

Cours Géophysique L2 S4

I. Notions de base :

I.1. Introduction :

L'ingénieur aura dans sa vie professionnelle des problèmes à poser et à résoudre.

La géophysique est la science qui étudie les phénomènes physiques dont la terre et l'univers sont le siège.

La géophysique est née de l'interaction de ces phénomènes physiques avec les paramètres pétro-physiques liés à la roche ou caractéristiques des roches. Les différents champs physiques qui assurent cette interaction sont : La pesanteur ou la gravitation, l'électricité terrestre et atmosphérique, le champ magnétique (naturel de la terre et induit), le champ électromagnétique tellurique ou artificiel, la vibration (vibrations, ondes), la radioactivité et les radiations (naturelle et artificielle), le champ thermique (énergie solaire, géothermie).

I.2. Qu'est-ce que la géophysique :

La géophysique est l'application des méthodes de la physique à l'étude de la terre; le mot géophysique a un caractère plus appliqué et localisé (Pétrole, Sciences de l'Ingénieur etc.) que le mot physique du globe où l'on s'intéresse à la terre dans son ensemble. Les méthodes utilisées sont très nombreuses; elles permettent une connaissance à distance de parties de la terre inaccessibles à l'observation directe. Certaines de ces méthodes sont mises en œuvre par l'homme sous forme de véritables expériences de physique à l'échelle de zones plus ou moins vastes de la terre; dans d'autres cas, on se contente de mesurer des champs physiques ou des effets non directement créés par l'homme. Ces méthodes ne donnent pas toujours des réponses uniques au sens mathématique: l'interprétation géophysique demande un dialogue constant avec les hypothèses géologiques. Enfin on remarquera que les campagnes de géophysique permettent d'acquérir un grand nombre d'informations et que d'importants domaines des mathématiques appliquées sont mis en œuvre pour traiter les données.

I.3. Objectifs de la géophysique :

L'objet principal de la géophysique est de déduire les propriétés physiques et la constitution de la terre à partir des phénomènes observables à la surface de la terre (champ magnétique, champ de

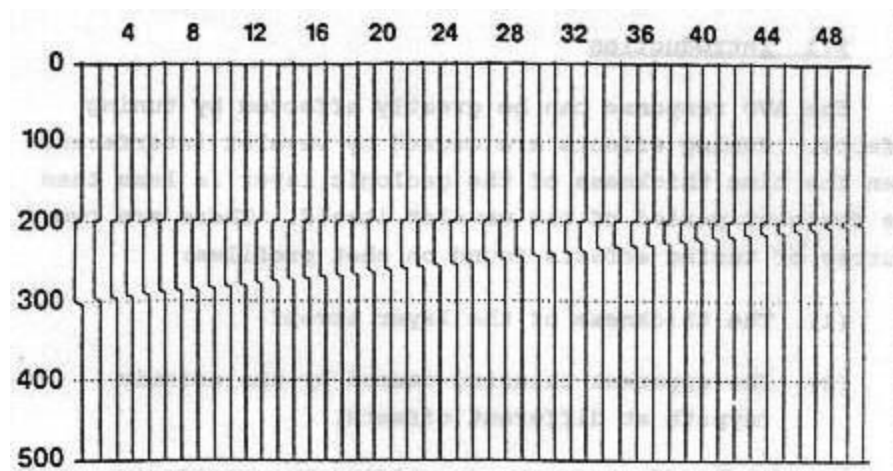
gravité, propagation des ondes, flux de chaleurs etc.....).

Généralement on sépare la géophysique du globe avec de la géophysique appliquée pour des raisons d'échelle.

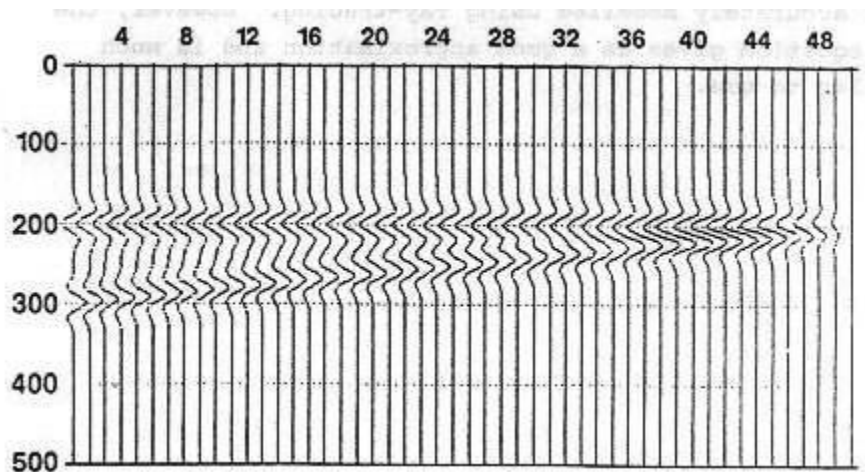
En géophysique du Globe on s'intéresse à la terre dans sa globalité, en géophysique Appliquée on peut tout aussi bien, s'intéresser à une parcelle très limité (10m/10m) pour y déceler par exemple un filon de «magnétique». Comme on peut s'intéresser à l'échelle d'une région, ou d'un continent pour y déceler un bassin sédimentaire pour des intérêts pétroliers.

