

**République Algérienne Démocratique et Populaire**  
**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**  
**Université d'Oran 2**

**Faculté des sciences de la terre, de l'Aménagement du Territoire et de l'univers**  
**Département de Géologie**



**Mémoire**

Présenté pour l'obtention du grade : MASTER en Géologie  
Option : Géodynamique de la lithosphère

**Thème**

**L'origine d'un séisme et son mécanisme**

Présenté par :

**Gueddach Mostefa**

Soutenue publiquement le : 01 /07/2019 devant les membres du jury :

M. SEDDIKI A.	Professeur	Université d'Oran2	Président
M. BENDOUKHA R.	Maitre de conférences A	Université d'Oran2	Rapporteur
M <sup>me</sup> ALLAMI F. Z	Maitre de conférences A	Université d'Oran 2	Examinateur

**Promotion : 2018-2019**

# **Remerciements**

**Je remercie vivement Mr. BENDOUKHA, R. Maître de conférences à l'Université d'Oran 2 , de m'avoir proposé ce sujet de mémoire et qui m'a aidé durant la préparation de ce travail .**

**Merci aux membres du jury pour avoir accepté d'apprécier et évaluer ce travail.**

**Je tiens aussi à remercier les enseignants et les membres de l'administration du département des Sciences de la Terre et de l'Univers.**

**Enfin , ma reconnaissance s'adresse à ma famille , à mes amis , et à tous mes collègues de notre promotion de Géologie .**

## Résumé

Un tremblement de terre ou séisme est un phénomène géologique qui provoque des vibrations de la surface de la Terre. Ces secousses sont brutales, plus ou moins violentes, imprévisibles et toujours localisées en un lieu donné. Les séismes se composent toujours d'une secousse principale (de quelques secondes) et de secousses secondaires (appelées répliques) durant les heures ou les jours qui suivent.

Les séismes se produisent à des endroits très localisés et bien connus à la surface de la planète. Ces zones, plus sismiques que d'autres, sont liées au phénomène de la tectonique des plaques, qui explique les mouvements des continents à la surface du globe.

Lors d'un séisme, des contraintes s'exercent sur des roches en profondeur. Ces contraintes finissent par provoquer la rupture des roches, au niveau d'une faille.

La rupture des roches génère des ondes sismiques qui vont se propager dans la terre depuis le foyer du séisme ( la source ) jusqu' à la surface .

Au cours de ce trajet , les ondes sismiques traversent des milieux géologiques variées et peuvent provoquer des destructions importantes et changer l'aspect des paysages, en décalant les terrains de part, et d'autre de grandes cassures, (des failles). Localiser , et bien étudier ces failles (domaines) , aide à prévoir la violence et la fréquence approximative d'un séisme .

**Mots clés :** Séisme – Secousses - Tectonique – Contraintes - Rupture – Faille – Foyer - Ondes.

# Table des matières

## Remerciements

## Résumé

### Chapitre I : Généralité sur les séismes

<b>I.1 Introduction</b>	<b>1</b>
<b>I.2 But de Travail</b>	<b>3</b>
<b>I.3 Historique</b>	<b>4</b>
<b>I.4 Conclusion</b>	<b>7</b>

### Chapitre II : Description d'un séisme

<b>II. 1. Définition d'un séisme</b>	<b>8</b>
<b>II. 1. A. L'Épicentre</b>	<b>9</b>
<b>II. 1. B. La Magnitude</b>	<b>9</b>
<b>II. 1. C. L'intensité</b>	<b>10</b>
<b>II. 1. D. Le Foyer</b>	<b>13</b>
<b>II.2. Les Méthodes d'études des Séismes</b>	<b>14</b>
<b>II.2.1. Enregistrements des séismes</b>	<b>14</b>
<b>II.2.2. Les ondes sismiques</b>	<b>14</b>
<b>II.2.2. A. Les ondes de volume</b>	<b>17</b>
<b>II.2.2. B. Les ondes de surface</b>	<b>18</b>
<b>II.2.3. Vitesse des ondes sismiques</b>	<b>19</b>
<b>II.3. La Localisation des séismes</b>	<b>21</b>

<b>II. 4. La Mesure des Séismes</b>	<b>24</b>
<b>II. 5. Les différents types de séisme</b>	<b>26</b>
<b>II.6 .Conclusion</b>	<b>28</b>

### **Chapitre III : Interprétation des données sismiques**

<b>III.1 La Lecture d'un sismogramme</b>	<b>29</b>
<b>III.2 La Datation du signal</b>	<b>30</b>
<b>III.3 L'Amplitude du signal et magnitude</b>	<b>30</b>
<b>III.4 L'Identification des signaux</b>	<b>30</b>
<b>III.5 L'Exploitation des signaux</b>	<b>31</b>
<b>III.5. Conclusion</b>	<b>33</b>

### **Chapitre IV : La Mécanique des Séismes**

<b>IV. 1 L'origine d'un séisme</b>	<b>34</b>
<b>IV. 2 La naissance d'un séisme</b>	<b>36</b>
<b>IV .3 Faille et cycle sismique</b>	<b>37</b>
<b>IV .4 Le mécanisme au foyer</b>	<b>39</b>
<b>IV .5. Les différentes étapes d'un séisme</b>	<b>43</b>
<b>IV .6. La vitesse de propagation</b>	<b>45</b>
<b>IV .7. La zone de rupture</b>	<b>45</b>
<b>IV .8. La valeur du glissement (<math>\Delta u</math>)</b>	<b>46</b>

<b>IV .9. La propagation des ondes sismiques .....</b>	<b>47</b>
<b>IV .10. L'Amplification des ondes sismiques .....</b>	<b>48</b>
<b>Conclusion .....</b>	<b>50</b>
<b>Références bibliographiques</b>	

# Listes des Figures

## Chapitre I

### Historique

**Fig.1** : Carte de la répartition des séismes à la surface du globe.

## Chapitre II

### Définition d'un séisme

**Fig.02** : Courbe de la Déformation Des Roches en fonction des contraintes

### Description d'un séisme

**Fig.03** : Axonométrie schématique d'une source sismique

(Document Université de Laval –Québec)

**Fig. 04** : la relation " magnitude - énergie libérée "

**Fig.05**: Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme

### Méthodes d'études des séismes

**Fig.06** : Schéma montrant la position des trois Sismomètres électromagnétiques

**Fig.07** : L'enregistrement des trois sismomètres électromagnétiques

**Fig.08** ; Exemple d'enregistrement de séisme

**Fig.09** : Enregistrement sismique montrant les différents types d'onde

**Fig10** : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnel

**Fig11a** : Le déplacement des ondes P dans un milieu tridimensionnel non perturbé

**Fig11b** : Le déplacement des ondes P en mouvement vertical dans un milieu tridimensionnel non perturbé

**Fig12a** : propagation des ondes de Rayleigh dans un plan tridimensionnel

**Fig12b** : Oscillation des ondes L et R dans un milieu non perturbé

## **La localisation des séismes**

**Fig.13** : Les principales plaques lithosphériques.

**Fig.14** : La répartition des séismes dans le monde

## **Chapitre III**

### **Lecture d'un sismogramme**

**Fig.15** : Enregistrement d'un séisme sur le sismogramme

### **Exploitation des signaux**

**Fig.16** : Principe de construction de l'hodochrone des ondes P à partir de mesures faites sur des sismogrammes (source : schématique de l'académie de Dijon)

**Fig.17** : La localisation de l'épicentre par la méthode des 3 cercles (Triangulation)

## **Chapitre IV**

### **L'origine d'un séisme**

**Fig. 18** : Coupes schématique de la terre (Université de Laval, Québec)

**Fig. 19** : Schéma représentatif de la convection mantélique

**Fig. 20** : Expérience explicative du même principe de la convection mantélique

### **La naissance d'un séisme**

**Fig.21** : Schéma simplifié d'un séisme

### **Les Faille et le cycle sismique**

**Fig.22a** : Episode inter- sismique et rupture sismique

**Fig.22b** : l'enchaînement : Contrainte => Déformation => Rupture du milieu

### **Le mécanisme au foyer**

**Fig.23:** Les différents types de déplacement au niveau des failles

**Fig.24** : faille normale dans un plan tridimensionnelle.

**Fig.25** : Faille normale en Islande

**Fig.26 :** faille inverse dans un plan tridimensionnelle

**Fig.27 :** Une Faille inverse

**Fig.28 :** faille décrochante dans un plan tridimensionnel

**Fig.29:** Faille décrochante (dextre) de San Andréas, la Californie. USA

### **Les différentes étapes d'un séisme**

**Fig.30 :** Schéma d'une zone de faille préexistante

**Fig.31 :** Le début de glissement au niveau de la zone profonde.

**Fig.32 :** La propagation du glissement sur une partie de la faille

**Fig.33 :** L'arrêt de la propagation du glissement rapide

**Fig.34 :**La propagation de la rupture sur la surface de la faille

**Fig.35 :** La propagation des ondes sismiques

**Fig.36 :**L'amplification des ondes sismiques.

# Liste des Tableaux

## Chapitre I

**TAB. 01 :** Les séismes les plus puissants enregistrés dans le monde

## Chapitre II

**TAB. 02 :** L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952)

**TAB. 04 :** Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92)

**TAB.05 :** Valeurs typiques de la vitesse des ondes

**TAB. 06 :** Catégories des Séismes.

# Références bibliographiques

**Boillot, G, (2000)** - Introduction à la géologie : la dynamique de la lithosphère – Dunod. Paris, p.154.

**Bouhekif.A, Mahboubi.S, (2019)** - Le volcanisme sous-marin et son influence sur le Tsunami-  
Mem. Master, Univ.Oran 2. P.80.

**Ecole et observatoire des sciences de la terre.** *Les failles sismiques.* [En ligne]. Disponible sur : <http://museesismologie.unistra.fr/fileadmin/upload/Sismologie/PedagogieSismologie/Documents/Failles.pdf> (consulté le 02/06/2019)

**Gidon.M, (1987)** - Les structures tectoniques – BRGM, Orléans, p 208.

**Goquel.G, (1983)** – Etude mécanique des déformations géologiques –BRGM, Orléans, p.193.

*Les séismes dans le monde.* [En ligne]. Chap1.Disponible sur : < [http://groupes-premier-degre-36.tice.ac-orleans-tours.fr/eva/sites/clg-francois-rabelais-tours/IMG/pdf/I-LES\\_SEISMES.pdf](http://groupes-premier-degre-36.tice.ac-orleans-tours.fr/eva/sites/clg-francois-rabelais-tours/IMG/pdf/I-LES_SEISMES.pdf) > consulté le\_ (04/05/2019)

*L'origine et la répartition des séismes-correction.* [En ligne].Activite3.TH.4-CHP.16ACT.3  
Disponible sur : < <https://lewebpedagogique.com/svt-maudet/files/2016/05/Activit%C3%A9-3.origine-seisme-correction.pdf> > (consulté le 15/04/2019).

**Mattauer.M, Herman, (1973)** – Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre – Paris, p.493.

**Montagner J.p. (1997)** - Sismologie : La musique de la terre - Paris : Hachette Livres.p39

**TALANDIER J. & KUSTER G.T. (1976)**- Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia- J.Geophys. Res., 81, 5,936-948.

**Thomas P-***La convection mantélique : mythes, réalités, et questions-* [En ligne].France .ENS Lyon, 2006. Disponible sur : < [http://www.edusismo.org/docs/outils/SG2k/SG\\_2K\\_aide.pdf](http://www.edusismo.org/docs/outils/SG2k/SG_2K_aide.pdf) > (Consulté le 01/04/2019).

# Chapitre I : Généralité sur les séismes

## I.1 Introduction

Le tremblement de terre ou **séisme** est la catastrophe naturelle la plus meurtrière et la plus destructrice dans le Monde.

La prévention est le moyen le plus efficace pour en atténuer les effets.

Ce phénomène est un **mouvement** naturel du sol qui débute brusquement et qui **dure peu** : de quelques secondes à quelques minutes.

Les séismes sont dus pour la plupart aux **déformations** lentes de la **couche externe de la Terre**, appelée **lithosphère**.

Celle-ci est composée de grandes **plaques rigides** animées de mouvements relatifs très lents.

D'autres séismes, généralement de faible **énergie**, peuvent aussi accompagner des phénomènes **volcaniques** ou être liés à **l'activité humaine** : remplissage de barrages, injection de fluides dans le Sous-sol, exploitation de gaz naturel etc.

Les déformations du sol (mouvement de faille) et surtout l'ébranlement du sol caractérisé par un **mouvement vibratoire violent et désordonné**.

Cet ébranlement peut déclencher des mouvements de terrain, des **éboulements**, la **liquéfaction** de certains **sols sableux**.

Les **ondes sismiques** se propagent dans le sous-sol ; les dégâts provoqués par les séismes ne sont donc pas limités au voisinage immédiat de **la faille responsable**, mais heureusement, ces ondes s'atténuent lors de la propagation à travers les différentes **couches de la terre**.

Cependant, les tremblements de terre peuvent, dans certains cas, faire sentir leurs effets à grande distance, comme ce fut le cas à **Mexico**, située à 360 km de la **source (foyer)** du séisme en **1985**. Ces ondes peuvent endommager ou détruire des installations de toute nature : bâtiments, ouvrages d'art, réseaux etc.

Les séismes sont **dangereux** pour les vies humaines surtout par l'effondrement des constructions qu'ils entraînent (90% des victimes).

Les effets d'un séisme dépendent de plusieurs facteurs : soit l'énergie du séisme, mesurée par la **Magnitude** ; soit la **propagation** de cette énergie à l'intérieur et à la surface de la terre.

**La topographie** du site et la **structure géologique superficielle** du sol ont une grande importance (effets de site). Les mouvements sismiques enregistrés au sommet des reliefs sont systématiquement **d'amplitude** plus grande que ceux enregistrés au pied de ces reliefs. Sur un

**sol meuble**, sur des **alluvions**, les dommages sont systématiquement plus élevés que sur les **affleurements rocheux**.

**La prévision** consiste à essayer de déterminer avec précision **la date, le lieu, la magnitude** des tremblements de terre.

Actuellement il n'existe pas de méthode sûre et fiable pour **prévoir** suffisamment à l'avance un tremblement de terre, mais des études en cours portent sur la mesure des **paramètres physiques** comme l'étude des **domaines** et les **failles** en relation avec **l'activité sismique**, ont permis de prévoir **approximativement** la survenance des séismes dans de nombreux cas, et de pouvoir réaliser des **cartes** sur la sismicité **régionale** et **mondiale**.

## I.2 But de Travail

Le but de notre travail consiste à décrire le déroulement d'un séisme.  
Et d'aborder l'étude sismique.

On va aussi essayer d'expliquer l'interprétation des données sismiques,  
ainsi que la lecture des enregistrements sismiques.

Ce travail va nous permet aussi d'expliquer l'origine d'un séisme, et enfin , décrire le détail de  
la mécanique, et la naissance d'un séisme.

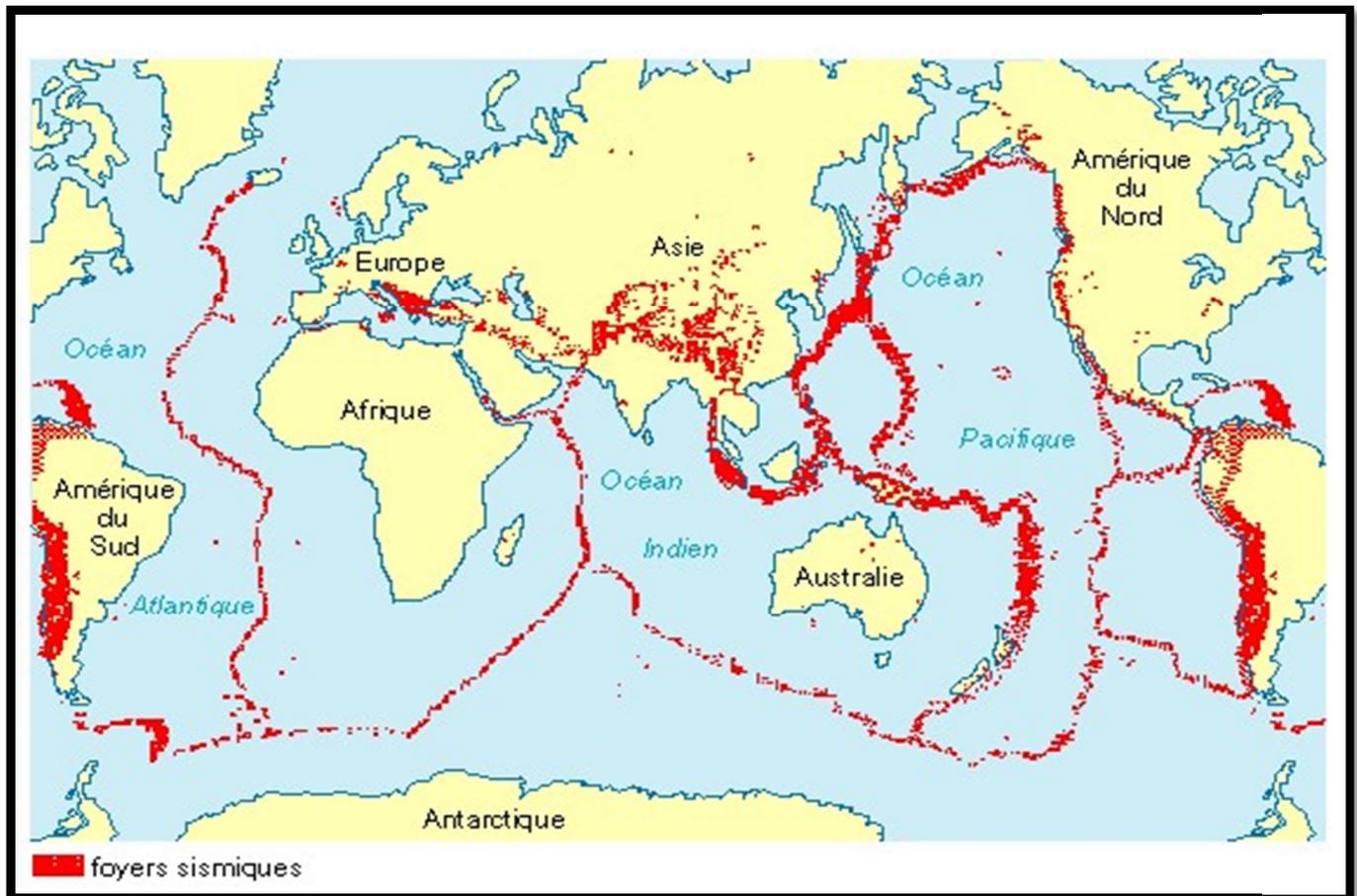
### I.3 Historique

L'étude des **séismes** a permis de délimiter les plaques tectoniques en profondeur, de mettre en lumière les mouvements de ces plaques, et de dresser des cartes sur les zones à risque, partout dans le monde.

