

GEOL019: Chapitre 9 - Tremblements de Terre et Structure de la Terre

Introduction

Les tremblements de terre comme le volcanisme explosif peuvent provoquer des catastrophes énormes pour la vie humaine. C'est surtout la destruction par les ondes sismiques de bâtiments dans lesquels on habite qui cause des désastres. Cependant, les tremblements de terre nous apportent certaines informations critiques sur l'intérieur de la Terre. La manière dont la Terre vibre après un séisme est contrôlée par les propriétés des roches à l'intérieur. Les vibrations provoquées par les tremblements de terre sont comme les rayons X qu'un médecin emploie pour étudier l'intérieur du corps humain - elles sont les sondes que les géologues emploient pour détecter et mesurer les propriétés de la Terre elle-même.

Tremblements de Terre

Les tremblements produits par les séismes présentent une libération d'énergie stockée dans les roches (déformées) pour autant que l'énergie impliquée ne dépasse pas la **limite d'élasticité**. La **déformation élastique** est un changement réversible (non-permanent) du volume ou de la forme d'une roche sous la contrainte. Lorsque la contrainte est enlevée, la roche revient à sa taille ou sa forme originale. Si la contrainte appliquée dépasse la limite d'élasticité d'une roche, la roche sera déformée et on l'appelle **déformation plastique** (la roche ne revient pas à sa taille ou sa forme originale). La façon dont l'énergie est stockée et libérée constitue un sujet de recherche important.

Origine des tremblements de terre

La cause de la plupart des tremblements de terre est liée aux mouvements soudains le long des failles dans la Terre. On appelle **faille**, une fracture ou une cassure le long de laquelle on peut observer un déplacement (voir figure 9.1). Cependant, certains tremblements de terre sont plusieurs millions de fois plus grands que d'autres. Pourquoi? La même quantité d'énergie peut être libérée par plusieurs milliers de petits glissements et petits séismes ou peut être stockée et libérée par un seul immense tremblement de terre.

Le **modèle de détente élastique** suggère que si les surfaces des failles ne glissent pas facilement les unes sur les autres, l'énergie peut être stockée dans les roches qui subissent une

déformation élastique - comme un ressort qui est comprimé (voir figure 9.1). Lorsque le glissement le long de la faille se déroule finalement, les roches reprennent leurs formes originales.

La plupart des tremblements de terre se déroulent dans la partie supérieure de la Terre où les roches sont relativement rigides et donc cassantes (les roches peuvent se fracturer). En profondeur, les températures et les pressions sont tellement élevées que la déformation plastique se déroule - les roches ne peuvent pas se fracturer ou stocker l'énergie. Les changements de forme restent dans ces roches en profondeur même si les forces de contrainte sont élevées. Les tremblements de terre sont donc des phénomènes de la partie externe, froide et cassante de la Terre.

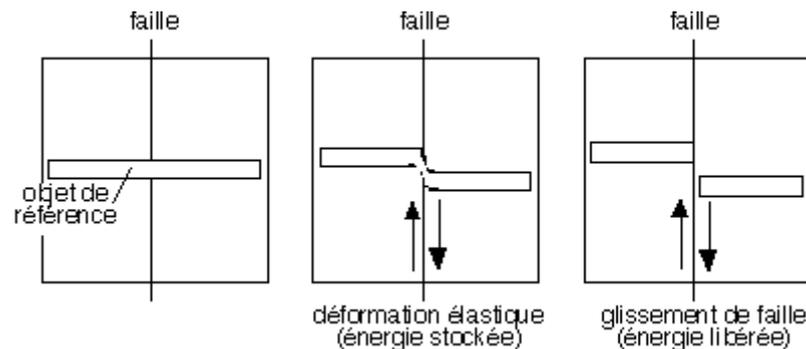


Figure 9.1

Représentation schématique de la formation d'un tremblement de terre à cause du glissement le long d'une faille dans la Terre. Pendant que la déformation est élastique, une certaine quantité d'énergie est stockée dans la roche. Lorsque la faille se brise (glissement), l'énergie est libérée.

Séismologie - étude des tremblements de terre

La **séismologie** est l'étude des tremblements de terre, un mot qui vient directement du terme de la Grèce ancienne pour les tremblements de terre, *seismos*.

SISMOGRAPHES

Un **sismographe** est un appareil que l'on emploie pour enregistrer les chocs et vibrations créés par les tremblements de terre. La mesure des vibrations est difficile parce que il n'existe pas de système de référence fixe pour faire les mesures - un sismographe doit être attaché à la surface de vibration de la Terre et vibre en même temps que cette surface. Pour résoudre ce problème, la plupart des sismographes emploient le **principe d'inertie** qui est la résistance d'une masse importante et stationnaire à tout déplacement soudain.

Pour mesurer le mouvement vertical, les sismographes inertiels emploient une masse lourde supportée par un ressort. Le ressort est attaché au support qui est lui-même connecté à la terre. Lorsque la terre vibre, le ressort se comprime et se décomprime, mais la masse reste presque stationnaire. Pour mesurer le mouvement horizontal, la masse lourde est suspendue comme un pendule - il y a un appareil pour mesurer les mouvements est-ouest et un autre pour mesurer les

mouvements nord-sud. Les sismographes modernes sont capables de détecter des vibrations aussi petites que 10-8 centimètre.

