

II. Le risque sismique

Introduction :

La répartition spatiale des milieux physiques caractérise certains endroits de la surface de la terre par des catastrophes comme les séismes, qui sont parfois très violents et dont les conséquences sur les populations et leurs biens sont très lourdes et souvent irréversibles.

Depuis l'Antiquité, l'Homme a toujours considéré les tremblements de terre comme l'un des aléas naturels des plus redoutables pour sa vie et ses biens. Les séismes ont toujours suscité crainte et impuissance au regard des hommes (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

Le risque sismique est la combinaison de l'aléa sismique, les et les populations et leurs biens qui y sont soumises ainsi que leur vulnérabilité face à cet aléa.

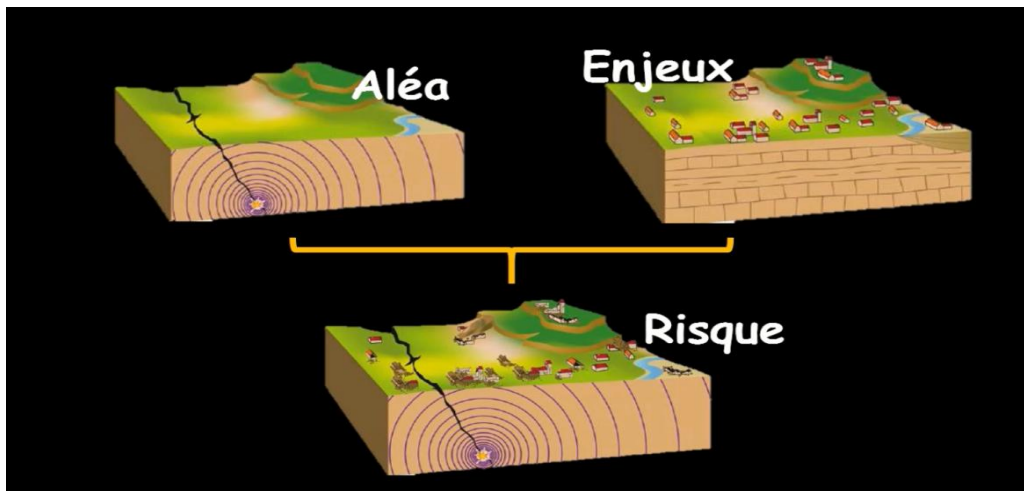


Figure 1. Le risque sismique

En fonction de plusieurs facteurs à savoir les facteurs socio-économiques et surtout ceux qui ont liés à la géodynamique, le risque sismique est très variable dans le monde.

Les séismes sont caractérisés par la soudaineté de leur apparition, bien souvent sans signes prémonitoires. Ils terrifient aussi par la violence des mouvements qui, en un instant transforme une zone urbaine en un amas de ruines et le bruit qui les accompagne ainsi que par le nombre élevé de victimes qu'ils engendrent.

1. Les séismes

Un séisme ou tremblements de terre constituent un phénomène géologique qui correspond à un ébranlement brutal de l'écorce terrestre, série de secousses du sol plus ou moins violentes, consécutif à une rupture brutale des roches en profondeur.

Le terme séisme vient de grec seismos qui veut dire secousse.

On appelle foyer ou hypocentre le lieu en profondeur où se produit la rupture et l'épicentre le point situé en surface immédiatement au-dessus du foyer. La cause de cette rupture résulte du mouvement des plaques dans le concept de la tectonique globale. En effet, devant la contrainte imposée par le mouvement des plaques (mouvements 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.

L'énergie brusquement libérée se traduit sous forme de chaleur par frottement des blocs rocheux et sous forme de vibrations, ou ondes sismiques, qui se propagent dans toutes les directions à partir du foyer. Si les contraintes se poursuivent, l'énergie va à nouveau s'accumuler et une nouvelle rupture se produira dans les 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 (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

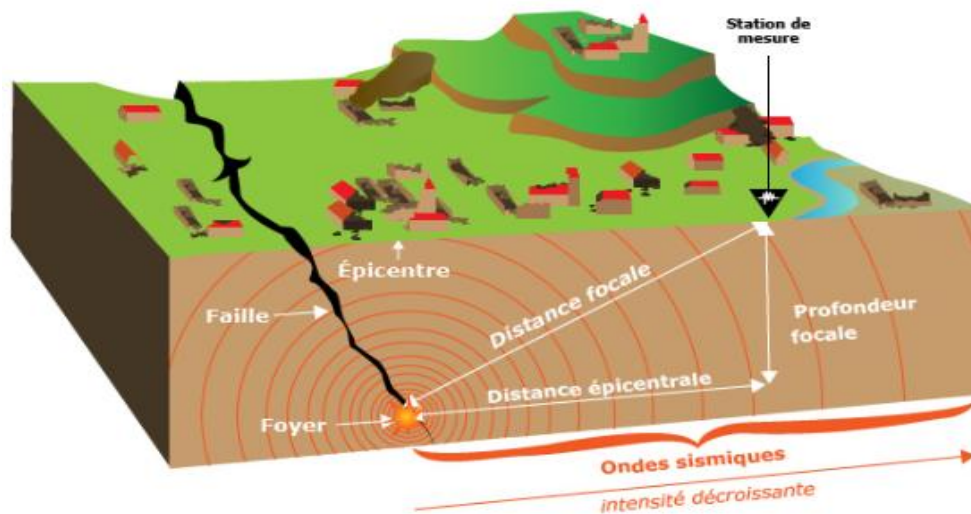


Figure 2. Le mécanisme d'un séisme

La Terre est composée de trois parties, une succession de couches de propriétés physiques différentes, délimitées par des discontinuités. Premièrement, la croûte (ou écorce terrestre), qui constitue moins de 2% et qui est solide. On nomme croûte continentale la croûte qui contient les continents (roches granitiques dont la densité est entre 2,7 à 3 et qu'on nomme SIAL 'silicium-aluminium'), et croûte océanique celle qui supporte les océans (formée de roches basaltiques de densité 3,2 et qu'on nomme aussi SIMA 'silicium-magnésium'). A noter que la couverture sédimentaire est une mince

pellicule de sédiments produits et redistribués à la surface de la croûte par les divers agents d'érosion.

Puis, le manteau, qui constitue le gros du volume terrestre, 81%, et qui se divise en manteau inférieur solide et manteau supérieur principalement plastique, mais dont la partie tout à fait supérieure est solide. Finalement, le noyau au centre, qui forme 17% du volume terrestre et qui se divise en noyau interne solide et noyau externe liquide.

