

Activité n°2 : Les zones de subduction et structure du manteau terrestre

La mobilité horizontale des masses continentales est maintenant acceptée, grâce à la mise évidence de l'expansion océanique. Cependant un paradoxe demeure ; la surface de la Terre est solide et rigide : elle ne semble pas pouvoir permettre la mobilité des continents, ce qui constituait selon Jeffreys, une des faiblesses des idées de Wegener. Mais à partir des années 40, de nouvelles découvertes, obtenues par l'étude des zones de subduction, apportent des informations sur la structure du manteau terrestre et permettent d'expliquer ce paradoxe.

A partir des différentes données, nous cherchons à déterminer la zone de mouvement horizontal des masses continentales à la surface du globe.

Question n°1 : Déterminer 3 caractéristiques d'une zone de subduction. Pour cela, il faudra cocher uniquement : séismes historiques, plaques, volcans actifs afin d'avoir une meilleure visibilité de cette zone.

Au niveau des zones de subduction, il y a une forte activité sismique et volcanique, les plaques se rapprochent et il y a un relief négatif important appelé fosse océanique.

Question n°2 : A l'aide du logiciel sismologue. trace une coupe de part et d'autre de la fosse océanique du Japon afin de visualiser la répartition des séismes en profondeur. Réalise une capture d'écran, insère-la dans doc open-office puis imprime la et légende là de la façon la plus précise.

Question n°3 : Décris la répartition des séismes dans cette zone géographique.

Puis à l'aide des documents 1 et 2 précise quel problème cette répartition.

Propose alors une hypothèse permettant d'expliquer cette répartition. Tu peux t'aider du document de la théorie expansion des océans qui disait que le CO retournait en prof).

On constate que les séismes se répartissent sur un plan incliné (il n'y a pas de séisme au dessus ou dessous de ce plan) et qu'ils sont d'autant plus profonds que l'on s'éloigne de la fosse océanique. De plus le séisme le plus profond se trouve à environ 620 km de profondeur. Cela pose un problème car à cette profondeur les roches du manteau sont ductiles (doc 1) donc ne peuvent pas casser (doc 2 les roches doivent être rigides pour casser), donc pas de séisme possible.

On peut supposer que du matériel rigide et donc cassant est présent à cet endroit, il pourrait s'agir de la croûte océanique de la plaque Nazca.

 K. Wadati	 H. Benioff	<p>En 1935, le sismologue japonais K. Wadati observe que les foyers des séismes profonds (jusqu'à - 700 km) au voisinage de la fosse du Japon se placent le long d'un plan incliné. En 1949, le sismologue américain H. Benioff généralise les observations de Wadati: il montre que les tremblements de terre profonds sont uniquement localisés en bordure des océans, au niveau des fosses océaniques, et confirme que leurs foyers sont localisés selon un plan qui plonge sous la croûte. À l'époque, cette observation pose problème car, à la profondeur de ces séismes (correspondant au manteau), la pression et la température devraient rendre les roches non cassantes.</p>
---	---	---

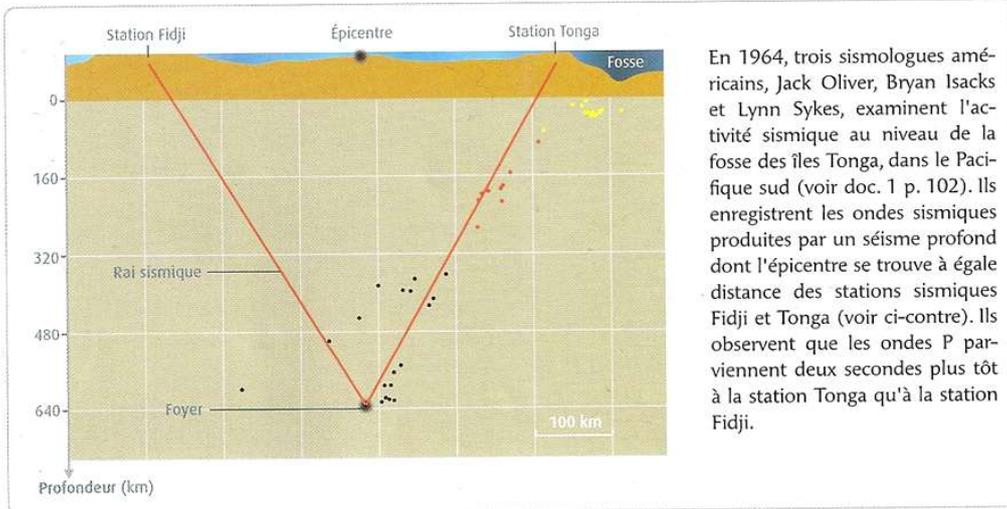
Document 1 - Les travaux de Wadati et Benioff.