EPICENTRES ET FOYERS

On appelle **foyer** ou hypocentre, l'endroit dans la Terre où l'énergie qui cause un tremblement de terre est libérée (voir figure 9.2). En réalité, parce que la plupart des tremblements de terre sont produits par des mouvements le long d'une faille, le foyer n'est pas un point mais une région qui peut s'étendre sur plusieurs kilomètres de longueur.

Un foyer se trouve en profondeur en-dessous de la surface terrestre. On appelle **épicentre**, le point de la surface terrestre qui se trouve directement au-dessus (déplacement vertical) du foyer d'un tremblement de terre (voir figure 9.2).

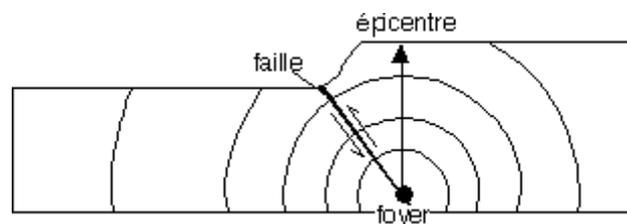


Figure 9.2

Le foyer d'un tremblement de terre est le site du premier déplacement le long d'une faille et est le centre d'énergie libérée. L'épicentre d'un tremblement de terre est le point à la surface terrestre qui se trouve directement au-dessus du foyer (à partir de Skinner et Porter, 1995).

Ondes sismiques

Lorsqu'un tremblement de terre se déroule, l'énergie élastique qui est stockée est transmise à partir du foyer vers la terre. Comme n'importe quel corps vibrant, il émet des ondes (vibrations) qui se propagent dans toutes les directions. On appelle ces ondes de propagation, **ondes sismiques**.

Les ondes sismiques impliquent des changements élastiques - si la limite d'élasticité n'est pas dépassée, les roches reprennent leur forme originale après le passage des ondes. Les ondes sismiques doivent être mesurées pendant que la roche vibre. Pour cette raison, partout dans le monde il y a des sismographes qui enregistrent les vibrations du globe terrestre en continu.

Il existe plusieurs types d'ondes sismiques qui appartiennent à deux familles:

ondes de volume **ondes de surface**

Les **ondes sismiques de volume** correspondent aux deux façons dont la Terre peut être déformée de manière élastique. Ces ondes se propagent à partir du foyer et peuvent traverser la Terre entièrement. Par contre, les **ondes sismiques de surface** ne traversent que la surface

terrestre et la partie supérieure de la croûte. Les ondes de volume sont analogues aux ondes de lumière ou de son, et les ondes de surface sont analogues aux vagues des océans.

ONDES SISMIQUES DE VOLUME

La déformation élastique d'une roche peut être représentée soit par un changement de volume ou soit par un changement de forme. Le premier type d'onde de volume, *onde de compression*, déforme les roches par changements de volume et consiste en des vibrations alternant la compression et l'expansion. Ces vibrations agissent dans la direction de propagation de l'onde (exactement comme les ondes de son) (voir figure 9.3). Ces ondes de compression peuvent traverser les solides, liquides et gaz parce que tous les trois peuvent subir des changements en densité - une onde de compression implique une petite augmentation de densité, tandis qu'une onde d'expansion implique une petite diminution de densité. Les ondes de compression sont les ondes sismiques les plus rapides - 6 km/s est une valeur typique dans la partie supérieure de la croûte - et elles sont les premières ondes à être enregistrées par un sismographe après un tremblement de terre. On appelle ces ondes donc, **ondes primaires** ou **ondes P**.

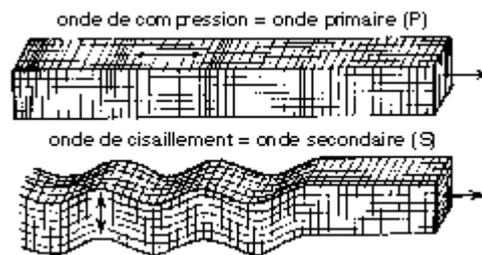


Figure 9.3

Ondes sismiques de volume - type P (compression) et type S (cisaillement). Les ondes P causent l'expansion et la compression d'un point dans la Terre parallèlement à la direction de propagation des ondes. Les ondes S impliquent un mouvement de cisaillement. Un point individuel se déplace vers le haut et le bas, perpendiculairement à la direction de propagation des ondes (de Caron et al., 1995).

Le second type d'onde de volume est une *onde de cisaillement*. Ces ondes déforment les matières par changement de forme. Parce que les liquides et les gaz n'ont pas l'élasticité pour reprendre leurs formes originelles, les ondes de cisaillement ne sont transmises que par les solides. Les ondes de cisaillement consistent en mouvements perpendiculaires à la direction de propagation des ondes (voir figure 9.3). Une valeur typique de vitesse pour une onde de cisaillement dans la croûte supérieure est de 3,5 km/s - ces ondes sont plus lentes que les ondes P et arrivent aux sismographes après les ondes P. On les appelle donc **ondes secondaires** ou **ondes S**.

Les ondes sismiques de volume se comportent comme les ondes de lumière et de son - elles peuvent être transmises à travers un milieu et aussi *réfléchies* et *réfractées*. La réflexion est un phénomène familier et les ondes de volume sont réfléchies par de nombreuses surfaces dans la Terre. La réfraction implique le changement de vitesse d'une onde et en général de sa direction à cause des changements des propriétés physiques d'un milieu.

