

Influence de la source et de la structure géologique sur la nature des dégâts lors du tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983

par DENIS JONGMANS* et MICHEL CAMPILLO**

Mots-clés. — Séisme, Effet de site, Source, Modélisation numérique, Structure géologique.

Résumé. — Le 8 novembre 1983, un tremblement de terre de magnitude 4,9 et de faible profondeur a été fortement ressenti dans la région de Liège. Treize mille habitations ont été endommagées, dont 25 partiellement ou totalement détruites. Les effets de source et de site à grande échelle ont été étudiés par simulation numérique et l'influence d'un grand synclinal houiller sur la nature des dégâts a été étudiée.

Influence of the source and the geological structure on the damage of the November 8, 1983 Liege (Belgium) earthquake.

Key-words. — Earthquake, Site effects, Source, Numerical modelisation, Geological structure.

Abstract. — On November 8, 1983, an earthquake of magnitude 4.9 and shallow depth was strongly felt in the Liege area. 13,000 buildings were damaged, of these 25 were partially or totally destroyed. The source and site effects are studied by numerical methods and the influence of a large Carboniferous syncline on the damage is shown.

I. — INTRODUCTION

Le 8 novembre 1983, un tremblement de terre de magnitude $M_L = 4,9$ a touché la ville de Liège et sa banlieue ouest. Les communes de St.-Nicolas, Glain et Montegnée ont été fortement sinistrées avec une intensité maximale VII sur l'échelle MSK. La zone affectée par le séisme s'allongeant selon une direction générale WSW-ENE est reprise à la figure 1. Le choc principal a été suivi de plusieurs petits séismes de faible magnitude (de l'ordre de 2 à 3) [Camelbeeck et De Becker, 1985]. Le dernier événement sismique ressenti dans la région, de magnitude locale 4,3, s'était produit le 21 septembre 1965.

Aucune station d'enregistrement n'était en fonctionnement dans la région de Liège au moment du séisme de 1983. La station la plus proche était située à $\Delta = 0,3$ degré de l'épicentre.

La localisation du foyer du tremblement de terre a été réalisée par l'Observatoire Royal d'Uccle [Camelbeeck et De Becker, 1985] à partir de 40 stations distantes de moins de 500 km. Les coordonnées hypocentrales suivantes ont été calculées : Latitude : $50,63^\circ \text{ N} \pm 0,6 \text{ km}$; Longitude $5,50^\circ \text{ E} \pm 0,8 \text{ km}$; Profondeur : $4 \text{ km} \pm 2 \text{ km}$.

Indépendamment, Ahorner et Pelzing [1985] ont proposé, sur la base des enregistrements de 21 stations, une localisation de l'épicentre à environ 2 km au nord-est de celui calculé par Camelbeeck et De Becker.

Bien que l'on ne dispose malheureusement pas d'enregis-

trement dans la zone épiscopale, le cas du séisme de Liège est cependant exemplaire à plusieurs titres.

Premièrement, le choc principal, de magnitude moyenne, est localisé dans une zone de faible sismicité à proximité immédiate d'une grande agglomération urbaine. Il représente l'événement sismique « vraisemblable » potentiellement dangereux dans une grande part de l'Europe occidentale, à l'exception du domaine méditerranéen.

Deuxièmement, grâce au système d'indemnisation des personnes sinistrées, on a une bonne connaissance de l'ensemble des dommages subis.

Enfin, le sous-sol houiller de la région liégeoise ayant été intensivement exploité depuis des siècles, sa structure géologique est particulièrement bien connue.

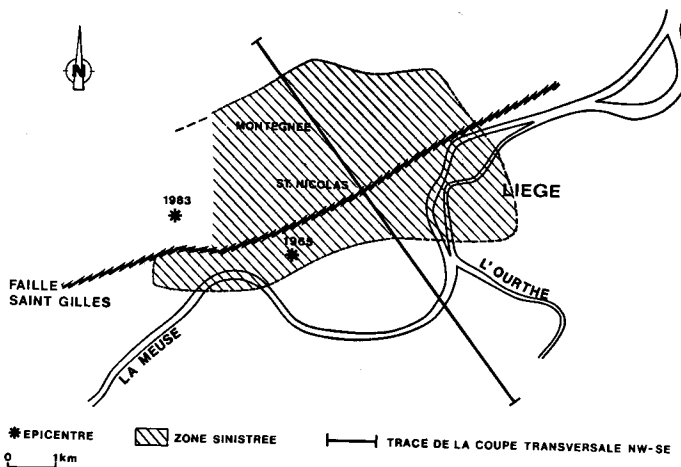


FIG. 1. — Plan de situation.