On distingue dans cette discipline les méthodes dites de potentiel qui reposent sur l'étude des champs de pesanteur, magnétique, électrique d'une part, des méthodes portant sur la propagation des ondes d'autre part (sismologie, sismique réflexion, sismique réfraction).

À partir des observations de surface la géophysique va établir une «structure théorique» qui rende compte au mieux des observations réalisées. Une telle structure s'appelle le modèle un modèle est toujours améliorable mais la solution n'est jamais unique.



Modèle géologique



Section Sismique

Le développement récent des techniques géophysiques a permis une extension du domaine couvert par la géophysique appliquée aux très faibles profondeurs (la géophysique de sub-surface). Il comprend le domaine minier, l'hydrogéologie, la pédologie, le génie civil, la géotechnique et l'archéologie. Les principales méthodes utilisées en géophysique appliquée sont :

- La méthode sismique (la sismique réflexion et la sismique réfraction)
- La prospection gravimétrique.
- La prospection magnétique.
- La prospection électrique.
- L'électromagnétisme.

1.4. Les propriétés physiques des roches.

1.4.1. Introduction

La connaissance du matériau rocheux implique la détermination d'un certain nombre de caractéristiques physiques et mécaniques. Celles-ci peuvent être déterminées d'une part par des essais en laboratoire sur des échantillons provenant soit de forages carottés, soit de blocs prélevés in situ et d'autre part par des essais effectués in situ soit dans des forages, soit dans des tranchées, des puits ou des galeries soit à partir du terrain naturel.

La roche, tout comme le sol, est constituée de matériau solide et de vides. Ces vides peuvent être remplis soit d'air (échantillon sec), soit d'eau (échantillon saturé) soit des deux (échantillon

humide). Il faut toutefois noter que certains vides ne sont pas accessibles à l'imbibition notamment ceux résultant de la formation de bulles de gaz enfermées dans le matériau solide (roches éruptives).

1.4. 2. La porosité

La porosité traduit la faculté d'une roche à stocker un fluide (air, eau) dans ses interstices, également appelés pores. Elle ne dépend pas essentiellement de la taille des grains mais surtout de leur agencement.

C'est le rapport du volume des vides v_v de la roche au volume total v_t :

$$P = (V_v / V_t) \times 100$$

La porosité varie de quelques % à plus de 40 % dans les roches sédimentaires. Dans les roches magmatiques, elle est plus faible, souvent inférieure à 1 %. Selon la porosité, les roches sont classées en :

Tableau. 1. Types de roches selon la porosité.	
Roche de faible porosité	$0 < P < 5 \%$
Roche de porosité moyenne	$5 < P < 10 \%$
Roche de porosité élevée	$10 < P < 20 \%$
Roche de porosité très élevée	$P > 20 \%$

1.4.3. poids volumique

1.4.3.1. Le poids spécifique

Le poids spécifique de la roche γ_s est le poids des grains P_s par unité de volume des grains v_s :

$$\gamma_s = P_s / V_s$$

- **Le poids volumétrique**

Le poids volumétrique γ est le poids de l'échantillon P , eau comprise, par unité de volume v

$$\gamma = P / V$$

- **Le poids volumétrique sec**

Le poids volumétrique sec γ_d est le poids des grains P_s , par unité de volume de la roche v

$$\gamma_d = P_s / V$$

1.4.3.2. Indice des vides

L'indice des vides e est le rapport du volume des vides v_v au volume des grains v_s

$$e = V_v / V_s$$

2.2. La teneur en eau

La teneur en eau w est le poids de l'eau P_w rapporté au poids des grains P_s rapporté en pourcent

$$W = (P_w / P_s) \times 100$$

2.3. La teneur en eau à la saturation

La teneur en eau à la saturation w_s est la teneur en eau de la roche dans l'hypothèse où les vides sont remplis d'eau.

$$W_s = (Y_w \cdot V_v / P_s) \times 100$$

2.4. Degré de saturation

Le degré de saturation S_r est le rapport de la teneur en eau w à la teneur en eau à la saturation w_s exprimé en pourcent

$$S_r = (W_v / W_s) \times 100$$

2.5. Densité de fracturation d'un massif rocheux

- **Densité de fractures du massif**

La fracturation du massif rocheux influe sur les propriétés mécaniques du massif et sur la stabilité des talus. C'est le facteur le plus important qui caractérise les roches. Elle permet de choisir la méthode d'exploitation, de résoudre les problèmes de stabilité des bords de la carrière et des talus naturels.

L'indice **ID** (intervalle entre discontinuités) est la moyenne des intervalles découpés par les discontinuités successives le long d'une ligne de mesure. Il est nécessaire de réaliser des mesures dans plusieurs directions, choisies en fonction des directions des discontinuités.

$$ID = L / N$$

- L : la longueur de la partie étudiée dans le massif (cm).

- N : le nombre des fissures sur la partie mesurée.