Toutes les analyses et tous les signaux sont archivés. Comme exemple, L'Institut de physique du globe de Strasbourg (France) possède des données instrumentales et des intensités pour plusieurs pays, y compris les pays d'Afrique du Nord, depuis le début du XXe siècle.

Malgré les moyens modernes de mesure, satellites et capteurs, il est très difficile de prévoir un séisme.

Les séismes se produisent le long de l'axe des **dorsales océaniques**, dans les **chaînes de montagnes** et à l'aplomb des **fosses océaniques** (Fig.1)



**Fig. 01 : Carte de la Répartition des séismes à la surface du globe**

Le tableau 1 révèle les séismes les plus catastrophiques enregistrés dans le monde et cela depuis le 13e siècle à nos jours :

<b>Pays</b>	<b>Ville / Zone</b>	<b>Magnitude</b>	<b>Date</b>
<u>Suisse</u>	Bâle	6 à 7	18/10/1356
<u>Italie</u>	Messine	7.5	28/12/1808
<u>Equateur</u>	/	8.8	1906
<u>États-Unis</u>	San Francisco	8.5	18/04/1906
Chili	<u>Valparaiso</u>	8.2	17/08/1906
Italie	Avezzano	7	13/01/1915
Chine	Gansu	7.6	06/12/1920
Japon	Tokyo	8.3	01/09/1923
<u>Russie</u>	<u>Kamtchatka</u>	8.5	1923
<u>Indonésie</u>	<u>Mer de Banda</u>	8.5	01/02/1938
<u>Chilie</u>	<u>Chillán</u>	8.3	24 /01/1939
<u>Tibet</u>	/	8.6	1950
<u>Russie</u>	<u>Kamtchatka</u>	9.0	04/11/1952
<u>Etas Unis</u>	<u>Alaska. (Andreanof)</u>	9.1	09/03/1957
<u>Chili</u>	<u>Valdivia</u>	9.7	22/05/1960
<u>Russie</u>	<u>Iles Kouriles</u>	8.5	1963

<u>États-Unis</u>	<u>Alaska</u>	9.2	27/03/1964
<u>États-Unis</u>	<u>Alaska</u>	8.7	1965
<u>Algérie</u>	<u>El Asnam</u>	7.2	10/10/1980
<u>Mexique</u>	<u>Mexico</u>	8.1	19/09/1985
<u>Turquie</u>	<u>Izmit</u>	7.4	17/08/1999
<u>Indonésie</u>	<u>Sumatra</u>	9.3	26/12/2004
<u>Indonésie</u>	<u>Sumatra</u>	8.7	28/03/2005
<u>Russie</u>	<u>Iles Kouriles</u>	8,3	15/11/2006
<u>Russie</u>	<u>Iles Kouriles</u>	8.3	13/01/2007
<u>Pérou</u>	<u>Lima</u>	8.0	15/08/2007
<u>Océan Pacifique</u>	/	8,3	29 /09/ 2009
<u>Chine</u>	Sichuan	6.5	08/08/2017
<u>Etas Unis</u>	Alaska	7.9	Janvier 2018
<u>Indonésie</u>	Ile d'Ambon	7.3	24/06/2019
<u>Panama/ Costa-Rica</u>	La frontière entre les 2 pays	6.2	25/06/2019

**TAB. 01 : Les séismes les plus puissants enregistrés dans le monde**

## **SÉISME 10 OCTOBRE 1980 chlef (Algérie)**

Le 10 octobre 1980, à 13 h 30 précises, la ville d'El-Asnam, actuellement Chlef, tremble et offre un massacre plutôt une apocalypse. D'une force inouïe, 7,2 sur l'échelle de Richter, le séisme fait 2 633 morts, des milliers de blessés, de disparus et de sans-abri.

### **I.4 Conclusion**

À l'échelle des temps géologiques, la surface de la Terre est en permanente évolution.

Les plaques tectoniques qui constituent sa surface bougent les unes par rapport aux autres.

À l'échelle humaine, ces mouvements se traduisent par des séismes qui libèrent l'énergie accumulée au cours du temps, qui affectent la surface de la terre, et sont parfois destructeurs et meurtriers.

Des capteurs permettent de détecter les signaux qui seront discriminés, analysés et localisés.

L'étude historique montre qu'il existe des pays et régions à sismicité forte comme :

Le Japon, La Californie, La Grèce, La Turquie.

## Chapitre II : Description de séisme

### II. 1 Définition d'un séisme

**Un séisme** est un mouvement de plaque Continentale ou océanique causé par dégagement d'une quantité importante d'énergie qui favorise l'arrivée **d'ondes élastiques** issues d'une **même source**.

Il est la conséquence de la **rupture fragile** de **la roche** au-delà du seuil de **contrainte** admissible.

On distingue la déformation élastique, potentiellement réversible de la déformation plastique (rupture ductile) qui est irréversible (**fig2**).

On ne peut contrôler l'occurrence de la rupture fragile (séisme), Et On ne peut en réduire l'importance

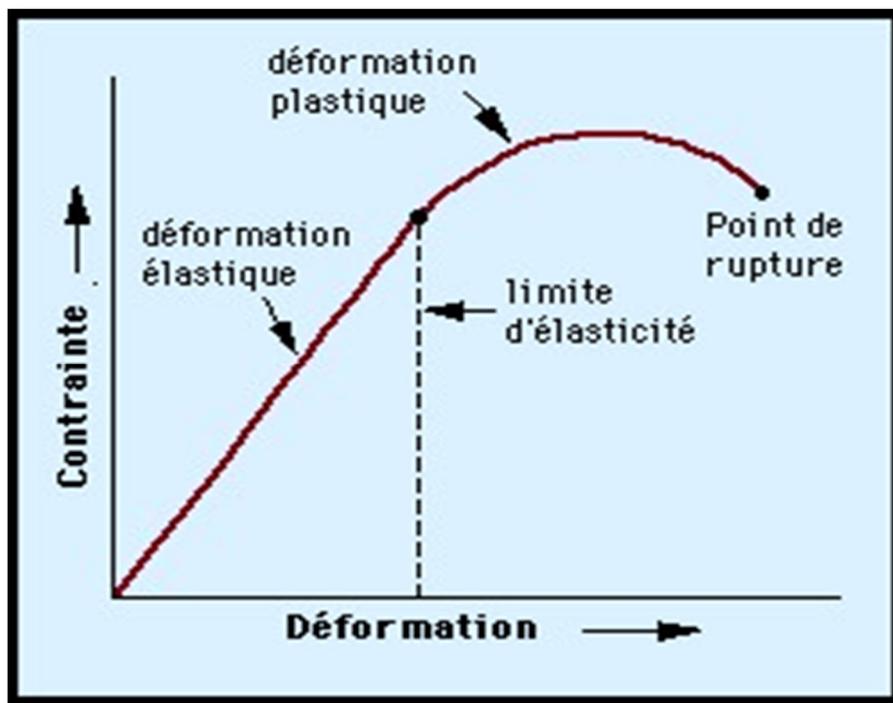


Fig.02 ; Courbe de la Déformation Des Roches en fonction des contraintes

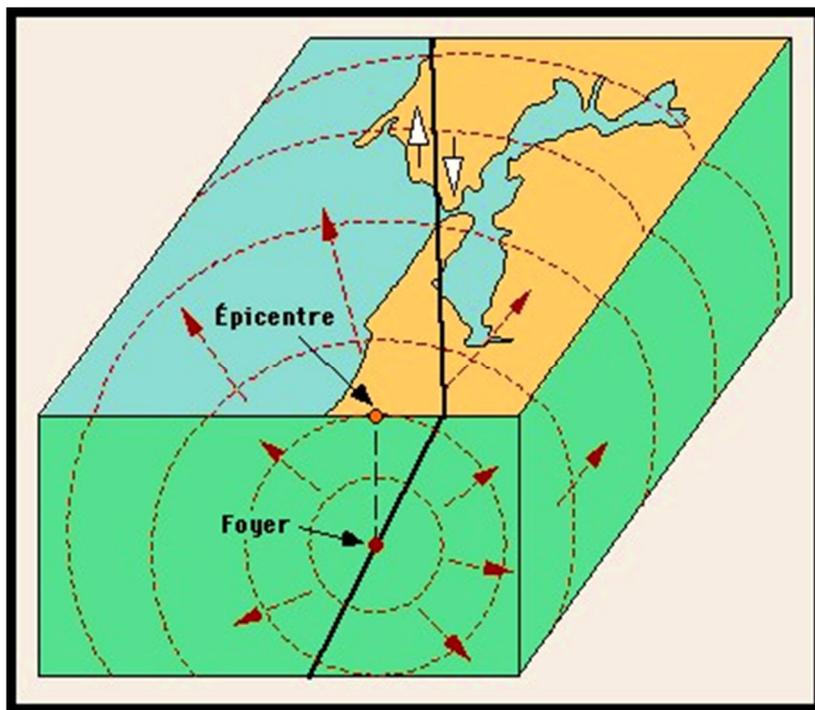
## 2. La Description d'un séisme :

La description d'un séisme nécessite des facteurs descriptifs importants qui peuvent être :

- L'épicentre
- la magnitude
- L'intensité
- Le Foyer (ou Hypocentre)

### A. L'Épicentre

Lors d'un tremblement de terre, le point le plus proche à la surface du foyer s'appelle l'**épicentre**. A l'épicentre la force d'un séisme est maximale et au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci elle diminue d'intensité. **(Fig.3)**.



**fig.03 : Axonométrie schématique d'une source sismique (Document Université de Laval –Québec)**

### B. La Magnitude

La **Magnitude** représente la quantité totale d'énergie libérée par le séisme.

La violence du séisme trouve sa place à la source où la croûte terrestre a rompu au niveau d'une faille.

**Plus la dimension de la rupture** est grande, plus la **Magnitude est élevée**. Ainsi, Lors d'un séisme **70 à 80%** de l'énergie est libérée de chaleur et **20 à 30%** sous forme d'ondes sismiques.

La **magnitude** est une échelle logarithmique => Un séisme de magnitude **5** libère **10 fois** plus d'énergie qu'un séisme de Magnitude **4** et **100 fois** plus important qu'un séisme de magnitude **3**, lequel correspond sensiblement à l'énergie dissipée par la bombe nucléaire d'Hiroshima.

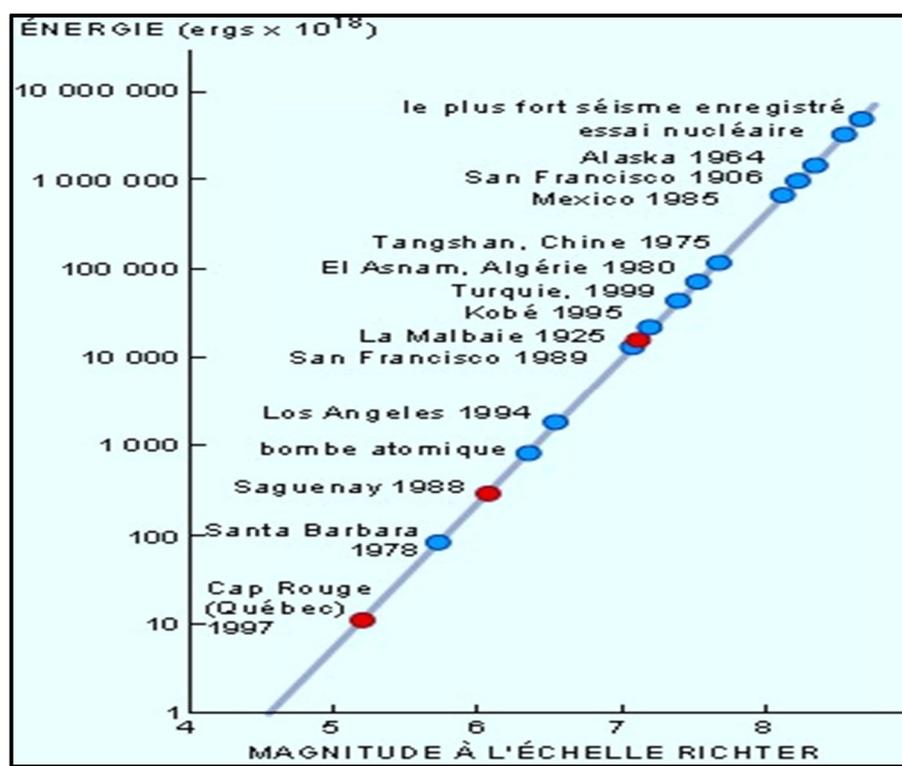
L'énergie dissipée lors d'un séisme est liée à la magnitude selon la relation :

$$\text{Log } E = 1,5M + 4,8$$

**E** : énergie libérée en joules

**M** : magnitude.

- La **magnitude** est **indépendante** du lieu d'observation, des dégâts produits, elle peut être **positive** ou **négative** et n'a pas de limite.



Elle cherche à **quantifier l'énergie** émise lors du séisme (**Fig. 04**).

**Fig. 04 : la relation " magnitude - énergie libérée "**

### C. L'intensité

Elle représente les mesures des effets d'un séisme, Elle quantifie les dégâts provoqués par un séisme, l'intensité dépend donc du lieu d'observation et des témoignages des populations.

<b>Intensité de l'échelle de Mercalli</b>	<b>Effets ressentis</b>
<b>I</b>	Aucun mouvement n'est perçu, sauf par des appareils sensibles.
<b>II</b>	Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.
<b>III</b>	A l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est ressenti.
<b>IV</b>	A l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes, loquets de porte.
<b>V</b>	La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent, la vaisselle se casse, les tableaux bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.
<b>VI</b>	Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets, tableaux, tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structural.
<b>VII</b>	Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérable dans les autres.
<b>VIII</b>	Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordre et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.
<b>IX</b>	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.
<b>X</b>	La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruites. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.
<b>XI</b>	La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.
<b>XII</b>	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.

**TAB. 02 : L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952)**

Degrés	Secousse	Observation
<b>I</b>	Imperceptible	La secousse n'est pas perçue par les personnes, même dans l'environnement le plus favorable.
<b>II</b>	A peine ressentie	Les vibrations ne sont ressenties que par quelques individus au repos dans leurs habitations, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
<b>III</b>	Faible	L'intensité de la secousse est faible et n'est ressentie que par quelques personnes à l'intérieur des constructions.
<b>IV</b>	Ressentie par beaucoup	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par quelques personnes, mais très peu le perçoivent à l'extérieur.
<b>V</b>	Forte	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. Les constructions sont agitées d'un tremblement général.
<b>VI</b>	Légers dommages	Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur : fissuration des murs, chutes d'objets, etc.
<b>VII</b>	Dommages significatifs	Beaucoup de bâtiments ordinaires sont modérément endommagés.
<b>VIII</b>	Dommages importants	Les constructions subissent des dommages, lézardes larges et profondes dans les murs, effondrements partiels éventuels.
<b>IX</b>	Destructive	Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie, quelques-uns entièrement.
<b>X</b>	Très destructive	Beaucoup de constructions s'effondrent.
<b>XI</b>	Dévastatrice	La plupart des constructions s'effondrent

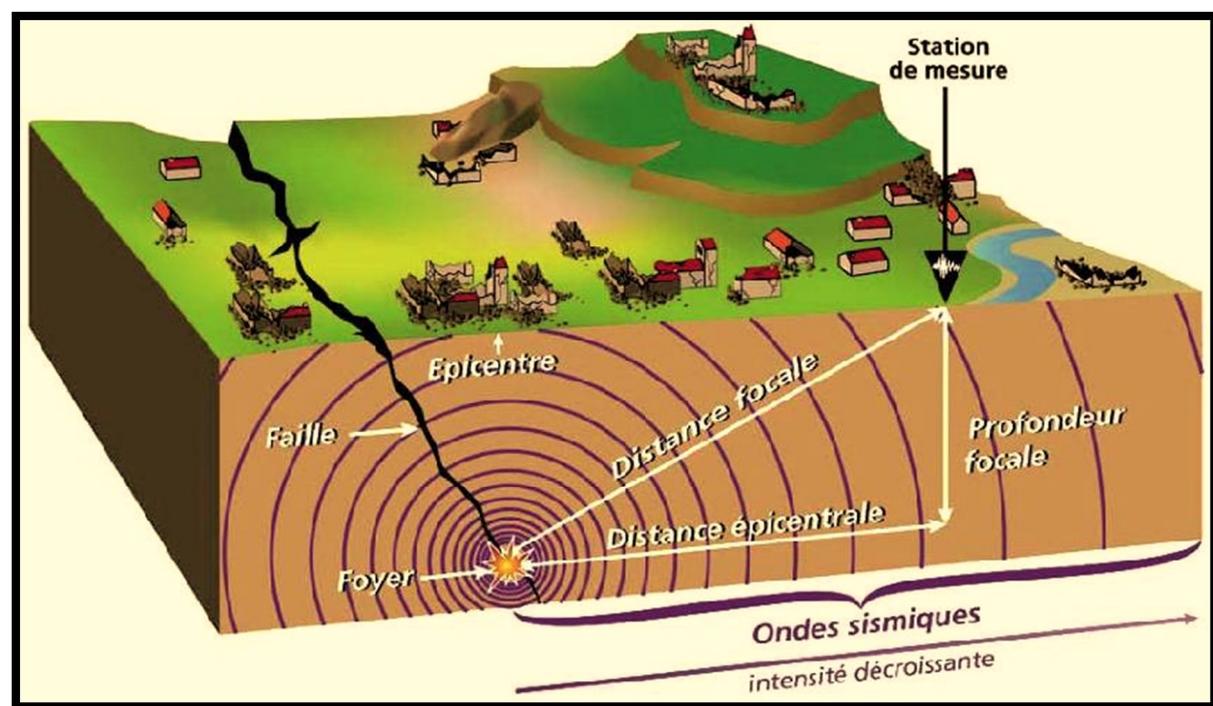
XII	Catastrophique	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.
-----	----------------	--

**TAB. 04 : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92)**

**D. Le Foyer (ou Hypocentre)**

Le lieu origine d'un tremblement de terre s'appelle le **foyer** sismique ou l'**hypocentre sismique** (Fig05).