Belin 1S 2011 P.103.

On rappelle qu'un séisme résulte d'une **rupture brutale d'une roche en profondeur**. Un tel milieu est forcément « cassant ». Par opposition aux milieux cassants, il existe des milieux aux comportements dits « ductiles ». Ces milieux sont eux aussi solides mais déformables, ils ne cassent pas. Par exemple : la craie est un matériau au comportement cassant, par contre le carambar est ductile ! Une roche solide peut avoir un comportement cassant ou ductile

Document n°2 : Rappels sur les séismes

Question n°4 : Entre 1964 et 1967, l'étude de la vitesse de propagation de sondes sismiques va valider ces hypothèses.



Des variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques au niveau de la fosse océanique des Tonga.

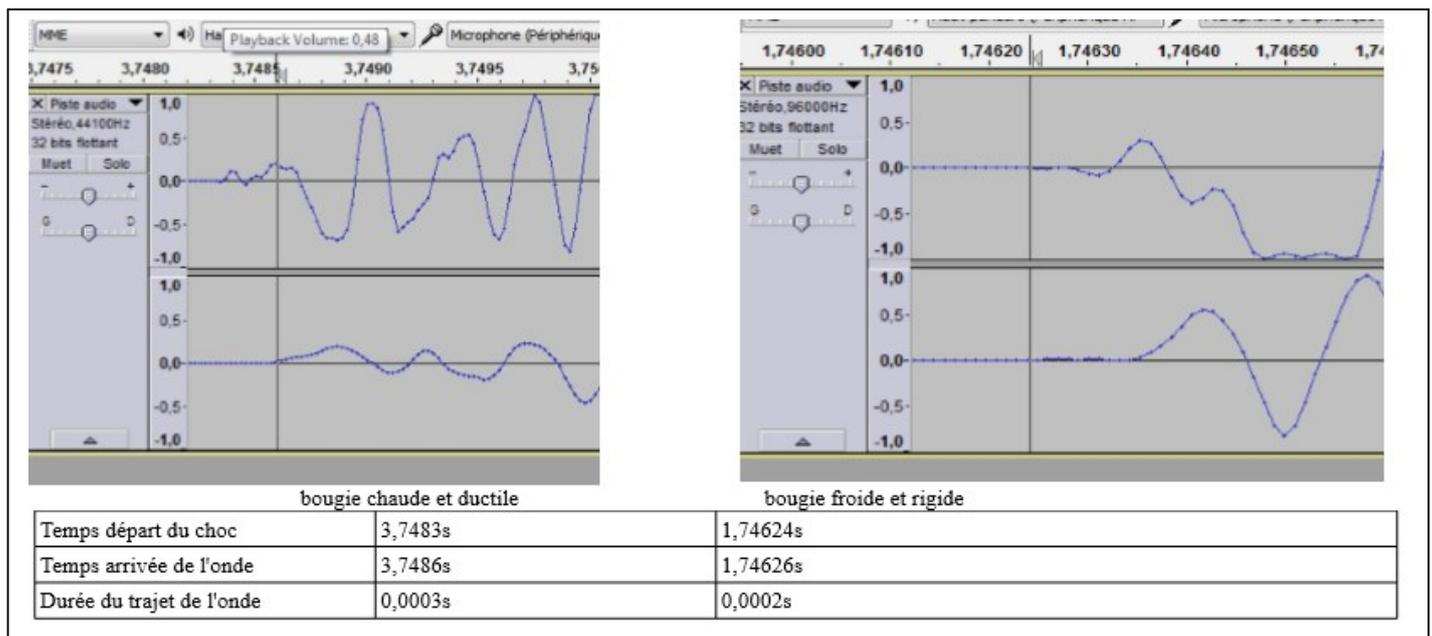
4a : Propose une explication au décalage temporel pour l'arrivée des ondes entre les 2 stations.

Si les ondes arrivent plus vite au niveau de la station des Tonga c'est peut être qu'elles ont rencontré un matériel plus rigide.

4b : Propose une expérience pour vérifier la validité de ton hypothèse (tu as, entre autres, à ta disposition des capteurs permettant d'enregistrer les ondes sismiques). Appelle le professeur pour vérifier ton protocole et obtenir le matériel.

Il faut tester l'influence de la température d'un matériel sur la vitesse de propagation des ondes sismiques. Pour cela on prendra de la paraffine très froide (donc rigide) et de la paraffine chaude (donc ductile) et on mesurera le temps mis par les ondes de compression pour parcourir une certaine distance puis on en déduira la vitesse des ondes dans les 2 cas.

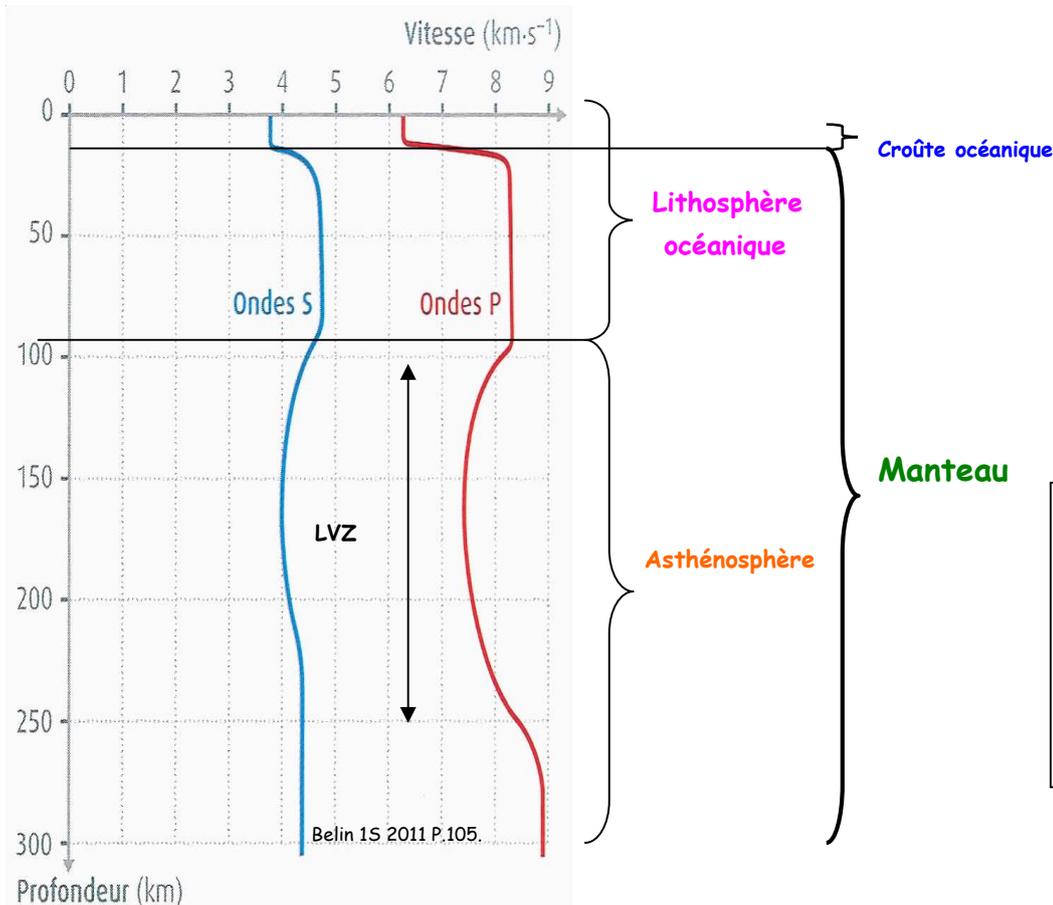
4c : Réalise l'expérience, précise les résultats obtenus et conclue quant à la validité de ton hypothèse.



