

L'Europe occidentale n'est pas à l'abri d'un grand tremblement de terre.

Thierry Camelbeeck, Kris Vanneste et Pierre Alexandre
Observatoire Royal de Belgique

Contrairement à ce qui était généralement admis, il est maintenant établi que l'occurrence d'un grand tremblement de terre de magnitude supérieure à 6.0, dont la rupture peut atteindre la surface du sol, ne doit pas être considérée comme invraisemblable dans nos régions. Différents faits et arguments scientifiques viennent étayer cette affirmation. Parmi ces évidences, les dégâts provoqués par le tremblement de terre du 18 septembre 1692 dans la région de Verviers et leur répartition spatiale qui suggèrent une magnitude comprise entre 6.0 et 6.5. De même, les méthodes de la paléoséismologie appliquée pour la première fois dans cette partie de l'Europe le long de la bordure nord-est du Plateau de Campine (région de Bree, Limbourg - faille du Feldbiss) ont montré l'occurrence de tremblements de terre de magnitude comprise entre 6.3 et 6.6 avec une période de retour moyenne d'environ 12.000 ans le long d'une zone faillée de 15 km de long. En considérant comme possibles de tels séismes le long de toutes les failles quaternaires du graben du Rhin Inférieur il se produirait un tremblement de terre de cette importance dans le graben tous les 500 à 1000 ans.

À l'échelle des temps géologiques, les tremblements de terre sont des phénomènes instantanés qui résultent du glissement instable de deux compartiments de la partie supérieure de la croûte terrestre le long d'une zone de faille (figure 1).

La surface de faille affectée peut varier, de quelques m² pour les tremblements de terre les plus faibles détectés par les instruments, à plusieurs milliers de km² pour les séismes les plus importants. Dans les régions continentales, la zone sismogène, c'est-à-dire la zone dans laquelle prennent naissance les tremblements de terre, s'étend d'une profondeur proche de la

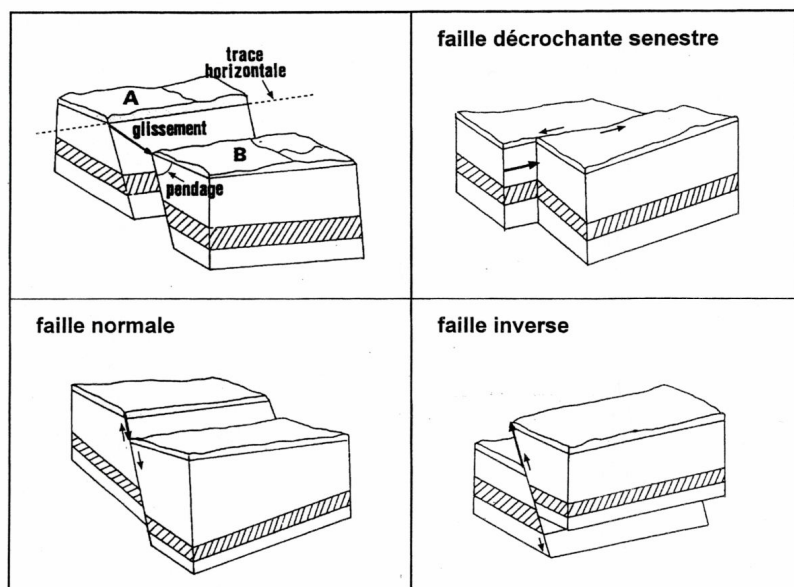


Figure 1. Tremblements de terre et différents types de faille.

Le résultat d'un tremblement de terre est le déplacement relatif (glissement) le long d'une zone de faille (définie par son pendage et l'azimut de sa trace horizontale) de deux blocs A et B de la partie supérieure de la croûte terrestre. Les différents types de faille (normale, inverse et décrochante) sont caractérisés par la direction du glissement. Lors d'un décrochement dextre (senestre), le glissement d'un bloc par rapport à l'autre est horizontal et dirigé vers la droite (gauche).

surface de la Terre à des profondeurs de 10 à 25 km selon la région considérée. La base de la zone séismogène correspond à la limite mécanique en dessous de laquelle les déformations tectoniques se produisent sous la forme d'un flux plastique à cause du gradient géothermique.

Les tremblements de terre sont définis comme **grands** lorsqu'ils affectent toute l'épaisseur de la zone séismogène (figure 2). Dans ce cas, des ruptures peuvent se produire à la surface du sol et la déformation provoquée par le tremblement de terre, dite *coséismique*, est mesurable par les méthodes géodésiques (Scholz, 1990). La longueur de faille sur laquelle la rupture se propage est au minimum d'une dizaine de km, ce qui correspond à une magnitude (cfr encadré) minimale $M_w \approx 6,0$.

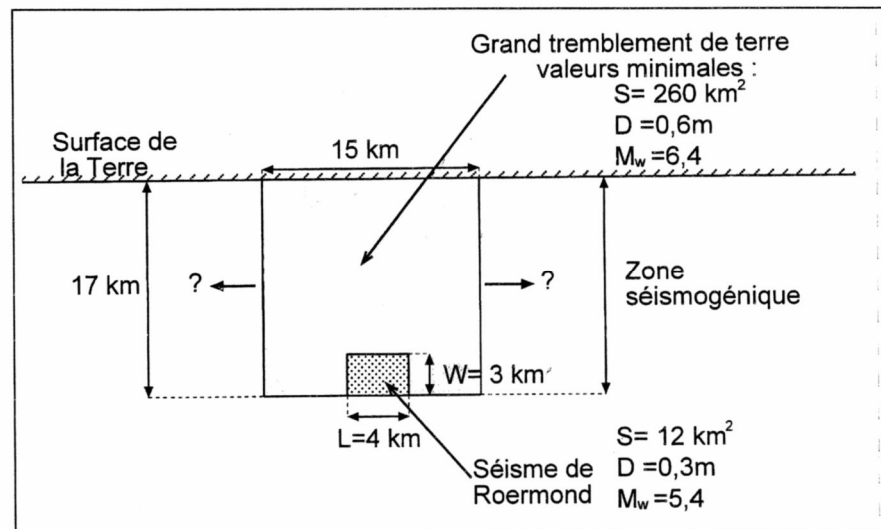


Figure 2. **Grands** et **petits** tremblements de terre dans les régions continentales.

Le plan de la figure représente une coupe verticale de la croûte terrestre le long d'une faille. Les caractéristiques mécaniques des failles bordières du Graben de la Roer (voir figure 3 pour la localisation géographique du graben) ont été prises comme exemple.

La zone séismogène (Scholz, 1990) est la partie supérieure de la croûte terrestre qui, suivant les conditions mécaniques locales, se déforme soit par glissement stable (asismique), soit par glissement instable (tremblement de terre) le long des failles. Les séismes les plus importants sont initiés à la base de la zone séismogène. Sous la zone séismogénique, les déformations tectoniques se produisent sous la forme d'un flux plastique à cause de l'augmentation de la température avec la profondeur.

