

ATTÉNUATION DES ONDES SISMIQUES EN BELGIQUE ET DANS LES RÉGIONS LIMITOPHES À PARTIR DE LA CODA DES TREMBLEMENTS DE TERRE LOCAUX.

Abdelhali EL BOUCH, Thierry CAMELBEECK & Henri MARTIN

(8 figures et 7 tableaux)

Observatoire Royal de Belgique, 3, Avenue Circulaire, B-1180 Bruxelles, Belgique
Ali.ELBOUCH@oma.be

RESUME. L'atténuation des ondes S dans la croûte, exprimée par le facteur de qualité Q_c , en Belgique et dans les régions voisines a été estimée par l'analyse de la décroissance de la coda de 86 tremblements de terre locaux enregistrés par les stations du réseau sismique belge de 1985 à 1992.

L'étude de la coda a été limitée aux temps écoulés relativement courts (≤ 30 secondes) de manière à n'échantillonner que la croûte terrestre.

Les valeurs de Q_c (Q_c -coda) obtenues montrent une dépendance fréquentielle, dans la bande de fréquence 1-32 Hz, qui est habituellement formulée par une loi de puissance, $Q_c = Q_0 f^n$ où f est la fréquence.

Pour les différentes régions étudiées, les résultats suivants ont été obtenus :

Le Hainaut	$Q_c = 19.5 f^{1.54}$;
La région de Dour	$Q_c = 26.5 f^{1.07}$;
Les Hautes Fagnes	$Q_c = 17.0 f^{1.16}$;
L'Ardenne	$Q_c = 21.2 f^{1.37}$;
Le Graben du Rhin Inférieur-Limbourg	$Q_c = 26.9 f^{1.2}$;
La Plate-Taille	$Q_c = 30.9 f^{1.19}$.

Les valeurs de Q_c obtenues à 1 Hz sont très faibles (17-31). Dans l'hypothèse de l'atténuation par diffraction, le libre parcours moyen des ondes S dans la croûte est de l'ordre de 30 km. En considérant des temps écoulés plus importants, les valeurs de Q_c à 1 Hz augmentent et atteignent une valeur moyenne de 140 pour des temps écoulés entre 40 et 60 s. Ceci est interprété comme étant due à la variation de l'atténuation des ondes S avec la profondeur.

MOTS-CLES : coda, Q_c (facteur de qualité), libre parcours moyen, temps écoulé.

ABSTRACT. Attenuation of seismic waves in Belgium and surrounding regions from coda waves of local earthquakes. The attenuation of shear (S) waves in the crust, expressed by the quality factor Q_c , in Belgium and surrounding regions has been estimated by the analysis of the decay rate of the coda amplitude of 86 local earthquakes that were recorded by the stations of the Belgian seismic network during the period 1985-1992.

The study of coda waves was limited to a relatively short lapse time (≤ 30 s) in order to sample the earth's crust only. Over the broad frequency range 1 – 32 Hz, Q_c (coda- Q_c) shows a clear frequency dependency according to a power law, $Q_c = Q_0 f^n$ where f is the frequency.

For the different regions studied, we obtained the following results :

Hainaut	$Q_c = 19.5 f^{1.54}$;
Dour	$Q_c = 26.5 f^{1.07}$;
Hautes Fagnes	$Q_c = 17.0 f^{1.16}$;
Ardenne	$Q_c = 21.2 f^{1.37}$;
Lower Rhin Graben-Limbourg	$Q_c = 26.9 f^{1.2}$;
Plate-Taille	$Q_c = 30.9 f^{1.19}$.

The values obtained at 1 Hz are very low (17-31). Assuming that the attenuation is entirely due to the scattering loss, the mean free path of S waves is about 30 km in the crust. Considering larger lapse time, the Q_c values at 1 Hz increase and reach a mean value of 140 for lapse time between 40 and 60 s. This is interpreted as due to attenuation variations of S waves with depth.

Keywords : coda, Q_c (quality factor), mean free path, lapse time.

1. Introduction

Les ondes sismiques engendrées lors d'un tremblement de terre contiennent des informations sur leur excitation à la source et les conditions de leur propagation de la source à la station d'enregistrement.

L'atténuation à haute fréquence (1 à 30 Hz) des ondes sismiques dans la lithosphère doit être connue pour déconvoluer les effets de la source sismique des sismogrammes et pour prédire les mouvements du sol à partir des modèles théoriques de sources (Hough et al, 1988). La connaissance de sa variabilité spatiale apporte également des informations complémentaires à celles des vitesses sismiques sur les hétérogénéités et les grandes structures lithosphériques.

Indépendamment de l'expansion géométrique des fronts d'ondes, l'atténuation est la combinaison de deux effets : l'atténuation anélastique (la conversion d'une partie de l'énergie élastique en chaleur) et l'atténuation résultant des phénomènes de diffraction (interaction entre le champs d'ondes sismiques et les hétérogénéités en vitesse et densité).

Les effets autres que géométriques de l'atténuation le long d'un rai sismique sont généralement décrits par le facteur de qualité, Q , dont l'effet est de multiplier le spectre en fréquence de la source par un facteur exponentiel $e^{-\pi f t^*}$, où

$$t^* = \int_{\text{trajectoire du rai}} \frac{dr}{Q(r)V(r)}$$

avec :

t^* , l'effet de l'atténuation intégré sur le trajet du rai ;

dr , un élément infinitésimal le long du rai ;

$V(r)$, la vitesse de l'onde en un point r le long du rai ;

et $Q(r)$, le facteur de qualité en r . Son inverse ($1/Q$) est l'atténuation.

Malgré l'importance de la connaissance de l'atténuation des ondes sismiques, peu d'études (Camelbeek, 1985; Oncescu et al, 1994) ont été réalisées pour déterminer le facteur de qualité Q dans la croûte en Belgique et dans les régions limitrophes. Dans cet article, nous comblons en partie cette lacune en présentant une première étude régionale. Les données utilisées sont les enregistrements numériques du réseau sismique belge des tremblements de terre survenus dans nos régions durant la période 1985-1992.

2. Facteur de qualité Q_c – La coda des séismes locaux

Nous avons utilisé une méthode couramment utilisée dans le cas des séismes locaux. Elle est basée sur l'analyse de la décroissance de l'amplitude des ondes de la coda, le signal sismique enregistré après les arrivées des ondes de volume (P et S) (figure 1).

De nombreuses études interprètent la coda des séismes locaux comme le résultat de la diffraction des ondes S par les nombreuses hétérogénéités réparties de façon aléatoire dans la lithosphère (Aki, 1969; Aki & Chouet, 1975;

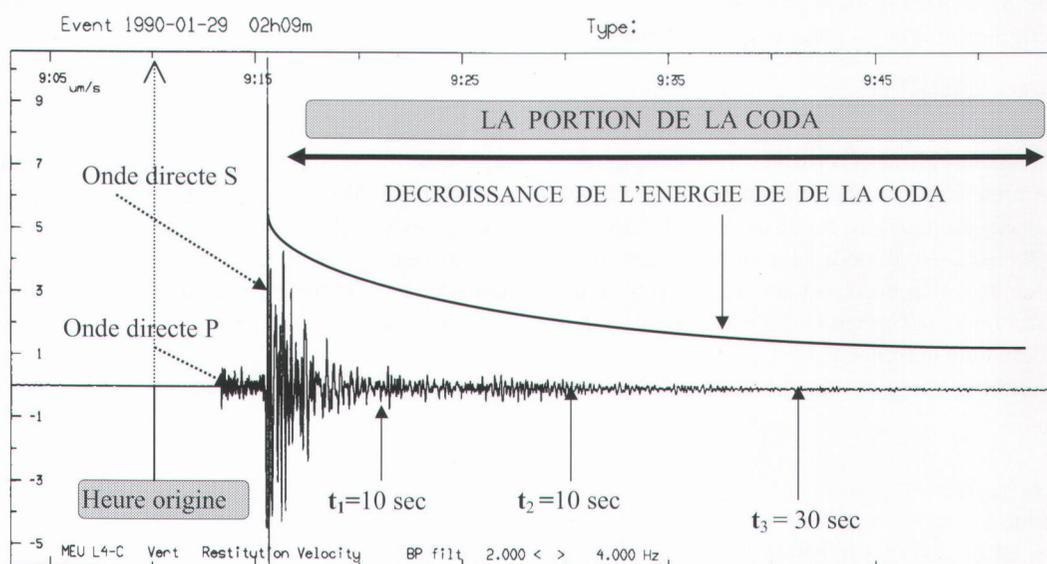


Figure 1. Enregistrement d'un séisme local à la station de Meuville (MEU).