Le **foyer** d'un séisme n'est pas un point mais peut être considéré comme étant un certain **volume**. Les foyers sont donc le siège d'excitation des ondes longitudinales (**Ou ondes P**) et transversales (**ou onde S**) qui se propagent dans toutes les directions.



**Fig.05: Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme**

## II.2 Méthodes d'études des séismes :

### • 1 Enregistrements des séismes : les sismomètres et les sismogrammes

Les oscillations de l'écorce terrestre sont enregistrées par un réseau de stations sismiques ; ces dernières sont munies d'appareils spéciaux, les sismomètres (**ou sismographes**) qui enregistrent avec une grande précision **l'instant** de l'arrivée des ondes (le début du séisme) et leur **amplitude. (Fig.6)**

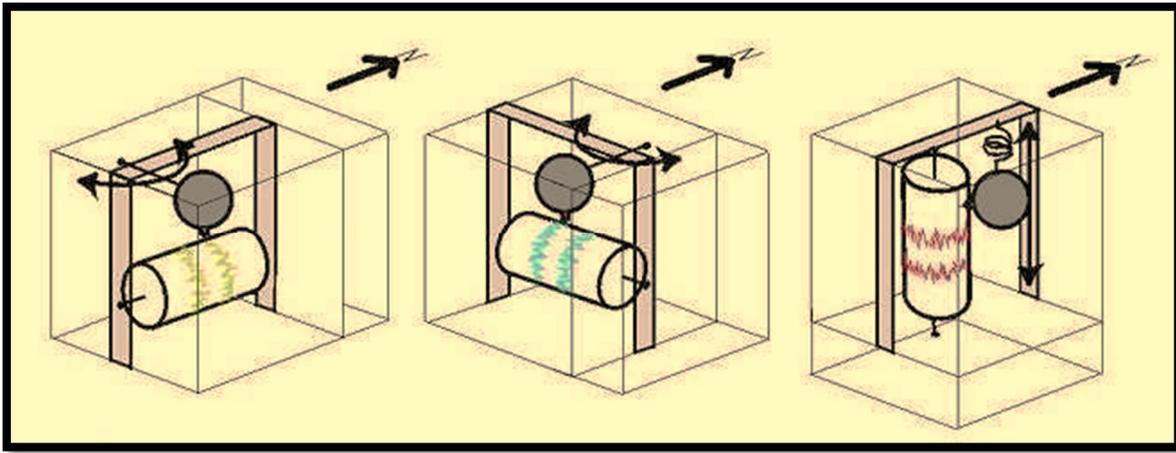
Ils sont Composés d'un capteur mécanique, d'un amplificateur et d'un enregistreur.

Actuellement, on utilise des **sismomètres électromagnétiques** composé d'un pendule auquel est liée une bobine d'induction qui se déplace dans un champ magnétique.

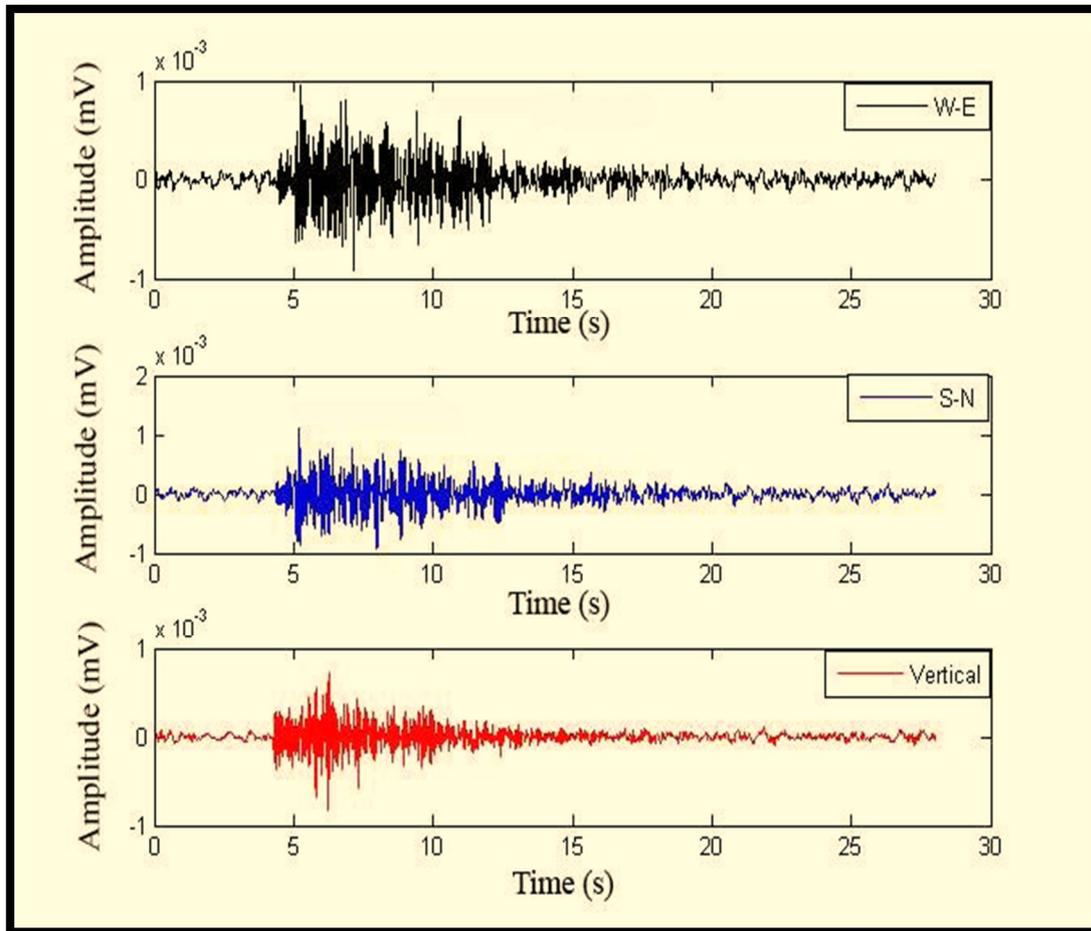
Le signal électromagnétique est amplifié électroniquement, transformé en courant électrique et/ou graphique. Simultanément, un dispositif enregistre le temps.

Les mouvements du sol sont mesurés à l'aide de **trois** sismomètres :

**Deux sismomètres horizontaux** qui enregistrent les composantes **N-S** et **E-W** et un **sismomètre vertical** pour la composante verticale (**fig.7**).



**Fig.6 : Schéma montrant la position des trois Sismomètres électromagnétiques**



**Fig.7 : L'enregistrement des trois sismomètres électromagnétiques**

## • 2 Les ondes sismiques

Ce sont des ondes élastiques qui 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 la surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes.

La **vitesse de propagation** et l'**amplitude** de ces ondes sont modifiées par les **structures géologiques** traversées (Fig.8a et b).

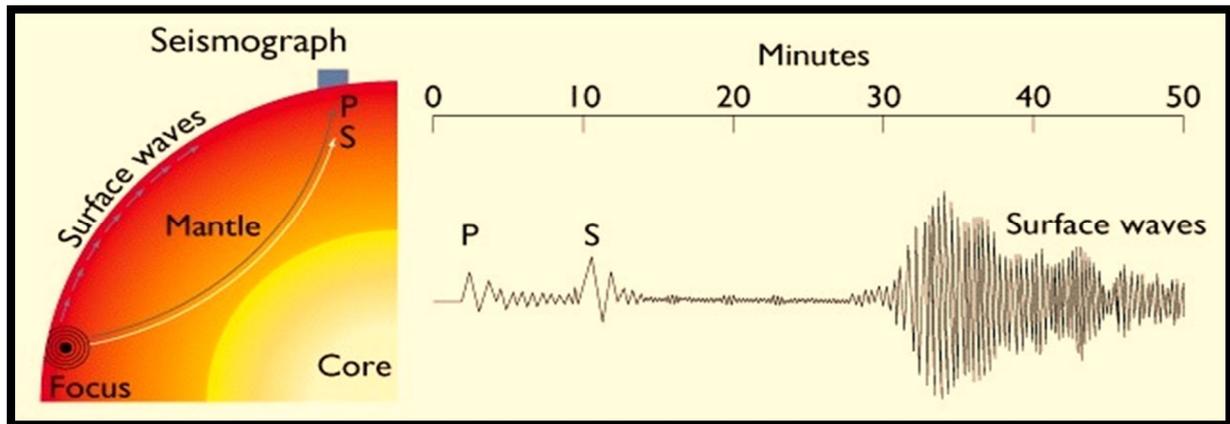


Fig.8 ; Exemple d'enregistrement de séisme

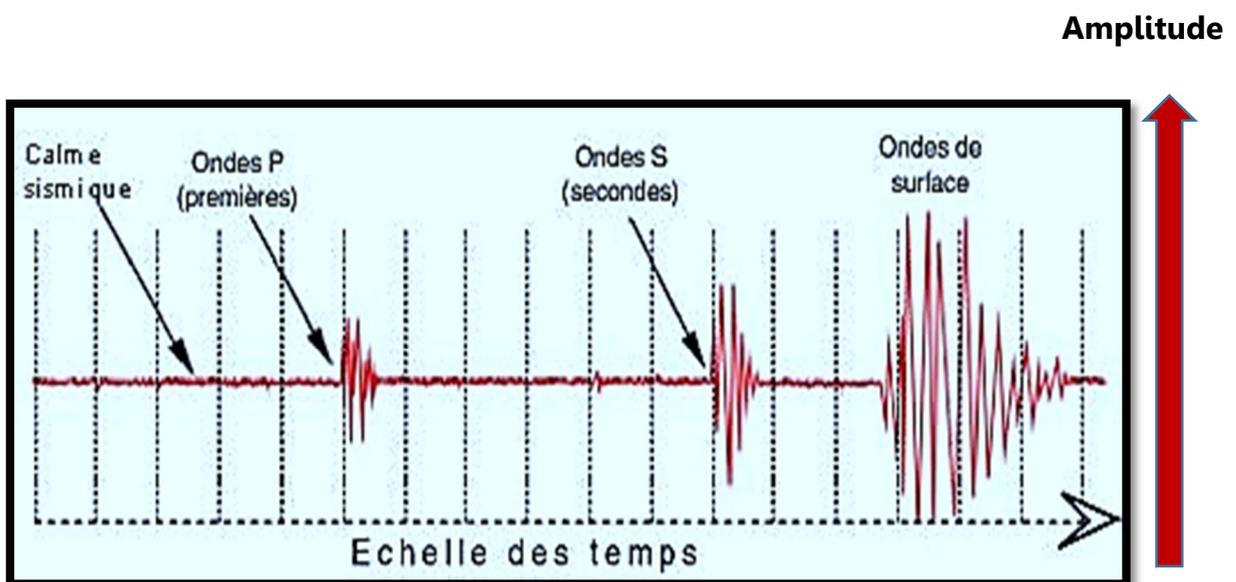


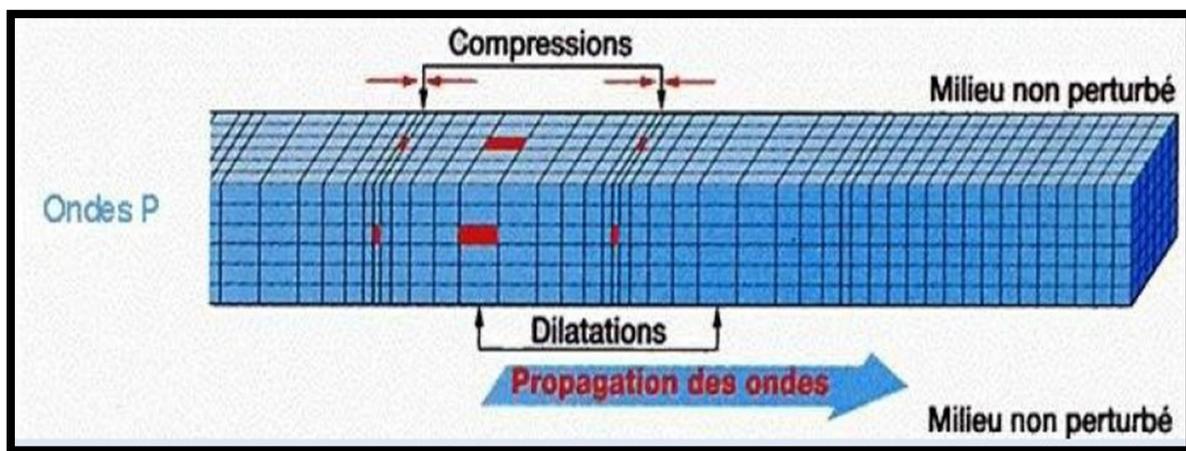
Fig.9 : Enregistrement sismique montrant les différents types d'ondes

## 2. A. Les ondes de volume

Elles appartiennent à **2** catégories d'ondes :

### a. les ondes P ou ondes primaires :

Ce sont des ondes de **compression** ou ondes **longitudinales** qui se propagent dans **tous les milieux**. Les particules se déplacent selon des mouvements de dilatation et de compression avant arrière dans la direction de propagation de l'onde (**Fig10**). Ce sont les ondes sismiques les plus rapides (**6 Km/s** près de la surface), responsables des tous 1ers grondements sourds perçus au début d'un séisme. Elles sont particulièrement bien enregistrées sur la composante verticale des sismomètres.



**Fig10 : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnelles**

### b.

Ce sont des ondes de **cisaillement** ou ondes **transversales**; elles ne se propagent que dans les solides.

Le mouvement des particules s'effectue dans un plan vertical, perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (**Fig11a et b**).

Moins rapides que les ondes P (**1 à 7** fois moins rapides approximativement), elles sont enregistrées après celles-ci sur Les sismogrammes, principalement sur les Composantes horizontales du sismomètre.

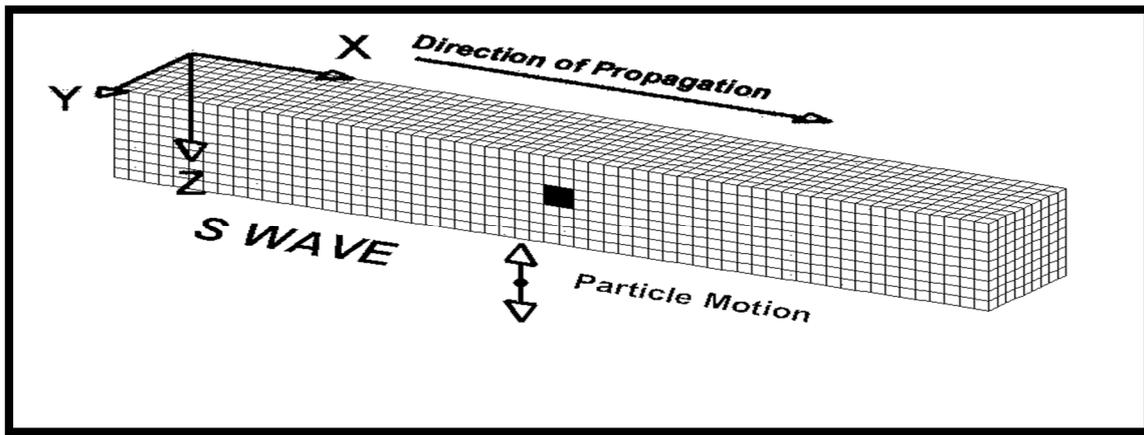


Fig11a : Le déplacement des ondes P dans un milieu tridimensionnel non perturbé

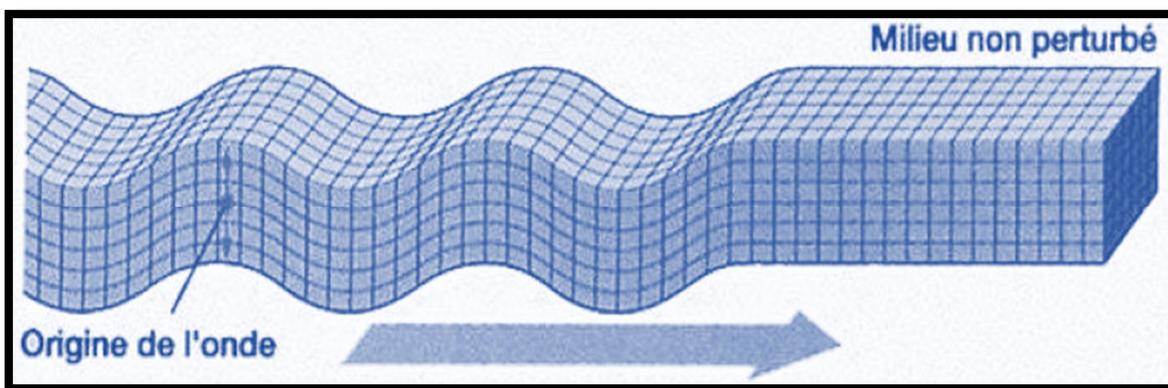


Fig11b : Le déplacement des ondes P en mouvement vertical dans un milieu tridimensionnel non perturbé

## 2.B Les ondes de surface

Elles sont moins rapides que les ondes de volume relèvent de **2** types :

### a. Les ondes de Love :

Ce sont des ondes de cisaillement qui oscillent dans un plan horizontal (**Fig.12b**). Elles se propagent à des vitesses de l'ordre de **4 km/s**. Elles sont enregistrées uniquement sur les composantes horizontales des sismomètres.