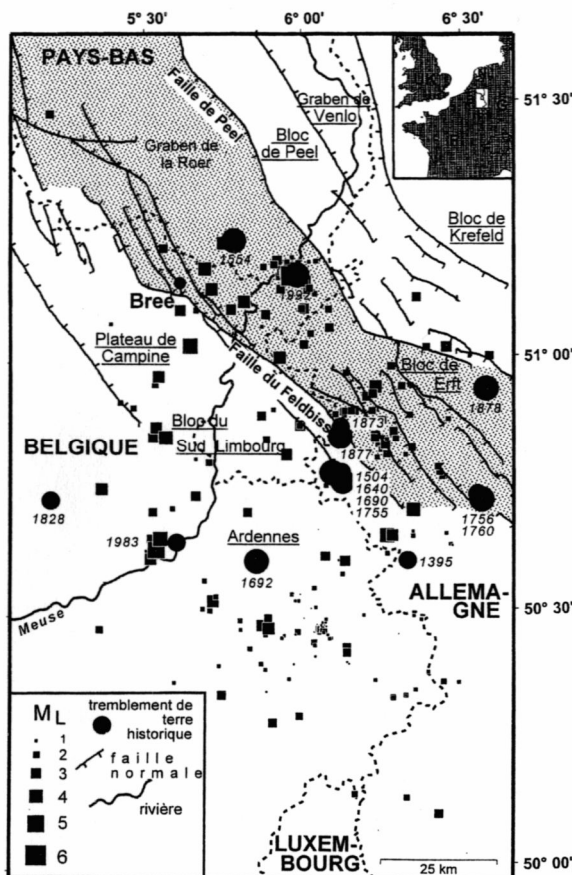
Un tremblement de terre est classé comme **petit** lorsque sa rupture intéresse une portion réduite de la zone séismogène. Il en est ainsi du tremblement de terre de Roermond du 13 avril 1992 (magnitude $M_w = 5,4$), le plus grand événement sismique de nos régions durant le $XX^{\text{ème}}$ siècle avec un glissement moyen D de 0.3 m sur une aire de faille S de 12 km^2 . Les tremblements de terre pour lesquels la rupture affecte toute l'épaisseur de la zone séismogénique sont qualifiés de **grands**. Pour qu'un tremblement de terre puisse être défini comme grand dans la région de Roermond, sa magnitude doit être au minimum $M_w = 6,1-6,4$, avec une longueur L minimale de faille en surface de 10 à 15 km et un déplacement moyen D en surface de l'ordre de 0,6 m. La largeur de la faille correspond à l'épaisseur de la zone séismogène qui est de l'ordre de 17 km, la profondeur du séisme de Roermond en 1992.

Par comparaison avec l'activité sismique aux limites des plaques lithosphériques, l'occurrence de tels séismes est relativement rare dans les régions situées à l'intérieur des plaques et considérées comme stable du point de vue tectonique. Depuis l'an 1800, seulement 11 tremblements de terre, ayant produit un mouvement de faille visible en surface, sont connus dans ces régions de la Terre (Johnston et al., 1994) et aucun n'est supposé s'être produit en Europe au nord des Alpes. Etant donné la vulnérabilité croissante des grandes zones urbaines, des dégâts

importants et étendus sont provoqués par un tel événement dans les régions à grande densité de population. Ce fut le cas récemment lors du tremblement de terre de Killari en Inde ($M_W = 6,4$) du 29 septembre 1993, durant lequel environ 10.000 personnes perdirent la vie. Les régions du nord-ouest de l'Europe, où l'activité séismique est apparemment faible et les tremblements de terre destructeurs inconnus (ou *oubliés* de la mémoire collective), seraient fortement touchées si un séisme similaire à celui de Killari se produisait.

Les recherches entreprises par l'Observatoire Royal de Belgique ces dernières années indiquent que contrairement à ce qui est généralement admis, l'occurrence d'un "grand" tremblement de terre ne doit pas être considérée comme invraisemblable dans nos régions. Le but de cet article est de présenter les faits scientifiques qui viennent étayer notre affirmation en nous basant principalement sur l'étude de l'activité séismique en Ardenne et dans le Graben de la Roer (figure 3).

Figure 3. Failles quaternaires et activité séismique dans le Graben du Rhin Inférieur et le nord de l'Ardenne.



Les différents compartiments crustaux déplacés les uns par rapport aux autres par les failles quaternaires (dont l'activité est prouvée dans les derniers 2 millions d'années) dans la zone du Graben du Rhin Inférieur sont soulignés sur la carte. Le Graben de la Roer est un compartiment (indiqué en pointillé gras) qui montre une subsidence (un affaissement) moyenne d'environ 0,05 mm/an depuis plus ou moins 3 millions d'années. Il est limité au nord-est par la faille de Peel, le long de laquelle s'est produit le tremblement de terre de Roermond le 13 avril 1992, et au sud-ouest par la faille du Feldbiss le long de laquelle l'Observatoire Royal de Belgique a réalisé son étude paléoséismologique (à proximité de Bree). Les failles de Peel et du Feldbiss sont des failles normales (figure 1) dont l'activité tectonique depuis 200.000 ans contribue à un affaissement du Graben de la Roer de 0,1 à 0,3 mm/an par rapport au Plateau de Campine et au Bloc de Peel.

Les tremblements de terre historiques postérieurs à 1350 dont la magnitude estimée est supérieure à $M_W=4,5$, ainsi que tous les tremblements de terre enregistrés depuis 1910, sont indiqués sur la carte. La localisation précise des séismes historiques sur la carte n'est bien entendu qu'une hypothèse qui reflète au mieux les données fournies par nos sources.

Le cycle séismique dans les zones stables et les zones actives.

Le cycle séismique le long d'une faille séismogène active définit le cycle complexe des déformations (pré-, co- et post-séismiques) liées à l'activité tectonique de la faille qui se "réinitialise" après chaque grand tremblement de terre. Sa durée correspond à l'intervalle de temps écoulé entre deux grands tremblements de terre.

Les nombreuses études dans les zones actives à la limite des plaques lithosphériques montrent (figure 4) que la période de retour des grands tremblements de terre y est de l'ordre de 100 à 1000 ans le long des failles actives.