La coda est la partie du sismogramme après l'arrivée des ondes P et S. Jusqu'au temps écoulé t_1 , la coda est formée des ondes S diffractées à l'intérieur d'un ellipsoïde (figure 2) dont les foyers sont l'hypocentre du séisme et la station enregistrée. La longueur de son grand axe est égale au produit du temps écoulé t_1 multiplié par la vitesse moyenne des ondes S dans la croûte.

Example of a seismogram from of local earthquake recorded at station Meuville (MEU). The coda is the part of seismogram after the direct P and S arrivals. At lapse time t_1 , the coda is composed of the S scattered waves inside the ellipsoid (figure 2) having hypocenter and recording station as foci. The length of the larger axis is $V_s t_1$, where V_s is the S-wave velocity inside the crust.

Rautian & Khalturin, 1978; Dainty & Toksöz, 1990; Shapiro et al, 2000). Les hétérogénéités peuvent être des contrastes (fractures, failles, ...) ou des anomalies de vitesse et/ou de densité. Ces hétérogénéités qui interagissent avec les ondes directes pour former la coda sont localisées à l'intérieur d'un ellipsoïde ayant comme foyers la source du tremblement de terre et la station d'enregistrement (figure 2). A un temps écoulé t , la longueur du grand axe de l'ellipsoïde est $V_s t$ où V_s est la vitesse de propagation des ondes S moyennée dans la croûte.

Aux temps écoulés proches de l'arrivée de l'onde S directe (t_1 de la figure 1 et de la figure 2), l'ellipsoïde est très excentrique et seule une région restreinte de la croûte sera échantillonnée par les ondes de la coda. Aux instants t suivant (t_2 et t_3 de la figure 1 et de la figure 2), les ondes diffractées parcourent un chemin de plus en plus long, l'ellipsoïde sera beaucoup plus large et les ondes de la coda échantillonnent un volume plus important.

Plus le temps s'écoule, plus la coda se compose d'ondes secondaires ayant parcouru un trajet de plus en plus long dans la lithosphère, avec une influence de plus en plus marquée de l'atténuation du milieu de propagation.

En étudiant la variation de l'énergie des ondes de la coda en fonction du temps écoulé depuis l'heure origine du tremblement de terre, il est donc possible de déduire des informations sur l'atténuation des ondes S et sur les propriétés diffractantes dans la lithosphère.

Le modèle de la diffraction unique d'Aki et Chouet (1975) suppose que les ondes de la coda d'un tremblement de terre sont composées d'ondes diffractées une seule fois par les nombreuses hétérogénéités distribuées de façon aléatoire dans la lithosphère. Ce modèle suppose que la station et la source sismique sont confondues lorsque les distances source-diffracteur et diffracteur-station sont nettement supérieures à la distance hypocentrale (source-station). Suivant Aki et Chouet (1975), l'amplitude des ondes de la coda, $A(f,t)$, à la fréquence, f , et à un temps écoulé, t , est donnée par:

$$A(f,t) = C(f)t^{-a} \exp(-\pi ft/Q_c) \quad (1)$$

où $C(f)$ représente le facteur relatif à la source sismique et aux sources de diffraction, « a » est une constante qui dépend du mode d'expansion géométrique, elle prend la valeur de 0.5 dans le cas de la diffraction des ondes de surface et la valeur de 1 dans le cas de la diffraction des ondes de volume, et Q_c est le facteur de qualité des ondes de la coda.

Le modèle d'Aki et Chouet (1975) est valide pour le signal des ondes de la coda arrivant après le double du temps de parcours de l'onde S directe.

Sato (1977) a étendu le modèle de la diffraction unique en considérant la séparation de la source et la station, ce qui permet donc d'analyser le début des ondes de la coda immédiatement après l'arrivée de l'onde S directe.

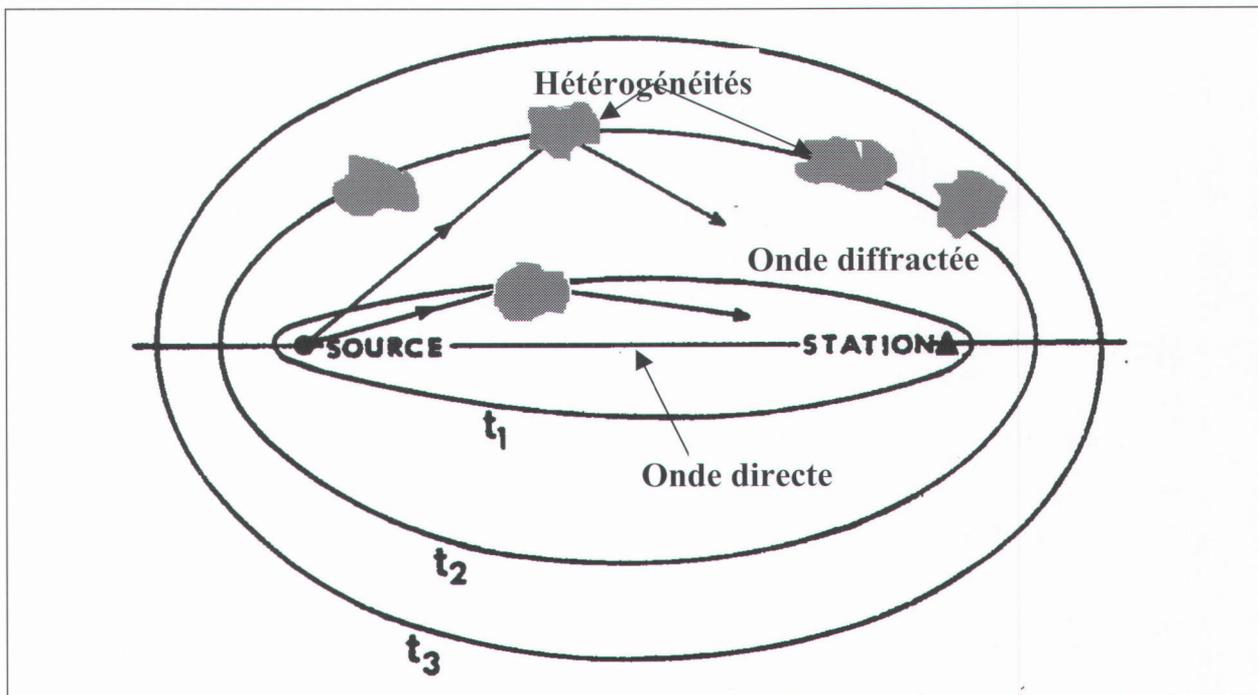


Figure 2. Coupe de l'ellipsoïde de diffraction passant par les foyers dans le cas de la diffraction unique. Au fur et à mesure que le temps s'écoule, la coda est formée d'ondes S diffractées par les hétérogénéités situées dans un volume de plus en plus important. *Geometry of source, scatterer, station and schematic of time-space ellipses in the case of the single-scattering. As the time elapses, the coda is composed of S waves scattered by heterogeneities located inside an increasingly large volume of the earth's crust.*

Suivant Sato (1977), pour un sismogramme à une fréquence angulaire ω ($\omega = 2\pi f$), le rapport d'énergie E_s/E_{sc} , où E_s est l'énergie de l'onde primaire S et E_{sc} est la densité d'énergie moyenne des ondes diffractées par les hétérogénéités, peut être approché par le carré du rapport d'amplitude $(A_s/A_c)^2$ comme :

$$\log_{10}((A_s/A_c)^2 K(\alpha)) = b(t - t_s) - C, \quad (2)$$

avec : $K(\alpha) = (1/\alpha) \ln((\alpha+1)/(\alpha-1))$ (3)

où $\alpha = t/t_s$ avec t_s = le temps de trajet de l'onde S directe.