Elles provoquent un ébranlement horizontal du sol et sont la cause principale des destructions et des dégâts provoqués aux édifices.

## b. les ondes de Rayleigh :

Elles sont enregistrées sur les **3** composantes des sismomètres. Elles sont les moins rapides et sont assimilables à des vagues, animées de mouvements elliptiques dans les sens horizontaux et verticaux (**Fig.12 a et b**). Leurs vibrations durent plusieurs minutes.

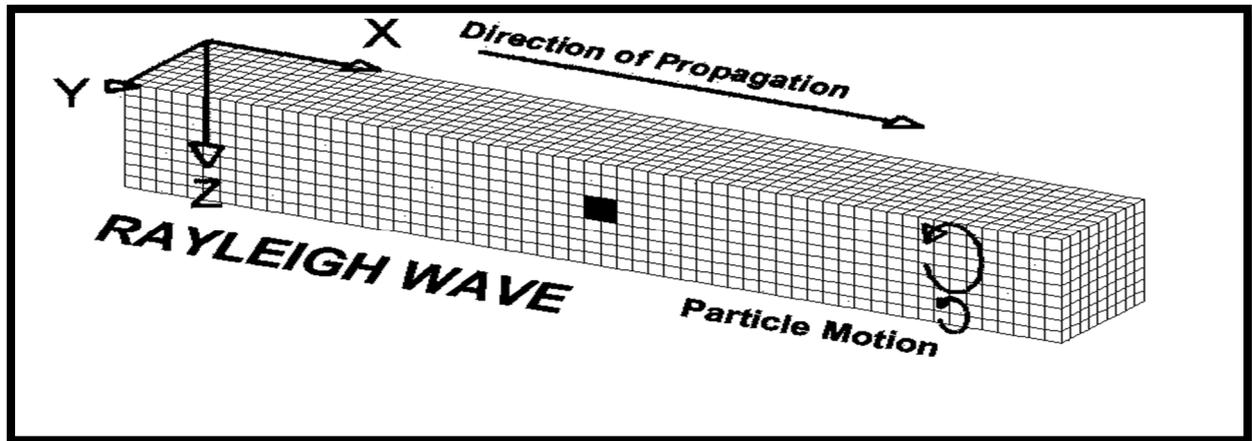


Fig12a : propagation des ondes de Rayleigh dans un plan tridimensionnel

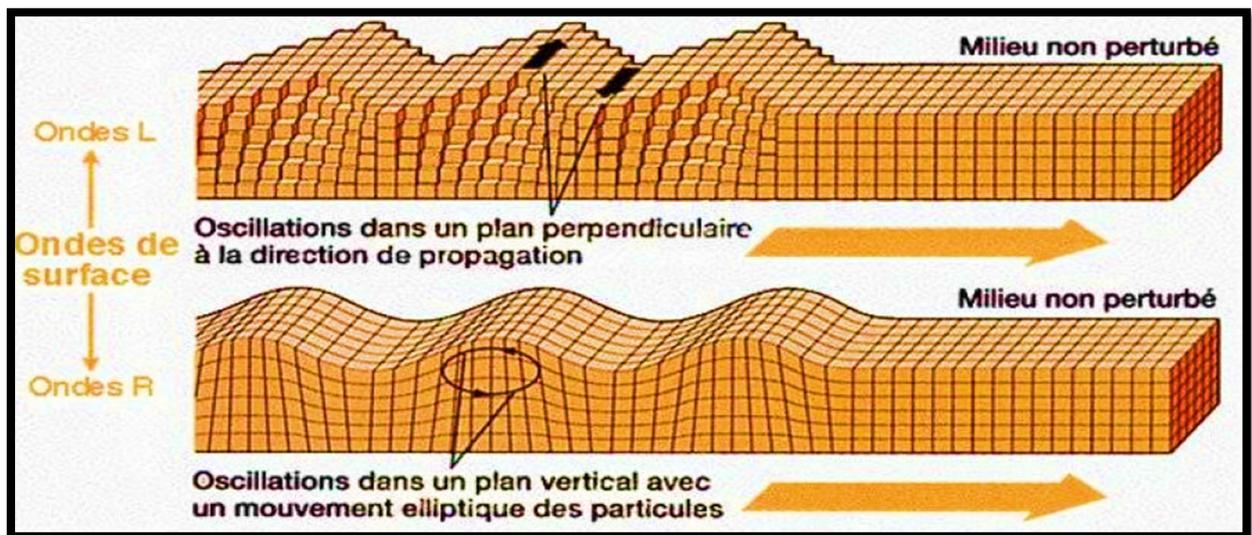


Fig12b : Oscillation des ondes L et R dans un milieu non perturbé

## ●3 Vitesse des ondes sismiques :

La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend de plusieurs facteurs tels que :

- Le type de roche traversée
- La température du milieu
- La pression du milieu

<b>Material</b>	<b>P wave Velocity (m/s)</b>	<b>S wave Velocity (m/s)</b>
<b>Air</b>	<b>332</b>	<b>/</b>
<b>Water</b>	<b>1400-1500</b>	<b>/</b>
<b>Petroleum</b>	<b>1300-1400</b>	<b>/</b>
<b>Steel</b>	<b>6100</b>	<b>3500</b>
<b>Concrete</b>	<b>3600</b>	<b>2000</b>
<b>Granite</b>	<b>5500-5900</b>	<b>2800-3000</b>
<b>Basalt</b>	<b>6400</b>	<b>3200</b>
<b>Sandstone</b>	<b>1400-4300</b>	<b>700-2800</b>
<b>Limestone</b>	<b>5900-6100</b>	<b>2800-3000</b>
<b>Sand (Unsaturated)</b>	<b>200-1000</b>	<b>80-400</b>
<b>Sand (Saturated)</b>	<b>800-2200</b>	<b>320-880</b>
<b>Clay</b>	<b>1000-2500</b>	<b>400-1000</b>
<b>Glacial Till (Saturated)</b>	<b>1500-2500</b>	<b>600-1000</b>

**Tab 05 : La vitesse de propagation des ondes sismiques dans certains matériaux**

<b>Rocher en surface</b>	<b>Vp = 5000 m/s</b>	<b>Vs= 2800 m/s</b>
<b>Croûte</b>	<b>Vp= 6300 m/s</b>	<b>Vs= 3500 m/s</b>
<b>Manteau</b>	<b>Vp= 8100 m/s</b>	<b>Vs= 4700 m/s</b>
<b>Sédiments</b>	<b>Vp= 1800 m/s</b>	<b>Vs= 300 m/s</b>
<b>Argiles de Mexico</b>	<b>Vp= 1500 m/s</b>	<b>Vs= 40 m/s</b>

**TAB.05 : Valeurs typiques de la vitesse des ondes (pour les problèmes d'aléa)**

L'aléa sismique peut être défini comme la possibilité pour une région ou un site d'être exposé à une secousse sismique de caractéristique donnée.

### II.3.. La localisation des séismes

La répartition des **séismes** à la surface du globe n'est pas due au hasard, il existe de vastes zones sans séisme et d'autres où **la sismicité est importante**.

Cette répartition suit **les limites des plaques tectoniques (Fig13 et 14)**.

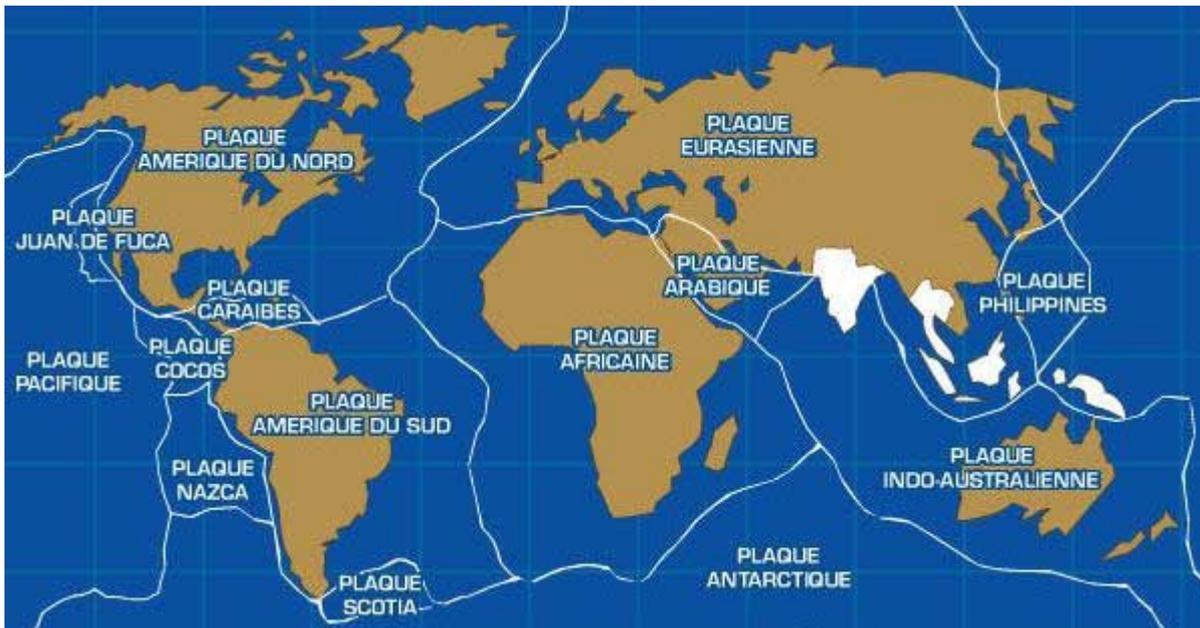


Fig.13 : Les principales plaques lithosphériques.

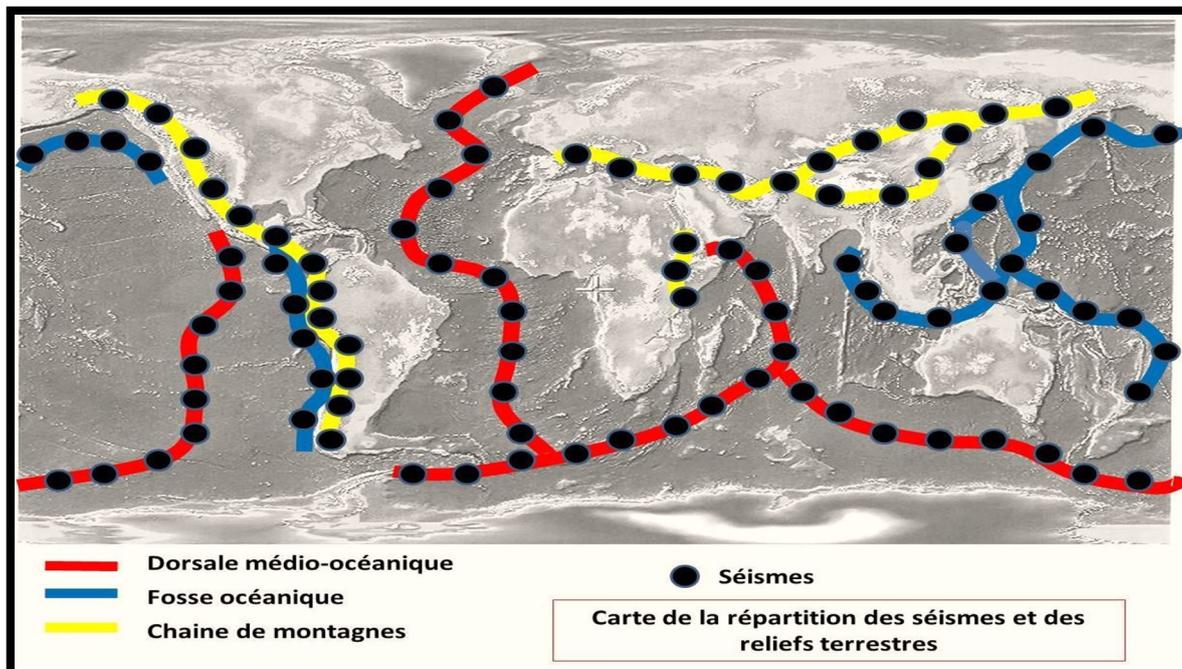


Fig14. La répartition des séismes dans le monde

## 1. Séismes des zones de divergence des plaques :

Ce sont des séismes associés aux **dorsales océaniques**. Ils sont superficiels, très nombreux et généralement de faible magnitude.

Ces tremblements de terre dont les épacentres se situent entre 1000 et 2000 m sous le niveau océanique, sont peu ressentis par l'homme et peu nuisibles.

En domaine **continental**, les zones **d'extension** que sont les **rifts continentaux** (ex. rift est africain) sont également le siège d'une activité **sismique superficielle**.

## 2. Séismes des zones de convergence

Les tremblements de terre des zones de convergence correspondent à des séismes liés aux plaques ou zones orogéniques.

La naissance de ces séismes est rattachée à deux contextes géodynamiques possibles :

- affrontements de plaques avec zone de subduction
- collision de plaque continentale

### a. affrontements de plaques avec zone de subduction :

Ces **zones** où s'affrontent soit **deux croûtes océaniques**, soit une **croûte océanique** et une **croûte continentale**, sont caractérisées par la présence de **fosses océaniques profondes**.

La **subduction** de la **plaque lithosphérique océanique** sous **l'autre plaque** se traduit par des **ruptures** et **fractures** de cette plaque et se manifeste au fur et à mesure de son **enfouissement** par des **hypocentres** sismiques de plus en plus profonds, depuis des séismes superficiels jusqu'à des **séismes intermédiaires et profonds**, qui définissent un **flux de foyers** connu sous le nom de Wadati-Benioff.

C'est dans ces zones-là que se situent les séismes les plus violents et les plus meurtriers. Il en est ainsi de toute la région autour du Pacifique.

### b. collision de plaque continentale :

Après disparition partielle ou totale des aires océaniques et qui se traduit par une orogénèse intense ; c'est le cas de la collision des plaques africaines et arabiques contre la plaque eurasienne à l'origine de la ceinture orogénique alpine de Gibraltar à la Birmanie.

### 3. Les zones de coulissage de plaque :

Ce sont des **zones de cisaillement** où les plaques coulisent latéralement l'une par rapport à l'autre selon une **faille transformante**.

Les **séismes** y sont **superficiels** et peuvent être de **forte magnitude** (faille de San Andréas en Californie).

### 4. Les séismes intra plaques:

En dehors de la sismicité associée aux frontières de plaques, il existe une sismicité plus diffuse située dans le domaine intra plaque (cas du centre des USA).

Ces **séismes, superficiels**, sont consécutifs à des **réactivations** d'anciennes **structures tectoniques**.

C'est ainsi que la collision de l'Inde et de l'Asie s'est traduite par de grandes failles dans le continent asiatique, dont certaines peuvent rejouer et être responsables des séismes importants et meurtriers de Chine.

### 5. La profondeur du foyer :

La sismicité est un des témoins de l'activité et de la dynamique de la terre. Selon la profondeur des foyers sismiques, on distingue :

#### a. Les séismes superficiels :

Ce sont des séismes dont les hypocentres se situent à moins de **60** km. Ils représentent **95%** des séismes mondiaux.

#### b. Les séismes intermédiaires :

Les tremblements de terre qui rentrent dans la catégorie des séismes intermédiaires présentent des foyers qui sont situés entre **60** et **300** km de profondeur.

#### c. Les séismes profonds :

Ce sont des séismes dont les foyers sont profonds. Ces tremblements de terre ont un foyer qui peut atteindre de très grandes profondeurs allant de **300** à **700** km.

## II. 4 La mesure des séismes

Les tremblements de terre sont évalués selon **2** échelles : **échelles macrosismiques d'intensité** d'une part, et l'échelle de **magnitude de Richter** d'autre part.

Les échelles macrosismiques d'intensité sont établies à partir des constatations des effets du séisme sur le terrain et la perception qu'en a eu l'homme. Il s'agit donc d'effets directement observables, sans qu'il soit nécessaire de faire usage d'aucun instrument spécial.

Les séismes sont mesurés à partir de deux échelles:

- L'échelle de Mercalli
- L'échelle de Richter,

### L'échelle de Mercalli

L'échelle de Mercalli, développée en 1902, modifiée en 1952, a été remplacée par l'échelle MKS, du nom de 3 sismologues (**Medreder, Sponheuer, Karnik**), en 1964.

Toutes ces échelles comportent **12** degrés d'intensité. Le degré **I** correspond aux secousses les plus faibles, le degré **XII** aux secousses les plus fortes.

Après un tremblement de terre, on établit, à partir d'observations et d'enquêtes sur le terrain, une carte macrosismique d'intensité du séisme. Sur ces cartes sont dessinées les **courbes d'égales intensités** qu'on dénomme **isoséistes**.

### L'échelle de Richter :

Instaurée en **1935**, c'est une échelle ouverte, croissante selon l'énergie libérée, qui en principe n'a pas de limites inférieures et supérieures, elle définit la **magnitude** d'un séisme.