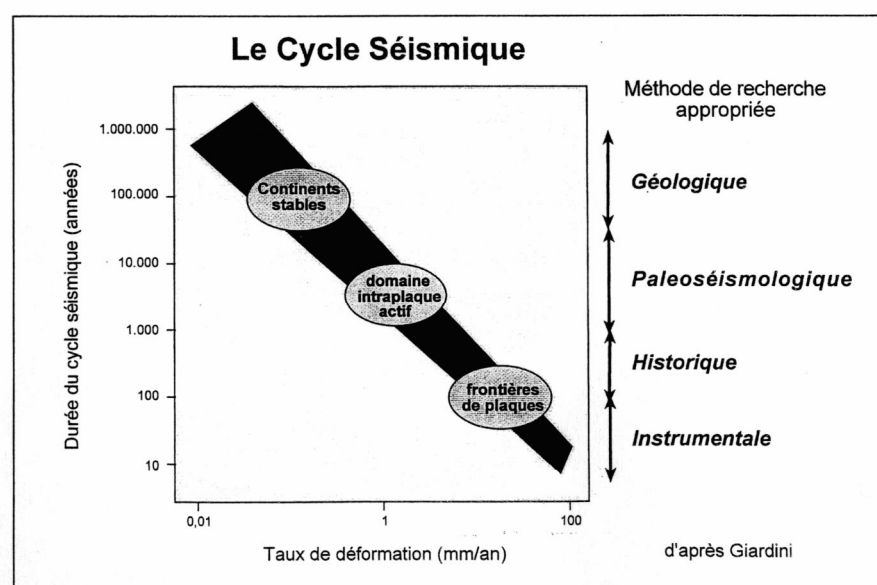


Figure 4. Le cycle séismique.

La durée du cycle séismique est indiquée en fonction de l'activité tectonique de la région considérée. Pour les régions continentales stables et les régions intraplaques actives, la durée du cycle séismique le long des failles actives est telle que les données historiques et surtout paléoséismologiques doivent compléter les données instrumentales pour fournir une image réaliste de l'activité séismique.

Dans les zones considérées comme stables, quelques études paléoséismologiques ont été réalisées sur les sites de tremblements de terre historiques montrant des ruptures en surface. Elles indiquent que l'activité y est sporadique avec des périodes d'activité incluant quelques grands événements (deux ou trois) durant une période de temps relativement courte (10.000 à 20.000 ans), suivies de longues périodes d'inactivité pouvant atteindre plusieurs centaines de milliers d'années. Une vision réaliste de l'activité séismique dans nos régions ne peut donc être obtenue sans la collecte d'informations sur les tremblements de terre et les déformations tectoniques au cours des quelques dernières dizaines de milliers d'années.

Les premiers instruments destinés à enregistrer les tremblements de terre ont été implantés dans le monde à la fin du siècle dernier. En Belgique, la première station séismique a été installée à Uccle en 1899. Pour les séismes s'étant produits après cette date, l'analyse des séismogrammes peut apporter une information sur leur localisation et leur magnitude. Lorsque l'on analyse l'incertitude liée à la détermination de ces paramètres, on se rend compte qu'il faut cependant attendre 1960 pour obtenir une précision de l'ordre de 5 km quant à la localisation des épicentres, avec une indétermination totale quant à la profondeur du foyer. Ce n'est qu'après

1985 que les foyers ont pu être localisés avec une précision meilleure que 2 km. Ces données **instrumentales récentes** sont importantes. D'une part, elles fournissent des informations précises concernant la géométrie des structures géologiques actives, les déformations tectoniques et les dimensions de la zone séismogène le long des failles dont l'activité est mise en évidence par l'occurrence des tremblements de terre. Elles nous permettent d'autre part de quantifier l'atténuation des ondes sismiques, ce qui est fondamental dans l'étude de l'aléa sismique. Elles sont cependant tout à fait insuffisantes pour définir les tremblements de terre les plus importants susceptibles de se produire dans nos régions et pour identifier toutes les failles actives capables d'engendrer un grand tremblement de terre.

Un complément indispensable est fourni par la **séismicité historique**, c'est à dire la recherche de documents sur les tremblements de terre anciens.

Suivant la documentation disponible, l'histoire sismique dans nos régions peut être subdivisée en quatre périodes (Alexandre et Kupper, 1997):

1. **Avant 700** - aucune information;
2. **De 700 à 1350** environ - les sources annalistiques permettent d'établir un catalogue des séismes ressentis, mais il y a peu d'éléments permettant une quantification des intensités;
3. **De 1350 à 1900** - les sources de toute nature (chroniques, annotations, lettres, registres de comptes,...) donnent des informations parfois très précises sur les effets locaux des tremblements de terre. Les informations collectées permettent dans certains cas d'affecter un degré d'intensité à chaque localité. Il est alors possible de tracer des courbes isoséistes et de définir une aire épiscopale à l'intérieur de laquelle se situe le foyer du tremblement de terre;
4. **De 1900 à nos jours** - des cartes reprenant les effets des tremblements de terre peuvent être établies comme durant la période précédente, mais avec des informations de meilleure qualité. A la différence des périodes antérieures, des données instrumentales sont disponibles, permettant une détermination de la magnitude et une localisation du foyer, mais dont la précision est toute relative avant 1960. Il est ainsi possible d'établir des relations entre la magnitude des tremblements de terre et les aires isoséistes. Cette information fournit un moyen de contraindre la magnitude des séismes historiques importants à partir des informations même partielles à notre disposition.

Bien que les données historiques permettent de compléter nos observations sur une période de l'ordre de 650 ans (depuis 1350 environ), il n'est pas possible de couvrir un cycle sismique complet le long d'une faille active. La seule possibilité est d'étendre notre période d'observation en étudiant les déformations que les tremblements de terre du passé ont pu induire dans notre sous-sol. En effet, lors d'un grand tremblement de terre, la rupture peut atteindre la surface du sol et laisser des traces visibles. D'autres effets peuvent également être induits à la surface du sol: glissements de terrain, liquéfaction des sols,... Des effets induits de ce type ont ainsi été observés lors du récent tremblement de terre de Roermond en 1992. La recherche de ces indices dans la morphologie et la stratigraphie géologique récente est le but de la **paléoséismologie**. L'Observatoire Royal de Belgique a mis en oeuvre depuis 1995 un tel programme de recherche dont le but est l'identification de failles actives et les analyses paléoséismologiques permettant la quantification de la grandeur (moment sismique et magnitude) et de la récurrence des grands tremblements de terre éventuels le long des failles bordières du Graben de la Roer.

Activité sismique en Ardenne et dans le Graben de la Roer.

