

Etude de cas :

Echographie du globe terrestre avec un séisme puissant au Pérou (22.12.2019)

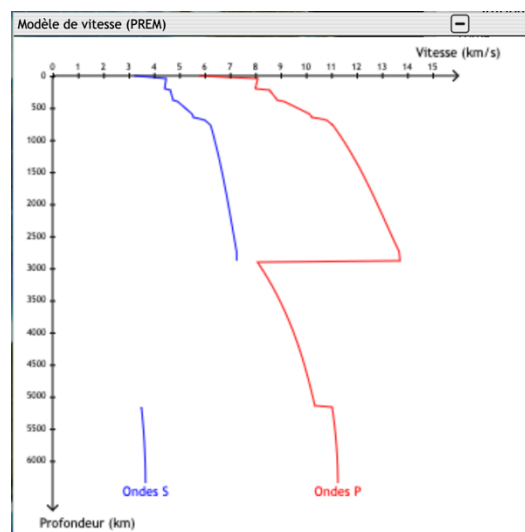
Petit rappel :

Les ondes sismiques de volume (notamment P et S) sont nos principales “sondes” pour explorer l’intérieur de la Terre, puisque nous ne pouvons pas y accéder directement. L’étude des ondes sismiques a montré que la Terre n’est pas homogène avec des enveloppes : une croûte fine, un manteau solide et plastique, un noyau externe liquide et un noyau interne solide.

Le **modèle PREM** (*Preliminary Reference Earth Model*, publié en 1981 par Dziewonski & Anderson) est un modèle sismologique de référence qui décrit cette structure radiale moyenne de la Terre. C’est l’un des modèles les plus utilisés en géophysique, car il fournit une base pour comparer les observations sismiques réelles (enregistrements sur les sismomètres) avec un modèle de Terre moyenne.

Pour chaque profondeur (rayon terrestre), le modèle PREM donne notamment la densité (ρ), la vitesse des ondes de volume P (V_p) et S (V_s).

Les **ondes P (dites primaires, de compression)** se propagent dans les solides, liquides et gaz. Ce sont les plus rapides. Les **ondes S (dites secondaires, de cisaillement)** se propagent uniquement dans les solides (elles ne traversent pas les liquides). La vitesse des ondes de volume dépend de la densité et de la rigidité des matériaux traversés.



Modèle PREM simplifié (Tectoglob3D)

Pour aller plus loin :

En analysant les temps d’arrivée et les zones d’ombre des ondes, les sismologues ont mis en évidence une structure en couches :

La croûte : couche superficielle, épaisse de 7 km (océanique) à 30–70 km (continentale).

La discontinuité de Mohorovicic (Moho) : transition entre croûte et manteau, mise en évidence par l’accélération des ondes sismiques.

Le manteau : solide mais déformable (asthénosphère dans la partie supérieure). Les vitesses d’ondes y augmentent avec la profondeur.

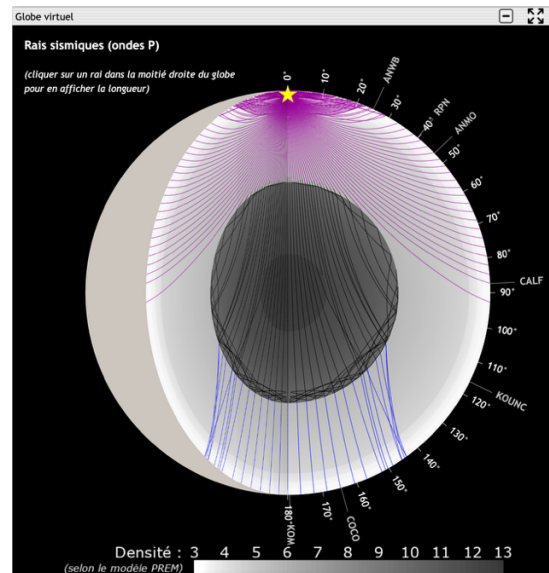
La discontinuité de Gutenberg (vers 2900 km) : les ondes S disparaissent, preuve que le noyau externe est liquide. Les ondes P y ralentissent fortement.