Cette échelle est une **valeur propre** du séisme, dépendante de la **quantité d'énergie** dégagée au **foyer**, indépendante du lieu d'observation et des témoignages des populations. C'est une valeur intrinsèque que l'on peut la qualifier d'objective dans la mesure où elle est calculée scientifiquement à partir de **l'amplitude du signal** enregistré par un **sismomètre** selon la formule

:

$$M = \log (A / T) + f (\Delta, h) + a$$

Où :

**A** - maximum d'amplitude des ondes (**en  $10^{-6}$  m**) enregistrée à **100** km de l'épicentre,

**T** – période des ondes (en secondes),

**f** ( $\Delta$ , **h**) – correction de la dimension d’amplitude des ondes en fonction de la distance épacentrale ( $\Delta$ ) et de la profondeur (**h**) du foyer.

**a** - constante empirique (fonction du sismographe utilisé et de la nature du sous-sol où se trouve la station d’enregistrement).

La magnitude peut être également estimée à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme.

Il existe plusieurs échelles de magnitude :

**Magnitude locale  $M_L$**  : utilisée pour des séismes locaux ; elle est définie à partir de l’amplitude maximale des ondes **P**.

- **magnitude de durée  $M_D$**  : définie à partir de la durée du signal ; elle est utilisée également pour des séismes proches.

- **magnitude des ondes de surface  $M_S$**  : prises en compte pour les séismes lointains, ou télé séismes, dont le foyer se situe à moins de **80 Km** ; elle est calculée à partir de l’amplitude des ondes de surface.

- **magnitude des ondes de volume  $M_B$**  : utilisées pour télé séismes à foyers profonds ; elle est calculée à partir de l’amplitude de l’onde **P** qui arrive au début du sismogramme.

En principe, un séisme se caractérise par une seule magnitude. Dans les faits, on observe des résultats sensiblement différents selon le type de magnitude calculée, en sachant qu’une magnitude est estimée à **0,25 degrés** près.

## II. 5 Les différents types de séismes

Les séismes peuvent être classés en **deux catégories**, selon leur origine naturelle ou artificielle: **(Tab.06)**.

### a. Les séismes naturels :

- 1 **Les séismes tectoniques**, associés aux déplacements des plaques lithosphériques, sont les plus nombreux.
- 2 **Les séismes volcaniques** qui accompagnent les éruptions volcaniques, sont utilisées dans la prévision des éruptions volcaniques.

### b. Les séismes artificiels :

Sont généralement de petits séismes, à l'exception des séismes associés aux tirs nucléaires.

<b><u>Mécanisme au foyer</u></b>	<b><u>Séismes naturels</u></b>	<b><u>Séismes artificiels</u></b>
<b>Jeu d'une faille</b>	<p><b><u>Séismes tectoniques :</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>● Rupture soudaine des roches</li> </ul>	<p><b><u>Séismes induits par l'activité humaine :</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>● Mise en eau d'un grand barrage ;</li> <li>● Exploitation de gaz, etc.</li> </ul>
<b>Explosion</b>	<p><b><u>Séismes volcaniques</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>● Fracturation des roches due a l'intrusion de magma,</li> <li>● Du Dégazage, oscillations propres réservoir</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Tirs d'exploration sismique</li> <li>● Tirs de mines et carrières</li> <li>● Essais nucléaires souterrains</li> </ul>
<b>Implosion</b>	<p><b><u>Séismes d'effondrement :</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>● Effondrement de cavités dans le gypse ou le calcaire</li> <li>● Effondrement lié à un grand glissement de terrain</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Effondrement d'anciennes mines</li> </ul>

**TAB. 06 : " Catégories des Séismes "**

## II.6. Conclusion

Les séismes sont des manifestations brutales et brèves de l'activité du globe terrestre.

Ils sont provoqué par la rupture brutale d'une faille suite au déplacement brusque de deux blocs rigides l'un par rapport à l'autre.

L'énergie libérée lors de la rupture de faille qui en résulte, engendre des vibrations qui se propagent à partir du foyer, sous forme d'ondes sismiques.

A la surface de la terre, ces ondes sismiques peuvent provoquer des vibrations du sol et des destructions. La zone la plus touchée par ces destructions est l'épicentre. Elle se situe à la perpendiculaire du foyer.

Le passage des ondes sismiques peut être enregistré par des sismographes. Les sismogrammes obtenus montrent que ces ondes se déplacent à une vitesse de quelques Km/s. L'analyse et la comparaison des sismogrammes d'un même séisme permettent de déterminer avec précision, la position du foyer et la magnitude du séisme.

La magnitude évalue l'énergie libérée au foyer du séisme, Cette énergie est évaluée à partir des sismogrammes.

La répartition des séismes suit les limites des plaques tectoniques.

Les séismes artificiels se produisent à la surface du globe (ou pas très loin), En revanche, les séismes naturels, peuvent être beaucoup plus profonds.

## Chapitre III : Interprétation des Données sismiques

### III.1 Lecture d'un sismogramme :

Un sismogramme est une représentation graphique du mouvement du sol, en comparant des signaux enregistrés par plusieurs appareils, parfois très distants les uns des autres, on obtient des renseignements intéressants sur la **source sismique** (le séisme lui-même) ou la **structure des régions traversées** par les ondes sismiques.

suite à l'arrivée des trains d'ondes sismiques s'étant propagées depuis le foyer, on distingue :

Les ondes sismiques de volume (appelées ondes de **compression** ou ondes **longitudinales P**, et ondes **secondaires S**, aussi appelées ondes de **cisaillement** ou ondes **transversales**) qui se propagent dans les zones profondes du globe, c'est les ondes les plus rapides.

Les ondes sismiques de **surface** (**ondes de Love L**, et **ondes de Rayleigh R**), plus lentes (**Fig15**).

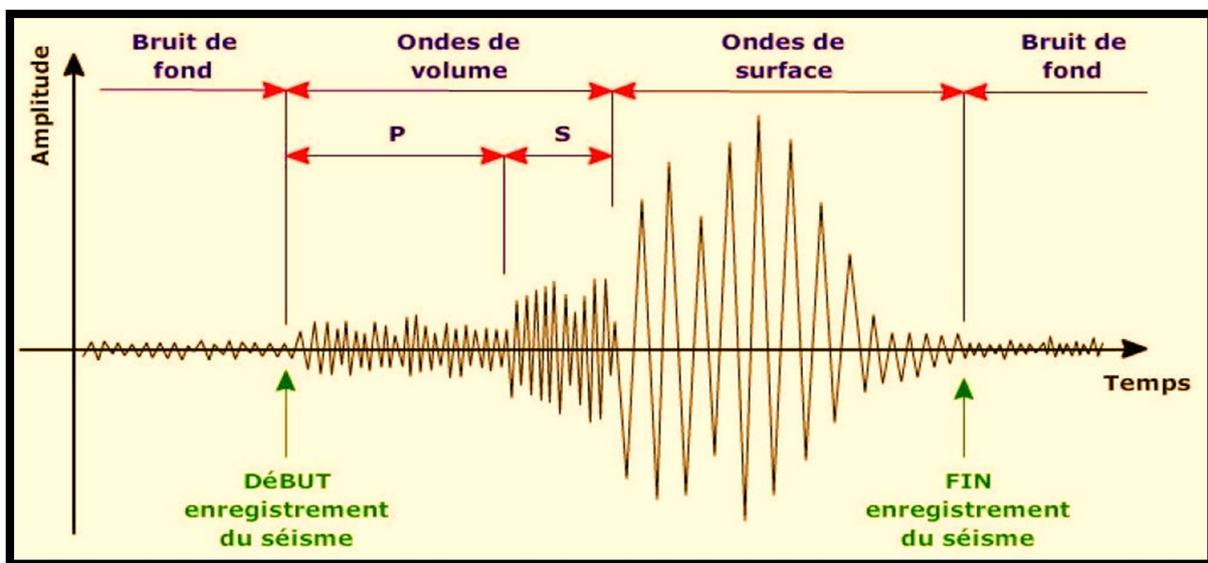


Fig.15 : Enregistrement d'un séisme sur sismogramme

### III.2 Datation du signal :

La grande difficulté est de définir un « instant zéro » et d'accorder toutes les stations d'un réseau donné sur une chronologie commune. Le temps est ainsi exprimé en « **temps universel** » et se pose le délicat problème de synchronisation des horloges utilisées.

### III.3 Amplitude du signal et magnitude :

Elle est corrélée au « niveau d'intensité » du séisme constaté sur le lieu de mesure. Mais l'amplitude détectée relève de plusieurs traitements électroniques (amplification notamment), se rapporte à des grandeurs différentes suivant les modèles de sismomètre (élongation, vitesse, accélération) et dépend de la sensibilité de l'appareil utilisé. Il y a une relation, souvent complexe à établir, entre cette **amplitude** et la **magnitude du séisme**. C'est une échelle logarithmique, rapportée au sismomètre historique utilisé par Richter (sismomètre de Wood-Anderson), qui fait intervenir la somme du logarithme de l'amplitude mesurée (en mm) sur un sismomètre Wood-Anderson et du logarithme de la distance entre la source et le sismomètre. Différentes échelles ont été proposées (locale, de durée, de surface, de volume, d'énergie).

### III.4 Identification des signaux

Elle nécessite une analyse **temporelle et fréquentielle** des signaux, sachant que, suivant le niveau d'intensité du séisme, les ondes de **compression P** et de **cisaillement S** ont des fréquences qui peuvent aller de 0,1 Hz à parfois 1 000 Hz ; les autres ondes de **surface L (de Love)** et **R (de Rayleigh)** et diverses vibrations terrestres ont des fréquences beaucoup plus petites (période longue), typiquement de l'ordre du mhz et même < 0,1 mhz pour les ondes de marée. On se base aussi sur la comparaison de leur vitesse de propagation, qui augmente avec la « **raideur / élasticité** » du milieu et diminue avec « **l'inertie** » du milieu.

### III.5 Exploitation des signaux : structure des milieux traversés et localisation d'un séisme :

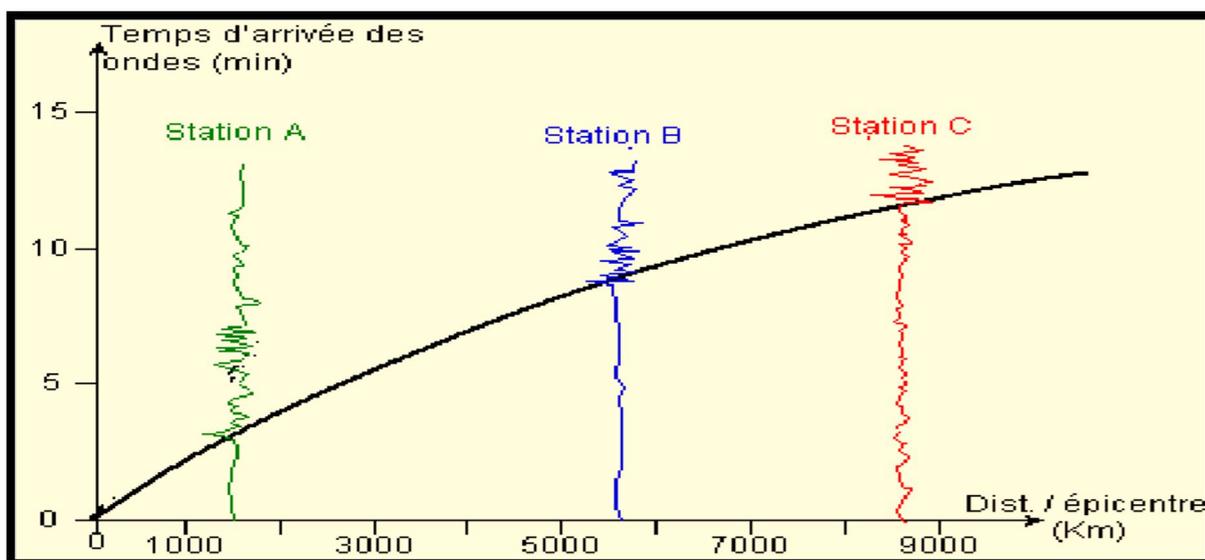
En traversant les différentes couches de **la lithosphère** et même du **manteau**, les ondes sismiques ne se propagent pas en « ligne droite » : l'équivalent du « rayon acoustique » pour une onde de compression de type P n'est pas une droite mais une ligne courbée du fait des réfractions successives dues à la composition inhomogène des couches traversées qui affectent donc la valeur de la célérité des ondes.

a) Une seule station ne permet pas de localiser la source d'un séisme. C'est pourquoi, pour un même évènement enregistré par différentes stations du réseau, on va pointer à compter du « zéro » commun à toutes les échelles de temps utilisées par chaque station, les « délais » de réception des fronts des ondes P et S. Les distances entre stations (données en km ou en degrés puisqu'on se promène à la surface du globe terrestre) sont connues. Ce « zéro » temporel devrait, idéalement, coïncider avec le début du séisme à la source mais, a priori, ce dernier n'est pas connu !

b)

On peut alors tracer de véritables « abaques » que sont les « **courbes hodochrones** », réseau de courbes qui convergent, par extrapolation, en un point dont les coordonnées constituent le « zéro temporel », instant « origine » du séisme et le « zéro » des distances (foyer du séisme).

**L'hodochrone est une courbe qui représente le temps de propagation des ondes en fonction de la distance épacentrale(Fig.16).**

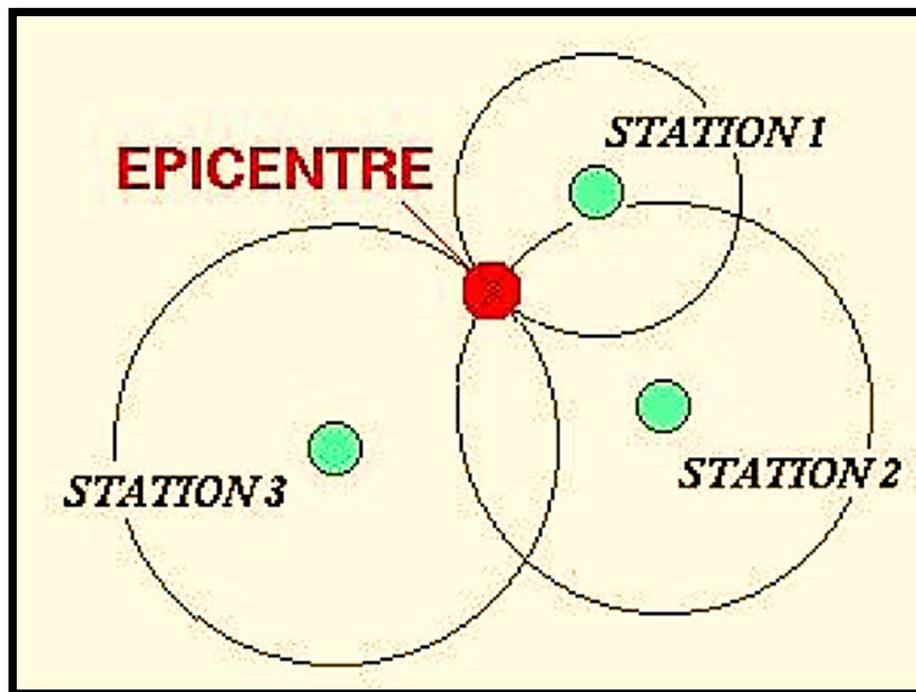


**Fig.16 : Principe de construction de l'hodochrone des ondes P à partir de mesures faites sur des sismogrammes (source : schématique de l'académie de Dijon)**

Leur tracé, par voie informatique, nécessite une bonne connaissance de la structure interne de la Terre, pour modéliser la répartition des vitesses de propagation en fonction de la profondeur. En effet, si les ondes **L** se déplacent avec une célérité constante, à la manière des vagues à la surface d'un océan de profondeur constante, il n'en est pas de même avec les ondes **P** et **S** pour lesquelles la vitesse de propagation augmente avec la distance parcourue, sachant que l'onde pénètre alors dans des milieux de plus en plus « **rigides** », ce qui a pour effet d'accroître la célérité de l'onde.

c) La mesure de la durée qui sépare les dates de réception des fronts des ondes P et S pour une station donnée, permet alors de déterminer la distance de l'épicentre à la station, en reportant cette durée sur « l'hodochrone ».

d) Par triangulation, en croisant les informations obtenues avec trois stations, on peut alors repérer l'**épicentre** du séisme (projection du foyer du séisme sur la surface du globe). **(Fig.17)**



**Fig.17 : La localisation de l'épicentre par la méthode des 3 cercles (Triangulation)**

### III.6. conclusion

**Le sismographe** est un instrument qui sert à **enregistrer** et à **mesurer** les séismes. Au cours d'un tremblement de terre, la rupture de la roche engendre des vibrations qui sont **détectées, amplifiées** et **enregistrées** par le sismographe.

**Le sismogramme** est l'enregistrement graphique donné par le sismographe, le temps est représenté en abscisse et la vitesse ou l'accélération du sol est représentée en ordonnée.

**Les vitesses** des **ondes sismiques** étant **très rapides**, de l'ordre de plusieurs kilomètres par seconde, il est utilisé des **capteurs** couplés à des **horloges** très précises et parfaitement synchronisées afin de restituer **la position** du sol dans **le temps** avec une précision de quelques millisecondes

L'étude d'un sismogramme nous permet de connaître la propagation (**vitesse et trajectoire**), **la nature** des différentes ondes ainsi que leur **temps d'arrivée** à partir du **foyer**.

Comme les ondes P sont plus rapides que les ondes S, sur le sismogramme, on peut détecter un décalage entre le début de l'enregistrement des deux types d'ondes. La différence des temps d'arrivée de ces deux phases dans une même station permet d'avoir la distance épicerale ( $\Delta$ ).