Le tableau suivant donne la classification des discontinuités selon les valeurs d'ID :

Tableau. 2.2. Classification des discontinuités selon la fracturation.		
Classe	Intervalle moyen entre les discontinuités (cm)	Densité des discontinuités
ID1	> 200	Très faible
ID2	60 à 200	Faible
ID3	20 à 60	Moyenne
ID4	6 à 20	Forte
ID5	< 6	Très forte

- **Caractérisation du massif par le RQD :** (Rock Quality Designation) (Désignation de la qualité des roches)

L'observation des carottes permet de déterminer un paramètre empirique proposé par *D.Deere*, (1964). Le **RQD** (Rock Quality Designation), est la somme des longueurs des carottes supérieures à 10 cm, rapportée à la longueur totale de carotte considérée.

$$\text{RQD} = \frac{\sum(L > 10 \text{ cm})}{L_{\text{totale}}} \times 100$$

Un **RQD** de 80 à 100% signifie donc que l'on a affaire à une roche peu ou pas fracturée.

- Remarque :

Cet indicateur peut être trompeur : pour un même massif stratifié, on pourra conclure à un RQD de 0% ou de 100% au même endroit selon l'inclinaison du forage. Il est donc important de repérer la direction et l'inclinaison des forages.

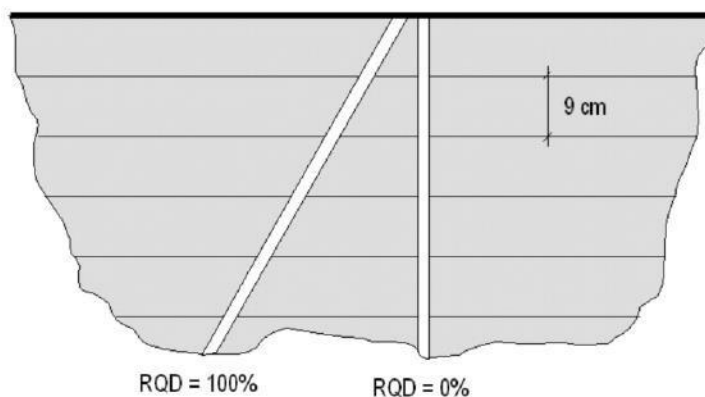


Figure. 2.1. Configuration géologique illustrant les limites du RQD.

2.6. Vitesse sismique et nature de la roche

La composition de la croûte terrestre est assez bien connue par l'étude des roches qui forment la surface terrestre et aussi par de nombreux forages. L'intérieur de la Terre est constitué d'un certain nombre de couches superposées, qui se distinguent par leur état solide, liquide ou plastique, ainsi que par leur densité.

Lorsque qu'il se produit un tremblement de terre à la surface du globe, il y a émission

d'ondes dans toutes les directions. Il existe deux grands domaines de propagations des ondes: les ondes de surface, celles qui se propagent à la surface du globe, dans la croûte terrestre, et qui causent tous ces dommages associés aux tremblements de terre, et les ondes de fond, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui peuvent être enregistrées en plusieurs points du globe. Chez les ondes de fond, on reconnaît deux grands types: les ondes P qui sont des ondes longitudinales ou de compression et les ondes S qui sont des ondes transversales ou de cisaillement.

La vitesse de propagation des ondes sismiques est fonction de l'état et de la densité de la matière. Certains types d'ondes se propagent autant dans les liquides, les solides et les gaz, alors que d'autres types ne se propagent que dans les solides.

Les ondes P se propagent dans les solides, les liquides et les gaz, alors que les ondes S ne se propagent que dans les solides. On sait aussi que la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

L'augmentation progressive de la vitesse des ondes P et S indique une augmentation de densité du matériel à mesure qu'on s'enfonce en profondeur. La chute subite de la vitesse des ondes P est reliée au changement d'état de la matière (de solide à liquide), mais les vitesses relatives continuent d'augmenter, indiquant une augmentation des densités. La brusque interruption de propagation des ondes S indique la présence d'un matériau dans un état liquide.

Il faut imaginer la présence en profondeur d'une **discontinuité** importante séparant deux milieux dont les propriétés sont très différentes. À la traversée de cette discontinuité, les ondes sismiques doivent subir une réfraction importante. Cette déviation des ondes sismiques à la discontinuité implique une chute de la vitesse de propagation des ondes. Les ondes S, ondes transversales, ne se propagent pas dans les milieux liquides. Leur disparition, indique qu'au niveau de cette discontinuité, on passe d'un milieu solide à un milieu liquide. Ainsi, On révèle l'existence de deux enveloppes terrestres très différentes.

II. Méthodes de prospection géophysique : Principes de base ; objectifs ; choix des méthodes.

Géophysique appliquée

- Discipline qui consiste à étudier (observer, mesurer) un champ physique à la surface du sol ou dans les cavités creusées dans le sol.
- Ce champ physique (origine naturelle ou provoqué), dépend d'un ou de plusieurs paramètres caractéristiques des matériaux dont on cherche à déterminer la répartition dans le terrain.
- Voici le formalisme fondamental de quelques champs ou phénomènes physiques

1- Phénomène Électrique :

2- Phénomène Magnétique :

3- Phénomène Electromagnétique :

4- Phénomène de Pesanteur ou de la gravitation :

5- Phénomène de radiation :

6- Phénomène thermique :

7- Phénomène vibrations et ondes :

Les principales méthodes sont récapitulées dans le tableau suivant :

Méthode	Grandeur mesurée	paramètre	Origine du champ physique	Méthodes géophysiques
Sismique	Temps de trajet	Vitesse d'ondes mécaniques	Provoquée	- sismique réfraction -sismique réflexion - tomographie sismique - cross- hole (Entre forages) - diagraphie sonique et microsismique
Gravimétrie	Champ de pesanteur	Masse volumique	Naturelle	- gravimétrie -microgravimétrie - diagraphie différée
Electrique par courant injecté	Potentiel électrique	Résistivité	Provoquée	- prospection électrique - méthodes électromagnétiques en basses fréquences
Electromagnétique	Champ électromagnétique	Résistivité et perméabilité	Provoquée	- radar géologique - tomographie électromagnétique.