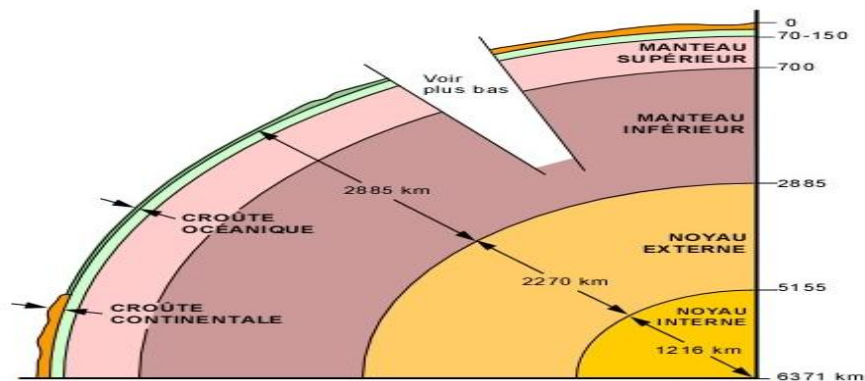


Figure 3. La structure interne de la Terre.

Ces couches sont délimitées par des discontinuités importantes. La discontinuité de **Mohorovicic** qui sépare la croûte terrestre et le manteau, traduit par un contraste de densité. Puis, la discontinuité de **Gutenberg** qui marque aussi un contraste de densité entre le manteau et le noyau. Enfin, la discontinuité de **Lehmann** entre noyau interne et noyau externe.

La couche plastique du manteau supérieur est appelée **asthénosphère**, alors qu'ensemble, les deux couches solides qui la surmontent, soit la couche solide de la partie supérieure du manteau supérieur et la croûte terrestre, forment la **lithosphère**.

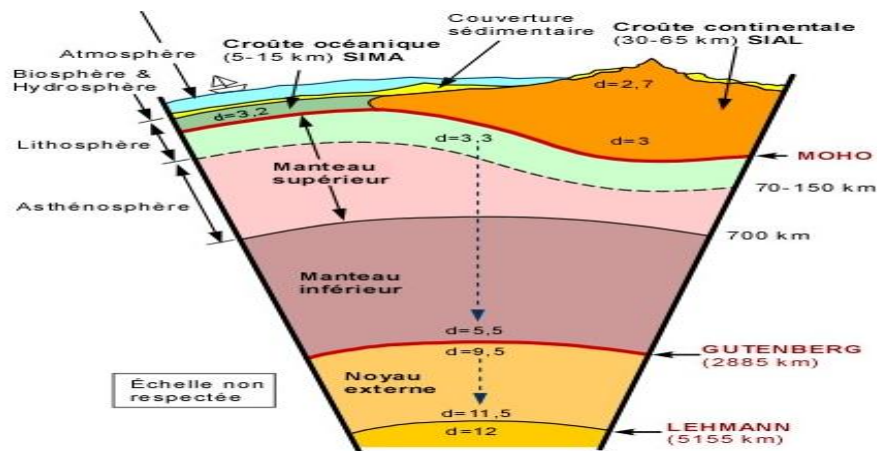
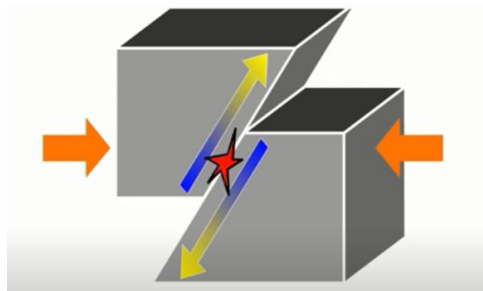


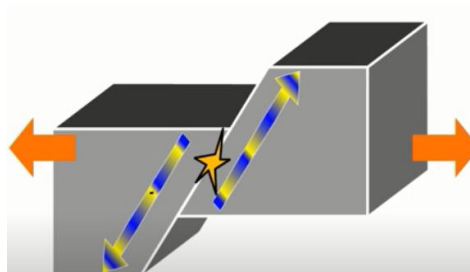
Figure 4. Les différentes discontinuités séparant la répartition en enveloppes successives de la terre.

Les roches de l'asthénosphère, par leur comportement ductile, ne peuvent pas être le siège de rupture brutale, et aucun séisme ne trouve sa source au niveau de l'asthénosphère.

La nature convergente ou divergente des mouvements à l'origine séismes est déterminée par l'étude des mécanismes au foyer. Ces études permettent de préciser le type de failles à l'origine du séisme, ainsi que son orientation et sa direction. Il existe trois types de failles et trois sortes de mécanisme au foyer. On distingue les failles normales, correspondant à des mouvements de distension ou de divergence de la lithosphère et qui induisent un étirement des terrains initiaux, les failles inverses qui résultent de mouvements de Convergence entraînant un raccourcissement des matériaux initiaux et enfin les failles en décrochement qui provoquent un déplacement des blocs dans le sens horizontal (Christian L et Jean-Luc S, 2002).



Faille normale



Faille inverse



Faille en décrochement

Figure 5. Failles et mécanismes au foyer

Les séismes peuvent être classés en deux catégories, selon leur origine naturelle ou artificielle. Les séismes tectoniques, associés aux déplacements des plaques

lithosphériques, sont les plus nombreux. Les séismes volcaniques, ou trémors, (un séisme engendré par la remontée du magma lors d'une éruption volcanique) qui accompagnent les éruptions volcaniques, sont utilisés dans la prévision des éruptions volcaniques. Enfin, les séismes artificiels sont généralement de petits séismes, à l'exception des séismes associés aux tirs nucléaires souterrains (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

La tectonique fait partie de la géologie, elle étudie la nature et les causes des déformations de la lithosphère terrestre à grande échelle. Une plaque est une partie lithosphérique qui constitue un volume rigide, peu épais par rapport à sa surface.

La tectonique des plaques est une théorie scientifique qui propose que des forces internes de la terre sont la cause des déformations, ce qui se traduit par un découpage de la lithosphère en quatorze plaques rigides, ces dernières bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère (figure 6).

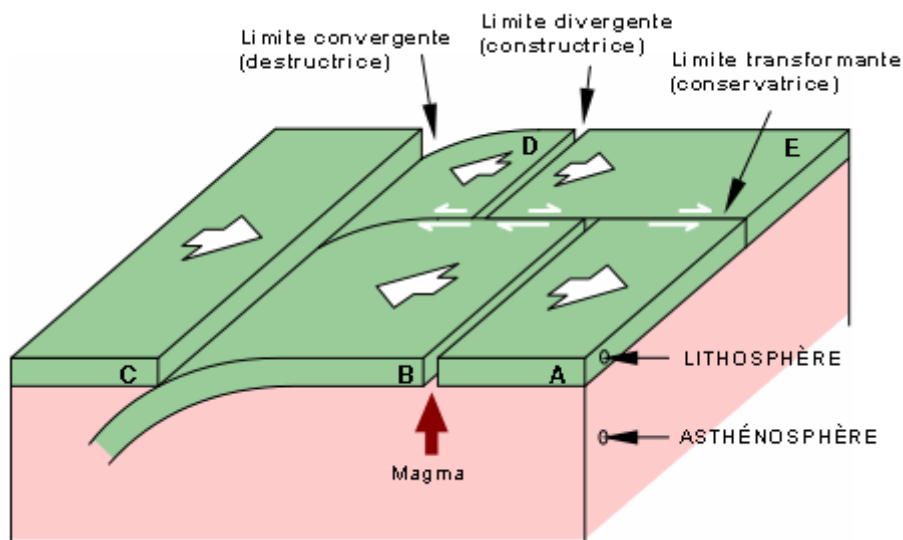


Figure 6. La théorie de la tectonique des plaques.