La sismicité instrumentale et historique de la région présentée sur la figure 3 se répartit principalement dans le Graben de la Roer et la région située à l'ouest, qui correspond à la partie nord de l'Ardenne. La région du Massif Rhénan à l'est du Graben de la Roer est par comparaison très peu active. Parmi les événements sismiques importants les plus récents figure le tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983 ($M_W=4,6$). Il résulte d'un décrochement dextre (figure 1) le long d'une faille d'orientation ENE-OSO à la limite du Massif du Brabant et de l'Ardenne, à une profondeur de l'ordre de 4 à 6 km. Plus récemment, le tremblement de terre de Roermond (13 avril 1992, $M_W=5,4$) s'est produit à 17 km de profondeur le long de la faille de Peel orientée NO-SE et montre un mécanisme en faille normale (figure 1) qui est en accord avec la subsidence observée dans le graben durant le Quaternaire. Deux autres tremblements de terre modérés se sont produits durant ce siècle dans le Graben de la Roer, le séisme d'Uden aux Pays-Bas de novembre 1932 ($M_S=4,7$) et celui d'Euskirchen en Allemagne du 14 mars 1951 ($M_S=5,3$). En remontant au XVII^{ème} siècle, la sismicité historique fournit de nombreuses données concernant la distribution des dégâts et les effets liés aux tremblements de terre les plus importants, permettant une estimation de leur grandeur. Depuis cette époque, cinq séismes de magnitude supérieure à 5.0 ont affecté le graben; parmi ceux-ci, le séisme dit de Düren du 18 février 1756, avec une magnitude estimée de $M_W=5,5$, est considéré comme le plus important. Un réexamen récent des documents historiques (Alexandre et Kupper, 1997) suggère cependant que le séisme du 18 septembre 1692 ayant affecté la partie nord de l'Ardenne est probablement le tremblement de terre connu le plus important de la région étudiée.

Le séisme de Verviers du 18 septembre 1692 est un "grand" tremblement de terre.

La figure 5 indique la répartition des dégâts et la manière dont le tremblement de terre a été ressenti. Des courbes isoséistes (d'égale intensité), correspondant aux degrés V, VI et VII-VIII ont été représentées en optant pour une vision **minimaliste** des effets du séisme.

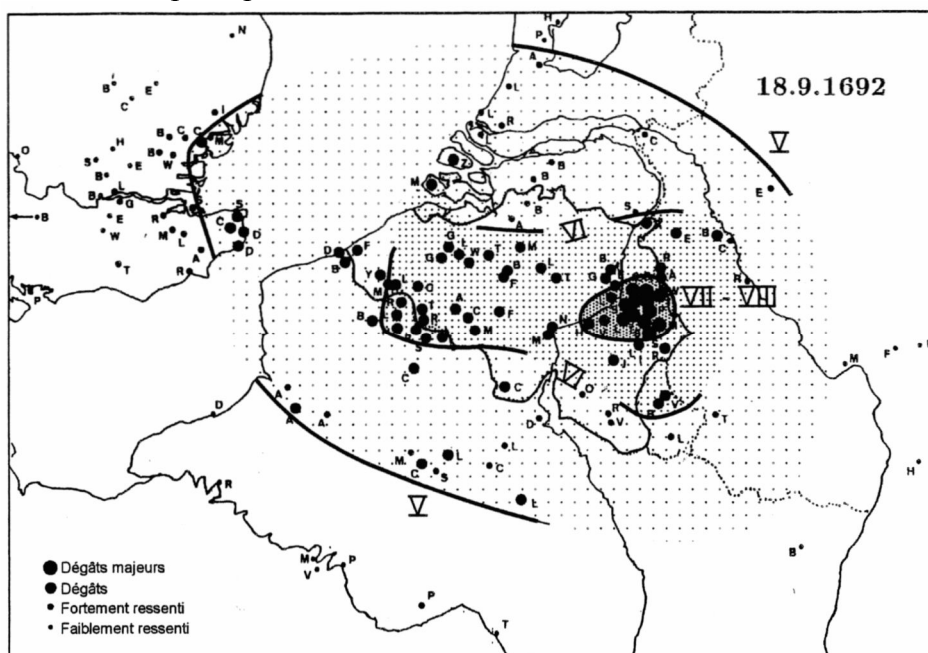


Figure 5. Tentative de carte macroséismique pour le tremblement de terre du 18 septembre 1692.

La carte prend en compte les informations provenant de 185 sources historiques inventoriées à ce jour. Ces sources sont toutes originales et contemporaines des faits.

En examinant la carte, on constate que nous disposons de peu d'informations sur les effets du séisme en Allemagne. Ceci résulte probablement du fait que peu de recherches critiques y ont été entreprises. La carte des dégâts montre que les destructions sont très étendues, du Kent à la Rhénanie et à la Champagne centrale. Ce tremblement de terre est un des plus importants ressentis durant l'époque historique en Angleterre, bien que ce pays se situe à la périphérie de la zone de perceptibilité de notre séisme.

L'estimation de l'intensité dans la zone épiscopale pose des problèmes dus au manque d'informations précises sur la vulnérabilité des constructions, le degré des dégâts ainsi que la quantité des constructions affectées. De même, les édifices comme les églises ou les châteaux, qui sont généralement ceux pour lesquels on dispose du plus grand nombre d'information, n'entrent pas en ligne de compte dans la description des dégâts sur l'échelle EMS-92 (cfr encadré). Il apparaît donc indispensable d'évaluer l'intensité en considérant différents cas de figure et de présenter une gamme d'intensités possibles d'après les informations disponibles.

La relation de l'événement dans la zone épiscopale, la région de Verviers, indique une intensité (cfr encadré) importante supérieure à VII. Il n'est pas impossible que l'intensité IX ait été atteinte. Voici quelques exemples (Alexandre et Kupper, 1997):

A Ensival "*plusieurs maisons furent écrasées*": VII est un minimum.

A Soiron "*tremblement de terre espouvantable qui a abbatu les maisons, cheminées dont les miennes l'ont été et le chateau de Soiron gasté et irréparable*" [...] "*et, fait à fait qu'il (le tremblement) s'avançoit on voyait hausser la surface de la terre, en sorte que plusieurs personnes et animaux en furent culbutez...*" : VII - IX.

A Andrimont, les habitants envoient une supplique au prince-évêque pour restaurer l'église: "*Elle menace ruine et culbute, le mouvement ayant fait bouger plusieurs bois et boutans, et déhotté le toit.*"

A Walhorn, le curé note: "*In diversis locis domus fuerunt eversae et homines occisi. Castrum de Crapoel plane deperditum.*" ("En des lieux divers, des maisons ont été renversées et des hommes tués. Le château de Crapoel a été détruit complètement"). Sur la ferme du château, qui a été reconstruite, figure la mention (photo 1) "*1692. Terrae motu dirutum reaedificarunt 1698*": VII - IX.

A Polleur aucune cheminée n'est épargnée: "*In dem Dorfe Bleuer...war nicht ein Schornstein ganz geblieben...*": VII - VIII.

A Huy, le greffier de la Cour d'Ahin note: "*... Les oscillations du sol furent si fortes, qu'elles renversèrent les bêtes de somme dans les étables. Les briques de presque toutes les cheminées furent projetées à terre, entraînant dans leur chute des ardoises et des tuiles ...*" : VII - VIII.



photo 1. - Inscription sur le château-ferme de Crapoel à Walhorn: "1692 Terrae Motu Dirutum. Reaedificarunt 1698". "1692 détruit par un tremblement de terre. Ils reconstruisent en 1698."