A_s est l'amplitude maximale de l'onde S, A_c est l'amplitude moyenne des ondes de la coda sur une fenêtre temporelle centrée sur le temps écoulé t mesuré à partir de l'heure origine du tremblement de terre et C est une constante.

Le terme gauche de l'équation (2) est obtenu à partir des mesures des amplitudes A_s et A_c sur le sismogramme et la valeur de $K(\alpha)$ est obtenue à partir de t et t_s . L'équation (2) montre que la quantité $\log_{10}((A_s/A_c)^2 K(\alpha))$ est proportionnelle à $(t - t_s)$ et le facteur de qualité Q_c peut être obtenu à partir de la pente $b = (\log_{10} e) 2\pi f / Q_c(\omega)$ de l'équation (2).

3. Les données

Nous avons utilisé les enregistrements par les stations du réseau sismique belge de 86 tremblements de terre survenus en Belgique et dans les régions limitrophes durant la période 1985-1992. La liste complète est reprise dans la thèse d'El Bouch (1999). Ils correspondent à 330 enregistrements de la composante verticale courte période des mouvements du sol, avec des profondeurs de foyer variant de 0.8 à 22.2 km, des distances épacentrales variant de 1 à 60 km et des magnitudes M_L comprises entre 0.5 et 3.7 (figure 3). La figure 4 montre les couples source - station qui ont été pris en considération.

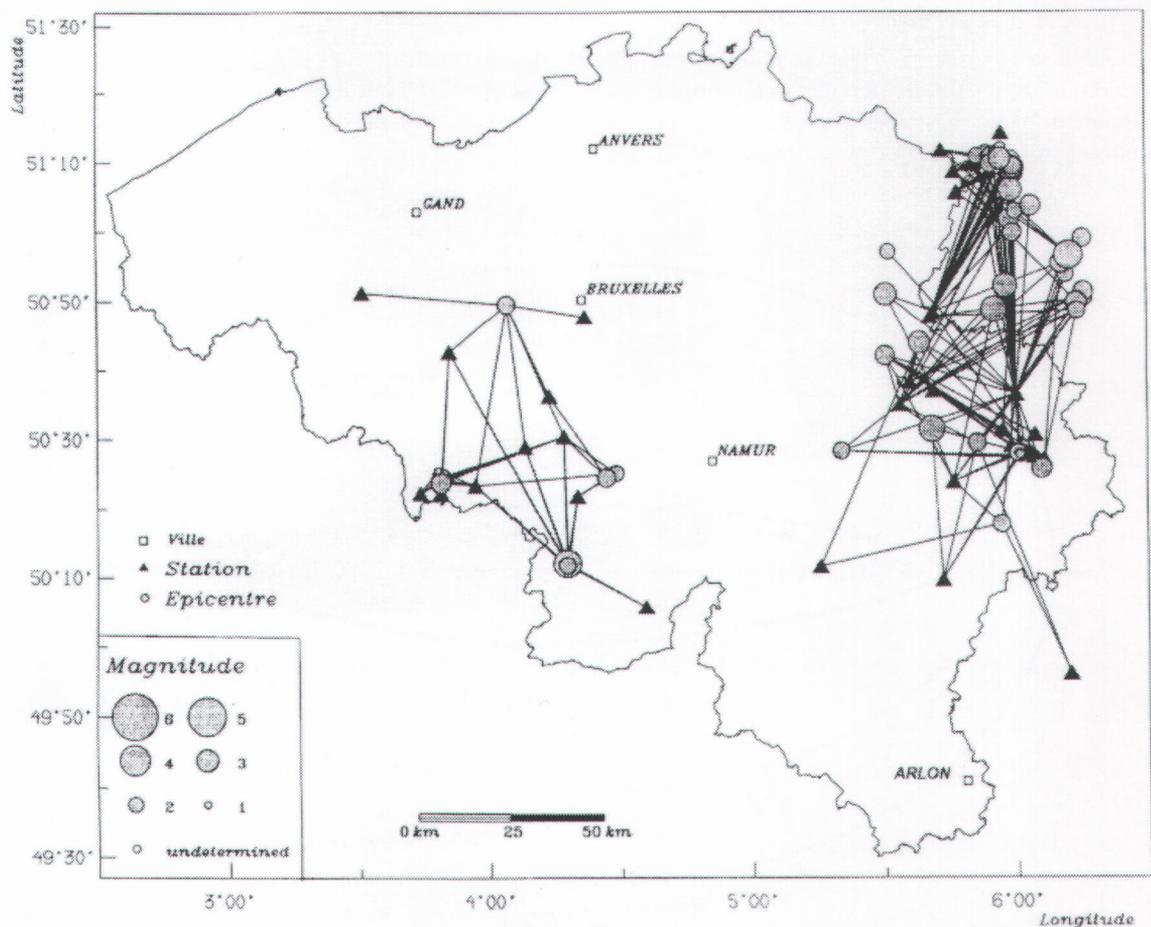


Figure 4. Les projections des trajets des couples source-station pour lesquels Q_c a été estimé, sont indiqués par des lignes joignant la station à l'épicentre. Les cercles correspondent aux événements et les triangles aux stations.

Map showing the locations of the events (circles) and stations (triangles) used in coda Q studies. The lines show the travel paths.