FIG. 1. — Situation map.

* Lab. Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection géophysique, Univ. Liège, Bat. B19, 4000 Liège, Belgique.

** Observatoire de Grenoble (URA CNRS 733), Univ. Joseph Fourier IRIGM, B.P. 53X, 38041 Grenoble, France.

Note déposée le 6 juin 1988, présentée à la séance du 10 octobre 1988; manuscrit définitif accepté le 9 janvier 1989.

Les effets d'amplification d'ondes liés à la source et à la structure géologique à grande échelle (pluri-kilométrique) vont être étudiés par simulation numérique. Ces résultats, confrontés aux caractéristiques connues des dégâts (direction des mouvements, répartition générale), permettront de préciser le mécanisme au foyer de ce séisme et de discuter l'importance de l'influence du grand synclinal houiller présent sous Liège.

L'influence des formations superficielles, qui sont généralement responsables d'une grande variabilité spatiale dans la répartition des dégâts, ne sera pas abordée dans cet article qui ne traite que de la distribution globale des dommages.

II. — STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE LIÈGE

Le sous-sol de la région de Liège est constitué par des formations dévoniennes et carbonifères (appartenant au synclinorium de Namur) reposant au nord en discordance sur le socle cambro-silurien du massif de Brabant et limitées au sud par une grande faille de charriage, la faille Eifelienne [Monjoie, 1986] (fig. 2).

Ces formations sont constituées, de bas en haut, par :

— les dépôts peu épais du Frasnien - Givetien - Famennien;

— les calcaires et dolomies du Viséen (150 à 200 mètres d'épaisseur);

— les schistes et grès du Namurien (environ 300 mètres) et du Westphalien (1 260 mètres) exploité pour ses couches de charbon et constituant le bassin houiller de Liège.

Elles sont affectées par une série de plis orientés NE-SW (voir coupe transversale : figures 1 et 3).

Au nord, les couches, faiblement inclinées vers le sud, dessinent le flanc d'un synclinal qui se développe dans le bassin de Liège. Le flanc sud comprend une succession de plis anticlinaux et synclinaux souvent déversés et auxquels succèdent l'anticlinal de Cointe-La Chartreuse puis un nouveau synclinal cisailé en écharpe par la faille Eifelienne.

L'ensemble du bassin est recoupé par une série de failles longitudinales présentant des rejets horizontaux de plusieurs centaines de mètres.

— la faille de Seraing à pendage sud irrégulier;

— la faille Marie à pendage nord ou vertical se raccordant à la faille de Seraing sous la ville;

— la faille Saint-Gilles, généralement inclinée vers le nord, parfois verticale et localement à pendage sud.

Le mouvement d'ensemble selon ces failles semble être un déplacement de plusieurs centaines de mètres du compartiment nord vers l'est. La position des hypocentres des tremblements de terre de 1965 et 1983 (fig. 1) pourrait

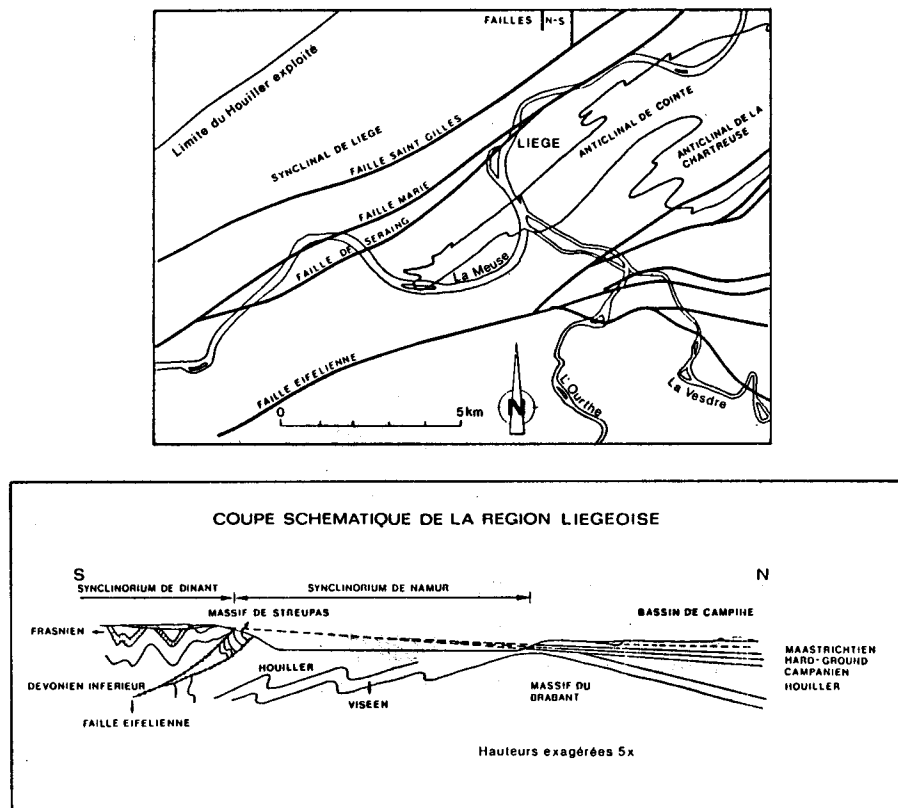


FIG. 2. — Carte structurale schématique du bassin de Liège (Humblet) et coupe géologique de la région liégeoise.
 FIG. 2. — Structural sketch-map of the Liège basin (Humblet) and section of the Liège area.

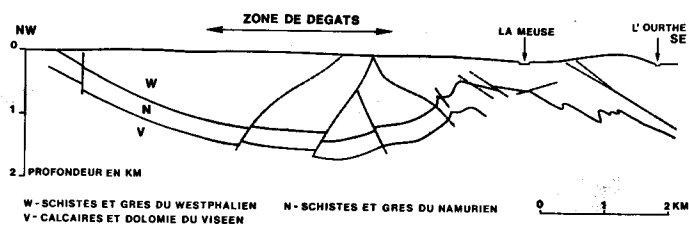


FIG. 3. — Coupe transversale NW-SE indiquée sur le plan de situation.
 FIG. 3. — Cross-section (NW-SE) drawn on the situation map.

être compatible avec la localisation en profondeur de la faille Saint-Gilles.

Après l'orogénèse hercynienne, ces formations primaires ont été pénéplanées et recouvertes par des dépôts subhorizontaux du Crétacé (argiles calcaireuses et craies) et des sables tertiaires qui apparaissent sur les hauteurs au nord, et sous forme de lambeaux au sud de Liège.

Caractéristiques dynamiques des formations du Primaire

Les vitesses des ondes longitudinales V_p et transversales V_s ainsi que les densités caractéristiques des formations du Primaire sont connues à partir d'essais de prospection sismique en surface et de diagraphies sonic et gamma-gamma dans des sondages [Service Géologique de Belgique, 1989]. Les valeurs moyennes de V_p , V_s et ρ sont présentées dans le tableau I pour les différents terrains.

III. — EFFETS DU TREMBLEMENT DE TERRE SUR LES CONSTRUCTIONS

Aucune station sismographique n'étant en place dans la région épicertrale au moment du séisme du 8 novembre 1983, les seules indications d'amplitude et de direction de mouvement sont données par la réaction des constructions. A peu près treize mille habitations ont été reconnues endommagées par le Fonds des Calamités et le montant total des indemnités versées est supérieur à 2,6 milliards de francs belges.

Dans la zone touchée, la majorité des habitations sont des maisons en maçonnerie à 1 ou 2 étages. Les principaux dégâts observés sont :

- des chutes de cheminées (environ 10 000) et d'éléments de décoration (frontons);
- des mouvements de façade perpendiculairement à leur plan entraînant une fissuration verticale de l'angle entre façade et mur de refend ou mur extérieur (fig. 4);
- des fissures de cisaillement apparaissant dans les maçonneries intérieures ou extérieures lorsque celles-ci sont sollicitées dans leur plan (fig. 5).

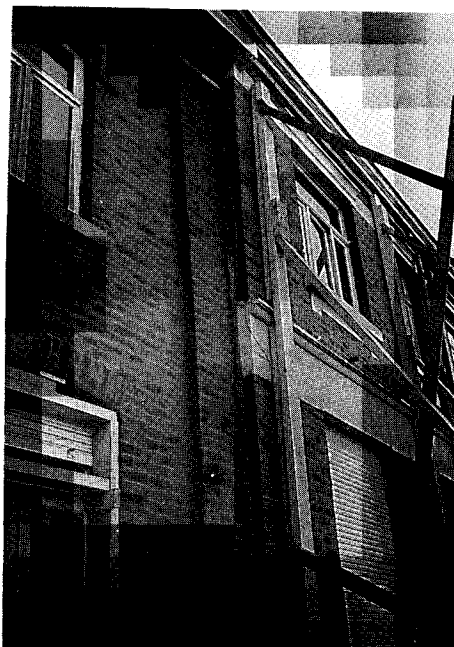


FIG. 4. — Mouvement de façade perpendiculairement à son plan.
 FIG. 4. — Façade motion perpendicular to its plane.

TABL. I. — Caractéristiques V_p , V_s et ρ des formations rocheuses.
 TABL. I. — V_p , V_s , ρ characteristics.

| Nature de la formation | V_p (m/s) | V_s (m/s) | ρ |
|---|---------------|-------------|-----------|
| Schistes et grès du Westphalien altérés (surface) | 2.000 à 3.000 | 1000 à 1500 | 2.0 à 2.4 |
| Schistes et grès du Westphalien | 3.400 à 3.600 | - | 2.5 |
| Schistes et grès du Namurien | 4.200 | - | 2.7 |
| Calcaire et Dolomie du Viséen | 6.200 - 6.500 | - | 2.7 |

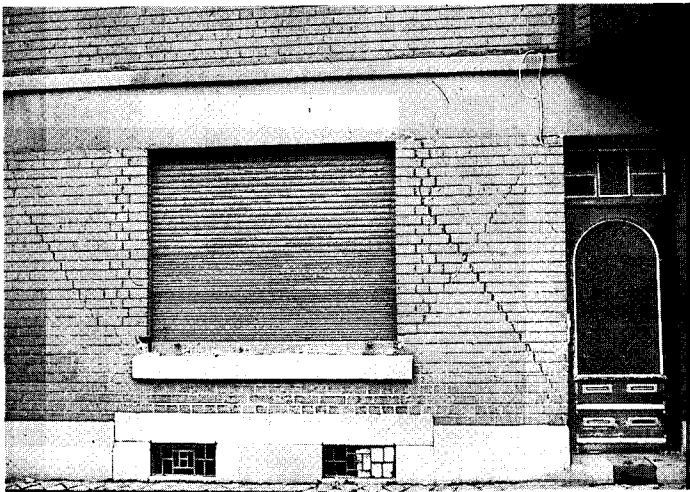


FIG. 5. — Fissures de cisaillement affectant une façade.
FIG. 5. — *Shear cracking in a front wall.*

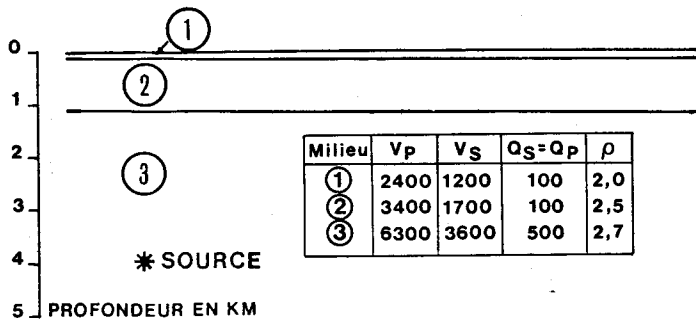


FIG. 6. — Géométrie et caractéristiques dynamiques utilisées pour la simulation du tremblement de terre à Liège.

FIG. 6. — *Geometry and dynamic characteristics used in the modelling of the Liège earthquake.*

Les spécialistes de dynamique des structures qui ont examiné les dommages [Plumier, 1985; Gurpinar, 1985] ont observé des mouvements de façade perpendiculairement à leur plan dans les rues parallèles à la faille Saint-Gilles, tandis que dans les rues perpendiculaires, les façades ont généralement été affectées par des figures de cisaillement.