Les vitesses des ondes de volume sont directement fonction de la densité d'un corps dans la Terre. Si la Terre possédait une composition homogène et si la densité augmentait de manière

progressive avec la profondeur (la pression augmente), les ondes sismiques auraient des trajectoires courbes (figure 9.4). Des mesures montrent que ces trajectoires sont en effet courbes à l'intérieur de la Terre, à cause de leur réfraction progressive, mais les mesures montrent aussi que les ondes sismiques sont réfractées et réfléchies par plusieurs zones de changements brusques de densité, comme la limite entre le noyau et le manteau (voir figure 9.4).

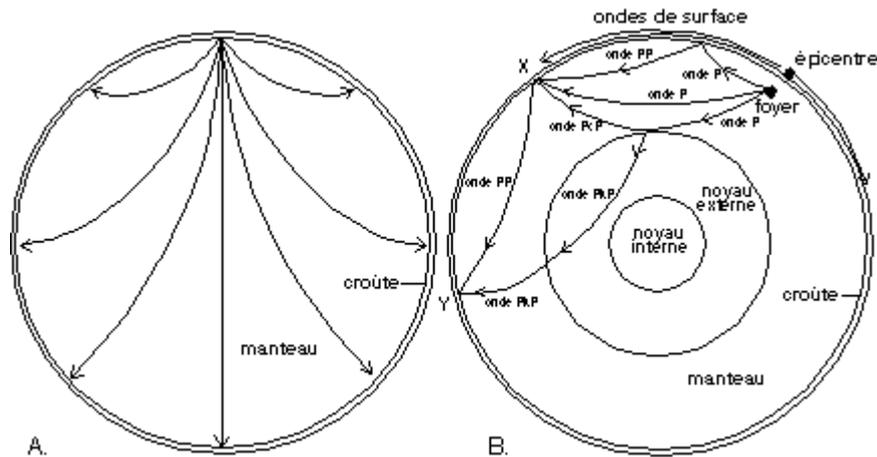


Figure 9.4

Réfraction et réflexion des ondes sismiques de volume. A. Trajectoires des ondes dans une planète de composition homogène dans laquelle la densité augmente progressivement en profondeur à cause de l'augmentation de pression. Les changements en densité produisent des trajectoires courbes pour les ondes. B. Trajectoires des ondes P dans la Terre qui consiste en plusieurs couches de compositions différentes. Les sismographes X et Y reçoivent les ondes P directes (onde P), les ondes P réfléchies (onde PP, onde PcP) et les ondes réfractées (onde PkP) (à partir de Skinner et Porter, 1995).

ONDES DE SURFACE

Les ondes de surface se déplacent soit perpendiculairement à la direction de propagation des ondes dans le plan horizontal (les ondes S se déplacent dans le plan vertical) soit par mouvement circulaire parallèlement à la direction de propagation. Ces ondes se déplacent plus lentement que les ondes P et S et suivent la surface terrestre et non pas l'intérieur de la Terre. Les ondes de surface sont donc les dernières ondes à être détectées par un sismographe (voir figure 9.5).

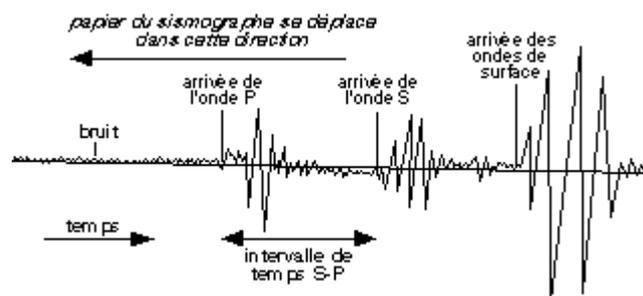


Figure 9.5

Différents temps de propagation des ondes sismiques P, S et de surface montrés par l'enregistrement d'un sismographe. Les ondes P sont les premières ondes sismiques qui arrivent au sismographe, puis les ondes S et enfin les ondes de surface. L'intervalle de temps ou le retard entre les arrivées des ondes P et S est fonction de la distance traversée par les ondes (à partir de Skinner et Porter, 1995).

POSITION D'UN ÉPICENTRE

La position de l'épicentre d'un tremblement de terre peut être déterminée par les temps d'arrivée des ondes P et S au sismographe. Le retard entre les arrivées des ondes P et S augmente selon la distance entre le sismographe et l'épicentre (voir figure 9.6).

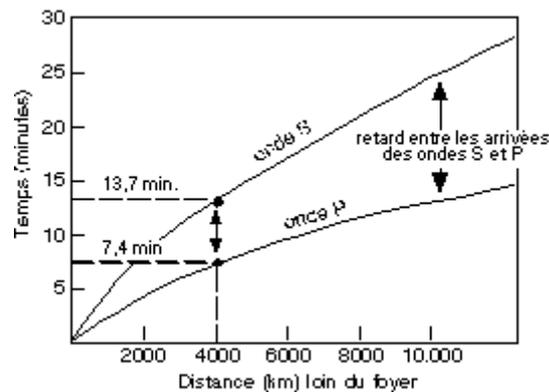


Figure 9.6

Courbes montrant le temps de propagation des ondes P et S dans la Terre - ces courbes sont employées pour déterminer la position de l'épicentre. Par exemple, si le retard des arrivées est: 13,7 minutes - 7,4 minutes = 6,3 minutes, on peut dire que l'épicentre est à 4000 km du sismographe (à partir de Skinner et Porter, 1995).