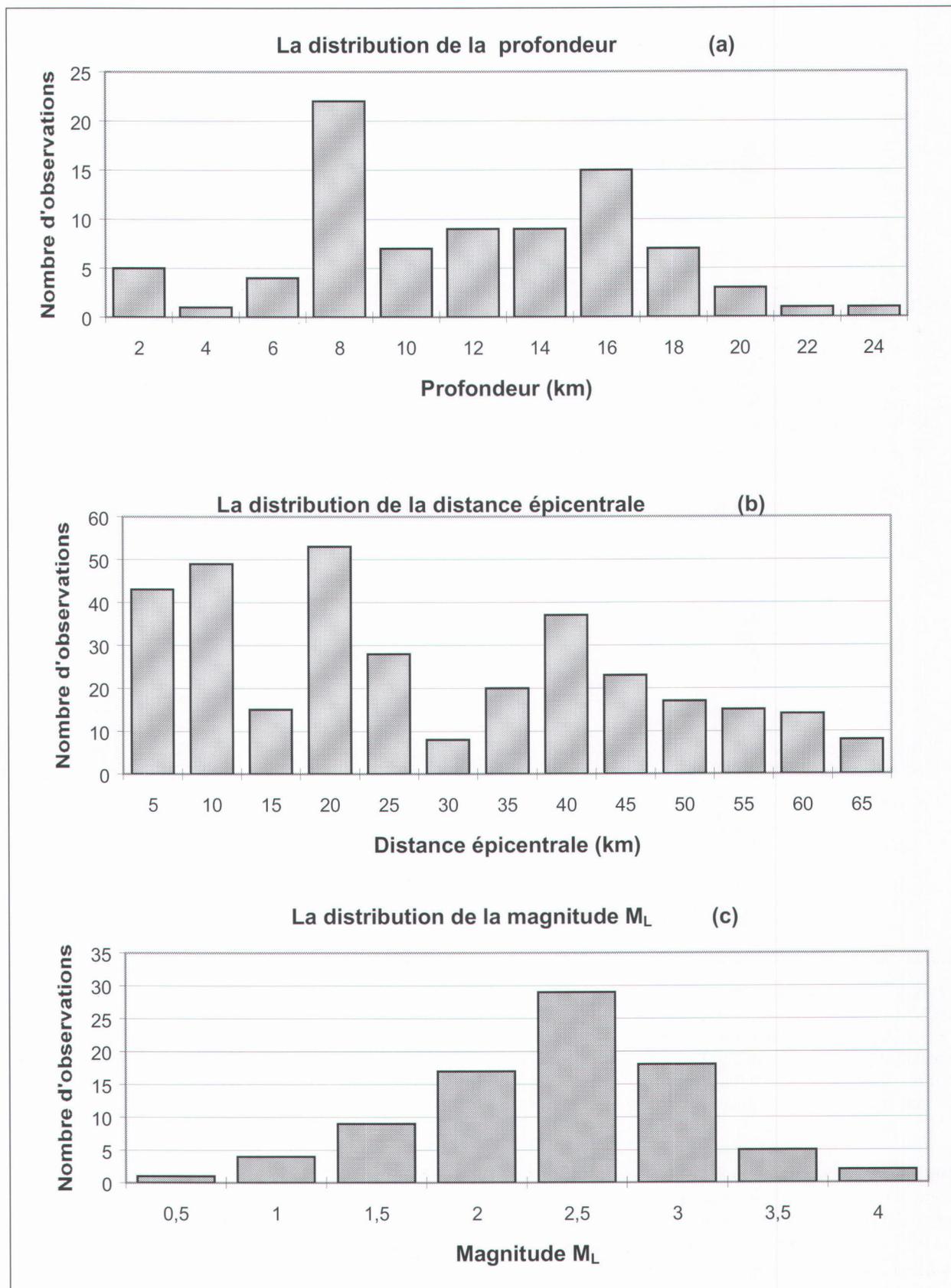


Figure 3. La distribution du nombre d'observations en fonction de la profondeur (a), de la distance épacentrale (b) et de la magnitude des tremblements de terre utilisés dans cette étude.
 Distribution of focal depths (a), epicentral distances (b) and magnitude (c) of earthquakes used in this study with the number of observations.

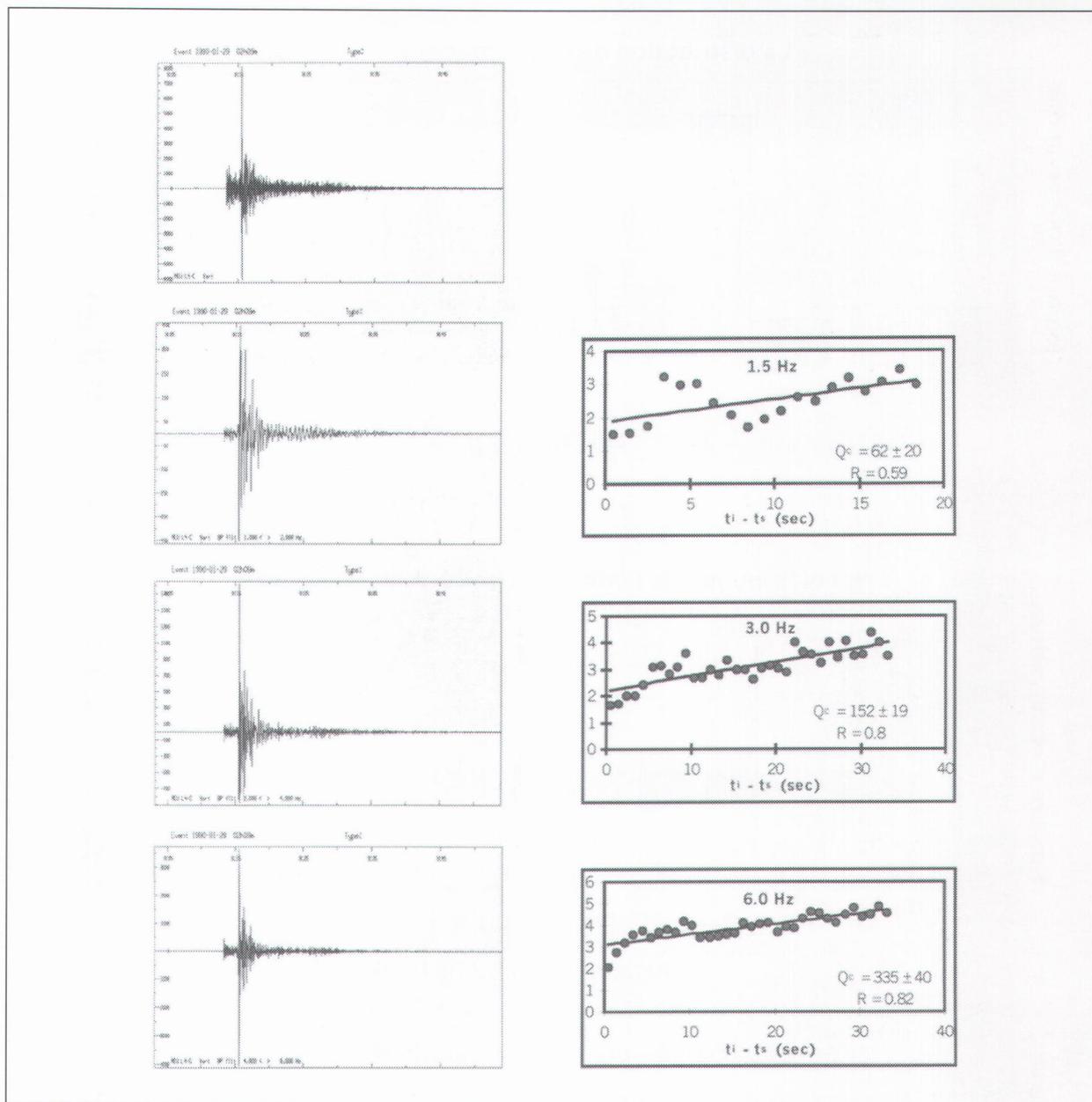


Figure 5. Un exemple de mesure de Q_c appliqué au séisme du 29-01-1990 à 02h09m (TU) enregistré à la station de Meuville (MEU). La distance épacentrale est de 19.6 km. A droite de chaque signal filtré figure la quantité $\log_{10}[(A_s/A_{mn})^2k(\phi)]$ en fonction de $x = t_i - t_s$. La droite montre la pente qui détermine Q_c . Le signal non filtré se trouve dans le coin supérieur gauche. Example of Q_c measurements applied to station MEU seismogram for event of 29-01-1990-02h09m (UT). The epicentral distance is 19.6 km. To the right of each filtered seismogram is shown the quantity $\log_{10}[(A_s/A_{mn})^2k(\phi)]$ versus $x = t_i - t_s$. The straight lines show the slope chosen to determine Q_c . At the top left is shown the unfiltered signal.

Dans le but d'obtenir une bonne résolution spatiale dans l'estimation de Q_c , seules les données des couples source-station dont la différence de temps entre l'arrivée de l'onde S et P n'excède pas sept secondes ont été choisis. Ils correspondent à des distances épacentrales inférieures à 60 km.

De manière à ne considérer que des volumes échantillonnés à l'intérieur de la croûte, les données des ondes de la coda ont été limitées aux temps écoulés inférieurs à 30 secondes. Ce choix est très important parce

que Magerin et al. (1998) ont montré que pour des temps écoulés supérieurs au temps de propagation de l'onde réfléchi sur le MOHO, la décroissance de la coda devient caractéristique de la fuite de l'énergie dans le manteau plutôt que des propriétés diffractantes de la croûte. En considérant une épaisseur de la croûte de l'ordre de 35 km et une vitesse moyenne des ondes S de 3,5 km/s, dans le cas d'un foyer superficiel, la durée de propagation de l'onde SMS réfléchi sur le MOHO varie de 20 à 25 s pour des distances épacentrales variant de 0 à 60 km.