On observe que les ondes de compression sont plus rapides dans le matériel froid rigide que dans le matériel chaud ductile. Donc les ondes sismiques qui sont arrivées plus rapidement ont du traverser un matériel plus froid (peut être de la CO)

Question n°5 : Les géologues ont alors mesuré la vitesse de propagation des ondes sismiques en fonction de la profondeur. D'après l'ensemble de tes réponses de la question n°3, comment expliques-tu le ralentissement des ondes P entre 100 à 250 km de profondeur (cette zone est nommée LVZ : Low Velocity Zone) ?

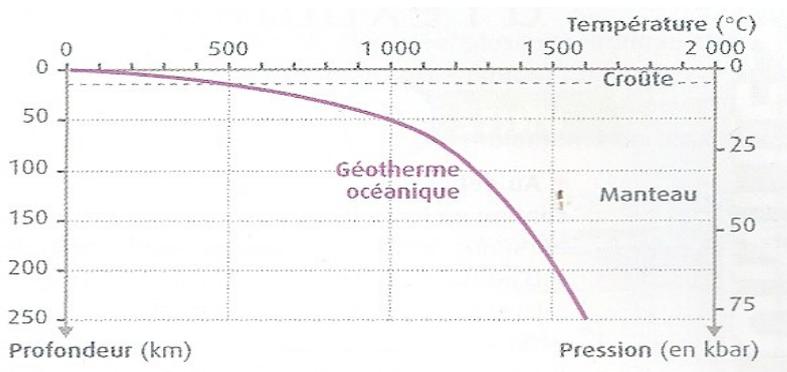
On observe (doc 4) un ralentissement des ondes P entre 100 et 250 km de profondeur, or nous savons que les ondes sismiques sont d'autant moins rapides que le matériel traversé est ductile, on peut donc en déduire que cette zone est composée d'un matériel ductile.



En 1967, J. Oliver, B. Isacks, et L. Sykes proposent que le plan de Wadati-Benioff observé au niveau des fosses océaniques correspond à une plaque plongeante de matériel froid. Cette dernière est suffisamment rigide pour se casser durant le mouvement d'enfoncement, à l'origine de séismes. Grâce aux données sismiques, ils estiment l'épaisseur de la plaque plongeante: environ 100 km, soit bien plus que la seule croûte océanique. L'unité froide et rigide qui plonge est qualifiée de **lithosphère**. La partie du manteau dans laquelle plonge la lithosphère est nommée **asthénosphère**. L'asthénosphère est plus chaude et moins rigide que la lithosphère. Le phénomène d'enfoncement de la lithosphère dans l'asthénosphère est qualifié de **subduction**.

Document n°4: Vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur en milieu océanique.

Question n°6 : Les géologues ont également mesuré le géotherme océanique (doc 5). Ces données confirment-elles ton hypothèse formulée en question n°5 ?



Document n°5 : Le géotherme océanique.
 Cette courbe décrit l'évolution de la température en fonction de la profondeur (et de la pression) en milieu océanique. Vers 1300°C, des études ont montré qu'une péridotite du manteau a un comportement ductile.

Le document 5 confirme notre hypothèse car vers 150 km de profondeur le géotherme est de 1300°C, température à partir de laquelle les péridotites du manteau deviennent ductiles, donc cela explique le ralentissement des ondes sismiques.

Question n°7 : voir doc 4.

Question n°8 : Précise en quoi les informations de cette activité valide la théorie de l'expansion océanique proposée par Hess.

Il y a bien « disparition » de la lithosphère océanique dans le manteau, ce phénomène appelé subduction a lieu au niveau des fosses océaniques.

Question n°8 : Répond alors au problème général de l'activité.

Les mouvements horizontaux ont lieu entre la lithosphère (rigide) et l'asthénosphère, au niveau de la partie supérieure de l'asthénosphère (LVZ entre 100 à 250km de prof) car elle est ductile.

Toutes les obs montrent qu'au niveau d'une zone de subduction, un matériau rigide et froid, épais de 100km de profondeur, s'enfonce dans un matériau plus chaud et ductile. Cela va dans le sens de l'expansion océanique : formation de la CO au niveau des dorsales et disparition de celle-ci (plus un peu de manteau sous chassant car 100km d'épaisseur) au niveau des fosses.