Après avoir employé un graphique comme celui de la figure 9.6 pour déterminer la distance d'un épicentre, un sismologue dessine un cercle sur une carte autour de la station sismographique - le cercle a un rayon égal à la distance calculée pour l'épicentre. La position exacte peut être déterminée lorsque les mêmes données venant de trois ou plus de sismographes sont utilisées - l'épicentre se trouve à l'intersection commune des cercles (voir figure 9.7).

La profondeur du foyer d'un tremblement de terre peut aussi être déterminée. Si les distances ne sont pas trop grandes, on peut employer la méthode de retard des arrivées des ondes P et S. Si la distance est importante (plusieurs milliers de kilomètres), on emploie les différences entre les ondes réfractées et réfléchies.

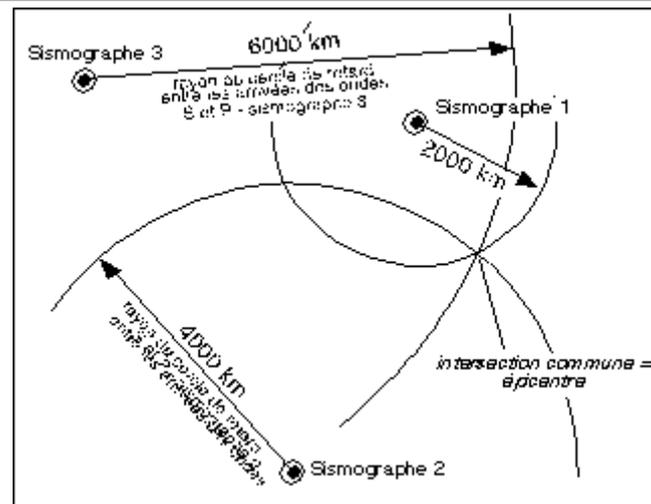


Figure 9.7

Position d'un épicentre. Les effets d'un tremblement de terre sont enregistrés par trois sismographes. Le retard entre les arrivées des ondes P et S dépend de la distance entre le sismographe et l'épicentre. Sur une carte, on dessine un cercle de rayon approprié pour chaque sismographe et l'épicentre se trouve où les trois cercles se croisent (à partir de Skinner et Porter, 1995).

Magnitude des tremblements de terre

Les très grands tremblements de terre sont relativement peu fréquents. Dans les régions sensibles comme à San Francisco, un très grand tremblement de terre se déroule une fois par siècle. Cela veut dire que le temps nécessaire pour l'accumulation d'énergie élastique et la libération de cette énergie par le mouvement d'une faille est approximativement de 100 ans. Les petits tremblements de terre peuvent se dérouler le long d'une faille pendant cette période (glissement local), mais l'énergie élastique continue à être stockée où la faille reste bloquée.

A partir des mesures très précises des roches déformées dans un état élastique tout le long de la faille de San Andréas en Californie, les sismologues ont trouvé qu'approximativement 100 J d'énergie élastique peut être accumulés dans 1 m³ de roche déformée. C'est l'équivalent de 25 calories d'énergie de chaleur et ce ne semble pas être beaucoup, mais lorsqu'on considère des milliards ou trillions de mètres cubes de roches déformées, la quantité totale d'énergie peut être énorme. Par exemple, le tremblement de terre de Loma Prieta en Californie en 1989 a libéré 1015 J et celui de San Francisco en 1906 a libéré au moins 1017 J. L'énergie libérée par une bombe hydrogène est aussi approximativement 1017 J.

ÉCHELLE DE MAGNITUDE DE RICHTER

Les sismologues ont développé un moyen d'estimer l'énergie libérée par un tremblement de terre en mesurant les amplitudes des ondes sismiques. L'**échelle de magnitude de Richter** est définie par les amplitudes maximales des ondes P et S sur un sismogramme à 100 km de distance d'un épicentre (voir table 9.1). L'échelle de Richter est logarithmique - chaque augmentation d'unité (ex. 1 à 2 ou 5 à 6) correspond à une augmentation de 10 fois l'amplitude d'enregistrement. Ainsi, un signal de magnitude 2 a une amplitude 10 fois plus grande qu'un signal de magnitude 1, et un

signal de magnitude 3 est 100 fois plus grand qu'un signal de magnitude 1. Les plus grands tremblements de terre enregistrés ont une magnitude de 8,6 - l'énergie équivalente de 10.000 bombes atomiques comme celle qui a détruit Hiroshima à la fin de la seconde guerre mondiale.

Table 9.1 - Magnitudes des tremblements de terre, fréquences pour la Terre entière et dégâts produits

Magnitude de Richter	Nombre par an	Échelle de Mercalli*	Effets dans les régions peuplées
<3,4	800.000	I	enregistrés seulement par des sismographes
3,5-4,2	30.000	II et III	ressentis par certaines personnes à l'intérieur
4,3-4,8	4.800	IV	ressentis par beaucoup de gens; les fenêtres tremblent
4,9-5,4	1.400	V	ressentis par tous le monde; la vaisselle casse, les portes bougent
5,5-6,1	500	VI et VII	faible dégâts aux bâtiments
6,2-6,9	100	VII et IX	forte dégâts aux bâtiments
7,0-7,3	15	X	dégâts importants
7,4-7,9	4	XI	dégâts énormes; les bâtiments s'effondrent
>8,0	chaque 5-10 ans	XII	dégâts complets

*nombres de Mercalli sont déterminés par l'importance des dégâts et le degré par lequel les mouvements de la terre sont sentis.