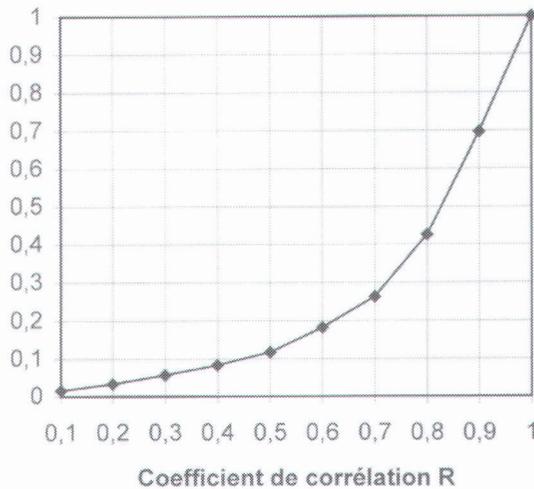


Figure 6. La fréquence cumulée du coefficient de corrélation de la droite de régression associé aux déterminations du paramètre Q_c .

The cumulative frequency of correlation coefficient of the linear regression associated to the Q_c determinations.

Pour appliquer la méthode qui est présentée ci-dessus, nous avons utilisé le programme de calcul QCODA publié dans la software Library de l'IASPEI (Lee, 1989). Nous avons déterminé le facteur de Qualité dans cinq bandes de fréquence à l'octave l'une de l'autre et ayant respectivement pour fréquence centrale 1,5, 3, 6, 12 et 24 Hz et des largeurs de bandes qui valent les deux tiers de la fréquence centrale. Le filtre utilisé est un filtre récursif de Butterworth à 8 pôles.

Pour chaque sismogramme et pour chaque bande de fréquence, nous avons choisi une fenêtre temporelle glissante de 2,56 secondes commençant à un temps $t_i = t_s$ égal au temps de parcours de l'onde S de la source à la station. A chaque instant t_i incrémenté d'une seconde, la valeur moyenne de la valeur absolue de l'amplitude est déterminée pour la fenêtre glissante. Le terme gauche de l'équation (2) est ainsi évalué et relevé en fonction du temps écoulé $t_i - t_s$. A partir de la représentation graphique, une droite de moindre carrée est ajustée. A partir de la pente b et de la variance de l'ajustement, la valeur du paramètre Q_c et son incertitude standard sont calculées. La figure 5 montre un exemple d'application de cette procédure d'analyse.

La qualité de la détermination du paramètre Q_c est jugée à l'aide du coefficient de corrélation (R) et/ou du coefficient de détermination (R^2). Le coefficient de détermination R^2 mesure la part de la variance totale qui est expliquée par la régression linéaire, et partant par le modèle physique des ondes de la coda. Il explique le pourcentage de la dispersion observée sur Q_c . La quantité $1 - R^2$ représente le pourcentage de la variance totale qui reste inexpliquée.

Seules les valeurs de Q_c obtenues avec un coefficient de corrélation ≥ 0.7 ont été retenues. Cette sélection nous permet d'assurer une homogénéité dans nos résultats à partir de la régression linéaire. Pour nos données, nous avons observé que cette procédure correspond à une incertitude relative $\Delta Q_c / Q_c$ inférieure à 0,2. Ce critère représente un compromis acceptable entre rejeter le minimum possible de données d'une part et avoir au moins 50 % de la variance totale qui soit expliquée par la régression linéaire, donc par le modèle physique des ondes de la coda. Ce critère nous paraît raisonnable et logique comparé à ceux que l'on trouve dans certaines publications (Havskov et al, 1989; Scherbaum et al, 1985). 74 % des données répondent à notre critère de qualité ($R \geq 0.7$) (figure 6).

Lorsque ce critère n'est pas respecté, ceci s'exprime par une irrégularité de la décroissance de l'enveloppe des ondes de la coda. Dans ces cas précis, il paraît difficile d'estimer la valeur de Q_c . Plusieurs causes peuvent expliquer ces irrégularités : arrivées énergétiques parasites (réflexions intra-crustales), effets de site, perturbations locales,

4. Résultats

La répartition spatiale des volumes crustaux échantillonnés nous a permis d'étudier le facteur de qualité Q_c en sept régions différentes que nous avons nommées: Hainaut, Dour, Plate-Taille, Ardenne, Hautes Fagnes, Graben du Rhin Inférieur-Limbourg et Roermond (figure 7).

Un total de 958 déterminations de Q_c couvrant 330 trajets sismiques différents a été effectué sur l'ensemble de la zone d'étude. Pour chaque région, les valeurs de Q_c indiquées sont une moyenne sur l'ensemble des données. Nos estimations de Q_c semblent indépendantes de la composante mesurée du mouvement du sol (tableau 1). Ces résultats sont en accord avec les conclusions de Roecker et al. (1982), Del Pezzo et al. (1985) et Del Pezzo et Scarcella (1986).

Les valeurs moyennes de Q_c , leur incertitude standard et le nombre d'observations à partir desquelles elles sont estimées sont repris dans le tableau 2.

Les valeurs de Q_c varient de 39,4 à 1,5 Hz (région des Hautes Fagnes) à 3107,5 à 24 Hz (région du Hainaut) et montrent une augmentation significative avec la fréquence. Cette variation de Q_c en fonction de la fréquence est souvent modélisée par la loi de puissance $Q_c = Q_0 f^n$ où Q_0 représente le facteur de qualité à 1 Hz et n le degré de la dépendance fréquentielle. Q_0 et n sont des constantes déduites des observations par ajustement dont les résultats sont repris au tableau 3.

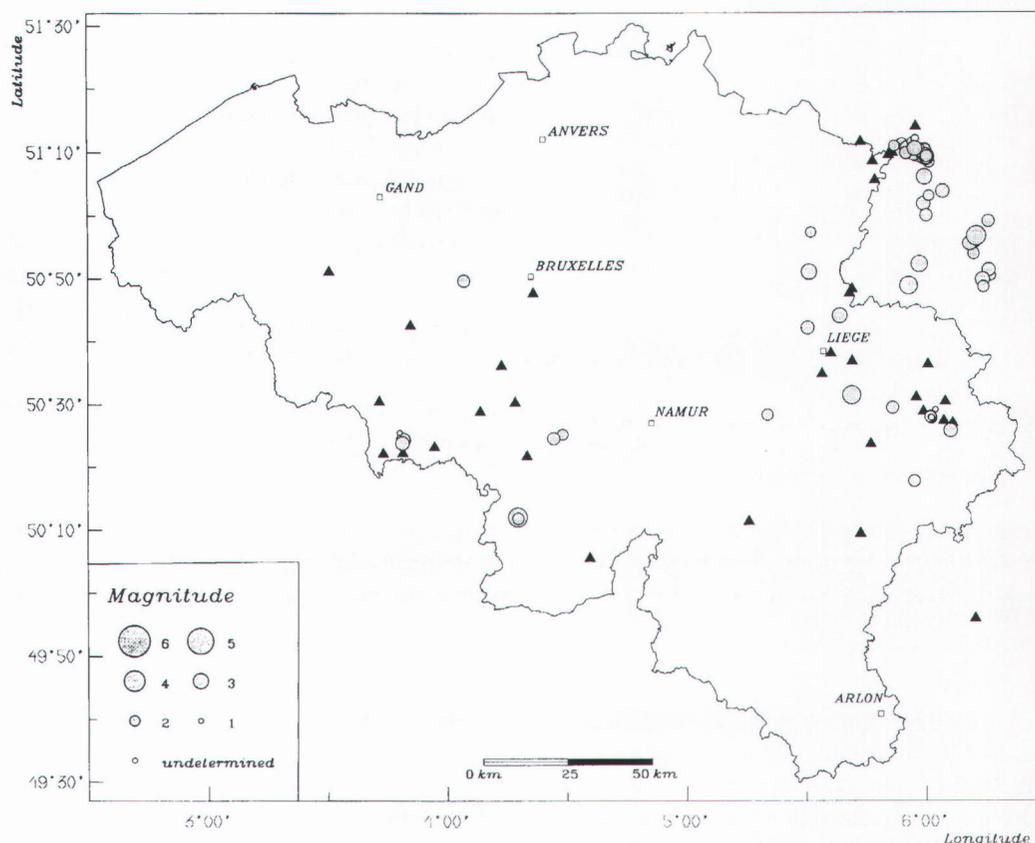


Figure 7. La situation géographique des régions étudiées. Les triangles correspondent aux stations et les cercles aux épicentres.
Geographic location of different regions studied. Triangles and circles represent stations and events respectively.