Magnétique	Champ magnétique	Susceptibilité magnétique	Naturelle	- magnétostratigraphie
Radioactivité	Evènement	Radioactivité des roches	Naturelle ou provoquée	- diagraphie de radioactivité naturelle (RAN ou γ - ray). - diagraphie neutron- γ - diagraphie neutron - neutron

La Sismologie

1 / Définition

Le séisme est le risque naturel majeur le plus meurtrier et qui cause le plus de dégâts. De 1994 à 2004, les séismes ont fait plus de 80 000 victimes dans le monde.

Si le mécanisme du séisme est aujourd'hui mieux connu, tant du point de vue de son origine que de sa propagation, il reste encore un phénomène imprévisible.

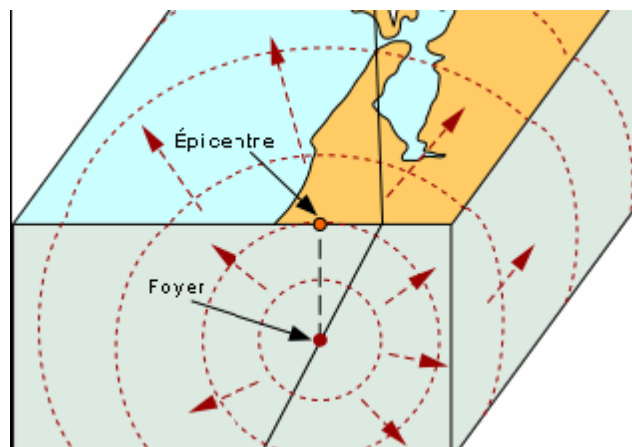
Faute de prévisibilité, c'est donc par une approche statistique probabiliste que le problème est appréhendé. Plus encore que pour les autres catastrophes naturelles, la connaissance des phénomènes passés est la clef de l'avenir.

Les populations ne sont toutefois pas égales devant le danger. À magnitude équivalente, un séisme sera moins destructeur dans un pays préparé et qui a intégré dans sa culture la construction parasismique (cas des États-Unis notamment) que dans un pays défavorisé ou trop laxiste, où les règles de l'art ne sont pas respectées.

Cela ne signifie pas que les pays industrialisés sont à l'abri pour autant (séisme de Kobe de 1995, Japon). Le propre de la construction parasismique n'est pas de protéger à tout prix, seulement de limiter les dégâts.

Les conséquences désastreuses du séisme aussi bien sur les vies humaines que sur les œuvres atteignent parfois des proportions importantes nous décrirons un séisme violent qui est celui de Lisbonne :

Le séisme a eu lieu en septembre 1755 il est considéré comme l'un des plus violent séisme d'Europe l'origine du séisme se localisera au fond de l'océan Atlantique, le séisme était tellement violent, qu'il fut ressenti à des centaines de kilomètres, le nombre de victime est estimé à 500000 sur une population de 2500000.



2 / Classification des séismes : selon la profondeur des foyers on classe les séismes en :

2.1 / Séisme superficiels

La majorité des séismes sont évidemment superficiels c'est-à-dire que les ébranlements se produisent à des profondeurs allant de 0 à 70 Km. En outre les séismes superficiels constituent la majorité des séismes destructeurs, ils se caractérisent par des fréquences d'apparition diminuant en fonction de la profondeur, les zones de divergence des plaques tectoniques constituent la principale source de ce type de séisme, car cette zone la croûte océanique est essentiellement très jeune elle n'a pas pu encore avoir le temps de devenir épaisse ni suffisamment rigide et par conséquent les séismes qui y prennent naissance sont d'une part superficiels et d'autre part, ils sont de faible intensité.

2.2 / Séisme intermédiaires

Ce sont des ébranlement dont la profondeur des foyers est comprise entre 70 et 300 km, cette catégorie de séisme constitue environs 25% de la totalité des séismes.

2.3 / Séisme profond

Ils sont plus rares que les deux catégories précédentes et ne représentent qu'environ 5%, les séismes profonds ont des foyers qui se situent entre 300 et 700 km et ils se produisent essentiellement le long d'une plaque lithosphérique, on les distingue des autres types de séismes du fait qu'ils produisent des dégâts sur de grandes surfaces.

Une classification basée sur la tectonique des plaques est admise :

• Les séismes en relation avec la tectonique des plaques

La tectonique des plaques, dont le principe est connu depuis la seconde moitié du XX^e siècle, est à l'origine des chaînes de montagne et de phénomènes tels que les séismes et le volcanisme. La lithosphère (croûte et manteau supérieur) est morcelée en plusieurs fragments, appelés plaques, qui constituent la surface terrestre. En raison des mouvements de convection au sein du manteau, ces plaques sont mobiles les unes par rapport aux autres, avec des vitesses de quelques centimètres par an. Les mouvements des plaques peuvent être divergents (extension), convergents (compression) ou en coulissage (cisaillement).