Nous poursuivons à l'Observatoire Royal de Belgique l'étude de ce tremblement de terre de manière à pouvoir définir de manière beaucoup plus fiable l'intensité dans la région située au nord de l'Ardenne. Nous faisons d'ailleurs appel aux historiens locaux qui pourraient nous apporter des informations provenant de sources qui nous sont inconnues ou aux personnes possédant des archives familiales couvrant la fin du XVII^{ème} siècle.

Les informations déjà collectées permettent cependant de se faire une idée assez précise de l'importance de ce tremblement de terre. Une zone à l'intérieur de laquelle l'intensité a été de VII au moins peut être définie (figure 5). Elle a la forme d'une ellipse d'environ 60 km de grand axe et 35 km de petit axe. Nous avons également délimité sur cette carte les régions où les intensités VI et V ont été atteintes.

L'étude des séismes du XX^{ème} siècle a permis d'établir des relations (tableau 1) entre la magnitude et les différentes aires correspondant aux différents degrés d'intensité (Johnston, 1996).

Il est ainsi possible d'avoir une estimation de la magnitude du séisme, comprise entre 6,0 et 6,5, ce qui en fait un grand séisme ayant plus que probablement affecté toute la zone sismogène même si à ce jour aucune rupture en surface n'a pu être identifiée et corrélée avec le séisme. Ce type de séisme n'est cependant pas unique dans nos régions comme l'a montré une étude récente (Melville et al., 1997) concernant les séismes du 21 mai 1382 dans le sud de la mer du Nord et celui du 6 avril 1580 dans le Pas de Calais.

Tableau 1. Relation entre la magnitude et les différents rayons macroséismiques (limitant les zones d'égale intensité) et l'intensité maximale observée (Imax) déterminée par Johnston (1996). Les données correspondant au séisme de Roermond du 13 avril 1992 ($M_w = 5,4$) et celles (plus approximatives) du séisme du 18 septembre 1692 sont indiquées. Il peut en être déduit que la magnitude du séisme de 1692 est comprise entre 6,0 et 6,5 .

Magnitude	I=VIII	I=VII	I=VI	I=V	I=IV	Imax
6,0	6 km	20 km	89 km	230 km	410 km	8,5
6,5	26 km	56 km	160 km	330 km	550 km	9,0

séisme	I=VIII	I=VII	I=VI	I=V	I=IV	Magnitude
13/4/1992		6 km	40 km	100 km	170 km	5,4
18/9/1692	???	45 km	120 km	250 km	???	6,0 à 6,5

Etude paléoséismologique le long de l'escarpement de Bree (Limbourg).

Dans la région de Bree (Limbourg belge), un escarpement de faille (faille du Feldbiss) orienté NO-SE sépare le plateau de Campine de la plaine de Bocholt. Cet escarpement relativement linéaire est long de 10 km avec un relief vertical de 15 à 20 m (photo 2). Depuis 1996, l'Observatoire Royal de Belgique a entrepris une étude détaillée de cet escarpement pour en définir le caractère séismogène et l'importance des tremblements de terre qui l'ont créé.



photo 2.- Vue sur l'escarpement de Bree (2 km au sud-est de Bree), qui sépare le Plateau de Campine (au sommet) de la Plaine de Bocholt (en avant-plan). L'escarpement résulte d'une succession de tremblements de terre qui se sont produits depuis environ 400.000 ans et dont le résultat est le soulèvement d'une vingtaine de mètres du Plateau de Campine par rapport à la Plaine de Bocholt.

L'étude morphologique de détail montre que cet escarpement est multiple et qu'il existe un petit escarpement frontal (photo 3) qui est clairement visible en de nombreux endroits le long des 10 km de la bordure nord-est du plateau de Campine. Il correspond aux dernières ruptures de tremblement de terre ayant atteint la surface du sol.



photo 3. - Vue sur la partie frontale de l'escarpement de Bree qui correspond aux grands tremblements de terre s'étant produits dans les derniers 40.000 ans. Le tracé de la dernière rupture est visible à la surface du sol. Sa direction est indiquée par le bras tendu d'une des trois personnes à la droite de la photo et elle est située environ 1 m plus haut sur l'escarpement. La ville de Bree est à l'arrière-plan.

L'escarpement frontal déplace verticalement de 1 m à 1,5 m les sédiments les plus récents déposés dans la région, qui sont des sables éoliens de la fin de la dernière période glaciaire (Weichselien). Cinq sites ont été spécifiquement étudiés tant du point de vue de la morphologie qu'au moyen de la prospection géophysique de manière à déterminer l'emplacement de la (ou des) faille(s). La prospection géophysique, réalisée par le Laboratoire de Géologie de l'Ingénieur de l'Université de Liège, a également permis d'obtenir une image assez détaillée de la zone de faille pour des gammes de profondeur situées entre 0 et 10 m et quelques dizaines de mètres.

Pour contrôler que la morphologie correspond bien à des ruptures en surface, quatre tranchées ont été excavées à travers l'escarpement (photo 4). Leur analyse a permis de quantifier de manière relativement précise le déplacement minimal associé aux derniers tremblements de terre et d'apporter une information sur leur date d'occurrence. Cette étude (Camelbeeck et Meghraoui, 1996, 1998) suggère que le dernier tremblement de terre le long de l'escarpement s'est produit il y a moins de 2000 ans. Les nombreux profils topographiques réalisés à travers l'escarpement et l'analyse des déplacements dans la stratigraphie mesurés dans les tranchées (figure 6) indiquent un glissement coséismique moyen de l'ordre de 0,5 m.

