magnitude : 3.3 Prof.

Magnitude : 3,3 Profondeur du foyer : 2 km Epicentre :

[View Details](#) | [Edit](#) | [Delete](#) | [Print](#) | [Email](#)



Si les temps d'arrivée sont notés entre parenthèses cela signifie qu'ils ont été calculés automatiquement par le logiciel à partir du modèle PREM ; rien ne garantit alors leur exactitude.

Vous pouvez changer l'échelle en utilisant la touche **Ctrl** et la molette de la souris.

Ctrl

et la molette de la souris.

Vous pouvez afficher en « plein écran » le sismogramme en cliquant sur de la fenêtre de résultats

5. Evaluer le délai entre les ondes PmP et les ondes P à l'aide du curseur.

Noter sur une feuille le délai de temps entre les deux repères ou dans la case ci-dessous :

$$T_{PmP} - T_P =$$

6. Noter la distance de l'épicentre, et la profondeur du foyer de ce séisme étudié

Distance épicentre = km

Profondeur du foyer = km

7. Ouvrir à nouveau le logiciel « Ondes P » puis cliquer sur le Menu « Détail (Moho) »
 8. Compléter les différents Paramètres avec les résultats obtenus précédemment dans Tectoglob3D puis cliquer sur « OK »
 9. Observer le trajet des ondes P et PmP puis noter ci-dessous la profondeur du Moho calculée

Profondeur du Moho = km

L'étape suivante de l'activité consiste à reporter cette profondeur sur le globe, sous la forme de marqueurs appelés "Objets profonds" dans Tectoglob3D.

10. Cliquer sur « Actions » puis choisir « Ajouter/gérer objet » puis choisir « Objets profonds »
 11. Lire les consignes dans la fenêtre « Résultats » puis modifier la profondeur de l'objet avec la profondeur du Moho que vous avez calculé précédemment.
 12. Recommencer toutes ces étapes avec d'autres séismes disponibles dans le jeu de données de Tectoglob3D ou alors mutualiser les résultats entre plusieurs élèves.
 13. Ajouter ainsi plusieurs résultats de la profondeur du Moho dans les Alpes.
 14. Réaliser ensuite une coupe en cliquant sur « Actions » puis choisir « Tracer une coupe »
 15. Lire les instructions disponibles dans la fenêtre de résultats
 16. Cliquer au nord du point OGGM puis sur la Corse pour délimiter la courbe.
 17. Les points « Objet profond » correspondent à la limite du Manteau et de la Croûte continentale autrement dit de la discontinuité de Mohorovicic.
 18. Faire une copie d'écran de votre résultat puis discuter de l'épaisseur de la croûte et de ses variations.
 19. Fermer l'ensemble des logiciels puis enregistrer votre travail sous la forme d'un fichier .pdf avec votre Nom et Prénom pour une éventuelle remise au Professeur.