La discontinuité de Lehmann (vers 5150 km) : les ondes P changent de vitesse, révélant l’existence d’un noyau interne solide.

A propos de la zone d'ombre

Ondes P : zone d'ombre entre 105° et 142° par rapport à l'épicentre, car elles sont réfractées en traversant le noyau externe liquide.

Ondes S : zone d'ombre à partir de 105° , car elles ne se propagent pas dans le noyau externe.



On retrouve ce modèle de Terre dans Tectoglob3D
(Menu : sismogrammes, coupe du globe)

Exploitation des sismogrammes :

N'ayant pas accès direct aux zones profondes du globe, comment le trajet des ondes de volume lors de séismes nous apporte des éléments dans la compréhension de la structure du globe ?

L'étude de cas proposée permet de tester le modèle de Terre à partir des enregistrements obtenus lors du séisme majeur survenu à la frontière Pérou-Equateur

Après avoir chargé le jeu de sismogrammes avec Tectoglob3D :

On constate que l'on propose des sismogrammes de diverses stations plus ou moins éloignées de l'épicentre. En effet, ce séisme puissant ($M=7.5$) a été enregistré par des stations plus ou moins distantes sur le globe.

Localiser rapidement sur le globe les stations d'enregistrement (ANWB, RPN, ANMO, CALF, KOUNC, COCO, KOM). Une échographie du globe semble envisageable à l'aide d'une étude comparée de ces tracés.

Première étape de l'activité :

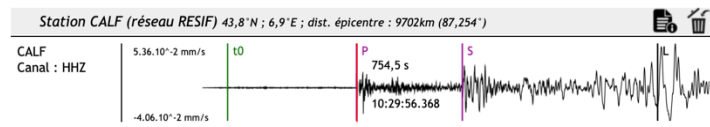
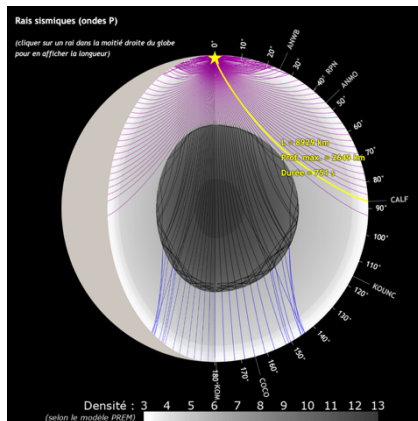
On va pointer les temps d'arrivée des ondes de volume (puisqu'elles traversent les zones profondes du globe) sur les trois premières stations ANWB, ANMO et CALF. Afficher le temps d'origine T_0 du séisme. Afficher les temps d'arrivée des ondes sismiques [Menu Sismogrammes].

Pour évaluer la vitesse des ondes de volume P à chaque station, on peut évaluer le temps de propagation des ondes ($t_p - t_0$). Pour la distance parcourue, on ne peut pas utiliser la distance épicentrale (car ce n'est pas le tracé exact du rai sismique). On aura recours donc au modèle PREM disponible (sismogrammes > projeter les stations sur une coupe du globe).

On constate par le calcul, une augmentation de la vitesse de propagation des ondes P avec la profondeur du globe traversé... d'où une première hypothèse entre caractéristiques physiques et chimiques du globe, et vitesse des ondes de volume.

Calcul des vitesses des ondes P sur stations ANWB (25°), ANMO (45°), CALF (90°). Seules ces trois stations ($d < 105^\circ$) ont été volontairement traitées (pas d'interférence avec la zone d'ombre).

Résultats de l'analyse des pointés



Station :	Distance épicentrale (deg)	Longueur parcours (kms)	Temps parcours (sec)	Vitesse ondes P (km/s)
ANWB	24	2862	310	9,23
ANMO	46	5153	491	10,49
CALF	87	8929	745	11,98

On note bien une augmentation de la vitesse de propagation des ondes P avec la profondeur (le modèle PREM se confirme).

Remarque : On peut faire cet exercice en ajoutant les ondes S (plus long, mais facilitateurs pour l'étude de la zone d'ombre – voir étape 2).