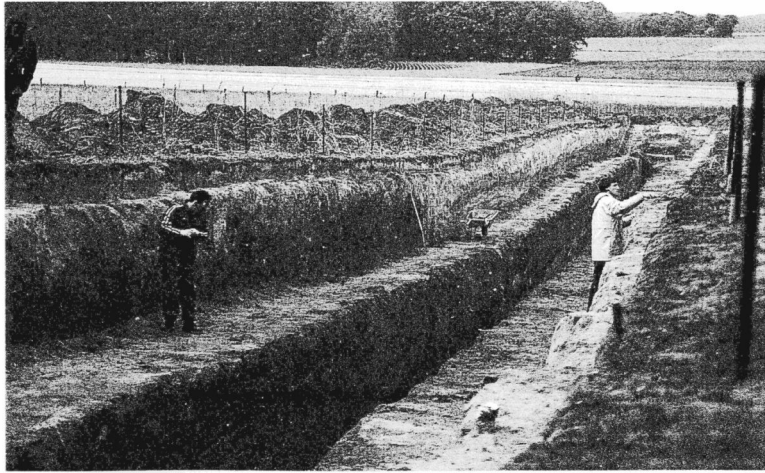
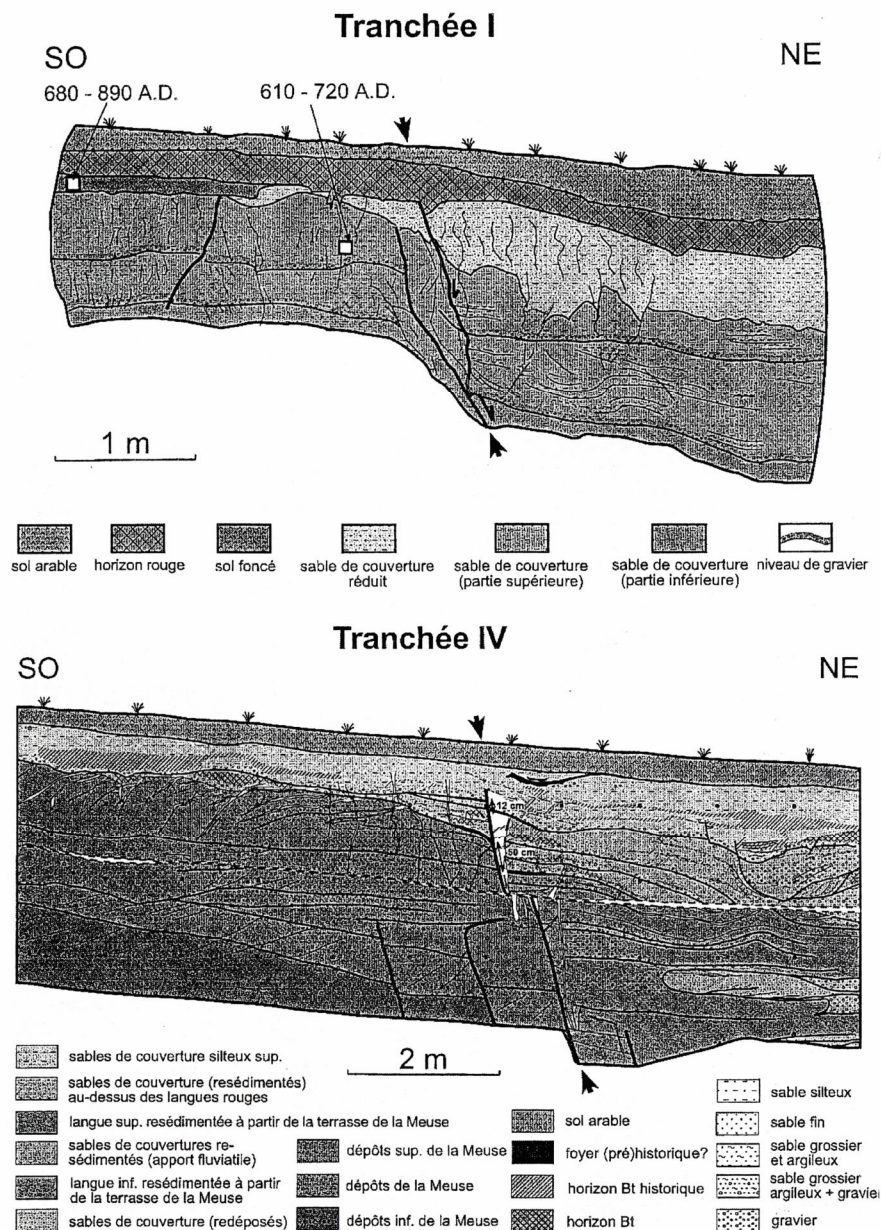


photo 4. - Vue sur la tranchée n°4 creusée en mai 1998 à travers l'escarpement frontal au lieu-dit "Hoeve Ter Heide" à 1 km du centre d'Opitter. Sa longueur est environ 100 m et sa profondeur moyenne de 3,5 m (en 2 étages). Le petit escarpement qui montre un déplacement vertical d'environ 1 m est bien visible sur le bord de la tranchée, tandis que la position de la faille dans la tranchée est marquée par la différence de coloration des sédiments dans la tranchée, entre la pelle et la brouette.

La longueur de la section de faille sur laquelle la rupture s'est propagée est une grandeur fondamentale pour en estimer la magnitude. Si on considère une longueur de 10 km, correspondant aux observations de l'escarpement frontal, la magnitude est estimée à $M_W = 6,3$. Cette valeur est un minimum parce que l'escarpement de faille séparant le Plateau de Campine du Graben de la Roer, bien que disparaissant au sud-est au passage de la vallée actuelle de la Meuse, réapparaît aux Pays-Bas, atteignant au total une longueur de 35 km. De même, à proximité de Bree, la faille se subdivise en trois branches qui sont faiblement visibles dans la morphologie sous la forme de ruptures de pente. En supposant une longueur de faille de 35 km, la magnitude devient $M_W = 6,6$.

L'analyse paléoséismologique des quatre tranchées indique l'occurrence d'au moins deux grands tremblements de terre dans les 20.000 dernières années, un troisième s'étant produit il y a moins de 40.000 ans. Une période de retour moyenne de 12.000 ± 5.000 ans et un taux de déformation verticale de $0,06 \pm 0,04$ mm/an peuvent en être déduits. Le taux de déformation calculé pour les 150.000 dernières années par l'estimation du décalage par la faille des terrasses récentes de la Meuse (Paulissen et al., 1985) est $0,08 \pm 0,04$ mm/an. Il semble donc que contrairement aux quelques failles actives étudiées dans les régions continentales stables (Crone et al., 1997), l'activité tectonique dans le Graben de la Roer semble relativement continue, au moins pour les derniers 150.000 ans. Peut-on encore considérer que la région d'Europe dans laquelle nous vivons est tectoniquement stable?

Figure 6.
Déplacements
coséismiques observés
dans les tranchées. -



Le dessin de la zone de faille (indiquée par les flèches) comme elle a été observée lors du creusement des tranchées I et IV est présenté. Les différentes unités stratigraphiques et lithologiques sont reprises en légende. Les tranchées I et IV ont été réalisées respectivement en 1996 et 1998. La première est localisée 1,5 km au sud et la deuxième 6 km au sud-est du centre de Bree. Elles ont été creusées à des endroits où le petit escarpement frontal est bien visible de manière à confirmer que celui-ci est bien lié à des ruptures en surface et pour analyser les mouvements coséismiques les plus récents.

Dans la tranchée I, deux niveaux de graviers intercalés dans les dépôts de sables de couverture montrent au niveau de la faille un déplacement vertical de 0,5 m, qui donne une image de la déformation en surface provoquée par le dernier grand tremblement de terre dans la région de Bree. La dernière unité affectée est le sable de couverture réduit durant la pédogenèse du sol holocène (âgé de moins de 10,000 ans), tandis que le sol arable et l'horizon rouge sous-jacent ne sont pas affectés.

La datation ¹⁴C de matériau organique et carboné suggère que ce dernier tremblement de terre s'est produit entre l'an 610 et l'an 890 (de notre ère).

Dans la tranchée IV, le dernier événement a provoqué au niveau de la faille un déplacement vertical de 12 cm d'un horizon pédologique illuvié présumé historique. Ceci confirmerait l'occurrence très récente du dernier événement avec rupture en surface.