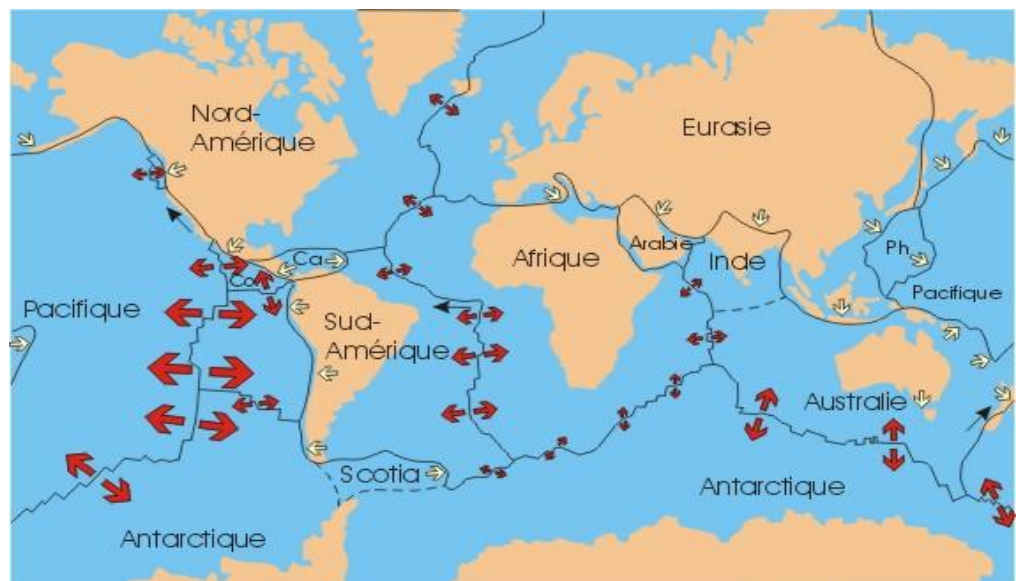


FIG : Tectonique des plaques

Le globe terrestre est composé de plaque rigide, mobiles, la surface des plaques est variable et d'épaisseur comprise entre 70 et 100 km suivant qu'il s'agit d'une plaque océanique ou continentale, ces plaques se caractérisent par des vitesses relatives allant d'un centimètre par an à plus d'une dizaine de centimètres par an.

Lorsque deux plaques s'écartent, il y'a naissance d'une nouvelle croûte et inversement la ou deux plaques se télescopent et glisse les une sur les autres, il y'a destruction de la même quantité de matériaux.

Il existe 12 plaques dont les dorsales médio océaniques ou les zones de convergence (subduction et collision continentale) marquent leur limites : Pacifique, Amérique, Eurasie, Afrique, Inde-australie, Antarctique et six autre plaques plus petites : Nazca, cocos, caraïbe, philippines, Somalie, et Arabie.

- **La subduction**

Constitue le complément de l'expansion océanique , les matériaux surgis dans l'axe des dorsales , en s'éloignent de celle-ci , finissent par retourner dans le manteau en plongeant sous une autre plaque. La subduction d'une plaque océanique et un continent (Nazca sous amerique du sud), ou deux plaques océaniques. On admet aussi la subduction continentale dans les zones de de collisions entre les continents (Inde- Eurasie).

- **L'obduction**

Est le mécanisme de chauvechement de la croûte océanique sur la croûte continentale au lieu de s'enfoncer sous elle (Oman), donc ces diverses interactions entre plaques sont les cause des séismes dits tectoniques.

- **La sismicité interplaque**

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes. Généralement moins violents que les précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre. Ce sont plus particulièrement ces séismes que l'on observe en France métropolitaine.

2.4 / Les Microséismes

En dehors de l'activité sismique qui est engendrée par les causes tectonique qui provoquent des destructions parfois catastrophiques, le sol est affecte en permanence par des phénomènes microseismique qui peuvent être provoqué par :

- des explosions nucléaires souterraines.
- la mise en eau des barrages, causant la réactivation des failles anciennes par l'infiltration d'eau sous haute pression.

Types des séismes

Mécanisme au foyer	Séismes naturel	Séismes artificiels
Jeu d'une faille	<i>séismes tectoniques :</i> ☐ rupture soudaine des roches	<i>séismes induits par l'activité humaine :</i> ☐ mise en eau d'un grand barrage ☐ exploitation de gaz, etc.
Explosion	<i>séismes volcaniques :</i> ☐ fracturation des roches due à l'intrusion de magma ☐ dégazage, oscillation propre du réservoir	☐ tirs d'exploration sismique ☐ tirs de mines et carrières ☐ essais nucléaires souterrains
Implosion	<i>séismes d'effondrement :</i> ☐ effondrement de cavités dans le gypse ou le calcaire ☐ effondrement lié à un grand glissement de terrain	effondrements d'anciennes mines

3 / Intensité et magnitude d'un séisme

3.1 / La Magnitude

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation, des témoignages de la population. Elle est mesurée sur l'échelle de Richter, du nom de l'américain qui en 1935 l'a introduite pour estimer l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux.