2. Enregistrement des séismes: les sismomètres et sismogrammes.

Les ondes transmises lors des séismes sont enregistrées par des détecteurs des mouvements du sol, des sismomètres (ou sismomètres ou sismographes), composés d'un capteur mécanique, d'un amplificateur et d'un enregistreur. A noter que Le sismomètre désigne un capteur de mouvement présent dans le sismographe et permettant de mesurer le mouvement des sols. Les premiers détecteurs étaient des pendules très lourds, ayant une forte inertie, attachés à un support solidaire du sol. L'arrivée des trains d'ondes sismiques se traduisait par un déplacement du support mais pas de la masse du pendule. Les mouvements du sol étaient enregistrés graphiquement.

Actuellement, on utilise des sismomètres électromagnétiques composés 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 enregistré sous forme numérique et/ou graphique (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

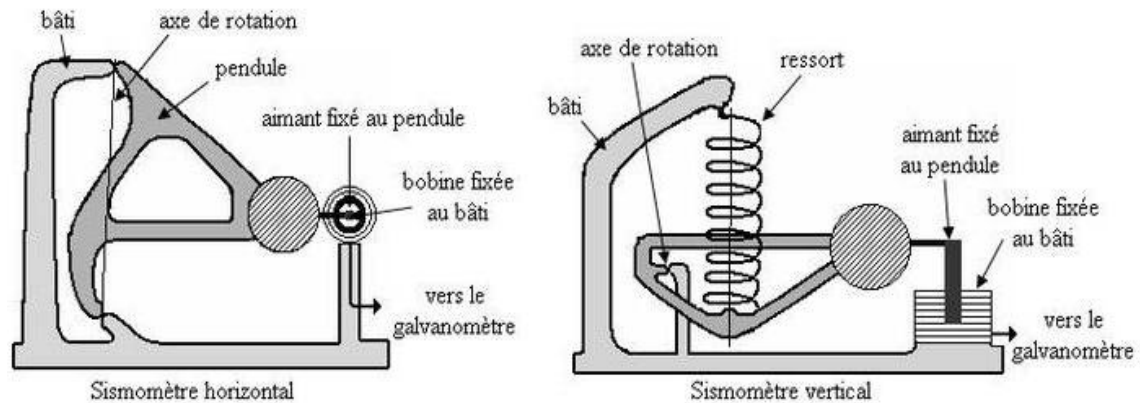


Figure 7. Sismomètre horizontal et sismomètre vertical.

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.

La période des ondes sismiques variant dans une large mesure (de 0,1 seconde à plus de 20 secondes), plusieurs types de sismomètres doivent être utilisés pour enregistrer correctement toutes les ondes sismiques: des sismomètres courte période- (période centrée sur une seconde) et des sismomètres longue période-LP- ou large bande « LB - (période de 20 à 30 secondes ou plus),. Les courbes sont enregistrées sous forme de sismogrammes (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

3. Les ondes sismiques

Les ondes sismiques 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 sa surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes.

3.1. Les ondes de volume

Les ondes de volume appartiennent à deux catégories:

3.1.1. 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

compression avant-arrière dans la direction de propagation de l'onde. Ce sont les ondes sismiques les plus rapides (6 kms près de la surface), responsables des tous premiers grondements sourds perçus au début d'un séisme. Elles sont particulièrement bien enregistrées sur la composante verticale des sismomètres

3.1.2. Les ondes S ou ondes secondaires

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. 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.

3.2. Les ondes de surface

Moins rapides que les ondes de volume, relèvent de deux types:

3.2.1. Les ondes de Love

Ce sont des ondes de cisaillement qui oscillent dans un plan horizontal. 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. Elles sont la cause principale des destructions et des dégâts provoqués aux édifices. Les ondes de Love ont un mouvement similaire aux ondes S.

3.2.2. Les ondes de Rayleigh

Enregistrées sur les trois composantes sismomètres, ce sont les moins rapides. Elles sont assimilables à des vagues, animées de mouvements elliptiques dans les sens horizontaux et verticaux. Leurs vibrations durent plusieurs minutes.

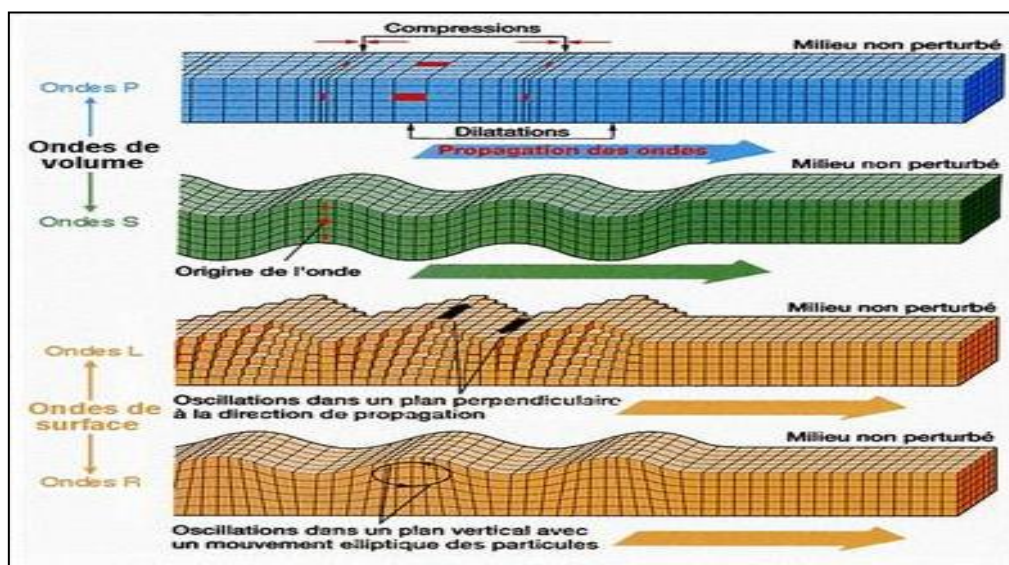


Figure 8. Les différents types d'ondes sismiques.