Et avec la **méthode des cercles**, on peut **localiser** l'épicentre principal du séisme.

# Chapitre IV : Mécanique Des Séismes

## IV.1 L'origine d'un séisme

A l'échelle de la planète l'écorce rigide (**lithosphère**) est comme une coquille d'œuf à la surface d'une grande épaisseur de **magma** visqueux dans le manteau supérieur(**Fig.18**).

Le **noyau**, au centre de la planète est extrêmement chaud (**plus de 4000°C**). Sous l'effet de cette chaleur le magma est agité de mouvements lents(**Fig19**) comme un fluide dans une casserole sur le feu avec des morceaux de glaçons (**Fig20**).

Il provoque des poussées sous la croûte qui se déforme. On le voit parfois sortir des volcans. La croûte est divisée en « **plaques tectoniques**», les continents et les fonds marins, qui se déplacent très lentement les unes par rapport aux autres sous l'effet des mouvements du magma. Quelques centimètres par an... qui sont accumulés pendant des années.

La roche se déforme lentement et Ce sont ces poussées du magma sous les plaques qui font « **Craquer la planète** » lorsque la roche arrive au point de rupture et donc des **séismes**.

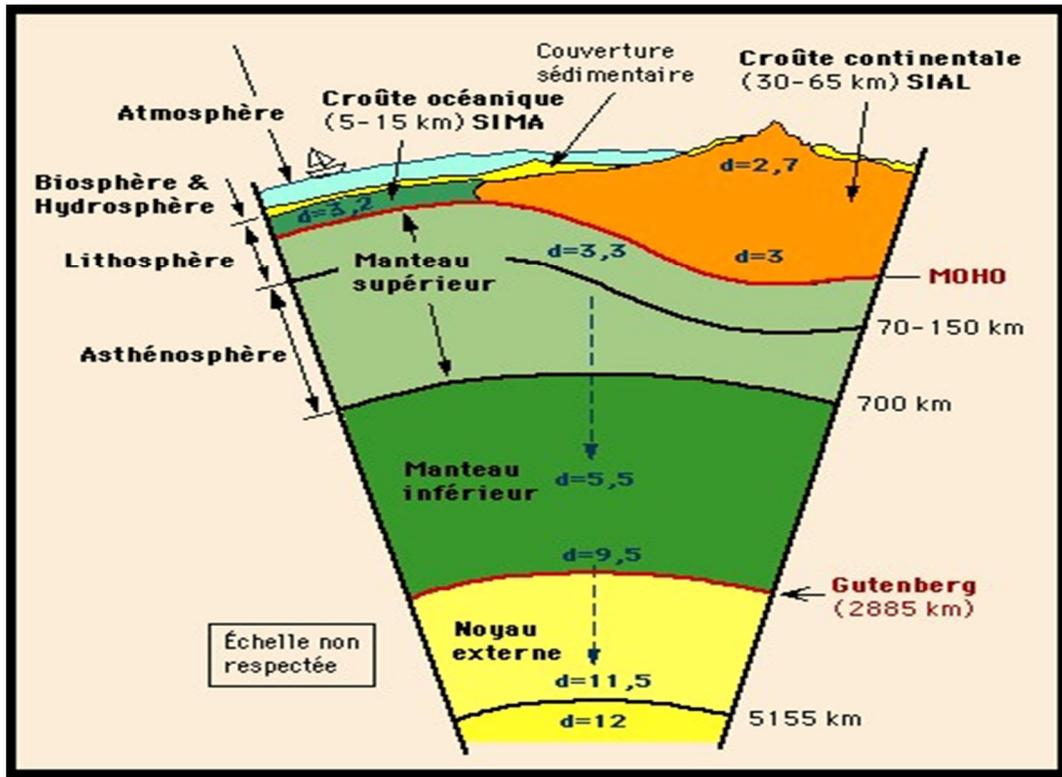


Fig. 18 : Coupes schématique de la terre (Université de Laval, Québec)

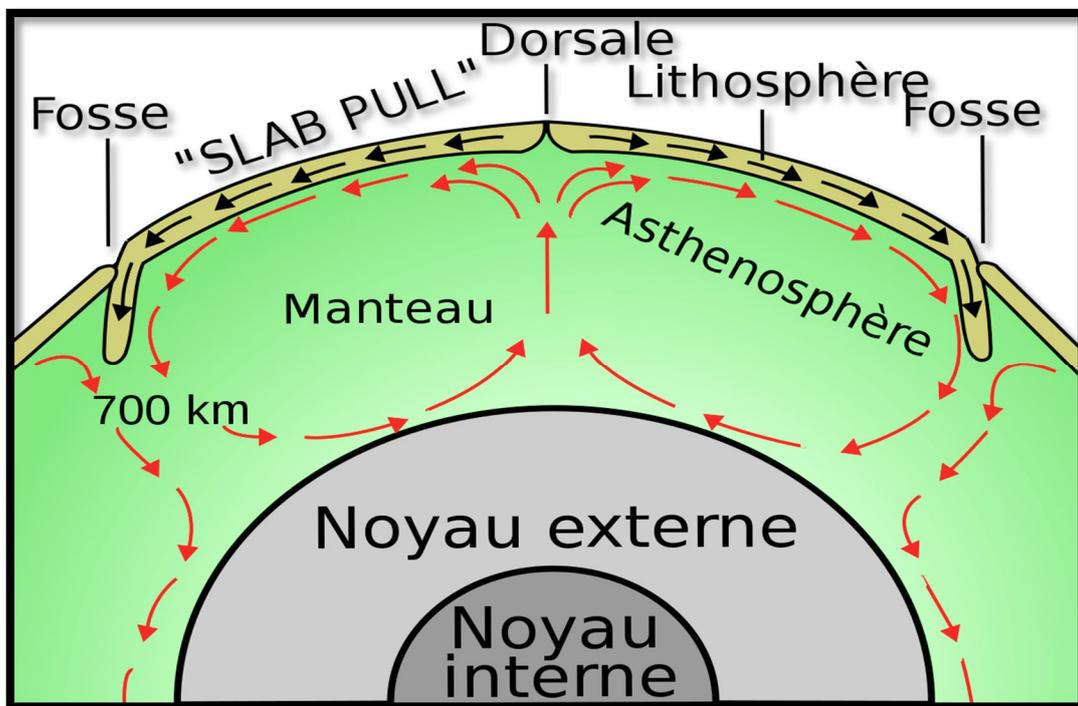


Fig. 19 : Schéma représentatif de la convection mantélique

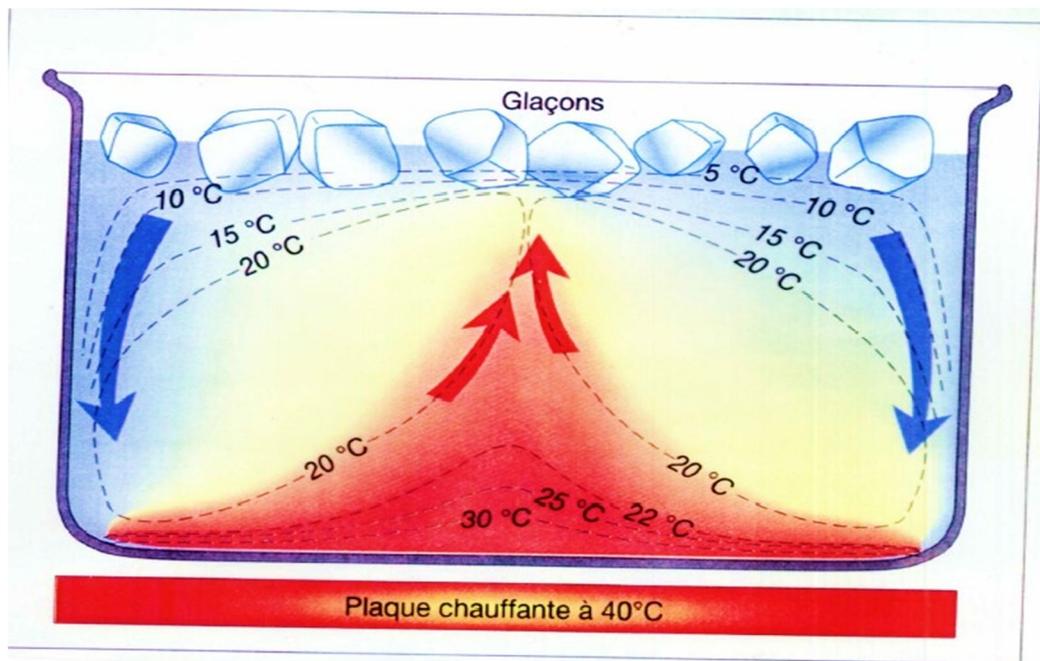


Fig. 20 : Expérience explicative du même principe de la convection mantélique

## IV. 2 la naissance d'un séisme

Un séisme prend naissance à partir d'une zone faillée (**fig.21**) dans la croûte terrestre

Les roches soumises à des mouvements d'écartement (force d'extension) ou des mouvements de rapprochement (force de compression), finissent par céder.

L'énergie libérée lors de la rupture de faille qui en résulte, engendre des vibrations qui se propagent à partir du foyer, sous forme d'ondes sismiques.

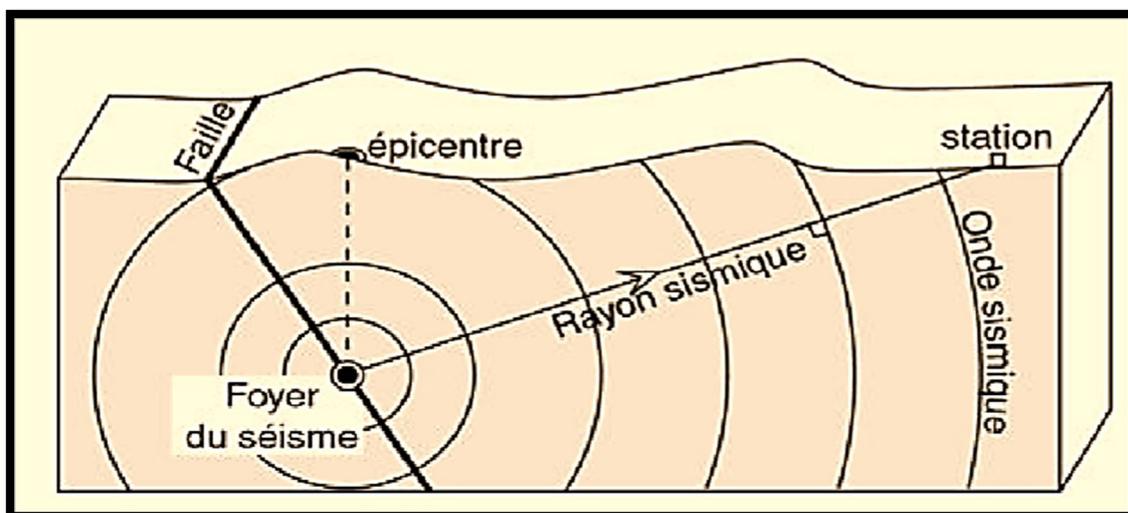


Fig.21 : Schéma simplifié d'un séisme

## Terminologie utilisée en sismologie :

**Foyer ou hypocentre** : Il s'agit du point où se produit la rupture.

**Epicentre** : Il caractérise le point de la surface le plus proche du foyer.

**Front d'ondes** : C'est la surface où les points sont affectés du même déplacement à l'instant donné.

**Rais sismiques** : Il s'agit de la direction de propagation de l'énergie, Perpendiculaires au front d'ondes, elle est droit droite si le milieu est homogène.

**Profondeur du foyer** : Elle est de **50 km** dans la croûte pour les séismes superficiels, et elle atteint **700 km** pour les séismes profonds (Zones de subduction).

## IV .3 Faille et cycle sismique :

### Le cycle sismique :

Il provient de la rupture de la roche sur une faille préexistante (le plus souvent) ou création d'une nouvelle faille (**Fig.22a et b**).

La roche accumule de l'énergie pendant des **dizaines d'années** voir des **millions d'années** sous l'effet de **contraintes tectoniques**.