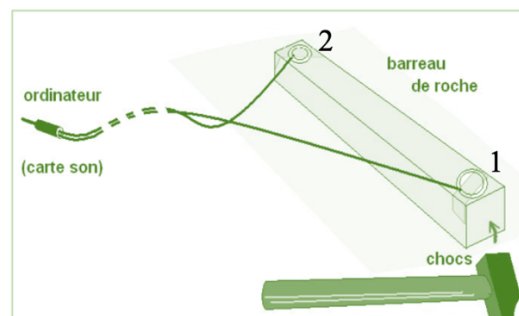
Et on peut faire cette étape avec tout autre séisme régional pourvu d'avoir des données sur des stations situées à différentes distances.

Petite manip > vitesse des ondes sismiques:

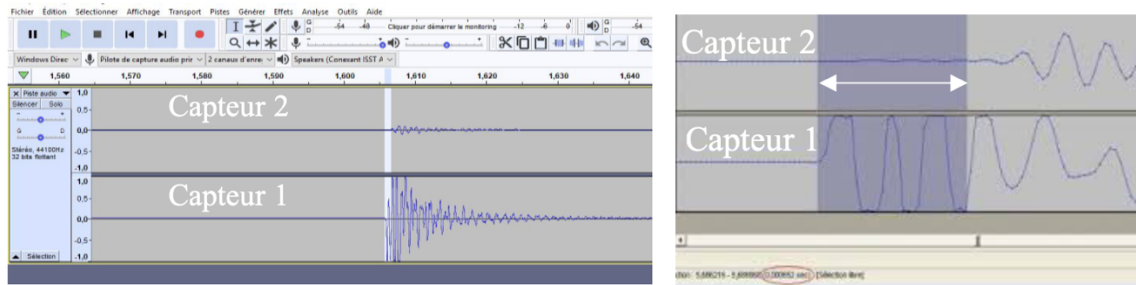
On peut proposer une expérimentation visant à vérifier l'influence de la nature des matériaux dans la propagation des ondes sismiques.

Un dispositif classique de cellules piezoélectriques et une interface de lecture [Audacity ou RISSC] permet de mettre en place une telle expérimentation qui conforte le modèle PREM.

Dispositif : les deux cellules piézo-électriques sont raccordées à la carte son de l'ordinateur. Le choc doit être assez fort et sec de manière à bien visualiser le front d'ondes. Les mesures sont réalisables avec des barres de 1m à 1,5m (acier, granite, bois, polystyrène ...)



Les deux capteurs ont bien enregistré le passage d'un train d'ondes généré par le choc. On passe de l'enregistrement brut au détail grâce à l'option 'loupe' du logiciel Audacity. Le délai des temps d'arrivée sur chaque capteur est calculé par le logiciel. Compte tenu de la distance entre les deux capteurs, on peut estimer une vitesse de propagation des ondes sur le matériau expérimenté.



Compléments sur les capteurs et le logiciel RISSC > <https://edumed.unice.fr/tools-lab>



vidéo de la manip > <https://www.youtube.com/watch?v=SNWvJBvZ7z0>



Fabriquer des capteurs piezo > https://www.youtube.com/watch?v=XGesuD_mZEw

[Retour aux sismogrammes :](#)

Etape 2 de l'activité :

On peut alors s'intéresser pour le séisme du Pérou, aux stations les plus lointaines : KOUNC (115°), COCO (165°), KOM (179°).

Tectoglob3D ne pointe pas d'ondes P directes, ni d'ondes S sur les sismogrammes. Les ondes directes ne parviennent pas aux stations, elles auraient donc rencontré des obstacles dans le globe qui les retardent, les dévient.

Le modèle PREM (sismogrammes > projeter les stations sur une coupe du globe) évoque les ondes PKP (traversée du noyau externe) ou PKIKP (traversée de la graine) ce qui indique la présence d'un obstacle.

L'absence de PKP à KOUNC et des ondes directes S permet de définir une 'zone d'ombre' qui atteste la présence d'un noyau en deux parties (externe – ralentit les ondes, et interne – réaccélération des ondes).