Risques et dégâts sismiques

Les risques associés aux tremblements de terre sont importants - les tremblements de terre peuvent être des événements catastrophiques. Leurs effets sont principalement de 6 types:

1. le mouvement qui résulte d'un mouvement d'ondes sismiques (surtout les ondes de surface) dans les roches et sols (régolite) de la surface terrestre. Ces mouvements peuvent causer des dégâts et détruire complètement des bâtiments à cause des vibrations;
2. une faille qui coupe la surface terrestre peut fendre des bâtiments, des autoroutes et n'importe quel objet qui se trouve au-dessus de la faille;
3. le feu est un effet secondaire mais très important. Le mouvement de la terre peut casser des lignes de gaz ou détendre des fils électriques pour produire des incendies;

4. dans les régions de pente importante, les vibrations des tremblements de terre peuvent produire des avalanches ou l'effondrement de falaises;
5. la vibration de sédiment saturé en eau peut transformer un sol solide en une masse qui se comporte comme un liquide, un processus que l'on appelle liquéfaction;
6. finalement, il existe des vagues dans les océans appelées tsunamis produites par les vibrations des tremblements de terre. Les tsunamis sont particulièrement destructifs dans l'océan Pacifique. Par exemple, en 1946 un tremblement de terre sous-marin près de l'île d'Unimak, en Alaska a produit un tsunami qui a atteint Hawaï. La vitesse de la vague était de 800 km par heure et l'amplitude était de moins d'un mètre. Cependant, l'amplitude a augmenté énormément près de la côte de Hawaï. - elle était d'une hauteur de 18 m.

Distribution des Tremblements de Terre

Il existe certaines régions à la surface terrestre où les tremblements de terre se déroulent fréquemment - on les appelle **ceintures sismiques** (voir figure 9.8). La région la plus importante est la ceinture péripacifique parce que 80% de tous les tremblements de terre y sont enregistrés. La ceinture suit les chaînes de montagnes en Amérique occidentale entre le cap Horn et l'Alaska, traverse les îles Aleutiennes vers l'Asie, s'étend vers le sud en traversant le Japon, les Philippines, la nouvelle Guinée, Fiji, et puis la nouvelle Zélande (voir figure 9.8).

en construction

Figure 9.8

Sismicité de la Terre. Les tremblements de terre importants marquent les limites des plaques. La carte montre tous les séismes de magnitude 4,0 ou plus entre 1960 et 1989 (de Skinner et Porter, 1995).

Les ceintures sismiques sont des endroits où beaucoup d'énergie interne de la Terre est libérée. Ces ceintures coïncident avec les rides médio-océaniques, les fosses profondes, les volcans andésitiques et autres traits qui délimitent les marges des plaques de la lithosphère.

Les profondeurs des foyers des tremblements de terre nous donnent aussi des informations importantes. La plupart des foyers ne sont pas plus profonds que 100 km - les tremblements de terre se déroulent dans les roches rigides et cassantes et la lithosphère cassante près des marges est normalement d'une épaisseur de 100 km. Cependant, quelques tremblements de terre prennent origine à des profondeurs jusqu'à 700 km et sont associés aux fosses profondes - les zones de subduction où la lithosphère froide descend dans le manteau plus chaud.

Zone de Benioff

Les études détaillées des foyers des tremblements de terre en-dessous des fosses ont montré que les foyers suivent un chemin appelé **zone de Benioff** qui trace la position de la plaque descendante. Parce que certains foyers sont présents jusqu'à 700 km, cela implique que la plaque descendante maintient certaines propriétés cassantes jusqu'à cette profondeur.

Tremblements de Terre et Structure de la Terre

Nous avons vu que les ondes P et S traversent les roches avec des vitesses différentes - lorsque les propriétés d'une roche changent, ces deux types d'ondes répondent différemment. Les temps d'arrivées des ondes P et S aux sismographes dans le monde entier représentent les enregistrements des ondes qui ont traversé des chemins différents. Il est donc possible de calculer comment les propriétés des roches changent et où se trouvent les limites entre les couches qui possèdent des propriétés différentes. Les ondes sismiques sont les sondes les plus sensibles pour mesurer les propriétés de l'intérieur de la Terre.

Couches de compositions différentes

Si la composition de la Terre était homogène (et s'il n'existait pas de changements polymorphiques dans les minéraux présents), les vitesses des ondes P et S augmenteraient progressivement en profondeur - l'augmentation de pression implique une augmentation de densité et de rigidité d'un solide et ces deux propriétés contrôlent les vitesses de propagation des ondes. Cependant, les temps calculés pour l'arrivée des ondes dans une planète homogène ne sont pas les mêmes que ceux observés réellement. Cela veut dire que la composition ou les propriétés physiques ne sont pas constantes à l'intérieur de la Terre. Des limites nettes, des discontinuités, peuvent être détectées par la réfraction ou la réflexion des ondes de volume comme illustrées dans la figure 9.4. Deux limites majeures de composition ont été détectées, celle entre la croûte et le manteau et celle entre le manteau et le noyau.