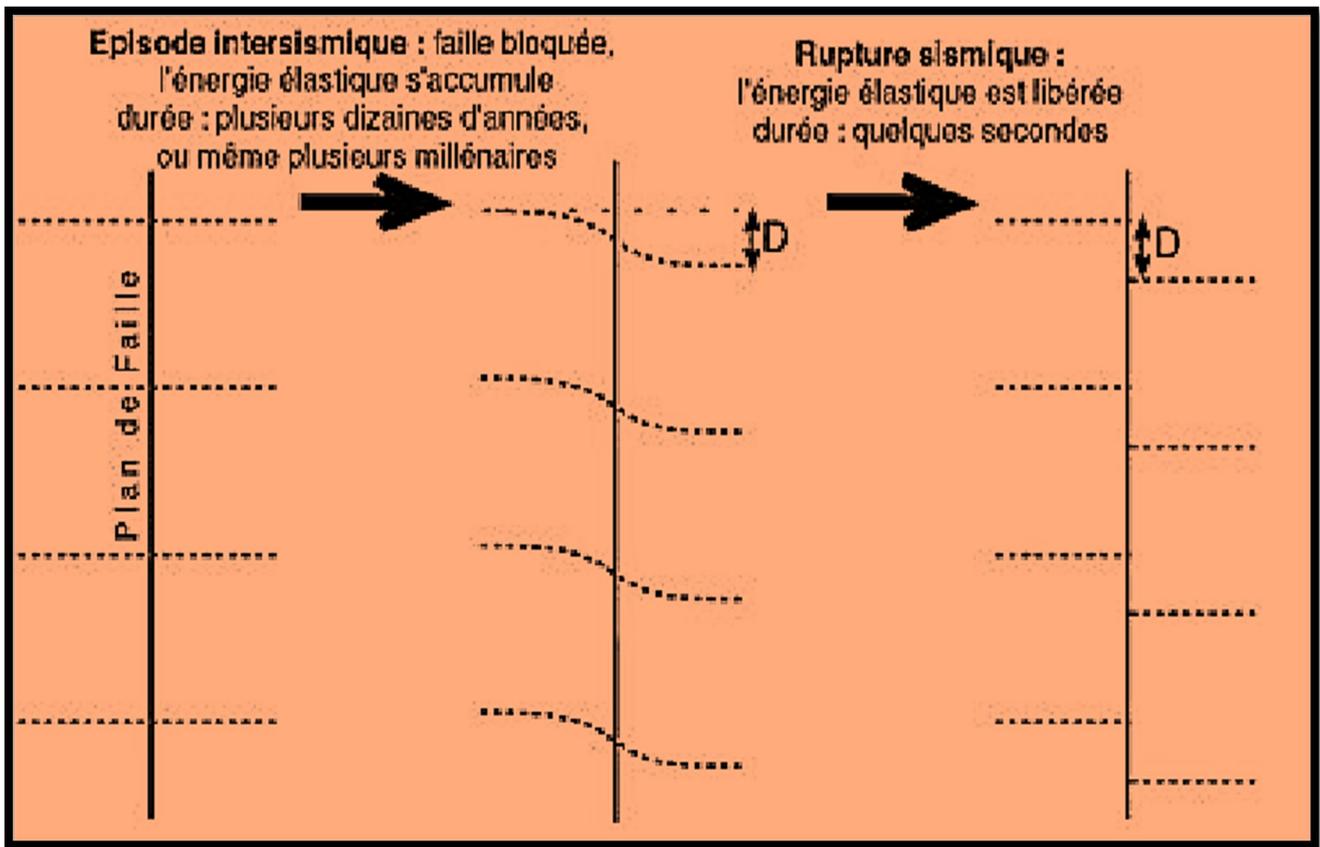


Fig.22a : Episode inter- sismique et rupture sismique

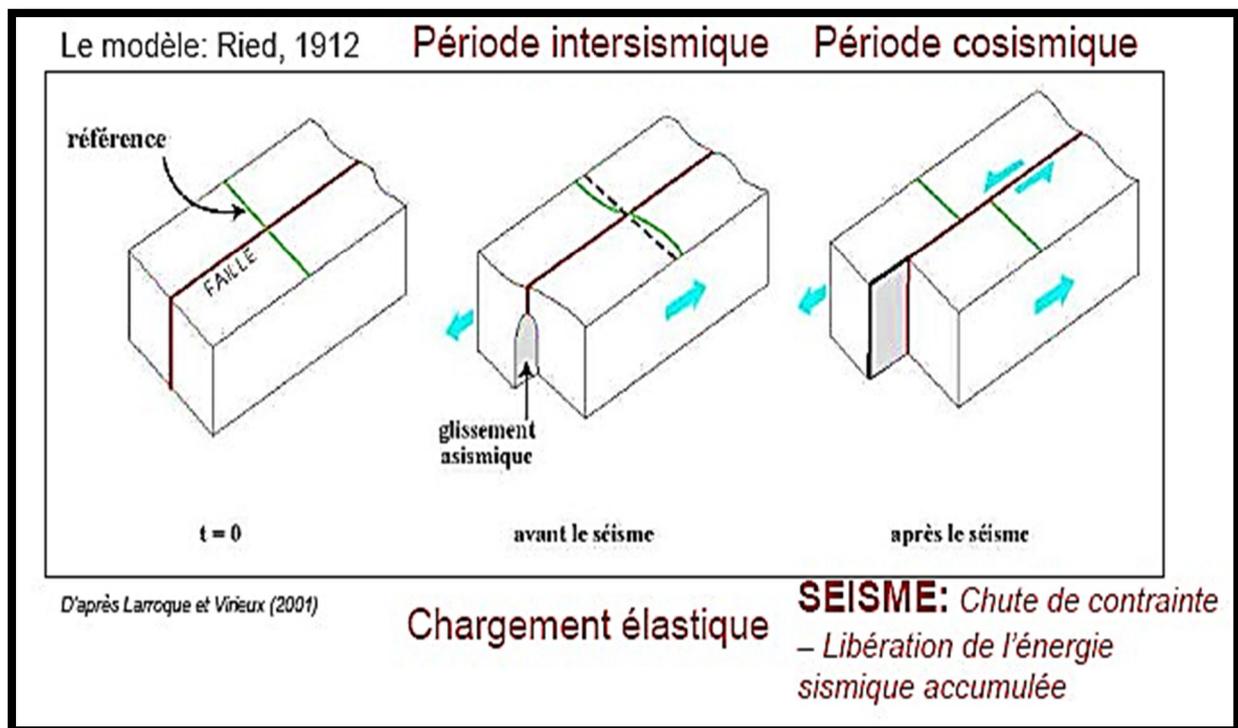
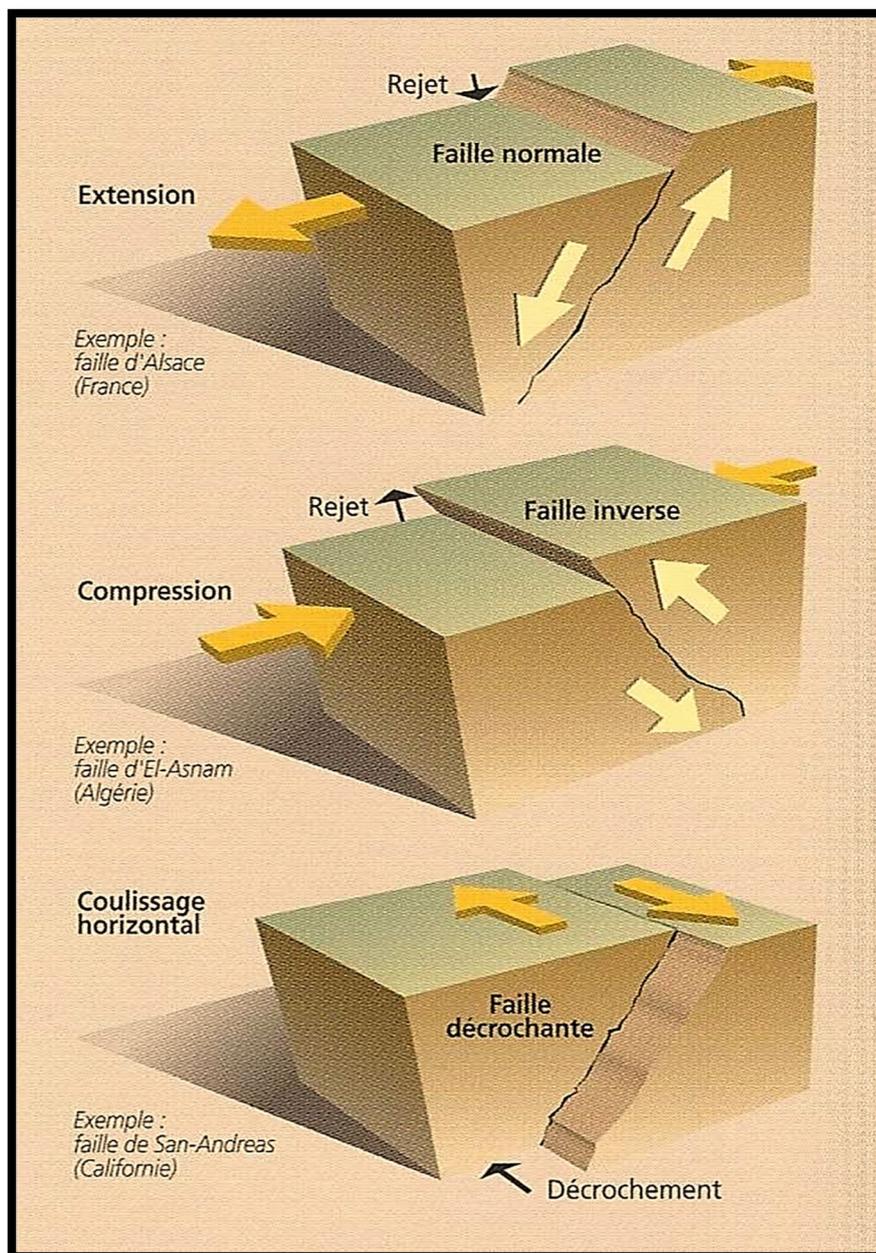


Fig.22b : l'enchaînement : Contrainte => Déformation => Rupture du milieu

## IV .4 Le mécanisme au foyer :

Il existe un lien étroit qui lie la Tectonique aux séismes : c'est ce qu'on appelle **le mécanisme au Foyer**, Il permet de déterminer :

- Le type de faille à l'origine du séisme
- L'orientation de cette faille.
- La direction de glissement des blocs sur cette faille  
=> Nature convergente, divergente ou coulissante du mouvement associé. **(Fig.23)**

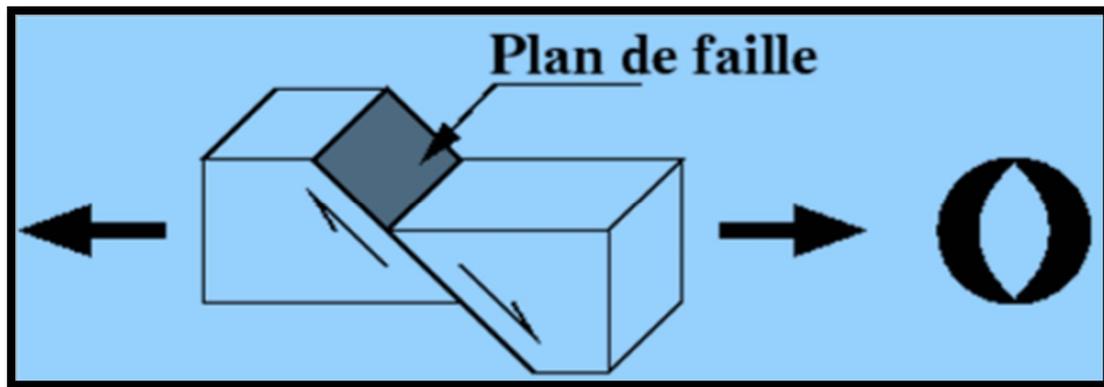


**Fig.23: Les différents types de déplacement au niveau des failles**

### a. Faille normale :

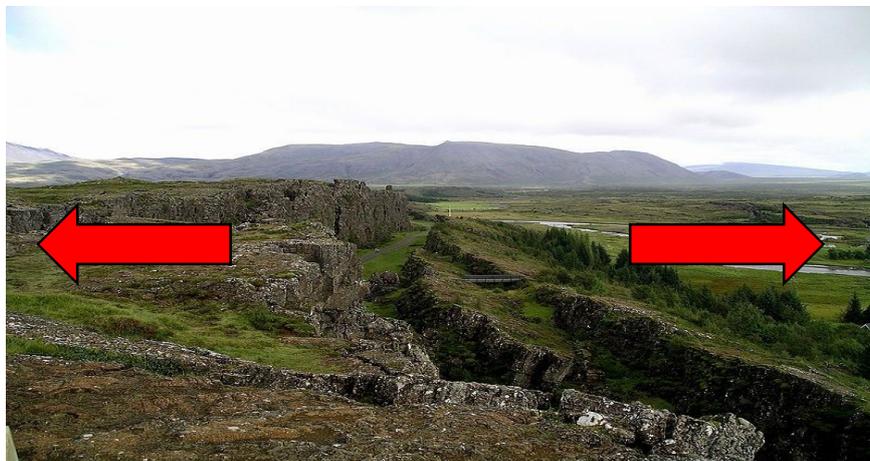
La composante horizontale du glissement correspond à un écartement (**E**) qui s'accompagne de l'affaissement d'un des blocs par rapport à l'autre (**Fig.29**). Ces failles se rencontrent dans les régions étirées et amincies comme les **dorsales médio-océaniques** et les **rifts continentaux**.

Quadrants compressifs (**en noir**) Et extensifs (**en blanc**) pour les 3 figures qui suivent



**Fig.24 : faille normale dans un plan tridimensionnelle.**

### Exemple :



**Fig.25 : Faille normale en Islande**

### b. Faille inverse :

La composante horizontale du glissement correspond à un rapprochement (**R**) qui s'accompagne du chevauchement d'un des blocs sur l'autre (**Fig.30**).

Ces failles se rencontrent dans les régions raccourcies et épaissies comme au front des **chaînes de montagnes**

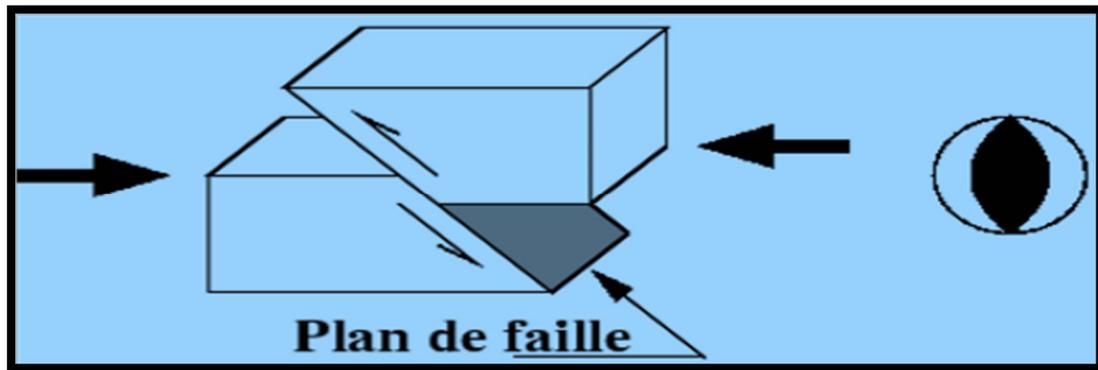


Fig.26 : faille inverse dans un plan tridimensionnelle

Exemple :



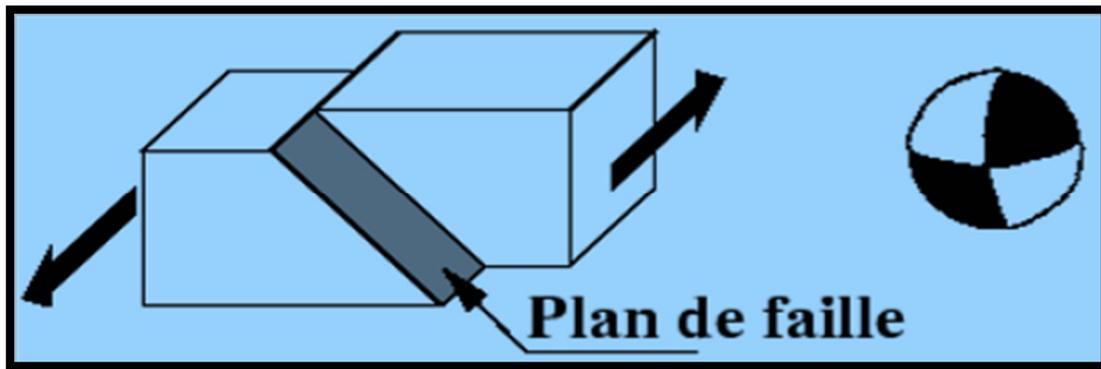
Fig.27 : Une Faille inverse

### c. Faille décrochante :

C'est une faille verticale le long de laquelle coulisent en sens inverse deux compartiments(Fig.31).

**Décrochement dextre** : le déplacement observé se fait vers la droite.

**Décrochement senestre** : le déplacement observé se fait vers la gauche.



**Fig.28 : faille décrochante dans un plan tridimensionnel**

**Exemple :**



**Fig.29: Faille décrochante (dextre) de San Andrés, la Californie. USA**

## IV.5. Les différentes étapes d'un séisme :

### L'étape 1 :

- On a une zone de faille (préexistante) dans la croûte terrestre  
( C'est possible que la faille soit nouvelle , créé suite au mouvements de compression , d'extension ou de coulissage ), **(fig.30)**

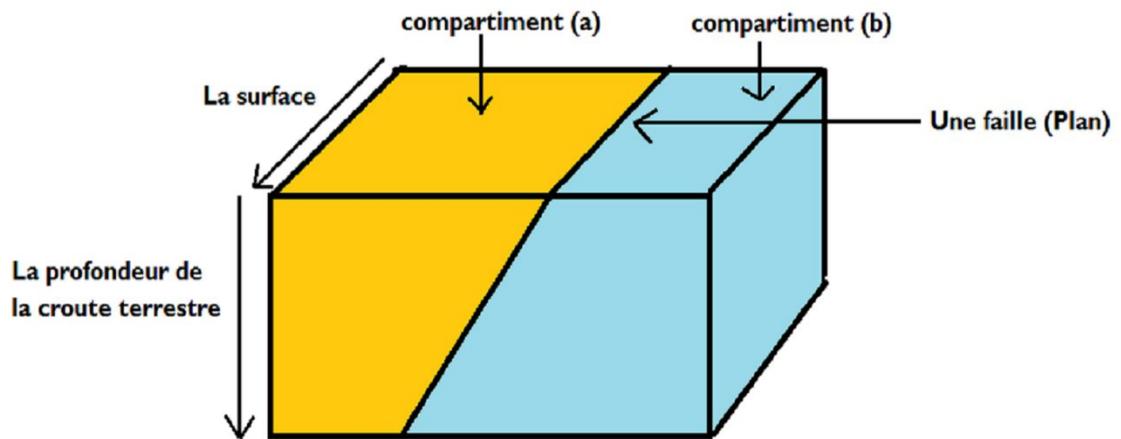


Fig.30: Schéma d' une faille préexistante

### L'étape 2 :

- Une zone profonde soit un peu plus fragile, soit un peu plus tendue, qui va tout d'un coup se mettre à glisser de quelques centimètres a quelques mètres , très rapidement , **(fig.31).**

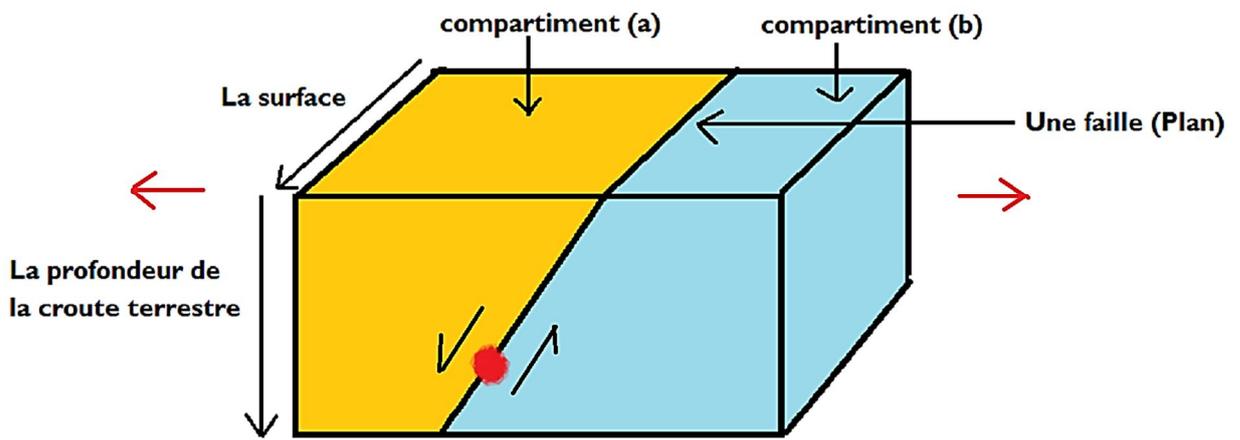


Fig.31: Le debut du glissement de la zone Profonde

### Étape 3 :

Evidement en glissant ,elle va contraindre le bout de roche voisin a un glissement qui va rapidement se propager sur une partie de la faille ,(Fig.32)

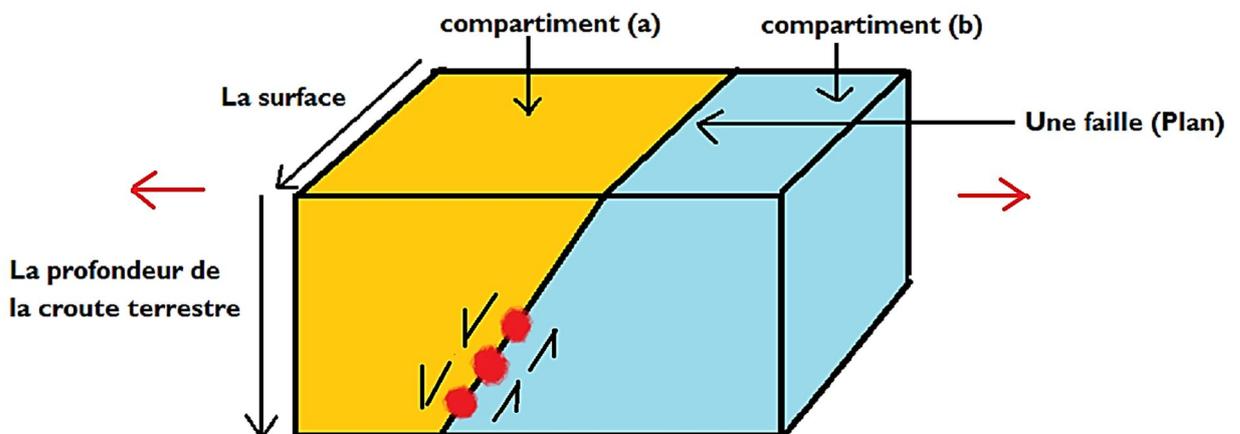


Fig.32: La propagation du glissement sur une partie de la faille

### Etape 4 :

Finalement , la propagation s'arrête avec une certaine dimension de la zone brisée avec un glissement qui s'est propagé d'une vitesse très grande, (fig.33).

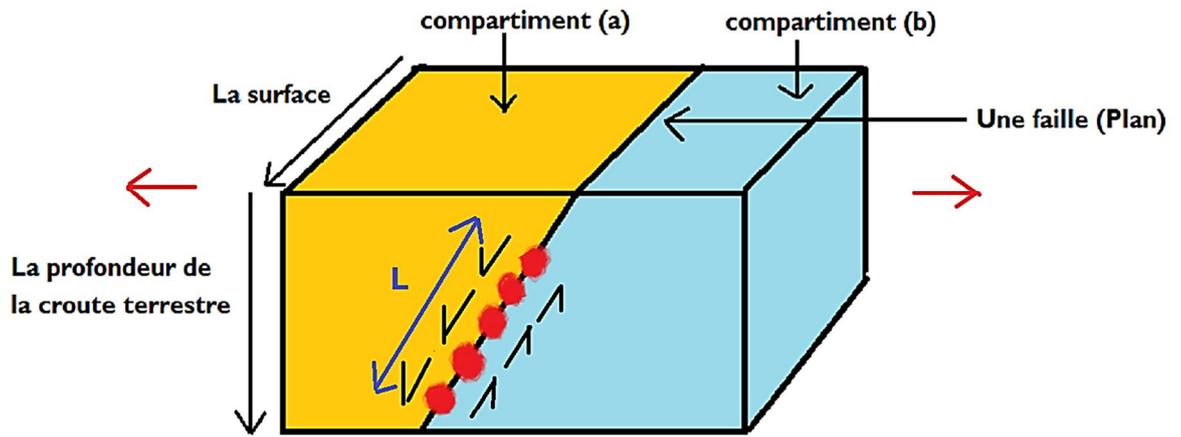


Fig.33: l'arrêt de la propagation du glissement rapide sur une longueur L

#### IV.6 La vitesse de propagation :

La vitesse de propagation de l'onde sismique sur la faille est de **3 km/s**, c'est entrainement rapide .

Si on prend :

L = la longueur de la faille

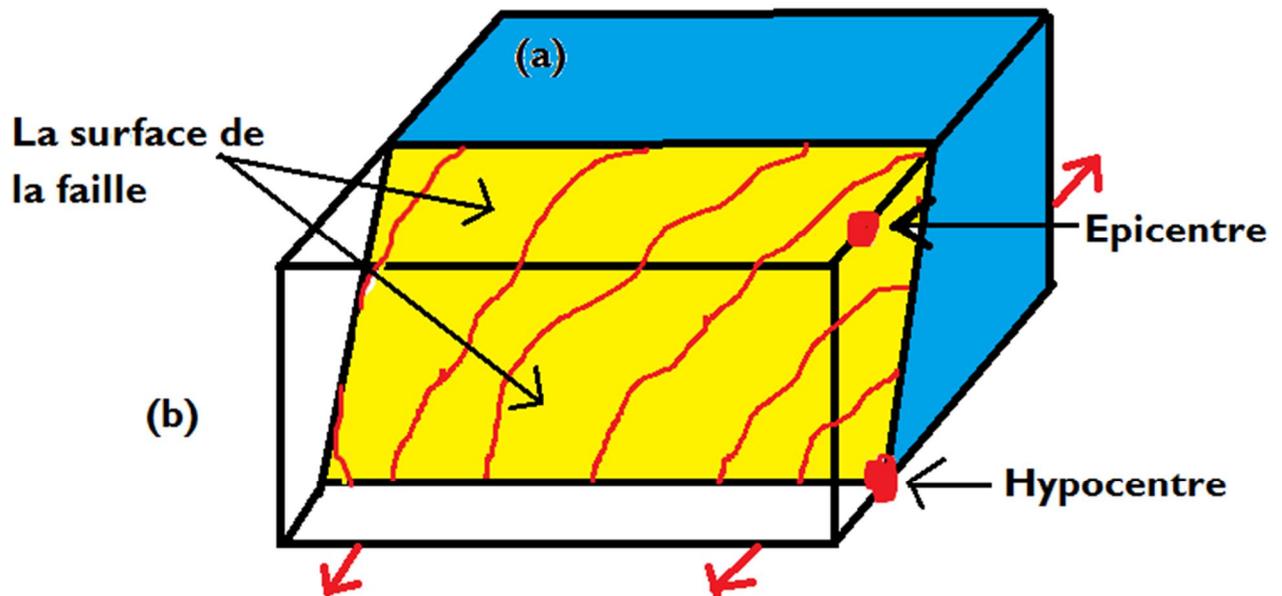
T = la durée de la rupture

- Si La faille fait 5 km de long , avec une vitesse de 3 km/s , la durée de la rupture sera  $T = 1.5 \text{ s}$
- Si la faille fait : 50 km  $\longrightarrow$  T = 15 s (15 s pour casser)  
500 km  $\longrightarrow$  T = 150 s (de rupture).
- Suivant la taille de la faille, la dure de l'origine des vibrations va changer énormément.

#### IV.7 La zone de rupture :

La faille c'est une surface et ce n'est pas une ligne, si on a une faille de 50 km , cela veut dire une faille de surface **(50x50 =2500 )km carré .**

La rupture va démarrer à l'hypocentre, et elle va se propager à la vitesse de **3 km/s** dans tous les directions, et donc La zone de rupture va croître au cours du temps sur la surface de la faille (**Fig.34**).



**Fig.34: La propagation de la rupture sur la surface de la faille**

#### IV.8 La valeur du glissement ( $\Delta u$ ) :

Le glissement des points les plus rapprochés appelés  $\Delta u$  de part et d'autre de la faille,

Ce glissement est proportionnel à la longueur de la faille qui casse.

On a :  $\Delta u = 1 / 1000$  voir  $\Delta u = 1/10000$  de la longueur de la faille.

Donc :  $L = 5 \text{ km} \longrightarrow T = 1.5 \text{ s}$  et  $\Delta u = 0.25 \text{ m}$

$L = 50 \text{ km} \longrightarrow T = 15 \text{ s}$  et  $\Delta u = 2.5 \text{ m}$

$L = 500 \text{ km} \longrightarrow T = 150 \text{ s}$  et  $\Delta u = 25 \text{ m}$

De point de vue énergétique, l'énergie associée à ce relâchement de tension ou compression élastique, est proportionnelle avec le cube de la longueur de la faille ;

Donc Si  $E(l)$  est l'énergie pour une faille de longueur  $L$  :

$L = 5 \text{ km} \longrightarrow T = 1.5 \text{ s} \longrightarrow \Delta u = 0.25 \text{ m}$  et l'énergie =  $E(5)$

$L = 50 \text{ km} \longrightarrow T = 15 \text{ s}$  et  $\Delta u = 2.5 \text{ m}$  et l'énergie =  $1000 \times E(5)$

$L = 500 \text{ km} \longrightarrow T = 150 \text{ s}$  et  $\Delta u = 25 \text{ m}$  et l'énergie =  $1000000 \times E(5)$

Et pour simplifier les mesures de ces énergies liées à ces longueurs de failles, on prend le logarithme et on définit des **magnitudes M** proches de celles de Richter :

$L = 5 \text{ km}$  et  $T = 1.5 \text{ s}$  ,  $\Delta u = 0.25 \text{ m}$  et l'énergie =  $E(5) \rightarrow M=5$

$L = 50 \text{ km}$  et  $T = 15 \text{ s}$  ,  $\Delta u = 2.5 \text{ m}$  et l'énergie =  $1000 \times E(5) \rightarrow M=7$

$L = 500 \text{ km}$  et  $T = 150 \text{ s}$  ,  $\Delta u = 25 \text{ m}$  et l'énergie =  $1000000 \times E(5) \rightarrow M=9$

$M=5 \rightarrow$  un séisme ressenti fortement, mais il fait juste quelques fissures dans les maisons les plus proches de l'épicentre.

$M=7 \rightarrow$  un séisme potentiellement très destructeur dans un rayon de 100km ( la taille de la faille est de 50 km ).

$M=9 \rightarrow$  un séisme fort, avec des secousses catastrophiques.

Si on passe de  $M = 5 \rightarrow M=9$  on a 1000000 de fois plus d'énergie avec des mouvements qui passent de 0.25 m sur la faille à 25 m.

#### IV.9 La propagation des ondes sismiques :

Une fois que ça a cassé, le glissement mis en place, va générer des vibrations sismiques dans les roches élastiques à grande vitesse et dans toutes les directions, vers la surface qui va être atteinte dans quelques secondes, mais aussi vers les autres cotés de la planète, et donc on peut détecter, à le bout du monde, les séismes lointains (**Fig.35**).

Les ondes les plus rapides sont les ondes P ( ondes de compression, mouvement horizontal qui est enregistré sur la composante verticale du sismogramme ), elles vont à 6 km/s.

Les ondes S ( ondes de cisaillement, mouvement vertical qui est enregistré sur la composante horizontale du sismogramme ), elles sont les ondes les plus destructrices car elles ont 5 fois plus d'énergie que les ondes P.

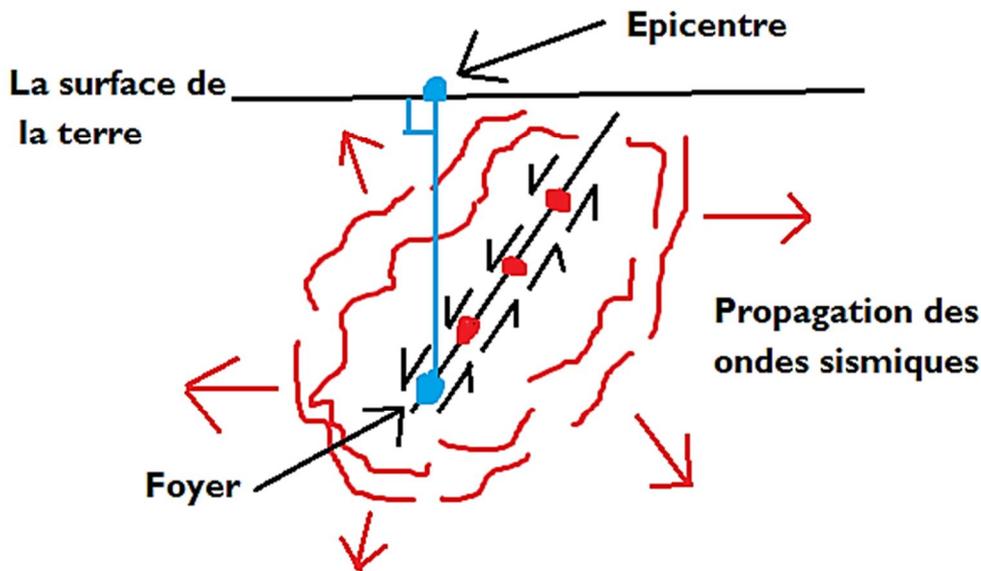
Elles vont arriver avec une vitesse de 3 km/s.

Donc si on est à 6 km de distance de la faille, les ondes P vont arriver au bout d'une seconde, les ondes S vont arriver au bout de 2 secondes.

Si on est à 60 km , les ondes P : vont arriver au bout de 10 secondes .

Les ondes S : vont arriver au bout de 20 secondes.

On a une atténuation des ondes avec des grandes distances .



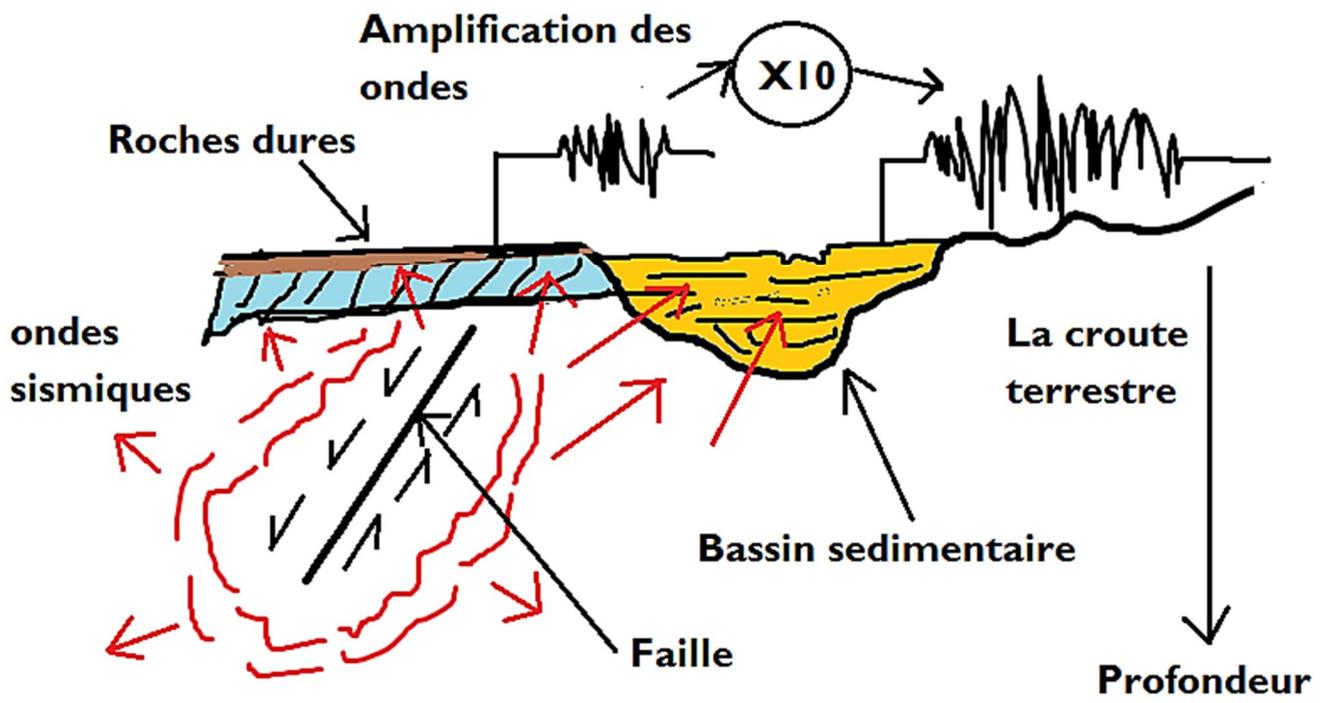
**Fig.35: La propagation des ondes sismiques**

#### **IV.8 L'Amplification des ondes sismiques :**

Les ondes sismiques qui vont voyager en profondeur et dans la surface de la terre , vont rencontrer soit :

- Un milieu rocheux dur.
- Un bassin sédimentaire.

Dans le bassin sédimentaire les ondes sismiques vont être piéger et amplifie par les résonnances de cette espèce de gélatine constituer par les roches **(Fig.36)**.



**Fig.36: L 'amplification des ondes sismiques**

## IV.9. Conclusion

On arrive à avoir des lois d'échelle simples, décrivant la physique du phénomène. Connaissant les caractéristiques de la faille , on peut prédire non seulement la magnitude que cette faille peut donner , mais aussi le type de vibrations sismiques , les moments et où ils devrait arriver , et secouer les différents endroits sur la croute terrestre . L'amplifications des ondes sismiques est liée a la nature de la structure géologique .

# Conclusion générale

Un **séisme** c'est un mouvement de **l'écorce terrestre** ayant pour origine des causes naturelles ou artificielles.

Il correspond dans à un ébranlement brutal plus ou moins violent de l'écorce terrestre consécutif à une **rupture** brutale des **roches en profondeur**.

Il se manifeste aussi sous forme de nombreux chocs souterrains qui s'accompagnent souvent du grondement souterrain, des oscillations ondulatoires du sol, de la formation de cassures, de la destruction catastrophique des édifices et des routes et de nombreuses victimes humaines.

La cause de cette rupture résulte du **mouvement des plaques** dans le concept de la **tectonique globale**. En effet, devant les **contraintes** imposées par le mouvement des plaques (**mouvement de distension, de compression ou de coulissage**), les roches superficielles de **la lithosphère** se déforment, dans un premier temps, de façon **élastique**. Lorsque les contraintes deviennent trop importantes et que le seuil d'élasticité des roches est dépassé, les matériaux **lithosphériques** se rompent brutalement le long d'une ou plusieurs **failles** sur des distances qui peuvent aller de quelques **centaines de mètres** (à peine ressenti si on est très proche) à des **centaines de kilomètres** d'un coup (grandes catastrophes en présence de mauvaises constructions). Ces ruptures peuvent être très superficielles et se voir en surface, ou profondes de dizaines, voire de centaines de kilomètres. Leur **localisation** aura une large influence sur leurs effets en surface qui seront très variables d'un séisme à l'autre.

**L'énergie** brusquement libérée se traduit sous forme de **chaleur** par frottement des blocs rocheux et sous forme de **vibration**, ou **ondes sismiques**, qui se propagent dans toutes les directions.

Si les contraintes se poursuivent, l'énergie va à nouveau s'accumuler et une nouvelle **rupture** se produira dans le **plans de failles** précédents, C'est ainsi que dans une région donnée, des séismes se produiront successivement le long d'un même **système de failles** par rupture des matériaux **lithosphériques cassants**.

Une **structure géologique** donnée , peut **amplifier** les **ondes sismiques**, comme le cas d'un **bassin sédimentaire** , elle peut aussi faire varier **l'intensité** d'un séisme car les terrains faits de **roches molles** (sable, vase, argile ...) sont plus souvent liés à de fortes intensités, au contraire des terrains constitués de **roches plus solides** (grès).

De nos jours , on peut expliquer les séismes de manière rationnelle , **Localiser, étudier**, et bien **distinguer** les différents « **domaines, failles** » sources de séismes et leur associer des **magnitudes** possibles et des **cycles** de retour, permet d'adopter une politique de **prévention** adaptée à la réalité.