Un sismogramme correspond une représentation graphique du mouvement du sol suite à l'arrivée d'ondes sismiques propagées depuis le foyer du séisme (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

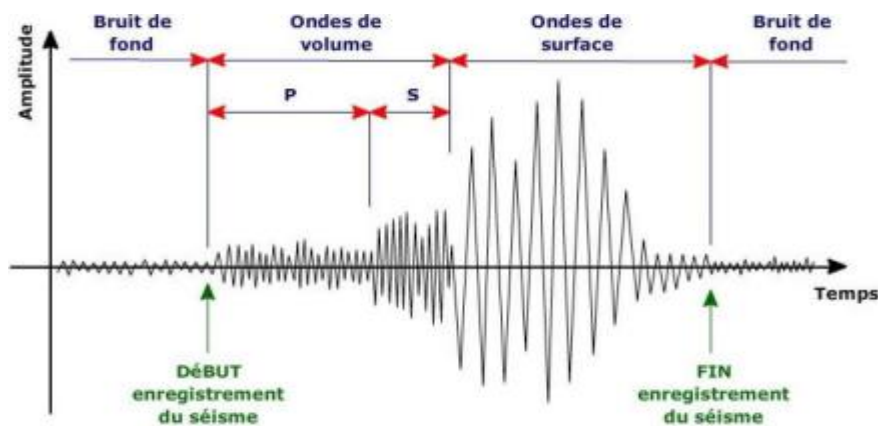


Figure 9. Un sismogramme (les Abscisses : Temps (secondes) et ordonnées: Amplitudes :(microns))

4. Localisation d'un séisme (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

Les vitesses de propagation des ondes P et S dans la croûte terrestre ont été établies et ont permis l'établissement de courbes étalonnées (hodochrones) qui représentent des temps d'arrivée de ces ondes à la station d'enregistrement en fonction de distance à l'épicentre (distance épicentrale).

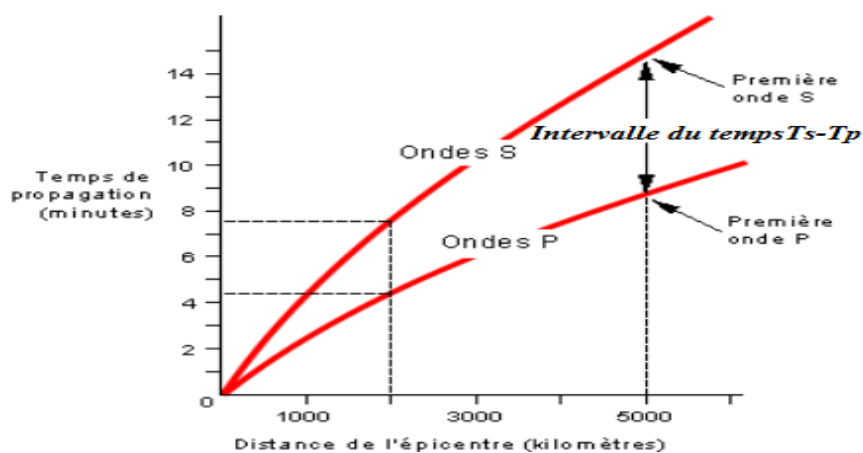


Figure 10. Hodochrone : les Courbes montrant le temps de propagation des ondes P et S.

La différence des temps d'arrivées des ondes P (t_p) et S (t_s) enregistrées sur un sismogramme en un lieu précis permet de donner une indication sur l'éloignement du séisme. En effet, cette différence est fonction de la distance séparant la station d'enregistrement de l'épicentre du séisme. Les courbes hodographiques permettent, connaissant ($t_s - t_p$), d'estimer la distance épicentrale du séisme. A partir des relevés de trois stations sismiques, il est possible alors de localiser le lieu de l'épicentre.

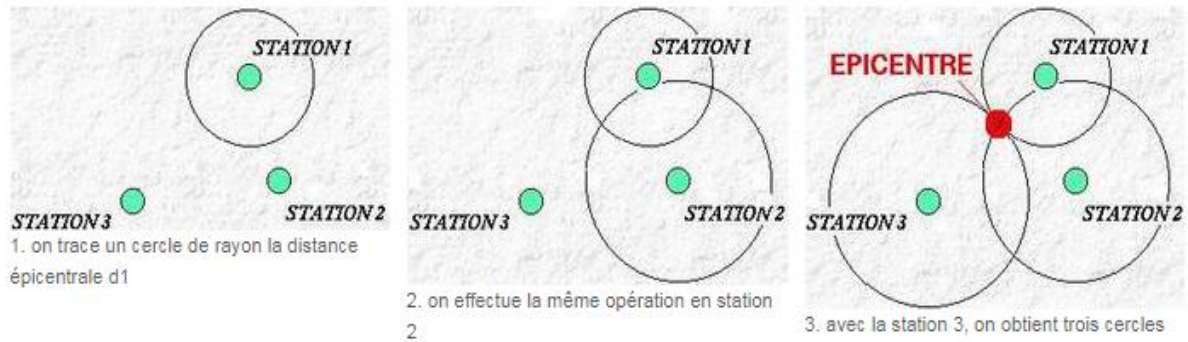


Figure 11. Localisation de l'épicentre (Musée de Sismologie et collections de Géophysique, 2012)

Supposons, par exemple, trois stations sismiques S1-S2-S3 ayant enregistré un séisme. Les différences de temps séparant les ondes P et S ($t_s - t_p$) sont successivement de 48 min (S1)- 10,4 min (S2) et 6,6 min (S3), ce qui correspond à des distances épicentrales de 3000-8 000 et 5 000 km selon la courbe hodographe. L'épicentre du séisme se situe au point d'intersection des trois cercles de rayon 3 000 km (S1)-8 000 km (S2) et 5 000 km (S3).

5. Mesure des séismes (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

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

5.1. Les échelles macrosismiques d'intensité.

Les échelles macrosismiques d'intensité sont établies à partir des constatations concernant les effets des séismes 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. Pour les séismes « historiques » (antérieurs au XX^e siècle, date ou ont commencé les observations instrumentales), la description de leurs effets est le seul élément dont nous disposons pour fixer l'ordre de grandeur du séisme.

De nombreuses échelles d'intensité ont été établies. L'échelle de Mercalli, développée en 1902, modifiée en 1956, a été remplacée par l'échelle MSK, du nom de trois sismologues (*Medreder, Sponheuer, Karnik*) en 1964. Depuis 1992, les pays européens ont adopté l'échelle EMS 92 (*European Macroseismic Scale*).