LA CROÛTE

Mohorovicic a démontré au début du siècle l'existence de la limite entre la croûte et le manteau. Il a noté que pour les foyers de profondeurs de moins de 40 km, les sismographes à 800 km de l'épicentre enregistraient deux groupes d'ondes P et S - un groupe a traversé directement la croûte entre le foyer et le sismographe, tandis que l'autre groupe est arrivé plus tôt au sismographe parce que ces ondes ont été réfractées par une limite à l'intérieur de la Terre. Ces ondes réfractées ont pénétré une zone à vitesse importante et puis elles ont été réfractées une fois encore vers la surface (voir figure 9.9). On appelle **discontinuité de Mohorovicic** ou **Moho**, la discontinuité sismique qui marque la limite entre la croûte et le manteau. La croûte continentale s'étend de 30 à 70 km et la croûte océanique a moins de 10 km d'épaisseur.

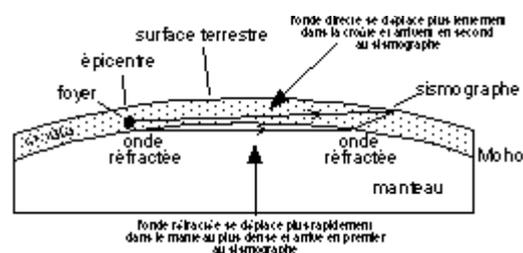


Figure 9.9

Trajectoires des ondes sismiques directes et réfractées à partir des tremblements de terre de foyers peu profonds (à partir de Skinner et Porter, 1995).

LE MANTEAU

Les vitesses des ondes P dans la croûte varient entre 6 et 7 km/s. En-dessous du Moho, les vitesses sont supérieures à 8 km/s. Les expériences en laboratoire ont montré que les roches typiques de la croûte (granite, gabbro, basalte) ont des vitesses des ondes P de 6 à 7 km/s. Cependant, les roches qui sont plus riches en minéraux denses, comme les olivines et les pyroxènes, ont des vitesses supérieures à 8 km/s. La roche principale du manteau doit donc être une péridotite riche en olivine et pyroxène. Cette hypothèse concorde avec le fait que les échantillons rares du manteau qui se trouvent dans les pipes de kimberlites (sources des diamants) et en xénolites (fragments) dans certaines laves sont des péridotites.

LE NOYAU

Les ondes P et S indiquent une limite importante à 2900 km. Les ondes P qui arrivent à cette limite sont tellement réfractées et réfléchies que la limite laisse une **zone d'ombre sismique**, une région de la surface terrestre opposée à l'épicentre où aucune onde P n'est observée (voir figure 9.10). Cette limite est celle entre le manteau et le noyau. Il existe également une zone d'ombre sismique des ondes S - elles ne peuvent pas traverser le noyau parce le noyau externe est liquide et les liquides ne permettent pas la propagation des ondes de cisaillement.

Les ondes sismiques nous apportent certaines informations importantes sur la composition du noyau. Les vitesses des ondes sismiques calculées à partir des temps de propagation indiquent que la densité moyenne des roches augmente progressivement de 3,3 vers le haut du manteau à 5,5 vers le bas du manteau. Cependant, la densité moyenne de la Terre est de 5,5 g/cm³. Pour avoir un équilibre avec la croûte et le manteau moins denses, il faut que le noyau ait une densité de 10 à 11. La seule substance en abondance suffisante et qui a les propriétés correctes est le fer (Fe) - le noyau est donc composé du fer (plus probablement un peu de nickel).

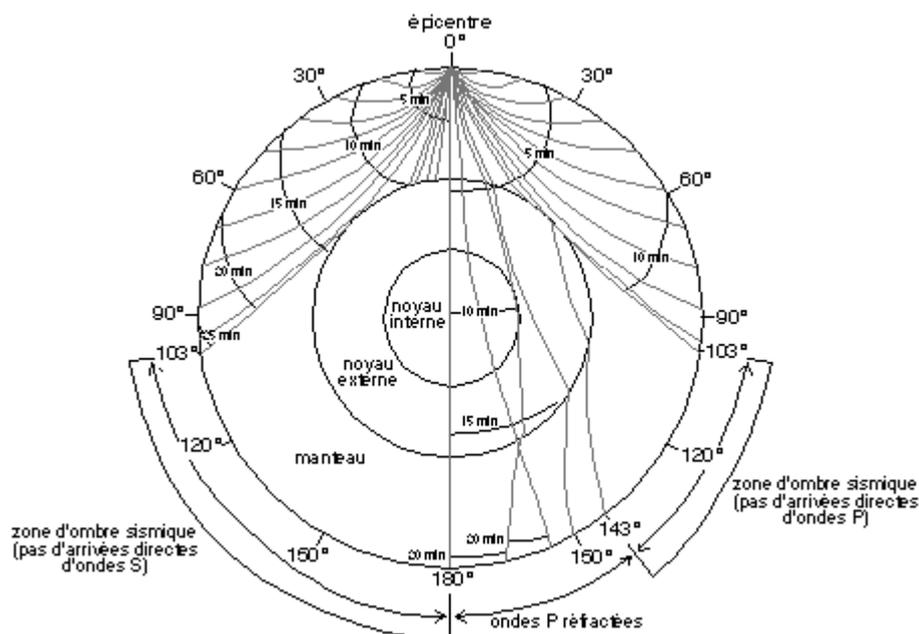


Figure 9.10

Trajectoires des ondes P (à droite) et S (à gauche) à partir d'un foyer - l'épicentre se trouve à 0°. La réflexion et la réfraction des ondes P à la limite manteau-noyau produisent une zone d'ombre sismique des ondes P entre 103 à 143°. Parce que les ondes S ne peuvent pas traverser les liquides, une zone d'ombre sismique des ondes S existe entre 103 à 180° (à partir de Skinner et Porter, 1995).