L'existence d'une sollicitation sismique verticale est indiquée par des mouvements relatifs de solides liés entre eux par un important frottement, par exemple le déplacement horizontal de colonnes chargées par rapport à leur base.

Ce type de phénomène a été particulièrement mis en évidence au nord de la zone sinistrée par Gurpinar [1985]. Les directions horizontales des mouvements observés sont indiquées sur les figures 7 et 8.

IV. — SIMULATION DU SÉISME DU 8 NOVEMBRE 1983 : ÉTUDE DE LA SOURCE

Le tremblement de terre de Liège a été simulé numériquement dans un milieu supposé stratifié dont la géométrie

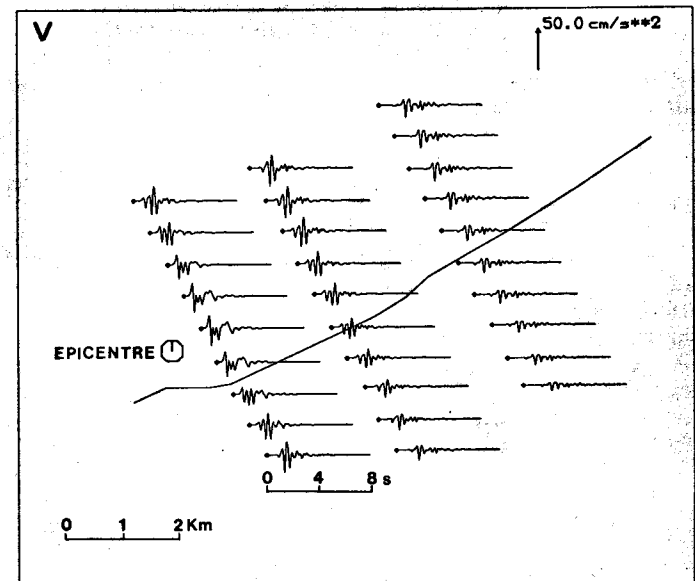
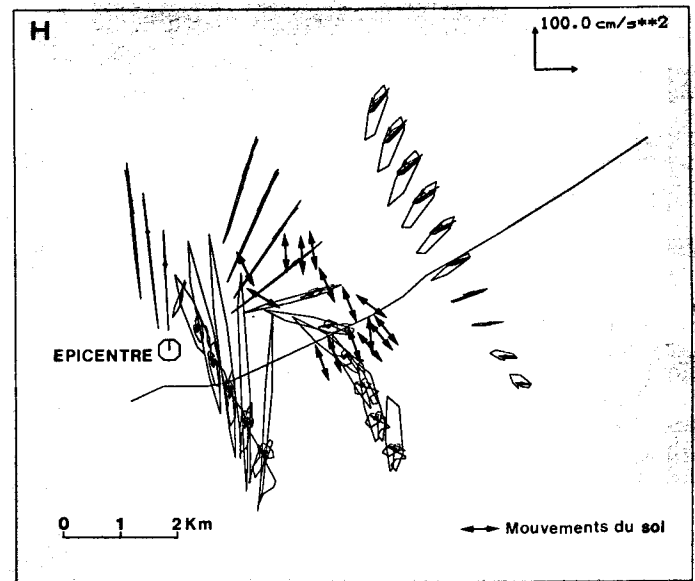


FIG. 7. — Sismogrammes synthétiques verticaux (V) et dans le plan horizontal (H) pour le mécanisme de faille normale.

FIG. 7. — *Synthetic vertical (V) and horizontal (H) seismograms produced by a normal fault.*

et les caractéristiques dynamiques choisies sont fournies à la figure 6. La source est représentée par un double couple de forces placé à 4 km de profondeur. Une solution numérique exacte de ce problème est obtenue en utilisant une méthode de représentation discrète des champs d'onde [Bouchon, 1981].