Dans cette tranchée, le déplacement cumulé d'un deuxième tremblement de terre est bien visible au niveau de la faille. La base d'un horizon de sables de couverture est déplacé verticalement d'environ 50 cm. L'étude stratigraphique des parois de la tranchée au nord-est de la faille (bloc descendu) donne des indices permettant de situer chronologiquement les 4-5 derniers tremblements de terre.

Conclusions et perspectives.

Les régions d'Europe au nord des Alpes sont souvent considérées comme des zones stables du point de vue tectonique. Même si Ahorner dès 1962 indique une relation entre l'activité séismique et les failles quaternaires connues dans le Graben du Rhin Inférieur, les escarpements dans la morphologie sont soit considérés comme résultant de mouvements continus aiséismiques, soit simplement comme dus à l'action de l'érosion différentielle. L'occurrence de **grands** tremblements de terre et les mouvements coséismiques à la surface du sol qui sont leur conséquence étaient considérés comme tout à fait improbables. C'est la raison pour laquelle les études d'aléa séismique pour la région (Rosenhauer et Ahorner, 1994) considèrent comme séismes potentiels les plus importants les séismes historiques supposés les plus notables avec une magnitude $M_w = 5,5$.

Les études récentes de failles actives dans les domaines continentaux à l'intérieur des plaques lithosphériques, dits *intraplaques*, indiquent que la période de récurrence des grands tremblements de terre le long de ces failles est beaucoup plus importante que la durée de la période pour laquelle nous disposons d'informations sur les tremblements de terre (650 ans au maximum dans nos régions). Simplement par le fait que le temps d'observation scientifique des tremblements de terre est de loin inférieur à la période de récurrence des grands tremblements de terre potentiels, il paraît difficile de tirer des conclusions sur la grandeur des séismes les plus importants susceptibles de se produire dans nos régions et sur leur période de retour. L'étude en détail de la sismicité historique indique cependant qu'au moins trois tremblements de terre depuis l'an 1300 peuvent être considérés comme des grands tremblements de terre dans la région à l'ouest du Graben du Rhin Inférieur. Nous avons présenté l'analyse qui permettait d'arriver à cette conclusion pour le séisme du 18 septembre 1692 dans le nord de l'Ardenne.

Les failles quaternaires le long du Graben du Rhin Inférieur sont-elles capables de produire un grand tremblement de terre? Pour répondre à cette question, les méthodes de la paléoséismologie ont été utilisées en Belgique le long de la faille bordière sud-ouest du graben (faille du Feldbiss). Les évidences de déplacements holocènes (moins de 10.000 ans) et pléistocènes tardifs (entre 10.000 et 125.000 ans) d'origine séismique sont multiples. La quantification des observations indique que le long de l'escarpement de Bree, la magnitude à considérer est de l'ordre de $M_w = 6,3 - 6,6$ avec une période de retour moyenne d'environ 12.000 ans. En considérant comme possibles de tels séismes le long de toutes les failles quaternaires du graben (les taux de déformation récents y sont similaires), il se produirait un tremblement de terre de cette importance tous les 500 à 1000 ans en moyenne.

Cette étude dans la région de Bree constitue une première scientifique en Europe centrale et du nord dont l'intérêt n'a pas échappé à la Commission Européenne qui a alloué un support financier pour une étude complémentaire de deux ans (de 1998 à 2000) dans le Graben de la Roer (et dans d'autres régions d'Europe où l'activité séismique actuelle est faible) afin d'y étudier la caractéristique séismogène des failles.

Le risque d'un grand tremblement de terre ne pouvant désormais plus être écarté, l'impact de cet événement peut être calculé en modélisant les mouvements du sol susceptibles d'être engendrés. Dans ce but, l'étude des effets du séisme du 18 septembre 1692 doit être poursuivie. Il est de même fondamental de poursuivre les études de paléoséismologie dans le Graben de la Roer de manière à quantifier au mieux la magnitude et la période de retour de ces événements destructeurs.

Ce nouvel état de la question devrait ainsi servir de moteur à une politique de prévention adaptée à nos régions.

Références

- Ahorner L. (1962). Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht, *Eiszeitalter Gegenwart*, **13**, 24-105.
- Alexandre P. et Kupper J-L. (1997). Le tremblement de terre de 1692. *Feuillets de la cathédrale de Liège*, N° 28-32, 3-19.
- Camelbeeck T. and Meghraoui M. (1996). Large earthquakes in northern Europe more likely than once thought, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **77**, 405 and 409.
- Camelbeeck T. and Meghraoui M. (1998). Geological and geophysical evidence for large palaeo-earthquakes with surface faulting in the Roer Graben, *Geophysical Journal International*, **132**, 347-362.
- Crone A.J., Machette M.N. and Bowman J.R. (1997). The episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by paleoseismicity studies of Australian and North American Quaternary faults, *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**, 203-214.
- Johnston A.C. et al. (1994). The earthquakes of stable continental regions, *Electric Power Research Institute report*, TR-102261.
- Johnston A.C. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - II Historical seismicity, *Geophysical Journal International*, **125**, 639-678.
- Melville C., Levret A., Alexandre P., Lambert J. and Vogt J. (1996). Historical seismicity of the Strait of Dover-Pas de Calais, *Terra Nova*, **8**, 626-647.
- Paulissen E., Vandenberghe J. and Gullentops F. (1985). The Feldbiss fault in the Maas Valley bottom (Limburg, Belgium), *Geologie en Mijnbouw*, **64**, 79-87.
- Rosenhauer W. and Ahorner L. (1994). Seismic hazard assessment for the Lower Rhine Embayment before and after the 1992 Roermond earthquake, *Geologie en Mijnbouw*, **73**, 415-424.
- Scholz C.H. (1990). The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press*.

La grandeur des tremblements de terre: magnitude versus intensité - moment séismique

La mesure la plus adéquate de la grandeur d'un tremblement de terre est le **moment séismique M_0** qui est directement relié aux dimensions de la faille le long de laquelle la rupture s'est propagée et à la grandeur du mouvement relatif provoqué par le séisme:

$$M_0 = \mu L W D$$

où μ est la rigidité moyenne dans la région focale, L et W sont respectivement la longueur et la largeur de la faille tandis que D est le mouvement relatif moyen entre les deux blocs crustaux séparés par la faille.

Le moment séismique peut être déterminé à partir des séismogrammes enregistrés par un certain nombre de stations séismiques. Dans le cas de grands tremblements de terre, il peut être déterminé à partir des observations géologiques sur le terrain et (ou) à partir des mesures géodésiques de déformations de la surface du sol.

Avant la mise en service des premiers séismographes à la fin du siècle dernier, les seules informations disponibles concernant les tremblements de terre étaient la manière dont les vibrations du sol avaient été ressenties par les témoins ainsi que les éventuels dégâts provoqués.