La magnitude n'est pas une échelle en degrés mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe n'a pas de limites. En réalité, sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de -2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 1 mètre. Sa valeur maximale est liée à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup. Le séisme de plus grande magnitude connu au cours de ce siècle est celui du Chili en 1960, de magnitude 9.5 ; la zone de rupture de la faille a atteint plus de 1000 km de long. Mais les événements de magnitude intermédiaire sont les plus fréquents. Ainsi, fin 1999 se produisit au Chili toute une série de tremblements de terre dont la magnitude varie de 3.9 à 5.1.

La magnitude n'est pas une échelle, c'est une fonction logarithmique ; c'est à dire que lorsque l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude change d'une unité. Par exemple, un séisme de magnitude 6 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 5 et cent fois plus fort qu'un séisme de magnitude 4.

Il existe plusieurs échelles de magnitude, ici nous nous sommes contentés de considérer la Magnitude Locale ML définie par Richter par la relation :

$$M_L = \log A - 2,48 + 2,76 \log \delta$$

où A est l'amplitude mesurée en mm et δ est la distance en km. Cette relation est surtout utilisée pour des séismes proches, dits séismes locaux.

Les autres magnitudes existantes sont :

► **Magnitude de durée M_D**

On l'utilise également pour des séismes proches mais elle est définie à partir de la durée du signal.

► **Magnitude des ondes de surface M_S**

Elle est utilisée pour les séismes lointains, dits télé-séismes, dont la profondeur est inférieure à 80 km. Elle se calcule à partir de l'amplitude des ondes de surface.

► **Magnitude des ondes de volume M_B**

Cette magnitude est définie pour tous les télé-séismes et en particulier pour les séismes profonds, car ceux-ci génèrent difficilement des ondes de surface. Elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde P qui arrive au début du sismogramme.

► **Magnitude d'énergie ou de Kanamori M_W**

Elle est définie pour les très gros séismes. Elle est calculée à partir d'un modèle physique de source sismique et est reliée au moment sismique m_0 .

En principe, un séisme se caractérise par une seule magnitude, mais en pratique on obtient des résultats légèrement différents suivant l'appareil utilisé et suivant le type d'ondes enregistrées. Les résultats diffèrent beaucoup plus pour les très gros séismes, en particulier ceux dont la magnitude est supérieure à 7, le calcul des magnitudes M_S et M_W est alors mieux adapté.

3.2 / L'intensité d'un séisme

L'intensité d'un séisme mesure l'importance de celui-ci en un lieu donné d'après les manifestations ressenties par les habitants et les dommages qu'il a causés. L'intensité dépend d'un bon nombre de facteurs notamment de la distance, de la profondeur du foyer sismique, de la durée du séisme, de la nature du sol et du sous-sol dans laquelle l'énergie sismique rayonne, de la solidité des constructions etc....

Plusieurs échelles d'intensité ont été définies dont l'échelle de Mercalli et celle de MSK, Ainsi deux séismes de même magnitude peuvent donner en surface des intensités différentes. Inversement deux séismes de même intensité en un lieu peuvent avoir des magnitudes différentes.

4 / Principe de propagation des ondes

4.1 / Introduction

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. L'onde peut traverser un milieu sans modifier durablement ce milieu. L'impulsion de départ va "pousser" des particules élémentaires, qui vont "pousser" d'autres particules et reprendre leur place. Ces nouvelles particules vont "pousser" les particules suivantes et reprendre leur place, etc.

Les vibrations engendrées par un séisme se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface. Elles se succèdent et se superposent sur les enregistrements des sismomètres. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques traversées, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

4.2 / Propriété élastique des roches

lorsque on provoque un ébranlement à la surface du sol, il se produit un mouvement qui s'étend de plus en plus vers les zones de plus en plus éloigné tous en s'amortissant, jusqu'à disparaître, dans un solide on observe des déformation, par dilatation ou compression, il y'a donc variation du volume, on peut observer aussi des déformations par distorsion sans variation du volume, ces deux phénomènes correspondent à des mécanismes bien distincts auquel correspond des ondes se propagent à des vitesses différentes, ce sont les ondes longitudinales et les ondes transversales (cisaillement).

4.2.1 / Déformation par dilatation

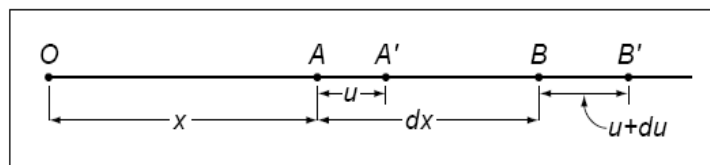


FIG : Déformation linéaire

Un mouvement de dilatation a déplacé A en A' de μ et B en B' de $(\mu + d\mu)$. On définit **la déformation** ε comme la variation du déplacement subit par A et B sur les séparations originale entre A et B (ou bien le changement de distance entre A et B sur la distance originale) qui s'écrit comme suit :

$$\varepsilon = \frac{A'B' - AB}{AB}$$

Avec : $\varepsilon_x = \frac{du}{dx}$, $\varepsilon_y = \frac{dv}{dy}$, $\varepsilon_z = \frac{dw}{dz}$

Le coefficient de dilatation θ vaut :

$$\theta = \frac{(V'-V)}{V} = \frac{\Delta V}{V} = \frac{dxdydz(1+\varepsilon_x)(1+\varepsilon_y)(1+\varepsilon_z) - dxdydz}{dxdydz},$$

$$\theta = (1+\varepsilon_x)(1+\varepsilon_y)(1+\varepsilon_z) - 1$$

En négligeant les produits des $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ on obtient : $\boxed{\theta = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z}$