Parce que les ondes S ne traversent pas la limite manteau-noyau, on en conclut que le noyau externe est sous forme de fer liquide. Les deux noyaux, interne et externe, apparaissent avoir la même composition. La raison pour laquelle il existe un changement de phase entre solide et liquide est probablement liée à l'effet de la pression au point de fusion du fer.

Couches de propriétés physiques différentes

Il n'existe pas de changements majeurs de composition dans le manteau. Cependant, les vitesses des ondes sismiques n'augmentent pas régulièrement entre la base de la croûte et la limite manteau-noyau (voir figure 9.11). Il existe des changements soudains de vitesse dus aux changements des propriétés physiques du manteau.

ZONE A FAIBLE VITESSE DE PROPAGATION DES ONDES SISMQUES

La vitesse des ondes P vers le haut du manteau est de 8 km/s, et elle augmente jusqu'à 14 km/s à la limite manteau-noyau - cette augmentation n'est pas progressive ni constante (voir figure 9.11). Entre la base de la croûte et 100 km, la vitesse des ondes P augmente progressivement jusqu'à 8,3 km/s. Puis, elle diminue à 8,0 km/s et reste relativement faible jusqu'à 350 km. Dans cette **zone à faible vitesse de propagation** entre 100 à 350 km, il n'existe pas de diminution en densité ou en composition. Cette zone est de même composition que le reste du manteau, mais elle est moins rigide, moins élastique et plus ductile que le manteau environnant.

Une explication pour l'existence de la zone à faible vitesse de propagation d'onde sismique tient à ce que entre 100 à 350 km le gradient géothermique (géotherme) atteint des températures proches du point de début de fusion partielle de la péridotite - soit la rigidité des roches diminue brusquement près du solidus soit la fusion partielle commence et un petit peu de liquide agit comme lubrifiant. La quantité de fusion partielle doit être minuscule parce que les ondes S traversent la zone à faible vitesse de propagation. Cette zone de vitesse réduite correspond à l'asthénosphère (voir chapitre 2). L'asthénosphère fait partie intégrante de la théorie de la tectonique des plaques parce que l'on constate que les plaques de la lithosphère glissent au-dessus de cette zone plastique dans le manteau.

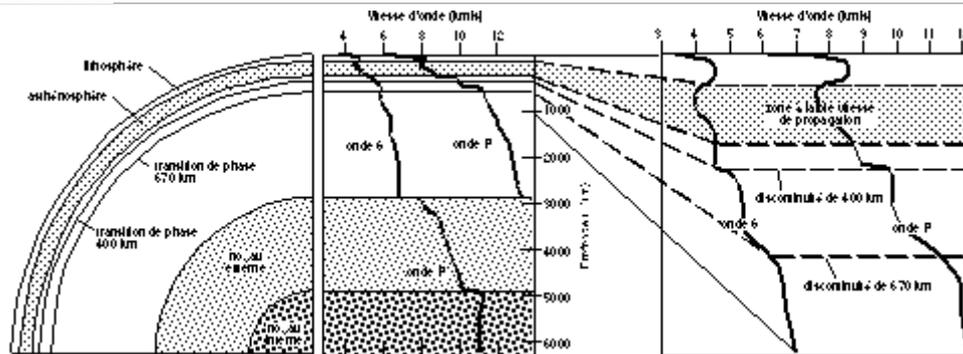


Figure 9.11

Variation des vitesses des ondes sismiques à l'intérieur de la Terre. Les changements importants se trouvent aux limites croûte-manteau et manteau-noyau dus aux différences de composition. Le changement à 100 km correspond à la limite lithosphère-asthénosphère. Les changements à 400 km et à 670 km correspondent aux différences importantes de phase (à partir de Skinner et Porter, 1995).

DISCONTINUITÉ SISMIQUE A 400 km

Dans la figure 9.11, nous observons que les vitesses des ondes P et S augmentent rapidement jusqu'à 400 km. Ce changement ne reflète pas une différence de composition, mais un changement dans la structure d'une phase. Lorsqu'on comprime les cristaux d'olivine en laboratoire à une pression correspondant à 400 km, les atomes se réarrangent en formant un polymorphe plus dense (voir chapitre 4 sur le polymorphisme). Dans le cas de l'olivine, le réarrangement d'atomes ressemble à la structure que l'on trouve dans la famille de minéraux appelée **spinelle** (la magnétite Fe_3O_4 est un exemple de spinelle). La densité d'olivine augmente de 10%, exactement ce que l'on calcule à partir des changements de vitesse des ondes sismiques. On appelle **discontinuité sismique à 400 km**, l'augmentation des vitesses des ondes sismiques due à la transition polymorphique olivine-spinelle.

DISCONTINUITÉ SISMIQUE A 670 km

Une autre augmentation des vitesses des ondes sismiques se déroule à une profondeur de 670 km (voir figure 9.11). La densité du manteau augmente de 10%, mais la limite n'est pas nette. L'origine de la **discontinuité sismique à 670 km** n'est pas bien déterminée parce qu'il est difficile de maintenir les pressions exigées par les expériences en laboratoires. Une hypothèse très populaire dit que les pyroxènes dans la péridotite du manteau (péridotite = olivine + pyroxène) subissent une transition polymorphique vers une structure plus compacte et plus dense, celle de la pérovskite. La discontinuité de 670 km correspond aussi à la profondeur maximale des foyers des tremblements de terre - la signification de ce fait forme la base de beaucoup de discussions et de débats parmi les géologues aujourd'hui.

Résumé

1. Les tremblements de terre sont produits par les mouvements brusques des failles qui libèrent l'énergie élastique stockée dans des roches déformées.
2. Les vibrations des tremblements de terre sont enregistrées par des sismographes.

3. L'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre se déplace en ondes de volume, soit les ondes P (ondes primaires = ondes de compression) ou les ondes S (ondes secondaires = ondes de cisaillement). L'énergie des tremblements de terre cause aussi la vibration de la surface terrestre par les ondes de surface.
4. Le foyer et l'épicentre d'un tremblement de terre peuvent être déterminés en mesurant les différences des temps de propagation des ondes P et S.
5. La quantité d'énergie libérée pendant un tremblement de terre est calculée par l'échelle de magnitude de Richter. Le calcul est fait à partir des enregistrements des ondes de volume sur des sismogrammes.
6. La plupart des tremblements de terre prennent origine dans la ceinture péripacifique (80%) et aussi dans la ceinture Méditerranée-Himalaya (15%). Les 5% restants sont distribués le long des rides médio-océaniques et ailleurs.
7. Les ondes sismiques de volume peuvent être réfractées et réfléchies comme les ondes de lumière et de son. En étudiant la réfraction et la réflexion des ondes sismiques, les géologues peuvent définir la structure de l'intérieur de la Terre. Les limites majeures de compositions différentes sont la limite croûte-manteau et la limite manteau-noyau.
8. La base de la croûte est une discontinuité sismique brusque que l'on appelle discontinuité de Mohorovicic ou Moho. L'épaisseur de la croûte continentale s'étend entre 30 à 70 km et l'épaisseur de la croûte océanique est toujours inférieure à 10 km.
9. Dans le manteau, il existe deux zones - une à 400 km et une autre à 670 km - où des changements de densité produisent des discontinuités sismiques. Le changement à 400 km est probablement dû à la transition polymorphique d'olivine. Le changement à 670 km est probablement dû à la transition polymorphique de pyroxène.
10. Le noyau est extrêmement dense et on suppose qu'il consiste en fer plus un peu de nickel et d'autres éléments. Le noyau externe doit être sous forme de liquide parce qu'il ne transmet pas d'ondes S. Le noyau interne est solide.
11. Entre 100 km et 350 km, il existe une zone à faible vitesse de propagation d'onde sismique. Cette zone coïncide avec l'asthénosphère. La lithosphère qui est rigide et de 100 km d'épaisseur moyenne glisse au-dessus de l'asthénosphère. La zone à faible vitesse de propagation est probablement due à la présence d'un petit peu de liquide silicaté dans la péridotite du manteau.

Mots clés

ceinture sismique
déformation élastique
déformation plastique
discontinuité à 400 km
discontinuité à 670 km
discontinuité de Mohorovicic
échelle de magnitude de Richter
épicentre
faille
foyer
limite d'élasticité
modèle de détente élastique
Moho
onde sismique
ondes de surface
ondes de volume
ondes primaires (P)
ondes secondaires (S)
principe d'inertie
séisme
séismologie
sismographe
spinelle
tremblement de terre
zone à faible vitesse de propagation
zone d'ombre sismique
zone de Benioff

Questions de Révision

1. Expliquez comment la majorité des tremblements de terre se déroulent. Pourquoi existe-t-il une limite supérieure de 8,6 pour la magnitude des tremblements de terre?
2. Quelle est la relation entre le foyer d'un tremblement de terre et l'épicentre correspondant?
3. Expliquez l'enregistrement d'un tremblement de terre. Comment peut-on déterminer la position d'un épicentre à partir des enregistrements sismiques?
4. Quelles sont les différences entre les ondes sismiques de volume et les ondes sismiques de surface? Identifiez deux types d'ondes de volume et expliquez les différences entre elles.
5. Décrivez l'échelle de magnitude de Richter. Pour détecter un tremblement de terre, quelle est la magnitude minimale?

6. Les tremblements de terre peuvent produire beaucoup de dégâts. Quels sont les mécanismes les plus importants pour produire des dégâts? Où se trouvent les tremblements de terre les plus importants?
7. Qu'est-ce que la réfraction et la réflexion et comment influencent-elles le passage des ondes sismiques? Comment emploie-t-on la réfraction et la réflexion des ondes sismiques pour déterminer la base de la croûte et la limite manteau-noyau?
8. Décrivez comment les ondes sismiques peuvent être employées pour déterminer si le noyau externe est liquide et le noyau interne solide? Pourquoi pense-t-on que le noyau consiste en fer métallique?
9. Quelles sont les ceintures sismiques et comment sont-elles liées à la tectoniques des plaques?