Depuis le siècle dernier, la nécessité de classer les tremblements de terre en fonction de leur importance a conduit à créer la notion d'**intensité**, c'est-à-dire la mesure en un endroit donné des effets d'un tremblement de terre sur l'homme et son environnement naturel ainsi que sur les ouvrages qu'il a construits. On définit ainsi différents degrés en fonction de la manière dont le séisme a été ressenti ou des dégâts qu'il a provoqués.

Différentes échelles d'intensité ont ainsi vu le jour, celle de MERCALLI étant la plus connue. En Europe, on utilise l'échelle MSK qui a été récemment modifiée (EMS-92).

Les degrés dans l'échelle d'intensité EMS-92 sont définis en terme d'effets sur les personnes et leur environnement, d'effets sur les ouvrages et d'effets sur les sites naturels.

Les constructions sont classées en fonction de leur vulnérabilité (types A à F par vulnérabilité décroissante). Les quantités sont définies comme suit: **quelques** (de 0,1 à 15%); **nombreux** (de 15 à 55%) et **la plupart** (plus de 55%).

Les dégâts aux constructions sont classés en 5 degrés:

- **1^{er} degré**: dégâts légers (légères fissures dans les plâtres et chute de petits débris de plâtre);
- **2^{ème} degré**: dégâts modérés (petites fissures dans les murs, chute d'assez gros débris de plâtre, chute de tuiles, fissuration de cheminées ou chute de parties de cheminées);
- **3^{ème} degré**: sérieux dégâts (lézardes larges et profondes dans les murs, chute de cheminées);
- **4^{ème} degré**: destruction (brèches dans les murs; des parties de construction peuvent s'effondrer, destruction de la cohésion entre plusieurs parties d'une construction, effondrement de cloisons intérieures);
- **5^{ème} degré**: destruction totale.

Description des degrés d'intensité:

- I. secousse non perceptible.**
- II. secousse à peine perceptible.**
- III. secousse faible.**
- IV. secousse largement ressentie.** Le séisme est ressenti par de nombreuses personnes à l'intérieur des habitations et par peu de personnes à l'extérieur.
- V. secousse fortement ressentie.** Le séisme est ressenti par la plupart à l'intérieur des habitations et par quelques personnes à l'extérieur. Les objets suspendus oscillent largement. Quelques objets en équilibre instable peuvent être renversés ou déplacés.
 - Dégâts du 1er degré à quelques constructions.
- VI. dégâts faibles.** Ressenti par de nombreuses personnes à l'extérieur. Quelques personnes perdent leur équilibre. De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent à l'extérieur.
 - Dégâts du 1er degré dans de nombreuses constructions et du 2ème degré dans quelques-unes.
- VII. dégâts aux constructions.** La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent à l'extérieur. Beaucoup de personnes ont des difficultés à rester debout. Les objets tombent des rayons en grand nombre. L'eau gicle des réservoirs et récipients.
 - Dégâts de degré 2 dans de nombreux bâtiments de classe B et quelques bâtiments de classe C
 - Dégâts de degré 3 dans de nombreux bâtiments de classe A et quelques uns de classe B.
 - Quelques constructions de classe A souffrent de dégâts de degré 4. Les dégâts sont particulièrement apparents dans la partie supérieure des bâtiments.
- VIII. dégâts importants.** Beaucoup de personnes ont des difficultés à rester debout, même à l'extérieur. Le mobilier, même lourd, se déplace ou se renverse. Les ondes peuvent être vues sur des sols peu consolidés.
 - Dégâts de degré 2 dans de nombreuses constructions de classe C.

- Dégâts de degré 3 dans de nombreuses constructions de classe B et quelques de classe C.
- Dégâts de degré 4 dans de nombreuses constructions de classe A et quelques de classe B.
- Dégâts de degré 5 dans quelques constructions de classe A.

IX. destructeur. Panique générale. Les personnes peuvent être jetées sur le sol. Les ondes sont vues sur les sols peu consolidés.

- Dégâts de degré 3 dans de nombreuses constructions de classe C.
- Dégâts de degré 4 dans de nombreuses constructions de classe B et quelques de classe C.
- Dégâts de degré 5 dans de nombreuses constructions de classe A et quelques de classe B.

X. très destructeur.

XI. dévastation.

XII. dévastation totale. Pratiquement toutes les structures au-dessus et en dessous du sol sont détruites.

La notion d'intensité est purement locale et est attribuée à un endroit déterminé pour un tremblement de terre considéré. Les zones d'intensité égale sont limitées par des courbes isoséistes. La carte des isoséistes établies après un tremblement de terre fournit une information utile sur la répartition des mouvements du sol engendrés par un séisme.

Des tremblements de terre importants dans les régions désertiques ou les océans ainsi que les séismes faibles non ressentis n'interviennent malheureusement pas dans une classification basée sur l'intensité. De plus, le degré maximal d'intensité n'est pas nécessairement représentatif des dimensions réelles de la source sismique. Pour cette raison, RICHTER a introduit dans les années 1920-1930 le concept de **magnitude**. Il est basé sur la mesure du déplacement maximal du sol mesuré sur les séismogrammes des différentes stations ayant enregistré un tremblement de terre, l'atténuation de cette amplitude en fonction de la distance étant prise en compte.

La magnitude locale M_L est définie par la relation:

$$M_L = \log_{10} A(\Delta) - \log_{10} A_0(\Delta)$$

où:

$A(\Delta)$ est le déplacement maximal du sol en une station située à une distance Δ du foyer sismique.

$A_0(\Delta)$ est le déplacement maximal prédéterminé pour un séisme de magnitude nulle. Cette fonction dépend de la région considérée.

La magnitude locale est utilisée pour déterminer la grandeur des séismes crustaux localisés à moins de 1000 km de la station. Etant donné que les séismomètres utilisés ont une fréquence propre de 1 Hz, les fréquences des mouvements du sol utilisés pour la détermination de la magnitude sont donc toujours supérieures à 1 Hz.

Le concept a été étendu pour permettre la classification de tous les tremblements de terre. Aux distances de la station supérieures à 1000 km, deux échelles de magnitude sont utilisées:

m_b qui est déterminée à partir des ondes de volume (longitudinales P) à 1 seconde de période.

M_S qui est déterminée à partir des ondes de Surface à 20 secondes de période.

Chaque échelle de magnitude a ses limitations. La principale est que pour des tremblements de terre dont la longueur de faille est supérieure à la longueur d'onde des ondes sismiques utilisées pour sa détermination, la valeur de la magnitude n'augmente plus de manière significative et tend asymptotiquement vers une valeur limite quelle que soit la dimension de la faille.

Pour cette raison, Kanamori a défini en 1977 une magnitude M_W basée sur la valeur du moment sismique. Si le moment sismique (en N.m; Newton . mètre) est déterminé, on a:

$$M_W = 2/3 \log_{10} M_0 - 6,06$$