Fréquence	1.5 Hz	3.0 Hz	6.0 Hz	12.0 Hz	24.0 Hz
Verticale	169±45	360±69	647±93	1244±107	2580±290
NO	6	14	14	12	13
Nord – Sud	122±28	352±65	610±76	1166±116	2742±377
NO	10	14	13	13	13
Est – Ouest	154±35	373±69	569±67	1219±131	2630±305
NO	11	12	14	13	13

Tableau 1. Les valeurs moyennes de Q_c calculées à la station de Membach (MEM) pour chacune des trois composantes. NO est le nombre d'observations utilisées pour chaque moyenne.

Mean Calculated values of Q_c at station MEU for each three components. NO is the number of observations used in averaging.

Region	1 - 2 Hz		2 - 4 Hz		4 - 8 Hz		8 - 16 Hz		16 - 32 Hz		NO
	Q_c	NO	Q_c	NO	Q_c	NO	Q_c	NO	Q_c		
H.Fagnes	39.4 ± 7.8	30	74.8 ± 13.4	62	142.0 ± 28.9	61	391.3 ± 83.2	35	951.4 ± 176.6	42	
Ardenne	43.2 ± 8.1	19	104.0 ± 18.4	28	255.9 ± 40.8	26	684.1 ± 132.8	26	1896.8 ± 303.9	15	
G.R.I.L	51.2 ± 14.0	47	100.6 ± 18.6	69	284.6 ± 62.8	69	580.1 ± 110.9	52	1319.5 ± 275.6	23	
Roermond	51.5 ± 19.4	4	96.3 ± 48.9	1	345.0 ± 64.1	29	419.3 ± 51.7	59	783.8 ± 97.3	53	
P.Taille	60.1 ± 12.4	14	135.7 ± 21.1	16	241.5 ± 53.4	14	715.9 ± 172.1	14	2475.1 ± 412.6	3	
Dour	67.0 ± 16.5	10	81.7 ± 11.5	24	170.1 ± 23.3	24	474.2 ± 80.7	16	983.0 ± 166.4	17	
Hainaut	42.8 ± 11.4	7	129.8 ± 22.4	17	287.7 ± 50.4	15	978.6 ± 187.9	13	3107.5 ± 553.2	4	

Tableau 2. Les valeurs moyennes de Q_c et leurs incertitudes standards dans les différentes régions. NO représente le nombre de valeurs de Q_c utilisées pour chaque moyenne. G.R.I.L : graben du Rhin Inférieur-Limbourg.

Mean values of Q_c and their standard errors for the different regions. NO is the number of observations used in averaging. G.R.I.L : Lower Rhine Graben - Limbourg.

Région	Q_0	ES (Q_0)	n	ES (n)	NO	R
Hautes Fagnes	17	1.1	1.16	0.05	230	0.83
Ardenne	21.2	1.1	1.37	0.05	114	0.93
G.R.I.L	26.9	1.1	1.2	0.04	260	0.9
Plate Taille	30.9	1.2	1.19	0.1	61	0.85
Dour	26.5	1.1	1.07	0.06	91	0.87
Hainaut	19.5	1.2	1.54	0.08	56	0.93

Tableau 3. Les valeurs calculées de Q_0 , n , et leur incertitude standard dans les différentes régions. NO est le nombre d'observations utilisées pour le calcul des valeurs moyennes de Q_c . ES représente l'incertitude standard. R représente le coefficient de corrélation. G.R.I.L : Graben du Rhin Inférieur - Limbourg.

Calculated values of Q_0 , n , and their standart errors for the different regions. NO is the number of Q_c observations used in averaging. E.S represent standard error. R represent correlation coefficient. G.R.I.L : Lower Rhine Graben - Limbourg.

Les valeurs de n et Q_0 varient respectivement de 1.07 (région de Dour) à 1.54 (région de Hainaut) et de 17.0 (région des Hautes Fagnes) à 30.9 (région de la Plate-Taille). Elles ne sont pas calculées pour la région de Roermond vu le manque de données à basses fréquences. L'atténuation ($1/Q_c$) en fonction de la fréquence est présentée sur la figure 8 pour toutes les régions étudiées. Elle montre des variations spatiales bien individualisées. Les valeurs de l'atténuation convergent vers des valeurs basses aux hautes fréquences. Elles deviennent hautes en divergeant aux basses fréquences.

Bien qu'il y ait un recouvrement significatif des barres d'incertitudes à toutes les fréquences entre toutes les régions, la région des Hautes Fagnes montre généralement une atténuation relativement élevée par rapport à toutes les autres régions, et ceci pour toutes les fréquences.

L'atténuation aux basses fréquences (1.5 et 3 Hz) n'est pas représentée dans la région de Roermond suite au manque d'information attribué à un effet de site qui est probablement causé par la couche épaisse de sédiments non consolidés remplissant le graben de la Roer.

Dans les régions du graben du Rhin Inférieur-Limbourg, du Hainaut, de la Plate-taille et de l'Ardenne, l'atténuation est généralement plus faibles. La différence en atténuation est faible à haute fréquence, mais augmente de manière significative à basse fréquence.

Plus le temps écoulé depuis l'instant d'origine du tremblement de terre augmente, plus la portion des ondes de la coda enregistrée a parcouru un chemin long dans la lithosphère. Nous avons donc étudié la dépendance de l'atténuation ($1/Q_c$) en fonction du temps écoulé pour les données dont nous disposons en considérant cinq intervalles de temps écoulé (10-20 sec, 15-30 sec, 20-40 sec, 30-50 sec, 40-60 sec). Nous n'avons utilisé que les tremblements de terre relatifs à la partie Est de notre région d'étude (figure 7).

Le tableau 4 reprend les valeurs moyennes de Q_c , leur incertitude standard et le nombre d'observations à partir desquelles sont estimés pour les cinq intervalles de temps et les cinq bandes de fréquences. Les valeurs de Q_c

Temps écoulé	1 - 2 Hz		2 - 4 Hz		4 - 8 Hz		8 - 16 Hz		16 - 32 Hz	
	Q_c	NO	Q_c	NO	Q_c	NO	Q_c	NO	Q_c	NO
10 - 20 sec	34.3 ± 10.4	53	65.6 ± 16.1	99	138.0 ± 35.7	112	336.1 ± 83.1	118	755.3 ± 182.8	96
15 - 30 sec	50.0 ± 10.5	63	100.0 ± 16.9	112	291.9 ± 56.3	135	537.7 ± 87.2	138	1262.4 ± 183.4	101
20 - 40 sec	66.3 ± 11.8	53	140.7 ± 20.8	106	357.4 ± 52.4	133	755.9 ± 92.8	144	1599.2 ± 169.8	103
30 - 50 sec	85.5 ± 12.4	45	189.9 ± 24.5	97	446.9 ± 50.2	120	970.9 ± 101.5	124	1942.7 ± 179.6	94
40 - 60 sec	140.9 ± 14.3	13	307.6 ± 33.5	44	638.5 ± 59.6	70	1167.7 ± 83.8	74	2226.5 ± 127.1	60

Tableau 4. Les valeurs moyennes de Q_c et leur incertitude standard pour les différents intervalles de temps écoulé et à différentes fréquences. NO représente le nombre de valeurs de Q_c utilisées pour chaque moyenne.

Mean values of Q_c and their standart errors for the various lapses times and for the different frequencies. NO is the number of observations used in averaging.