Toutes ces échelles comportent douze degrés d'intensité. Le degré « I » correspond aux secousses les plus faibles, le degré « XII » aux secousses les plus fortes. Dans ces évaluations, le nombre de morts n'est jamais pris en compte car s'il dépend de l'intensité du séisme, il est aussi fonction de la vulnérabilité de la zone (nature géologique des terrains, densité de population, heure du séisme, types de construction). Après un

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

Tableau 1. Echelle MSK

degré	Description
<i>I</i>	<i>Secousse non ressentie mais enregistrée par les instruments (valeur non utilisée).</i>
<i>II</i>	<i>Secousse partiellement ressentie notamment par des personnes au repos et aux étages.</i>
<i>III</i>	<i>Secousse faiblement ressentie balancement des objets suspendus.</i>
<i>IV</i>	<i>Secousse largement ressentie dans et hors les habitations tremblement des objets.</i>
<i>V</i>	<i>Secousse forte réveil des dormeurs, chutes d'objets, parfois légères fissures dans les plâtres.</i>
<i>VI</i>	<i>Dommages légers parfois fissures dans les murs, frayeur de nombreuses personnes.</i>
<i>VII</i>	<i>Dommages prononcés larges lézardes dans les murs de nombreuses habitations, chutes de cheminées.</i>
<i>VIII</i>	<i>Dégâts massifs les habitations les plus vulnérables sont détruites, presque toutes subissent des dégâts importants.</i>
<i>IX</i>	<i>Destructions de nombreuses constructions quelquefois de bonne qualité, chutes de monuments et de colonnes.</i>
<i>X</i>	<i>Destruction générale des constructions même les moins vulnérables (non parasismiques).</i>
<i>XI</i>	<i>Catastrophe toutes les constructions sont détruites (ponts, barrages, canalisations enterrées...).</i>
<i>XII</i>	<i>Changement de paysage énormes crevasses dans le sol, vallées barrées, rivières déplacées.</i>

5.2. L'échelle de Richter.

L'échelle de Richter, instaurée en 1935, 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 de la population. C'est une valeur intrinsèque que l'on peut 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:

$$M = \log(AT) + f(\Delta, h) + a$$

Où

A : maximum d'amplitude des ondes (en 10^{-6} m) enregistrée à 100 km d'épicentre.

T : période des ondes (en secondes)

f (Δ , **h**)= correction de la dimension de l'amplitude des ondes en fonction de la distance épacentrale (Δ) et de la profondeur (**h**) du foyer.

a : constante empirique (fonction du Sismographe utilisé et de la nature du sous-sol ou 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:

5.2.1. Magnitude locale M_t : utilisée pour des séismes locaux ; elle définit à partir de l'amplitude maximale des ondes P.

5.2.2. La magnitude de durée M_p : définie à partir de la durée du signal, elle est utilisée également pour des séismes proches.

5.2.3. La magnitude des ondes de surface M_s : prise 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

5.2.4. La magnitude des ondes de volume M_b : utilisée pour les télé-séismes (Séisme dont la distance épacentrale Δ est supérieure à 3000 km), à foyers profonds elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde P qui arrive au début du sismogramme

5.2.5. La magnitude d'énergie de Kanamoni M_w : utilisée pour les séismes de très forte magnitude, elle est calculée à partir d'un modèle physique prenant en compte le déplacement moyen sur la faille, la surface de la faille et la rigidité du milieu.

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 degré près. Pour les séismes très forts (magnitude supérieure à 7), le calcul des magnitudes M_s et M_w sont généralement les plus adaptées.

L'échelle de Richter est une échelle ouverte, croissante selon l'énergie libérée, qui en principe n'a pas de limites inférieures et supérieures. A partir d'une magnitude 5, les dégâts apparaissent et l'on considère qu'une magnitude 10 semble être une limite supérieure raisonnable. Le séisme de plus grande magnitude du xx siècle est celui du Chili en 1960, de magnitude (M_w) 9.53. La zone de rupture de faille a dépassé une longueur de 1 00 km.

La magnitude est une fonction logarithmique, c'est-à-dire que lorsque la magnitude change d'une unité, l'amplitude du mouvement varie d'un facteur dix. C'est ainsi qu'un séisme de magnitude 7 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 6 et cent fois plus important qu'un séisme de magnitude 5, 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 :

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

Où : E = énergie libérée en joules ; M = magnitude.

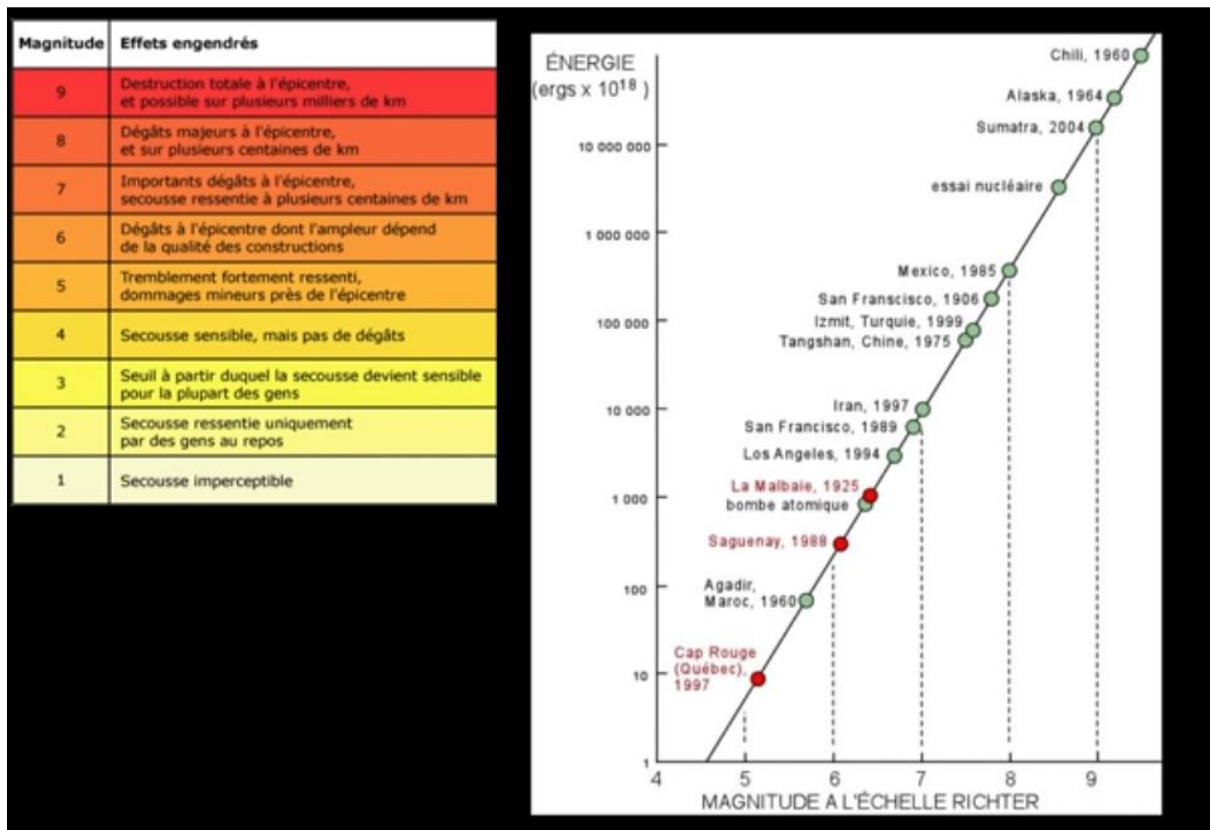


Figure 12. L'échelle de Richter

6. Sismicité du monde (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

6.1. Distribution globale des séismes

La sismicité est un des témoins de l'activité et de la dynamique de la Terre.