4.2.2 / Déformation en cisaillement

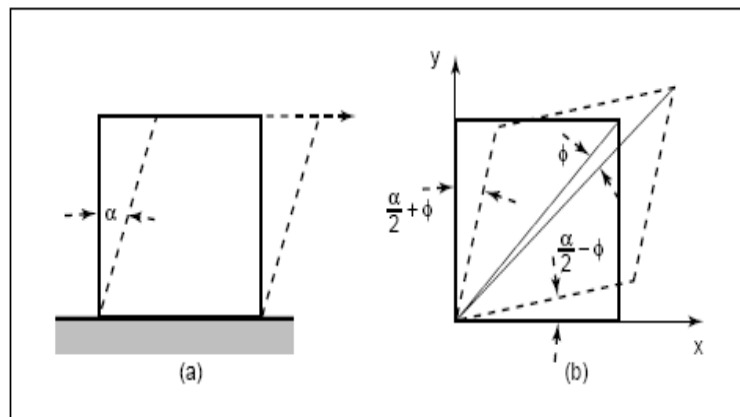


FIG : Déformation en cisaillement

Considérons un bloc cubique attaché par sa face inférieure à une surface immobile, on applique une traction sur la surface supérieure, il se produit une déformation des surfaces verticales qui s'inclinent par un angle α . Maintenant le bloc est attaché par un point et sous l'action d'un cisaillement, on observe un allongement de la diagonale principale et un raccourcissement de l'autre diagonale et une rotation le long de la diagonales et déplacement selon la diagonale. On définit Φ l'angle de rotation de la diagonale et $\alpha/2$ l'angle de déformation des faces x' et y' par rapport à x et y . si on définit α comme la contrainte de cisaillement, alors :

$$\frac{\alpha}{2} + \phi = \frac{d\mu}{dy} \quad \frac{\alpha}{2} - \phi = \frac{dv}{dx} \quad \text{Et} \quad \alpha = \frac{d\mu}{dx} + \frac{dv}{dy} \quad \boxed{\phi = \frac{1}{2} \left[\frac{d\mu}{dy} - \frac{dv}{dx} \right]}$$

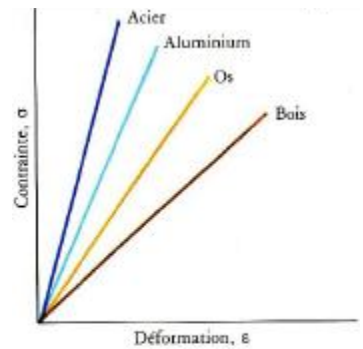
4.2.3 / Loi de Hooke

Les propriétés élastiques servent à décrire la possibilité pour un corps de résister à une contrainte sans subir de déformation permanente. La loi de Hooke exprime une relation de proportionnalité entre contraintes et déformations. L'état de contrainte se décompose en 6 composantes : $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{xy}, \tau_{yz}, \tau_{zx}$ et simultanément nous avons les déformations

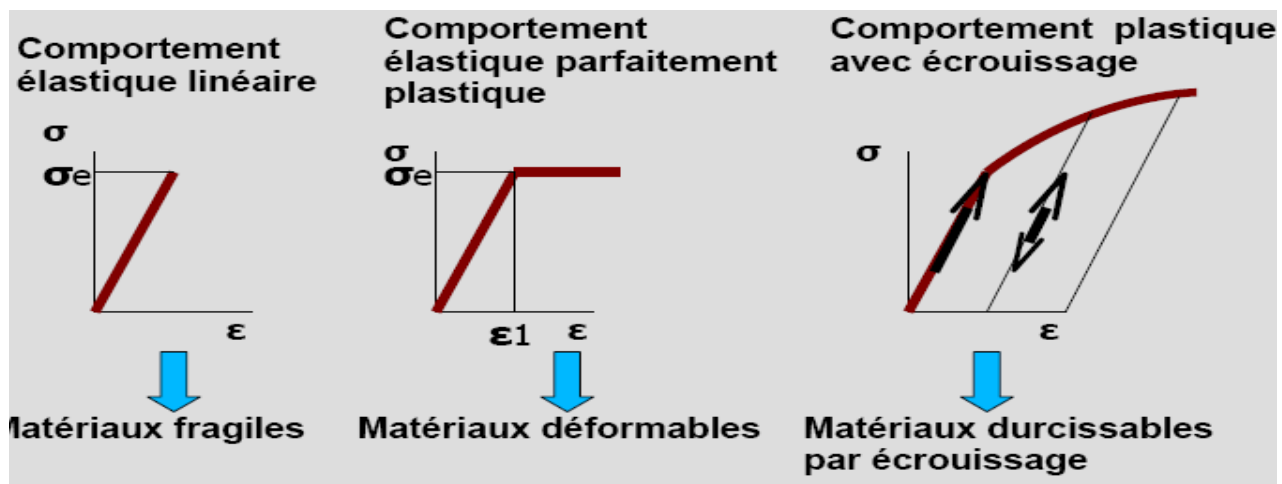
correspondantes : $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z, \gamma_{xy}, \gamma_{yz}, \gamma_{zx}$. Le coefficient de proportionnalité entre la force par unité de surface (appelée contrainte σ) appliqué longitudinalement et la déformation rapportée à la longueur de l'objet et notée ε , s'appelle **module de Young** ; noté **E (ou Y)** et défini par la

relation : $E = \frac{\sigma}{\varepsilon}$ ou bien $E = \frac{F/A}{\Delta L/L_0}$

Avec : ΔL est la variation de longueur, **A** est la section droite, **F** est force de compression. Ce module a une valeur très élevée : $2 \cdot 10^{11} \text{N.m}^{-2}$ pour l'acier, et les déformations élastiques sont souvent faibles, de l'ordre de 0,1 à 1% de la longueur initiale dans un matériau usuel.