Résultats de l'analyse des pointés :

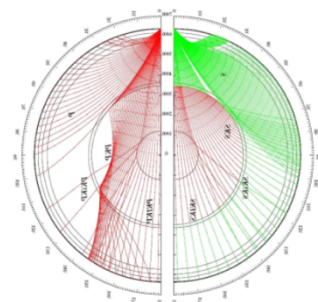
Station	Distance épicentrale (deg)	Longueur parcours (kms)	Temps parcours (sec)	Vitesse ondes P (km/s)
KOUNC	115	Aucune ondes P	Aucune ondes P	Aucune ondes P
COCO/PKIKP	165	12517	1187	10,65
KOM/PKIKP	179	12610	1194	10,67
CALF/ P direct	87	8939	745	11,98

Diverses conclusions s'imposent sur la zone d'ombre liée à la présence du noyau externe dont on peut estimer le rayon, sur la vitesse et le ralentissement des ondes dus à la traversée du noyau externe ...

[Nouvelle petite manip > Zone d'ombre :](#)

L'expérience proposée ici permet de modéliser une zone d'ombre à la surface du globe pour les ondes P et d'en comprendre la présence et la forme à l'aide d'un aquarium sphérique.

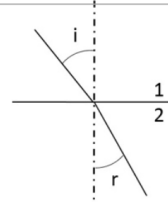
L'aquarium joue le rôle du manteau, l'ampoule celui du noyau. L'onde sismique est modélisée par les rayons lumineux émis par la lampe halogène. Deux expériences seront mises en œuvre :



Matériel : aquarium sphérique (rayon 8 cm), ampoule sphérique (rayon 4 cm), solution sucrée à 30% (n=1,4), lampe halogène (20W, 12V). Dans ce modèle, les rayons lumineux émis par la lampe halogène jouent le rôle des ondes sismiques. L'intérieur de l'aquarium joue le rôle du manteau, et l'intérieur de l'ampoule celui du noyau. En remplissant l'aquarium et l'ampoule avec différentes solutions, on peut simuler (ou non) la formation de la zone d'ombre.

Si l'aquarium contient de l'eau et l'ampoule contient de l'air : pas de zone d'ombre. Si l'aquarium contient de l'air, l'ampoule contient la solution sucrée : apparition d'une zone d'ombre.

En appliquant la loi de Snell-Descartes, on peut prévoir l'inclinaison des rayons à la frontière séparant deux milieux 1 et 2. Ces lois nous permettent d'obtenir la relation suivante, liant la vitesse de propagation de la lumière, les indices de réfraction des milieux traversés et les angles d'incidence et de réfraction



$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sin i}{\sin r} = \frac{n_2}{n_1}$$

On rappelle que si « c » est la célérité de la lumière dans le vide et « v » cette célérité dans le milieu étudié, l'indice de réfraction « n » de ce milieu est, par définition : $n = \frac{c}{v}$

Les proportions noyau/manteau devront être approximativement respectées :

$$\frac{R_{\text{aquarium}}}{R_{\text{ampoule}}} = \frac{8}{4} = 2 \quad \frac{R_{\text{Terre}}}{R_{\text{noyau}}} = \frac{6371}{3480} = 1,8$$

Aquarium rempli d'eau (milieu 1), ampoule contient de l'air (milieu 2). $n_2/n_1 = 1/1.33$ donc $V_1/V_2 = 0,75 >$ pas de zone d'ombre.

Aquarium rempli d'air (milieu 1), ampoule remplie d'eau (milieu 2), $n_2/n_1 = 1,33$ donc $V_1/V_2 = 1,33 >$ zone d'ombre.

Compléments :

On peut aussi travailler en 2 dimensions. Le noyau sera représenté par un disque transparent en plexiglas ($n = 1.4$, rayon = 5 cm, épaisseur = 15 mm), l'onde sismique par un rayon laser. Le tout sera disposé sur un disque en papier gradué. On considère que la source de l'onde sismique est le point où le rayon laser entre sur le disque papier qui représente la Terre.

On fait varier l'angle d'incidence du rayon laser sur le noyau (disque de plexiglas) et on mesure la distance angulaire du rayon émergent à la sortie du noyau et à la surface de la Terre. Ainsi, on reconstitue et on trace le parcours du rayon lumineux à l'intérieur du dispositif.