Selon la profondeur des foyers sismiques, on distingue

- ❖ les séismes superficiels dont les hypocentres se situent à moins de 60 km. Ils représentent 95% des séismes mondiaux.
- ❖ les séismes intermédiaires, aux foyers situés entre 60 et 300 km.
- ❖ les séismes profonds, dont les foyers sont profonds de 300 à 700 km.

La répartition des épicentres des séismes sur le globe n'est pas aléatoire et s'intègre dans le cadre de la tectonique des plaques. La majeure partie des séismes se situe aux frontières des plaques. On distingue :

6.1.1. Séismes des zones de divergence des plaques.

Ce sont des séismes associés aux dorsales océaniques (des chaînes de montagnes sous-marines de 1.000 à 2.000 km de largeur qui se sont formées le long des zones de divergence des plaques tectoniques). Ce sont des séismes superficiels, très nombreux et généralement de faible magnitude. Ces tremblements de terre, dont les épicentres se

situent entre 1 000 et 2000 m sous le niveau océanique, sont peu ressentis par l'homme et peu nuisibles.

6.1. 2. Séismes des zones de convergence de plaques.

Deux contextes sont possibles:

6.1.2.1. Affrontement de plaques avec zone de subduction. Ces zones où s'affrontent soit deux croûtes océaniques, soit une croûte océanique et une croûte continentale.

6.1.2.2. Collision de plaques continentales, après disparition partielle ou totale des aires océaniques et qui se traduit par une orogénèse intense (Processus de formation des reliefs de l'écorce terrestre).

6.1.3. Zones de coulissage de plaques : Ce sont des zones de cisaillement où les plaques coulissent latéralement l'une par rapport à l'autre selon une faille transformante. Les séismes y sont superficiels et peuvent être de forte magnitude.

En résumé, la tectonique des plaques a quatre mouvements principaux à savoir l'expansion, la subduction, la collision et les failles transformantes.

6.1.4. Séismes intraplaques : En dehors de la sismicité associée aux frontières de plaques, existe une sismicité plus diffuse située dans le domaine intraplaque.

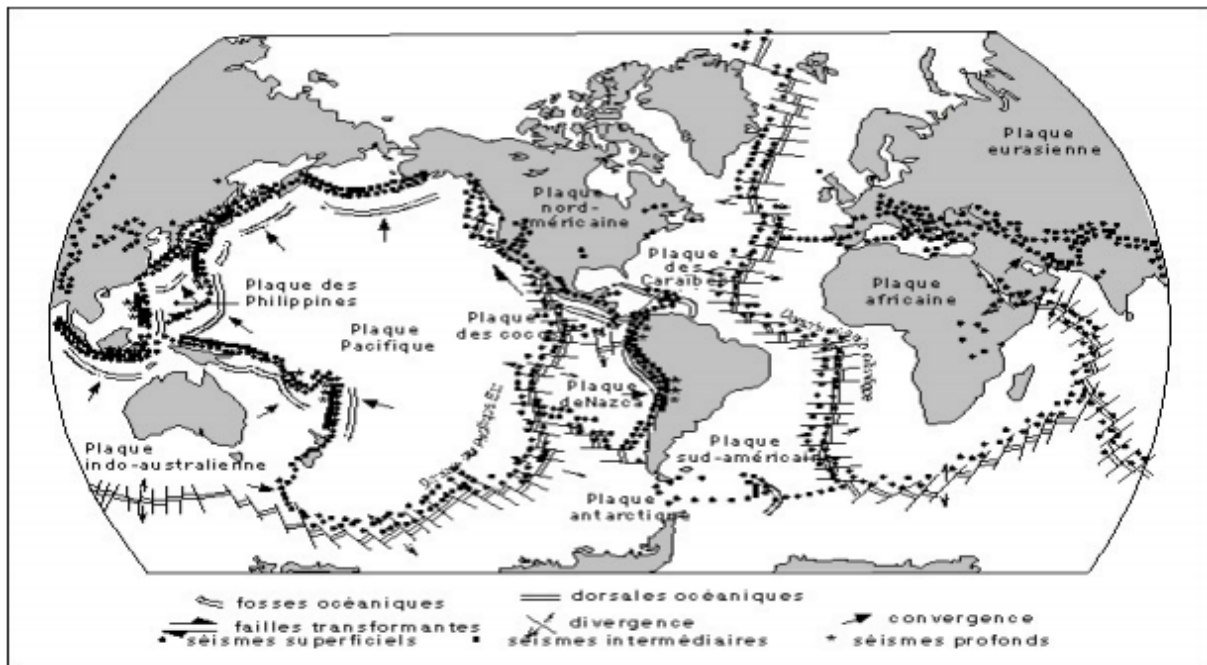


Figure 13. Sismicité de la terre (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

6.2. Bilan des séismes à l'échelle mondiale

On dénombre 5 000 à 1 000. 000 de secousses sismiques par an dans le monde. Seuls les séismes de magnitude supérieure à 3,5 (soit une centaine de milles) sont ressentis

par l'homme et ceux de magnitude supérieure à 5 (soit 1 500 environ) sont susceptibles de causer des dommages sensibles. A partir de la magnitude de 7, les dégâts deviennent catastrophiques.

Tableau 2. Nombre moyen annuelle de séismes dans le monde en fonction de leur magnitude

Magnitude	8	7	6	5	4	3
Nombre de séisme (moyenne annuelle)	1 à 2	20	100	1500	7500	Plus de 100 000

7. Le danger sismique (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

Les séismes ne se produisent jamais seuls. Il arrive parfois qu'il ait des séismes précurseurs de faible magnitude qui précèdent un séisme principale.

Les répliques qui font suite généralement à un séisme majeur sont, quant à elles, plus nombreuses et parfois violentes. Lors d'un tremblement de terre, les vibrations ou ondes émises peuvent causer des dégâts plus ou moins importants aux abords de l'épicentre. L'étendue de ceux-ci dépend de plusieurs paramètres :

- ❖ **De la magnitude du séisme :** à partir d'une magnitude supérieure à 5,5 les dégâts matériels peuvent être conséquents et des accidents mortels sont à déplorer.

- ❖ **De la profondeur du foyer :** les séismes, dont les hypocentres superficiels, sont plus dévastateurs que les séismes intermédiaires et profonds.

- ❖ **Du type de sol :** les dommages sont plus importants dans les zones à sol meuble qu'à sol solide.

- ❖ **De l'urbanisme** (région très peuplée, telle une mégapole, ou région peu peuplée) et de la qualité de l'habitat (types de constructions des bâtiments : maisons en pisé, en briques ou en pierres, constructions armées et constructions parasismiques).

- ❖ **De l'heure du séisme:** un séisme nocturne présente plus de risques pour la population qui, surprise dans son sommeil, ne peut s'échapper et évacuer à temps son lieu d'habitation.

Les séismes présentent non seulement des dangers pour l'homme atteint dans sa chair et ses biens, mais peuvent également avoir des effets nuisibles sur les plans géologiques, géomorphologiques et écologiques.

8. Effets des séismes (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

Les conséquences des séismes se traduisent par des effets primaires (fissurations du sol, mouvements de terrain, effondrements de bâtiments) et par des effets secondaires (glissements de terrain, coulées de boues, incendies, tsunamis).

Fissurations du sous-sol et jeux de failles : lors d'un séisme, il est possible d'observer l'ouverture et le rejou de failles.

Mouvements de soulèvements et d'affaissements du sol : ces mouvements de terrain résultent de la propagation des ondes sismiques, en particulier des destructions des bâtiments.

Eboulements et glissements de terrains : les tremblements de terre provoquent parfois des éboulements et glissements de terrain qui peuvent être catastrophiques.

Phénomène de liquéfaction et de tassement : dans les formations meubles gorgées d'eau les secousses sismiques ont pour effet d'accroître la pression interstitielle par transfert de charge des interfaces granulaires vers l'eau capillaire, provoquant une diminution brutale des capacités de portance.

Certaines couches sableuses du sol peuvent se tasser et être sujettes à des phénomènes de liquéfaction. Dans ce cas, sous l'effet de l'affaissement des couches sous-jacentes au lieu de s'effondrer, les bâtiments s'inclinent.

Incendies : les mouvements de terrain induits lors des séismes peuvent causer la destruction des canalisations de gaz et provoquer également des ruptures dans les réseaux électriques à l'origine de court-circuits, qui peuvent occasionner des incendies.

Si les canalisations d'eau sont aussi rompues, on ne peut éteindre rapidement ces incendies qui se propagent et enflamment la ville.

Inondations : les séismes peuvent être l'origine indirecte d'inondations locales, dues à des phénomènes de subsidence, la rupture des digues ou barrages, à des tsunamis (raz-de-marée) qui constitue un risque secondaire consécutif à un séisme dont l'épicentre est sous-marin.

9. La surveillance des séismes. (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

La surveillance sismique est effectuée par des centres de sismologie équipés de réseaux de sismomètres qui traitent les données acquises lors d'un tremblement de terre. Sont ainsi recueillies par différents observatoires mondiaux les informations concernant le lieu, la date et la magnitude du séisme, Ces réseaux de surveillance sismique, qui travaillent en étroite collaboration, éditent des bulletins hebdomadaires et mensuels d'activité sismique. Parmi ces centres, citons au niveau international le National Earthquake Information Service (NEIS) du service géologique des Etats-Unis, International Seismological Center (ISC) de Newbury en Grande-Bretagne, le Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM) à Paris.

Actuellement, grâce à Ces réseaux, il est possible de déterminer les foyers de tous les séismes mondiaux de magnitude supérieure à 4. L'instrumentation numérique développée de nos jours permet de traiter très rapidement de très nombreux enregistrements sismiques.

10. La prévision sismique. (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

Le risque sismique et les dangers mortels conséquents qu'il peut générer montre tout l'intérêt de prévoir les séismes afin d'organiser en temps utile les évacuations des personnes concernées. Il convient de distinguer la prévision à court terme qui consiste, par un ensemble de méthodes, à prédire la date, le lieu et la magnitude d'un séisme et la prévision à long terme qui vise à identifier les zones potentiellement sismiques.

10.1. La prévision à court terme

La prévision sismique se heurte à 3 difficultés: (1) on ne connaît pas avec précision les facteurs déclenchant un séisme ; (2) les paramètres en jeu sont très nombreux; (3) les paramètres physiques des roches profondes sont délicats à déterminer. Actuellement aucune méthode ne permet de prévoir à court terme la survenue d'un séisme. Les recherches sur la prévision à court terme reposent sur la mesure de paramètres géophysiques et géochimiques qui peuvent être considérés comme éléments précurseurs d'un séisme.

10.2. La prévision à long terme

Les prévisions à long terme sont tout aussi indispensables que les prévisions à court terme pour réduire le risque sismique. Dans un premier temps, il est indispensable de prévoir les zones qui sont soumises aux aléas sismiques. A grande échelle, ces régions sont connues dans le cadre de la tectonique des plaques. A plus petite échelle, il est nécessaire d'estimer pour une région donnée le risque sismique à plus ou moins long terme. Deux approches méthodologiques sont possibles : la sismicité instrumentale et la sismicité historique.

La sismicité instrumentale : consiste à installer un réseau de sismomètres dans la région concernée. Elle permet d'enregistrer tous les séismes qui se produisent dans la zone, pendant une période de temps qui doit être d'autant plus longue que la sismicité est modérée. Plus la période d'observation sera longue, meilleure sera l'appréciation de l'intensité macrosismique maximale des séismes et de leur récurrence.

La sismicité historique : réside dans le recensement des séismes du passé (date, lieu, magnitude, intensité) et d'en établir un inventaire afin de, connaissant le passé, prédire l'avenir.

On peut également par d'autres techniques instrumentales géophysiques, évaluer les contraintes qui s'appliquent aux failles du fait des mouvements tectoniques. Grâce aux images satellites, il est possible de repérer les failles et de mesurer leur position à l'aide de système de positionnement par satellite GPS. Le système GPS permet également de mesurer les mouvements relatifs des bords des failles au centimètre près et de déterminer les contraintes subies par la roche. Il est permis d'en déduire le lieu et la magnitude d'un séisme futur sur cette faille, sans toutefois déterminer avec précision la date du séisme à venir.

Proposée au milieu des années 1980, l'interférométrie radar, fondée sur l'étude de la propagation dans le sol d'une onde électromagnétique radar peut être utilisée comme un instrument de mesure qui permet d'évaluer une de déformation et d'estimer des contraintes. Par cette technique, il est possible de détecter les mouvements de surface du sol.

La sismicité instrumentale, la sismicité historique, couplées à des études de terrain permettent de cartographier les grandes unités tectoniques d'une région, et de répertorier les épencentres et les intensités macrosismiques des séismes du passé. Des cartes sismotectoniques peuvent être établies et qui délimitent des zones sismiques potentielles aussi étroites que possible, en relation avec les zones des mouvements tectoniques actuels et plus anciens.

Une autre approche de la prévision sismique est relative à l'histoire de l'activité des failles. Les grands séismes destructeurs ne se reproduisent pas au même endroit le long de failles avant un délai de plusieurs dizaines d'années, délai qui représente le temps nécessaire à l'accumulation de tensions suffisantes. Le temps séparant deux séismes et leur magnitude sont grossièrement constants, si on suppose que la roche se comporte toujours de la même façon, ceci correspond à une périodicité d'activité propre à chaque faille.

Une zone de faille qui n'a pas connu de séisme depuis une très longue période par rapport à la périodicité normale d'activité définit une lacune sismique.

En revanche, si une région est habituellement soumise à des séismes de magnitude 5, selon une récurrence de l'ordre de 20 ans, et qu'il n'y a pas eu de secousses depuis 30

ans ou plus, le risque d'une reprise d'activité sismique est grand dans cette zone. Cette procédure, si elle permet de prévoir un risque sismique éventuel, ne permet pas d'estimer avec précision la date éventuelle de l'aléa pour permettre une évacuation des personnes.

11. la prévention sismique.

La prévision sismique à court terme n'étant pas possible, la réduction du risque sismique passe par une diminution de la vulnérabilité des zones concernées. La seule manière efficace de se protéger des séismes est donc la prévention. Celui-ci s'articule autour trois axes :

11.1. L'évaluation du risque sismique.

La sismicité instrumentale et la sismicité historique permettent d'établir la carte des intensités maximales des séismes observés au cours de plusieurs siècles et d'évaluer ainsi le risque sismique dans les différentes régions.

11.2. La protection parasismique.

D'une façon générale dans les zones à risque, même modérés, il faut éviter de construire.

Une fois le risque localisé et évalué, il importe d'effectuer des choix afin de rendre le risque acceptable. C'est le but de la construction parasismique dont l'objectif est de limiter l'effondrement des constructions, de réduire la destruction des installations vitales.

L'objectif de la construction parasismique est de permettre aux ouvrages de résister aux secousses sismiques sans endommagement majeur. Les règles parasismiques ne consistent pas à assurer individuellement chaque bâtiment.

Elles consistent à imposer une intensité minimale (ou accélération nominale ; accélération que le sol peut subir en cas de séismes) que les bâtiments soumis à ces règles doivent supporter « dans leur grande majorité » sans subir de dommages importants. Cette intensité nominale est estimée par les scientifiques sur des bases d'études de sismicité instrumentale et de sismicité historique. Puis on impose aux ouvrages des coefficients de sécurité, de telle sorte que, en cas de secousse d'accélération inférieure à l'intensité nominale déterminée, la protection présente une faible probabilité pour qu'apparaissent des dommages importants.

La construction parasismique a pour but, à l'aide des techniques de génie civil d'élaborer un ensemble de méthodes permettant aux bâtiments de résister aux

secousses des séismes. Ces méthodes passent par trois domaines préventifs : l'étude des sols, la construction de bâtiments neufs parasismiques et renforcement des bâtiments déjà construits.

Étude des sols. Lors d'un séisme, les vibrations du sol engendrées par les ondes sismiques provoquent des vibrations des bâtiments. Les grands et petits ouvrages ne se comportent pas de la même façon. Les petits bâtiments bougent «en bloc», alors que les plus grands se déforment et ont des vibrations plus complexes.

Des modélisations de ces phénomènes ont été effectuées en laboratoire, à l'aide des reconstitutions d'immeubles en modèles réduits. On fait subir aux maquettes, placées sur des vérins positionnés sur différents types de sols, des mouvements artificiels à leur base. On a pu constater que les grands immeubles étaient plus vulnérables s'ils étaient construits sur des couches plutôt meubles, alors que les petits immeubles étaient très endommagés lorsqu'ils étaient construits sur des sols durs et de faible épaisseur. Une autre précaution à prendre pour les constructions en domaine sismique est d'éviter les sols sableux, saturés en fluides, qui peuvent subir des phénomènes de liquéfaction. Les fortes secousses provoquées par les séismes créent des surpressions dans ces fluides, ce qui provoque des effondrements locaux de terrains.

Constructions parasismiques des bâtiments neufs. Il existe plusieurs techniques pour la construction de bâtiments parasismiques. Il faut en priorité construire de façon symétrique, car tout élément de dissymétrie (structure en L constructions avec colonnes, arcades) dans un bâtiment crée des zones de faiblesse. De même, les matériaux de construction doivent être de qualité, tels que le béton et les barres métalliques qui renforcent les dalles de béton. Pour les bâtiments de petite taille, on peut effectuer des « Chainages » horizontaux et verticaux. Pour cette opération, on relie entre eux les différents pans de murs pour constituer un ouvrage solidaire d'un seul bloc. On peut également, si le sol superficiel est meuble, ancrer le bâtiment en enfonçant des pieux jusque dans un sol plus résistant. On peut aussi construire les bâtiments de grande taille en évitant de les fixer directement au sol ; ils possèdent alors, lors des secousses, une certaine liberté de mouvement et ondulent sans se casser et tel le roseau de table plient mais ne se rompent pas. Le surcoût d'une construction parasismique est, pour un bâtiment neuf, de l'ordre de 5 à 10 % supérieur à une construction non parasismique.

Renforcement des bâtiments anciens. Le renforcement de bâtiments déjà construits est beaucoup plus onéreux et ne concerne que les petites constructions. Il consiste à chaîner les bâtiments en construisant des « joints » pour relier les murs entre eux et en renforçant toutes les zones de faiblesses par des structures dénommées longrines.

11.3. Préparation à un séisme. Plan de secours et information auprès de la population (Christian L et Jean-Luc S, 2002).

Face à un séisme, il est important de savoir réagir. Agir le plus vite, au plus tard dans les deux heures qui suivent un séisme est essentiel et permet de sauver un grand nombre de vies. C'est la raison pour laquelle il est nécessaire d'établir des Plans de secours susceptibles de mettre en œuvre rapidement tous les moyens d'interventions appropriés. C'est le rôle des plans d'actions, tels que le plan ORSEC. Les stratégies préventives à un séisme majeur s'articulent au cours du temps en 3 phases:

Avant un séisme : il faut éduquer la population aux risques sismiques en l'informant des dispositions de sécurité qui doivent être prises. De plus, il faut instituer des simulations de catastrophes et des exercices d'évacuation

De la même façon, il est nécessaire que les unités de secours soient préparées à agir vite en cas de nécessité. C'est la raison pour laquelle, il est nécessaire qu'avant tout se soient effectués des exercices de simulation des secours qui implique la population d'une part et les organismes de sécurité civile d'autre part.

Pendant un séisme : il convient d'informer la population en diffusant, par l'intermédiaire des médias, les consignes essentielles de sécurité à suivre en toutes circonstances.

Après le séisme : informer la population des risques éventuels de réplique sismiques et lui soumettre les recommandations de sécurité adéquate.

Conclusion

Le risque sismique demeure l'un des principaux risques naturels de la planète. Il résulte de la combinaison de l'aléa sismique, les et les populations et leurs biens qui y sont soumises ainsi que leur vulnérabilité face à cet aléa.

La prévision à court terme de l'aléa sismique étant peu faible pour le moment, les mesures préventives demeurent le moyen le plus efficace pour réduire la vulnérabilité de cet aléa. Il faut se donner les moyens d'accroître la prévention sismique pour mieux assumer la protection des citoyens.