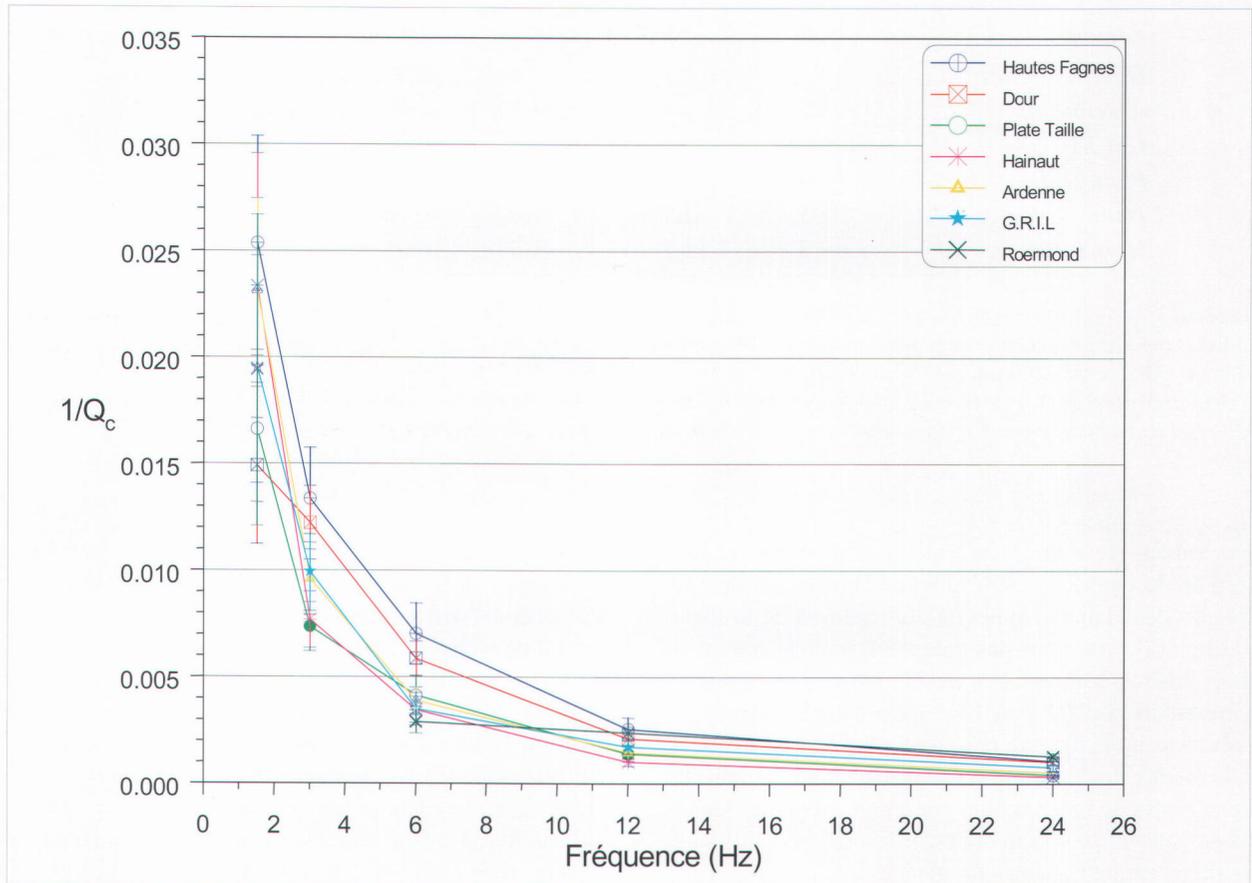


Figure 8. Atténuation $1/Q_c$ calculée en fonction de la fréquence pour les différentes régions. Les barres d'incertitude représentent le double de l'incertitude standard. G.R.I.L. : Graben du Rhin Inférieur - Limbourg.

Plot of the average attenuation Q_c^{-1} versus frequency for the different regions. The error bars represent twice the average error of Q_c^{-1} . G.R.I.L. : Lower Rhine Graben - Limbourg.

Temps écoulé	Q_o	ES (Q_o)	N	ES (n)	NO	R
10 - 20 sec	16.3	1.1	1.15	0.03	478	0.88
15 - 30 sec	28.3	1	1.17	0.02	549	0.91
20 - 40 sec	40.2	1.1	1.15	0.02	539	0.93
30 - 50 sec	52.4	1	1.14	0.02	480	0.94
40 - 60 sec	105.2	1.1	0.94	0.03	261	0.91

Tableau 5. Les valeurs calculées de Q_o et n et leur incertitude standard pour les différents intervalles de temps écoulé. NO est le nombre d'observations utilisées pour le calcul des valeurs moyennes de Q_c . ES représente l'incertitude standard. R représente le coefficient de corrélation.

Calculated values of Q_o , n, and their standard errors for the various lapses times. NO is the number of Q_c observations used in averaging. E.S represent standard error; R represent correlation coefficient.

montrent d'une part une augmentation significative avec la fréquence pour chaque intervalle du temps écoulé, et d'autre part une augmentation de Q_c avec l'augmentation de la durée du temps écoulé pour chaque fréquence. Cette dépendance fréquentielle de Q_c s'ajuste bien à l'équation de puissance $Q_c = Q_o f^n$ citée précédemment. Le tableau 5

montre l'augmentation de Q_o avec l'augmentation de la durée du temps écoulé. La valeur de n demeure relativement stable, autour de 1.15, à l'exception du dernier intervalle de 40 à 60 sec pour lequel la valeur de n est de l'ordre de 0.96 (tableau 5).

5. Discussion

Des études récentes (Margerin et al., 1998 ; Ö.) ont montré que la décroissance de la coda en fonction du temps pouvait être modélisée en considérant un modèle simple des couches supérieures de l'intérieur de la Terre : une croûte diffractante surmontant un manteau parfaitement homogène. Il apparaît ainsi que la fuite de l'énergie diffusée dans le manteau joue un rôle prépondérant à basse fréquence et contrôle la dépendance fréquentielle de Q_c , quand le libre parcours moyen est de l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la croûte. La forme asymptotique de la décroissance est la même que celle proposée par Aki et Chouet (1975).

Notre étude a été entreprise bien avant ces récentes publications, mais il nous était clairement apparu que pour obtenir des informations concernant l'atténuation dans la croûte, il fallait considérer des temps écoulés courts.

Pour cette raison, nous avons étudié la coda pour des temps écoulés inférieurs à 30 secondes. Dans ce cas, la coda est formée d'ondes qui n'ont pas encore diffusé dans le manteau. Si l'on considère que l'atténuation résulte uniquement de la diffraction dans la croûte, la valeur minimale du libre parcours moyen ℓ obtenue dans notre étude est de 30 km. On se retrouve dans les conditions du modèle théorique analysé par Margerin et al. (1998). En considérant des temps écoulés de 40 à 60 secondes, nos calculs indiquent une valeur moyenne de Q_c égale à 140 entre 1 et 2 Hz, ce qui grosso modo correspond à $\ell = 20$ km en se référant aux diagrammes de Margerin et al. (1998). Ces valeurs de ℓ indiquent que même en considérant des temps écoulés courts, on se trouve dans des conditions limites pour considérer l'hypothèse de la diffraction unique comme valide.

Sur base du réexamen des résultats de l'atténuation $1/Q_c$ de différentes régions du monde Jin et al. (1985) ont conclu que ces mesures tendent à coïncider à hautes fréquences et divergent du côté des basses fréquences (1.0 Hz). Nos résultats sont en accord avec cette tendance (figure 8). Les différences de l'atténuation $1/Q_c$ d'une région à l'autre sont bien visibles. Une corrélation a été établie avec l'activité tectonique. En général, on observe que l'atténuation aux basses fréquences est forte dans les régions tectoniquement actives. Il faut évidemment comparer des valeurs d'atténuation déterminées pour des durées de coda similaires. Peu d'études (tableau 6) ont été réalisées en considérant des temps écoulés inférieurs à 30 s. Les valeurs obtenues pour les différentes régions en Belgique sont les plus faibles de toutes celles déterminées ailleurs.

Si on considère des temps écoulés plus importants (supérieurs à 30 secondes), la valeur moyenne de Q_c en Belgique est 140, ce qui est une valeur intermédiaire à celles trouvées dans les zones actives (tableau 7). Il semble donc que plutôt que de mettre en rapport les valeurs de Q_c à basse fréquence avec l'activité tectonique actuelle, la relation est due à toute l'histoire géologique d'une région qui peut expliquer une structure complexe de la croûte, comme à la limite du front varisque dans nos régions. La partie sud de la Belgique a été affectée par deux orogénèses anciennes qui auraient causé un taux de fracturation important de la croûte.

Notre étude montre clairement qu'il est possible de différencier dans nos régions des structures crustales avec des caractéristiques diffractantes des ondes sismiques différentes. Ce travail sera poursuivi de manière à mettre ces hétérogénéités en évidence de manière plus précise.

<i>Régions</i>	Q_0	<i>n</i>
Dinarides, Yougoslavie (Herak, 1991)	45	1
Californie centrale, USA (Phillips et al. 1988)	83	0.74
Nord de la Grèce (Hatzidimitriou, 1993)	60	0.79
Grenade, Espagne (Ibáñez et al. 1990)	75.1	0.87
Ouest de l'Anatolie, Turquie (Akini et al. 1994)	50.7	1.01
Ouest de la Grèce (Tselentis, 1993)	121	0.718
Hautes Fagnes (cette étude)	17	1.16
Ardenne (cette étude)	21.2	1.37
Graben du Rhin Inférieur-Limbourg (cette étude)	26.9	1.2
Plate Taille (cette étude)	30.9	1.19
Dour (cette étude)	26.5	1.07
Hainaut (cette étude)	19.5	1.54

Tableau 6. Tableau de comparaison des valeurs de Q_0 et n pour les différentes régions sismiques. La coda a été analysée pour des temps écoulés inférieurs à 30 secondes.

Table of comparison of Q_0 and n values for the different seismic regions. The analysis of coda waves was limited to a relatively short lapse time (≤ 30 s).

Régions	Temps écoulé	Q_c
Dinarides, Yougoslavie (Herak, 1991)	60 secondes	250
Nord de la Grèce (Hatzidimitriou, 1993)	30 - 60 secondes	134
Grenade, Espagne (Ibàñez et al. 1990)	50 secondes	142.3
Ouest de l'Anatolie, Turquie (Akini et al. 1994)	50 secondes	106.8
Ouest de la Grèce (Tselentis, 1993)	50 secondes	208.6
Sude de la Norvège (Kvamme et Havskov, 1989)	40 secondes	120
La Nouvelle Angleterre (Pulli, 1984)	< 100 secondes	204
Belgique (cette étude)	40 -60 secondes	<u>140.9</u>

Tableau 7. Tableau de comparaison des valeurs de Q_c à la fréquence de 1 Hz et à des temps écoulés plus importants (> 40 secondes) pour les différentes régions sismiques.

Table of comparison of Q_c values at 1 Hz and at long lapse time (> 40 s) for the different seismic regions.

6. Remerciements

Abdelhali EL Bouch tient à remercier vivement Monsieur le professeur P.Pâquet, directeur honoraire de l'Observatoire Royale de Belgique, pour les facilités accordées lors de la réalisation ce travail ainsi que Monsieur le Baron Jaumotte, président de la Fondation Universitaire David et Alice Van Buuren, pour le subside octroyé.

7. Références

- AKI, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74 : 615-631.
- AKI, K. & CHOURT, B., 1975. Origin of coda waves : source, attenuation and scattering effect. *Journal of Geophysical Research*, 80(23) : 3322-3342.
- AKI, K., 1981. Source and scattering effect on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71 : 1687-1700, 1981b.
- AKINCI, A., TAKTAK, A.G. & ERGINTAV, S., 1994. Attenuation of coda waves in Western Anatolia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87 : 155-165.
- CAMELBEECK, T., 1985. Recent seismicity in Hainaut - Scaling laws from the seismological stations in Belgium and Luxembourg. In P.Melchior, editor, *Seismic Activity in Western Europe*, Reidel Publishing Company, 109-126.
- CAMELBEECK, T., 1994. Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques : le cas de la zone intraplaque belge. *PhD thesis, Université Catholique de Louvain, Faculté des Sciences. Publications de l'Observatoire Royal de Belgique, série géophysique, hors série.*
- DAINTY, A.M. & TOKSÖZ, M.N., 1990. Array analysis of seismic scattering. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(6) : 2242-2260.
- DEL PEZZO, E., ROVELLI, A. & ZOMO, G., 1985. Seismic Q and site effects on seismograms of local earthquakes in the Ancona region (Central Italy). *Annales Geophysicae*, 3(5) : 629-636.
- DEL PEZZO, E. & SCARCELLA, G., 1986. Three-component coda Q in the Abruzzi-Molise region, Central Apennines. *Annales Geophysicae*, 4 : 589-592.
- EL BOUCH, A., 1999. Atténuation des ondes sismiques en Belgique et dans les régions limitrophes à partir des ondes de la coda des tremblements de terre locaux. *PhD thesis, Université Libre de Bruxelles, Faculté des Sciences.*
- HATZIDIMITRIOU, P.M., 1993. Attenuation of coda waves in Northern Greece. *Pageoph*, 140 : 63-78.
- HAVSKOV, J., MALONE, S., McCLURE, D. & CROSSON, R., 1989. Coda Q for the state of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 29(4) : 1024-1038.
- HERAK, M., 1991. Lapse time dependant Q_c spectra observed in the Dinarides region (Yugoslavia). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 67 : 303-312.
- HERRAIZ, M. & ESPINOSA, A.F., 1987. Coda waves : A Review. *PAGEOPH*, 125(4) : 499-577.
- HOUGH, S.E., ANDERSON, J.G., BRUNE, J., VERNON, F., BERGER, III, J., FLETCHER, J., HAAR, L., HANKS, T. & BAKER, L., 1988. Attenuation near Anza, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2) : 672-691.

- IBÁÑEZ, J.M., DEL PEZZO, E., DE MIGUEL, F., Herraiz, M., Alguacil, G. & Morales, J., 1990. Depth-dependant seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(5) : 1232-1244.
- KVAMME, L.B. & HAVSKOV, J., 1989. Q in Southern Norway. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79 : 1575-1588.
- LEE, W.H.K., 1989. Toolbox for Seismic Data Acquisition, Processing and Analysis. *IASPEI*, pages 237-255.
- MARGERIN, L.M., CAMPILLO, L. & VAN TIGGELEN, B.A., 1998a. Radiative transfer and diffusion of waves in a layered medium : a new insight into coda Q. *Geophys. J. Int.*, 134, 596-612.
- ONCESCU, M.N., CAMELBEECK, T. & MARTIN, H., 1994. Sources parameters for the Roermond aftershocks of 1992 April 13-May 2 and site spectra for P and S waves at the Belgian seismic network. *Geophys. J. Int.*, 116 : 673-682.
- PULLI, J.J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74 : 1149-1166.
- RAUTIAN, T.G. & KHALTURIN, V.I., 1978. The use of coda for determination of the earthquakes source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68 : 923-948.
- ROECKER, S.W., TUCKER, B., KING, J. & HATZFELD, D., 1982. Estimates of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72 : 129-149.
- SATO, H., 1977. Energy propagation including scattering effect; single isotropic scattering approximation. *Journal Phys. Earth*, 25 : 27-41.
- SCHERBAUM, F. & KISSLINGER, C., 1985. Coda Q in the Adac seismic zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2) : 615-620.
- SHAPIRO, M.N., CAMPILO, L., MARGERIN, L., SINGH, S.K., KOSTOGLODOV, V. & PACHECO, J., 2000. The energy partitioning and the diffuse character of the seismic coda. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3) : 655-665.
- TSELENTIS, G.A., 1993. Depth-dependent seismic attenuation in Western Greece. *Tectonophysics*, 225 : 523-528.

Manuscript received on 04.09.2000 and accepted for publication on 15.07.2001.