La valeur du module de Young E est égale à la pente de la courbe contrainte-déformation dans sa partie linéaire. Ce module prend une valeur caractéristique pour chaque matériau.



Modules de Young approximatifs de divers solides

Solide	$E \text{ (N / mm}^2\text{)}$
Tissus biologiques mous	0,2
Caoutchouc	7
Bois (sapin)	11 000
Ciment ordinaire	17 000
Os	21 000
Verre ordinaire	70 000
Magnésium (métal)	42 000
Alliages d'aluminium	73 000
Aciers	210 000
Diamant	1 200 000
Fibre de nylon	5 500
Fibre de kevlar 29	62 000
Fibre de kevlar 49	130 000

4.2.4 / Coefficient de Poisson

Lorsqu'une tension est appliquée, on a un allongement du corps, mais en même temps on a un amincissement dans la direction perpendiculaire à celle de la tension. Dans le cas d'une compression on aura, au contraire une diminution de la longueur de l'élément considéré et un épaissement suivant une direction perpendiculaire à celle de la compression. Le coefficient de contraction ou coefficient de poisson, est désigné par le terme σ est égale à :

$$\sigma = \frac{\Delta d / d}{\Delta l / l}$$

Ce coefficient caractérise le rapport entre la compression relative et l'allongement relatif, il ne dépasse jamais 0.5 et il est de l'ordre de 0.25 pour la plus part des roches, σ est une grandeur sans unité.

Matériel	σ	Matériel	σ
Fer	0.27	Calcaire	0.22-0.35
Verre	0.27	Marnes	0.3-0.4
Granite	0.25-0.3	Grès	0.2-0.35

5 / Types d'ondes sismiques

Les ébranlements, qui se déplacent sous forme d'ondes, traversent le Globe et donnent des indications irremplaçables sur sa constitution. On distingue : Les ondes de volume, elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur. On distingue :

- **Les ondes P**

Ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides (6 km.s⁻¹ près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre. Les vitesses des ondes P sont données par la formule :

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad \text{ou} \quad \rho : \text{densité}, E : \text{module de Young}, \sigma : \text{coefficient de poisson}$$

Fig.2.10. Motion during passage of a plane wave.
(a) P-wave; (b) S-wave.

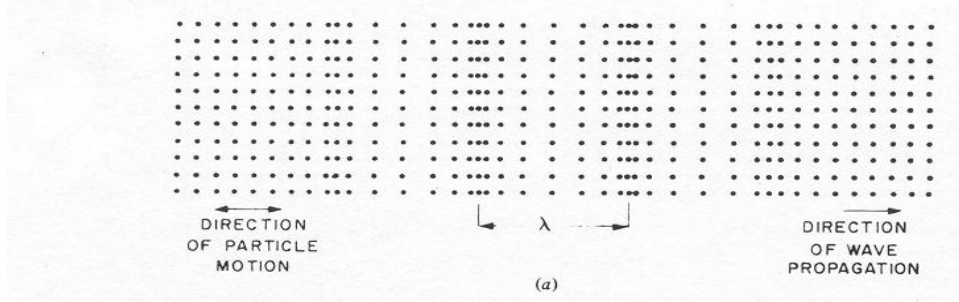


FIG : Propagation d'une onde P

- **Les ondes S**

Ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau de la Terre. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes, la vitesse est donnée par la formule :

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\rho 2(1 + \sigma)}}$$

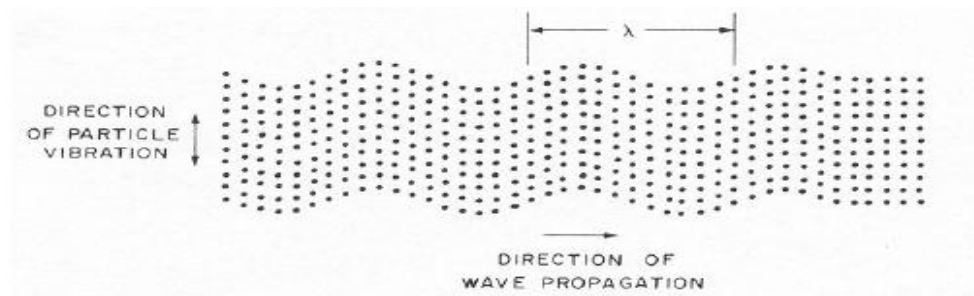


FIG : Propagation d'une onde S

5.2 / Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac.

Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte.

On peut distinguer :

□ **L'onde de Love**

Le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.

□ **L'onde de Rayleigh**

Le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, un mouvement à la fois horizontal et vertical, elliptique, en fait.

Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh.