

Le tremblement de terre du 17 août 1999 au NW de la Turquie & les probabilités de séismes importants en Belgique

INTRODUCTION.

Tout comme l'éruption volcanique, le tremblement de terre est un des rares processus géologique observable en temps réel. La caractéristique d'instantanéité à l'échelle géologique – *échelle de temps s'étalant sur des milliers ou des millions d'années* –, et par ailleurs observable à l'échelle de temps des humains, en fait un phénomène naturel spectaculaire mais souvent combien de fois plus dévastateur qu'une éruption volcanique en terme de dommages matériels et humains. Par définition, les tremblements de terre ou séismes sont des mouvements brusques de l'écorce terrestre auxquels on attribue les caractéristiques suivantes : la soudaineté, une courte durée, des effets destructeurs considérables. Le choc principal est souvent suivi par des séismes secondaires appelés répliques qui manifestent en fait le réajustement ou le rééquilibrage progressif de l'écorce terrestre dans la zone touchée.

Un des séismes les plus meurtriers de cette décennie s'est produit peu après minuit le 17 août dans la zone la plus industrielle de Turquie. La région affectée était centrée sur la ville industrielle et portuaire d'*Izmit*, située à proximité de la *Mer de Marmara* (**Figure 1**). Les premiers enregistrements provenant de divers observatoires sismologiques situés au pourtour de la *Méditerranée* pointèrent une magnitude de 6.5 sur l'échelle de *Richter* (voir ci-dessous) et un épïcêtre centré à quelques 70 km WNW d'*Izmit* et seulement à 30 km à l'est d'*Istanbul*. Ultérieurement, le dépouillement de l'ensemble des enregistrements disponibles a permis de préciser exactement la localisation de l'épïcêtre à environ 20 km au SW d'*Izmit* et à environ 90 km ESE de la grande métropole turque d'*Istanbul*. La magnitude a été également recalculée et déterminée à 7.4 sur l'échelle de *Richter*. Le foyer (source sismique ou hypocentre) se situait entre 15 et 17 km de profondeur.

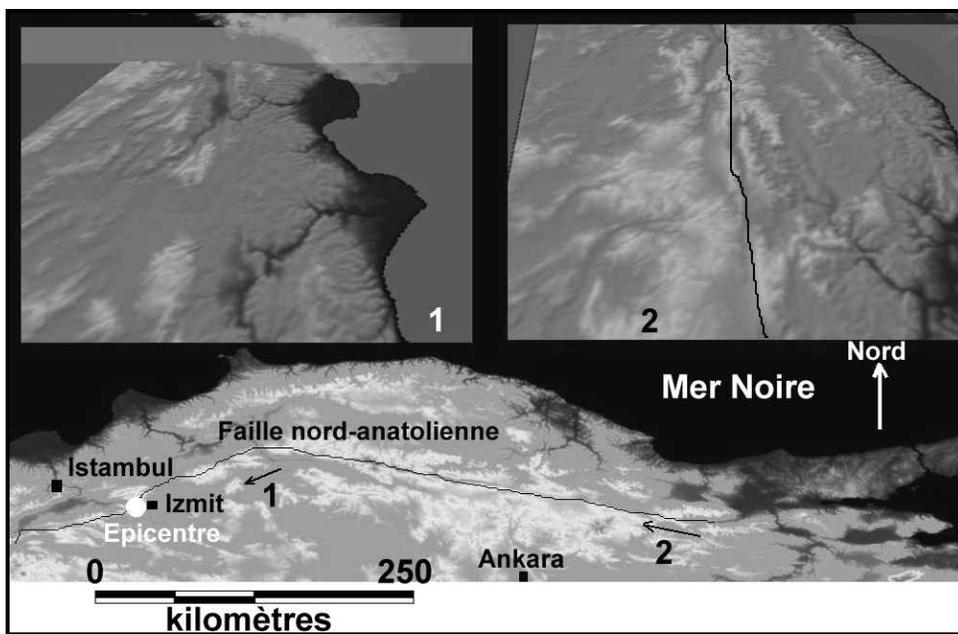


Figure 1 : cartes topographiques vue en plan et en perspective illustrant la localisation de la faille cisailante nord-anatolienne (trait noir), de l'épïcêtre du séisme du 17 août et des principaux centres touchés. Les flèches et chiffres associés se rapportent aux deux vues en perspective du dessus.

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE LA TURQUIE

La Turquie est une région particulièrement sensible d'un point de vue sismique étant donné qu'elle se trouve à la jonction de trois grandes plaques continentales (**Figure 2**). Ce sont les plaques africaine, eurasienne et arabique. Le contexte géodynamique se complique quelque peu lorsqu'on examine le mouvement le long des sutures limitant les différentes plaques.

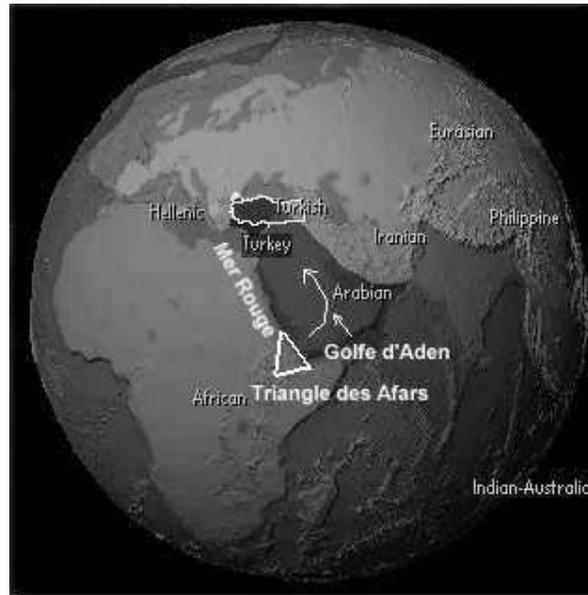


Figure 2 : vue spatiale du globe terrestre où sont représentés les différents blocs continentaux bordant la Turquie. On y observe les plaques majeures : eurasienne, africaine, et arabique. Des plaques plus petites, aussi appelées microplaques, s'intercalent entre ces trois grands blocs. Tel est le bloc hellénique (incluant les mers Ionienne & Tyrrhénienne). La Turquie constitue un autre bloc instable situé à la jonction des trois plaques majeures. Le Triangle des Afars illustré en traits blancs représente le point de jonction triple des plaques africaine, arabique et de l'Océan Indien. C'est dans cette région que s'initie en grande partie le mouvement de rotation (signalé par la flèche blanche) qui provoque le déplacement de la péninsule arabique vers le NE et, dans la région turque, vers le NW suite à la collision avec la plaque continentale iranienne et celle du sous-continent indien. Le processus de collision continentale est important car il n'est pas compensé par un mécanisme de subduction. Les blocs continentaux s'affrontent puissamment en faisant du corps à corps. La conséquence : c'est le déclenchement à intervalles plus ou moins réguliers de nombreux séismes dévastateurs (de l'Algérie à l'Iran en passant par l'Italie, La Grèce, la Turquie, l'Arménie, l'est des Balkans, le Caucase et l'Iraq).

Le bloc (plaque) africain glisse inexorablement vers le nord et entre en collision quasi frontalement avec la plaque eurasienne selon une rupture alignée *grosso-modo* N-S. Deux plaques continentales d'importance majeure s'affrontent donc. C'est un processus similaire à celui qui a donné naissance à la chaîne himalayenne par surrection progressive de la croûte continentale dans la zone du sous-continent indien. En Turquie, le résultat actuel de la collision semble être la surrection progressive du plateau anatolien et la formation contemporaine d'une chaîne de montagnes (orogénèse) de type alpin au sud de la Turquie.

D'autre part, la plaque arabique supportant la péninsule du même nom se déplace vers le NW et se heurte à la plaque eurasienne au niveau d'une suture représentée en Turquie par la faille nord-

anatolienne, longue d'environ 900 km. La plaque arabe effectue une rotation autour d'un point théorique qui serait situé à la frontière entre l'Iraq, l'Iran et la Turquie, région où les grands séismes sont nombreux et dévastateurs. Le mécanisme induisant cette rotation relativement rapide semble se situer dans l'axe océanique de la Mer Rouge qui se poursuit vers le «Triangle des Afars» (Djibouti). Cette région est le lieu d'un phénomène d'extension océanique («rifting») à partir d'une dorsale médiane à la Mer Rouge et se poursuivant jusqu'au golfe d'Aden pour rejoindre le système de l'Océan Indien. Le fameux «Triangle des Afars» (ou point triple), découvert par Haroun Tazieff et son équipe dans les années 1950, est actuellement le siège de la création d'un nouvel océan suite à des mouvements rapides d'extension («rift») et d'effondrement («graben») accompagnés d'un volcanisme basaltique intense à l'échelle géologique mais paraissant sporadique à l'échelle humaine. Cependant, le lac de lave permanent du volcan Erta'Ale, situé à la frontière de l'Ethiopie et de la République de Djibouti, est là pour nous rappeler que l'activité géodynamique est très importante, même en temps réel. Le mouvement général d'écartement entre le continent africain et la péninsule arabe résulte en fait d'une rotation de cette dernière plaque à partir d'un axe où le degré d'expansion est le plus faible, c'est-à-dire à la terminaison septentrionale de la Mer Rouge.

Les conséquences des mouvements des trois plaques se manifestent notamment en Turquie mais également dans des pays comme l'Iran et l'Iraq qui sont également frappés régulièrement par de violentes secousses. Tout ce dynamisme crustal, extrêmement rapide à l'échelle géologique, aboutit au déclenchement de séismes le long des frontières entre plaques. Ces dernières sont en réalité constituées de grands systèmes ou réseaux de failles autour desquels les blocs se déplacent souvent par à coups, et donc brutalement dans un court laps de temps.

La rotation de la plaque arabe et la collision avec la plaque eurasiennne a créé une zone de faiblesse (suture) très impressionnante lardant le nord de la Turquie. C'est la faille nord-anatolienne. C'est en fait un système complexe de failles principales et secondaires. Les deux blocs se déplacent essentiellement tangentiellement le long de ce réseau faillé. Il s'agit d'une faille transformante ou cisailante du type de celle de *San Andreas* en Californie. Le déplacement est qualifié de dextre parce que, en regardant la zone du dessus, chaque panneau ou bloc se déplace relativement vers la droite. En réalité, le bloc arabo-africain situé au sud de la faille nord-anatolienne coulisse (déplacement tangentiel) vers l'ouest par rapport au bloc eurasiennne. Ce phénomène est également à l'origine des séismes survenant en Grèce, Mer Ionienne, Sicile et, indirectement, semble influencer la sismicité de régions plus septentrionales comme *l'Arc Alpin (Italie du Nord ; Suisse, Slovénie ; Croatie)* ou la région *Provence - Côte d'Azur en France*. Pour se représenter simplement ce mécanisme complexe, on peut imaginer des pièces d'un puzzle imparfaitement encastrables mais que l'on essaierait tant bien que mal d'assembler en les faisant pivoter pour forcer l'installation par superposition (*des chevauchements en géologie*).

La profondeur du séisme du NW de la Turquie est faible comparé à ceux se déclenchant dans des zones de subduction, qu'elles soient continentales (Andes, Inde) ou insulaires (Japon, Indonésie, Philippines, Vanuatu, ...). Par exemple, les séismes localisés près de la suture marquant la collision entre la plaque africaine et la plaque eurasiennne, au sud de la Turquie, sont en général bien plus profonds que ceux liés à des zones de cisaillement, comme celle de la faille nord-anatolienne ; ce qui est logique si on se réfère au modèle accepté de la tectonique des plaques.

LE PRINCIPE DU SÉISMOGRAPHE

Dans son principe, le séismographe est un pendule à grand moment d'inertie, muni d'un stylet frottant légèrement sur un dispositif enregistreur. Lorsqu'une secousse se produit, le support et le cylindre enregistreur fixés au sol suivent le mouvement pendant que le pendule, suite à son inertie, demeure immobile. Le premier ébranlement est donc toujours nettement enregistré. Par la suite, le pendule se mettant également à osciller en concordance avec le mouvement du sol, il faut effectuer un

traitement mathématique pour éliminer le mouvement propre du pendule afin d'exploiter la courbe enregistrée.

Pour connaître entièrement les paramètres d'une secousse, en direction et en intensité, il est nécessaire d'enregistrer simultanément ses composantes suivant trois axes perpendiculaires. Pour ce faire, on utilise deux pendules ou deux mécanismes d'inertie horizontaux orientés suivant les directions NS et EW et un mécanisme d'inertie vertical pour mesurer la composante verticale. Aujourd'hui, l'ensemble est évidemment couplé, entièrement électronique, et relié à des ordinateurs puissants capables de calculer les divers paramètres en temps réel.

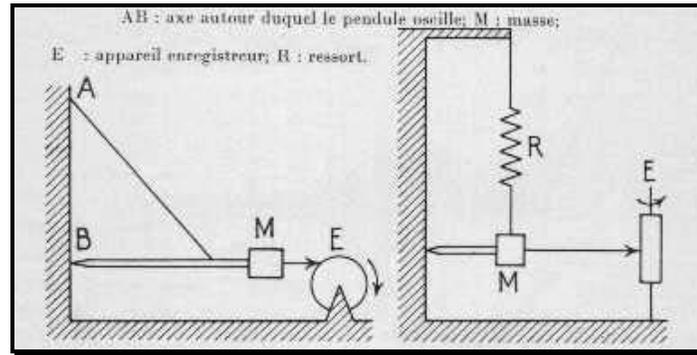


Figure 3 : schéma d'un séismographe horizontal (à gauche) et d'un séismographe vertical (à droite).

ONDES SISMIQUES

Tout un chacun sait qu'un tremblement de terre génère à sa source (hypocentre) des ondes sismiques qui sont de trois types.

Les ondes P ou ondes primaires ou préliminaires, de faible amplitude et de courte longueur d'onde ou haute fréquence (mesurée en Hertz ou cycle par seconde). Ce sont des ondes longitudinales ou ondes de compression. On pourrait comparer leur mouvement à celui d'un va et vient du soufflet d'un accordéon. Ces ondes rapides traversent l'ensemble des couches du globe terrestre, aussi bien les zones solides que liquides ou semi-liquides. Ces ondes sont particulièrement visibles sur les enregistrements sismiques (séismogrammes) de la composante verticale du tremblement de terre.

Les ondes S ou ondes secondaires ont une grande amplitude sur les composantes horizontales (généralement N-S & E-W). Ce sont des ondes transversales encore dénommées ondes de cisaillement. Elles ne circulent pas dans les milieux liquides et sont donc réfléchies à l'interface noyau liquide – manteau.

Les ondes L (ondes de Rayleigh) de surface sont des ondes à longue période ou basse fréquence et forment la phase principale du séisme. Ce sont elles qui provoquent les principaux dégâts en surface par accélération horizontale. Ce sont des ondes elliptiques formées par une composante longitudinale et transversale. Elles se propagent uniquement à la surface de l'écorce terrestre.

Les figures suivantes illustrent divers exemples de séismogrammes.

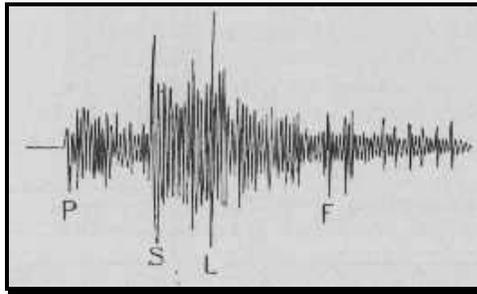


Figure 4a : séismogramme avec repérage des différents trains d'ondes (P, S, L)

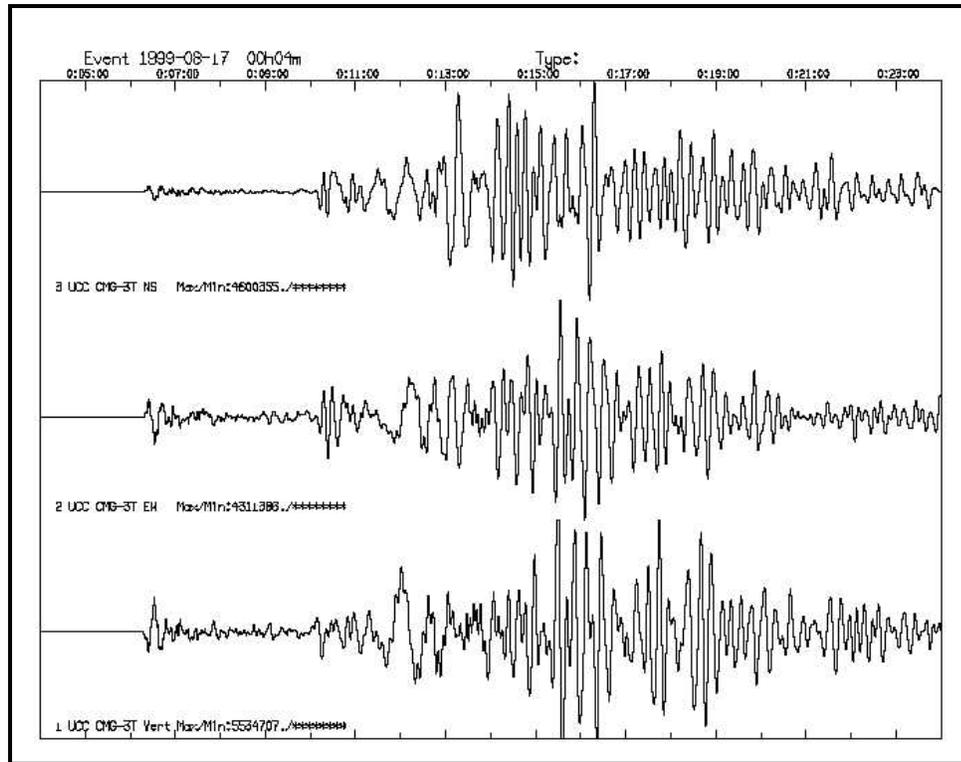


Figure 4b : séismogrammes du tremblement de terre du NW de la Turquie tel qu'enregistré à l'Observatoire Royal de Belgique à Bruxelles. Les trois composantes sont représentées : N-S, E-W, et verticale. On remarquera que la distinction entre les différentes ondes sismiques n'est pas toujours aussi claire que dans l'exemple précédent.

La durée d'enregistrement est de 18 secondes sur ce séismogramme. Les données m'ont été gracieusement fournies par H. Martin du département de sismologie de l'Observatoire Royal de Belgique.

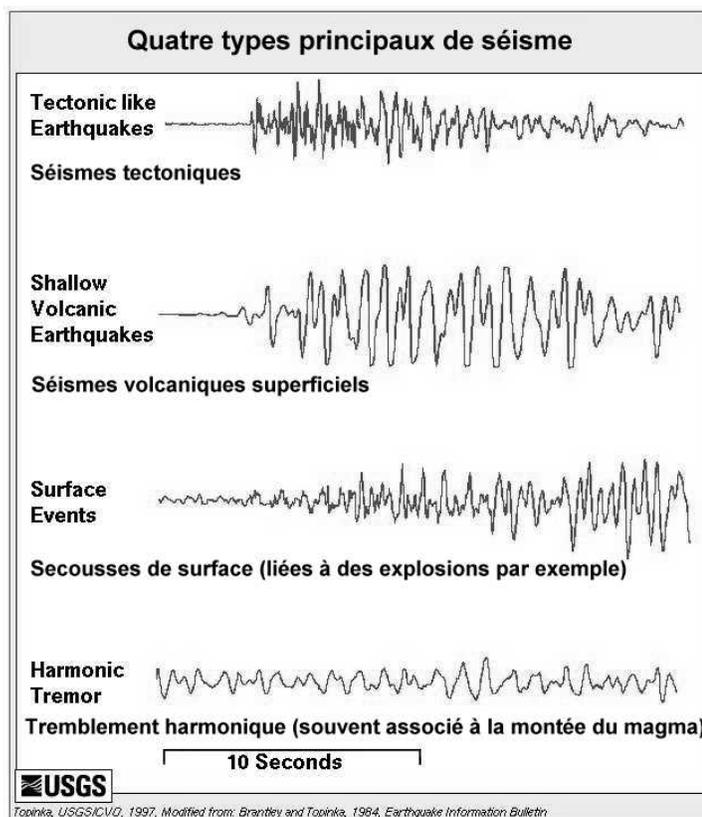


Figure 4c : illustration montrant les quatre types principaux d'ondes sismiques. a) Ondes associées à des secousses d'origine tectonique (le long de failles tectoniques) ; b) Ondes liées à des événements volcaniques superficiels souvent générées avant une éruption importante (Pinatubo) ; c) Ondes accompagnant des phénomènes de surface tels qu'explosions volcaniques stromboliennes ou fontaines de lave ; d) Ondes dites de tremblement harmonique couplée à la montée progressive du magma dans un conduit volcanique (souvent enregistrés sur les volcans du type hawaïien : Kilauea, Mauna Loa, Piton de la Fournaise, Karthala, ...).

EXPLOITATION DES SÉISMOGRAMMES

1. VITESSE DES ONDES SÉISMIQUES.

Le dépouillement des séismogrammes enregistrés lors de séismes d'épicentre connu permet de calculer le temps mis par les différents trains d'onde pour atteindre les stations sismiques. En reportant les distances des stations à l'épicentre en abscisses (X) et les temps d'arrivée en ordonnées (Y), on peut construire les courbes des temps appelées aussi hodochrones. Les courbes correspondant aux ondes P et S sont concaves vers l'axe des distances, ce qui signifie que les vitesses de ces ondes augmentent au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'épicentre. Ces ondes ont donc voyagé à travers des milieux dont le degré de rigidité va croissant. On vérifie également que le quotient $V_P/V_S = 1.73$, ce qui correspond à la différence entre ondes longitudinales et ondes transversales. Le tracé des ondes L (ondes de surface) est une droite. Leur vitesse est donc constante ce qui reflète la constante, en moyenne, de l'élasticité de l'écorce terrestre.

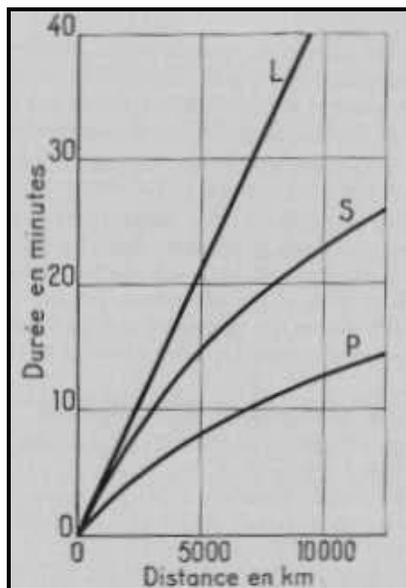


Figure 5 : hodographe ou graphique montrant la relation pour les trois types d'ondes sismiques entre la distance parcourue depuis l'épicentre et le temps écoulé depuis le déclenchement de la secousse (vitesse). Voir explication dans le texte ci-dessous.

2. DETERMINATION DE L'EPICENTRE.

Plusieurs méthodes permettent de déterminer les paramètres géographiques de l'épicentre.

1. En mesurant sur un séismogramme, enregistré à une station donnée, l'intervalle de temps séparant l'arrivée des ondes P de celle des ondes S et en se rapportant à l'abaque de la **figure 5**, on estime la distance approximative de cette station à l'épicentre du séisme considéré. Par recoupement avec les distances calculées de la même manière à d'autres stations, on détermine une aire géographique à l'intérieur de laquelle se trouve l'épicentre.
2. Lorsqu'un tremblement de terre s'est produit sur un lieu proche (< 200 km) d'un réseau de stations $S_1, S_2, S_3, S_4, \dots$, il suffit de repérer le moment d'arrivée, dans ces stations, des seules ondes P, ce qui est facile parce que ce moment correspond au début du séismogramme. Dans ces conditions de proximité, on peut considérer que la vitesse moyenne V des ondes P est constante (environ 5.7 km/s). Si t_1 et t_2 sont les temps mis par les ondes P pour atteindre S_1 et S_2 , l'épicentre est situé sur le lieu géométrique des points dont la différence des distances à S_1 et S_2 est constante, soit $V(t_2 - t_1)$. Ce lieu est une hyperbole. De même, par rapport à S_3 et S_4 , l'épicentre est sur l'hyperbole, lieu des points dont la différence des distances à S_3 et S_4 est $V(t_4 - t_3)$. L'épicentre est donc situé au point d'intersection des diverses hyperboles ainsi construites.

PROFONDEUR DU FOYER OU DE L'HYPOCENTRE DES SEISMES PROFONDS

En cas de séisme profond (> 100 km), les observations des séismogrammes montrent que :

1. L'intervalle de temps entre l'arrivée des ondes P et celle des ondes S est anormalement grand au voisinage de l'épicentre.
2. Les ondes P parviennent au même instant aux stations réparties sur une grande surface.
3. Les ondes L, ondes superficielles, manquent.

L'étude macroséismique a d'ailleurs confirmé ces observations. Les secousses profondes sont ressenties sur de grandes surface. Elles causent en général peu de dommages car les ondes arrivant à la

surface du sol sont déjà amorties. De plus, l'intensité varie peu à partir de la région épacentrale, elle-même mal définie.

L'ÉNERGIE DES SÉISMES

L'intensité d'un tremblement de terre est actuellement représentée par un nombre, la magnitude M (ou M_a), qui est le logarithme en base 10 (\log) de l'amplitude de la secousse maximale, exprimée en *angstroems* (Å) et relevée à une distance de 100 km de l'épicentre. Les tremblements de terre parmi les plus puissants ont des magnitudes allant de 7 à 8.9 sur l'échelle de *Richter*. Jusqu'à présent, la secousse la plus violente jamais enregistrée depuis la mise au point des instruments de mesure sismique fût celle du *Chili* en 1960 qui atteignit une magnitude de 8.9. En *Europe*, l'un des plus grands tremblements de terre fût certainement celui de *Lisbonne* en 1755 dont la magnitude a été estimée entre 8.7 et 8.9.

Anciennement, l'intensité des séismes était évaluée sur l'échelle de *Mercalli* qui compte 12 degrés. Cette échelle a l'avantage d'estimer la puissance d'une secousse à partir des dégâts engendrés en surface. Elle est donc plus palpable pour tout un chacun. Le degré 1 correspond à une secousse seulement détectée par les instruments alors que le degré 12 correspond à une destruction quasi totale des infrastructures humaines. Les dégâts matériels apparaissent souvent à partir du degré 8.

L'énergie E d'un séisme, exprimée en ergs, est liée à la magnitude par la relation : $\log E = 12 + 1.8 M$. L'énergie des séismes les plus violents est de 10^{25} ergs, celle des plus faibles de 10^8 ergs. Certains auteurs considèrent qu'en moyenne l'énergie sismique totale libérée sur terre est en moyenne de 10^{27} ergs par an.

INTÉRÊT SCIENTIFIQUE ET PRATIQUE DES ETUDES SEISMOLOGIQUES

L'étude de la propagation des ondes sismiques naturelles a permis de révéler la constitution interne du globe terrestre.

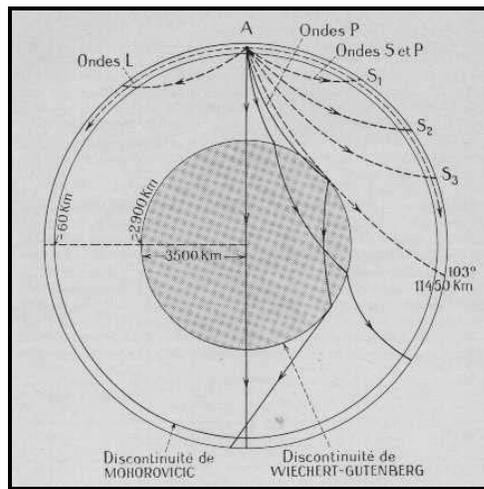


Figure 6 : coupe transversale du globe terrestre avec représentation du trajet des différentes ondes sismiques (P , S) dont l'étude a permis de découvrir les deux discontinuités principales au sein de notre planète.

1. La terre est formée d'un noyau de 3500 km de rayon, entouré de deux enveloppes concentriques : le manteau et l'écorce terrestre. Ces trois zones sont séparées par la discontinuité de *Mohorovicic*, entre l'écorce et le manteau, et la discontinuité de *Wiechert-Gutenberg*, entre le manteau et le noyau.

2. Les différences de vitesse de propagation des ondes superficielles confirment l'hypothèse suivant laquelle l'écorce terrestre serait formée de deux couches superposées :
- une couche granitique superficielle (propagation plus lente des ondes), épaisse en moyenne de 10 km mais plus épaisse sous les montagnes (la racine peut s'enfoncer jusqu'à 70 km). Cette couche est également appelée SIAL (silice-aluminium).
 - une couche profonde (propagation plus rapide) de roches basiques (gabbros ou basaltes). La partie supérieure du manteau, formée de roches ultrabasiques plastiques, forme avec la couche basique le SIMA (silice-magnésium). Par ailleurs, la vitesse des ondes de surface L est plus rapide sous les océans que sous les continents.

DE GRANDS TREMBLEMENTS DE TERRE SONT-ILS POSSIBLES EN BELGIQUE ?

Oui et non ? Des séismes de très grande ampleur ($M > 7$), comme ceux survenus à Lisbonne en 1755 ou à Messine en 1908 et aujourd'hui en Turquie, sont bien improbables.

Des séismes faibles ($M < 3$) et moyens ($4 < M < 6$) sont assez respectivement fréquents et vraisemblables à l'échelle des temps historiques. Des secousses intermédiaires se sont en effet déjà produites au cours de l'époque historique. Le dernier en date est celui de Liège survenu le 8 novembre 1983.

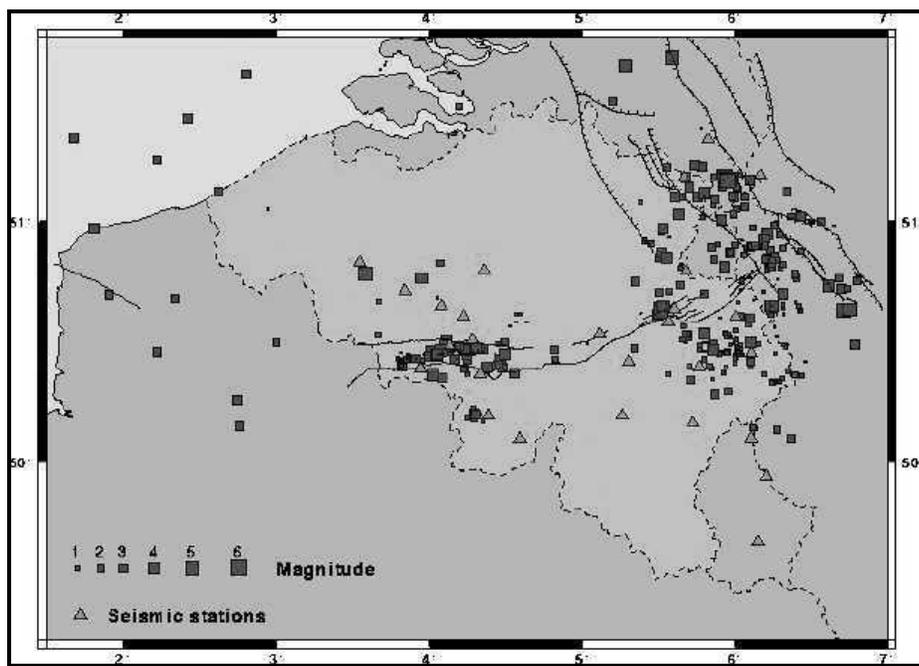


Figure 7 : carte de répartition des tremblements de terre dans notre région. Globalement, on peut individualiser assez nettement deux essaims sismiques principaux. Le premier est situé à l'est de la carte et comprend la région des Hautes-Fagnes (en Belgique et en Allemagne), la région liégeoise et une grande partie de la région limbourgeoise (aux Pays-Bas et en Belgique). Le second groupement de séismes se trouve dans la région de Mons-Borinage de part et d'autre de la Sambre. Le géologue trouvera facilement la correspondance entre sismicité et structure géologique. La sismicité de la zone est associée aux structures du graben rhénan dans sa partie médiane et septentrionale. La sismicité de la région de Liège s'explique par sa localisation sur une portion active de la faille eifélienne . Cette activité est la conséquence indirecte des mouvements incessants du graben du Rhin tout proche. La sismicité du bassin Mons-Borinage pourrait s'expliquer par un rééquilibrage suite aux mouvements du bloc oriental dans une région où les roches sous-jacentes sont plus facilement susceptibles de se rompre (notamment les évaporites du bassin de Mons). Par ailleurs, les

travaux miniers liés à l'exploitation du charbon accentuent également souvent l'amplitude des séismes le long de structures d'effondrement pré-existantes (également dans la région de Liège-Seraing). Cette carte se trouve sur le site Web du département de sismologie de l'Observatoire Royal de Belgique.

Caractéristiques des deux tremblements de terre les plus puissants ressentis en Belgique depuis 1980.

Liège - Temps d'origine : 1983 11 08 : 00h49m 34.5 (+/-0.41s) UT
latitude N : 50° 37.7' (+/- 0.9km) - longitude E : 5° 30.9'
profondeur : 5.8 km (+/- 1.2km) - ML = 5.0

Récemment, l'équipe du Docteur *Thierry Camelbeek*, du département de sismologie de l'*Observatoire Royal de Belgique*, a étudié les paléomouvements du sol le long d'une faille active située au NE de la Belgique (**Figure 8**). Cette étude très minutieuse et détaillée s'est attachée à réaliser diverses mesures sur une dizaine de kilomètres le long de la faille bien visible dans le paysage sous la forme d'un talus de quelques mètres de dénivelé. Les travaux ont débuté suite au séisme de *Roermond* dont les caractéristiques sont reprises ci-dessous.

Roermond - Temps d'origine : 1992 04 13 : 01h20m 02.5s (+/- 0.3s) UT
latitude N : 51°10.9' (+/- 1.0km) - longitude E : 5°57.3' profondeur : 15.7km (+/- 1.0km)ML = 5.8 (+- 0.2) MB = 5.5 and MS = 5.2 (du USGS)

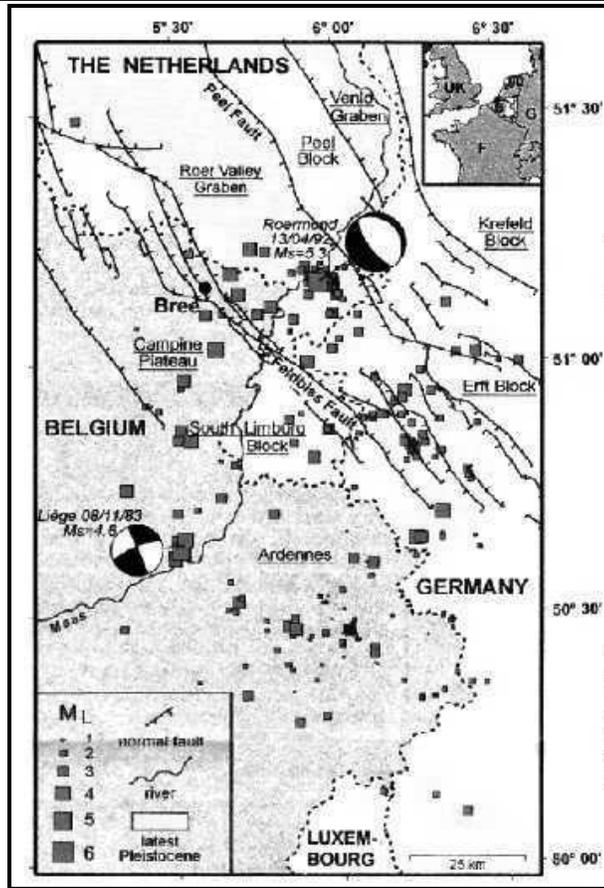


Figure 8 : Failles quaternaires majeures le long du fossé du Bas-Rhin. Le graben de la Roer est limité au NE par la faille de Peel, qui a produit le séisme de Roermond en 1992 ($M_s = 5.3$), and au

SW par la faille de Feldbiss, le long de laquelle des recherches paléoséismologiques ont été conduites près de la ville de Bree. Deux mécanismes au foyer correspondent aux événements sismiques les plus importants qui se sont déroulés dans la région durant les 20 dernières années [Camelbeeck, 1993]. Notez que la sismicité alignée NW-SE au système de failles normales est liée au tremblement de terre de Roermond. (cette figure est tirée de l'article scientifique : « Large Earthquakes in Northern Europe More Likely Than Once Thought » par T. Camelbeeck and M. Meghraoui ; Eos Vol. 77, No. 42, October 15, 1996, pp. 405, 409. . © 1996 American Geophysical Union) – Voir aussi l'adresse URL <http://www.oma.be/KSB-ORB/SEISMO/>

QUELQUES RÉFÉRENCES : SITES WEB

<http://www.seismicnet.com/>

<http://quake.usgs.gov/>

<http://www.oma.be/KSB-ORB/SEISMO/>

<http://www.gserg.nmh.ac.uk/>

<http://quake.usgs.gov/study/deformation/anatolia-revGJI/>