Deux solutions de mécanisme au foyer déterminées essentiellement à partir d'ondes P_n ont été proposées. La première (solution A avancée par Camelbeek et De Becker [1985]; Haessler [1985] et Bonjer et Faber [1985]) consiste

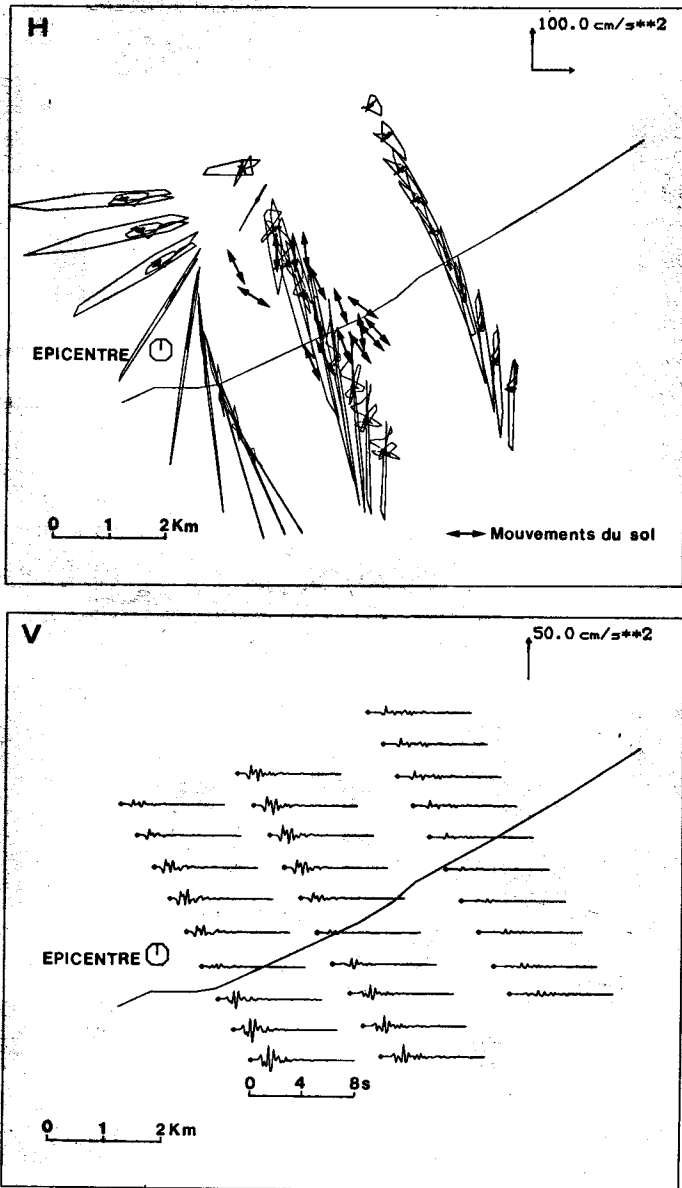


FIG. 8. — Sismogrammes synthétiques verticaux (V) et dans le plan horizontal (H) pour le mécanisme de coulissage.

FIG. 8. — Synthetic vertical (V) and horizontal (H) seismograms produced by a strike-slip fault.

en un mécanisme de faille normale selon un plan orienté N 280° E et pendant à 60° vers le nord tandis que le deuxième mécanisme avancé (solution B : Ahorner et Pelzing [1985]) est un coulissage horizontal selon un plan orienté N 260° E pendant à 80° vers le nord.

L'étude des répliques réalisée par Aspinall et King [1985] semble par ailleurs confirmer l'allure quasi-verticale de la faille.

Le calcul de sismogrammes synthétiques va être utilisé en vue de tester la cohérence des mécanismes au foyer proposés avec les mouvements observés. La localisation de

l'épicentre choisie est celle proposée par Camelbeeck et De Becker [1985].

La simulation est faite dans le domaine de fréquence 0 - 4Hz. La fonction source, décrivant le mouvement entre les lèvres de la faille à l'hypocentre en fonction de la fréquence angulaire ω est donnée par :

$$S(\omega) = \frac{i t_0 \frac{\pi}{2}}{\sinh\left(\omega\pi \frac{t_0}{4}\right)} \text{ avec } t_0 = 0,3 \text{ s}$$

Cette expression correspond à un déplacement continu durant 0,3 seconde.

Pour chacun des mécanismes, les mouvements de surface horizontaux et verticaux sont respectivement représentés sur les figures 7 et 8 qui reprennent également les directions de mouvements déduites du comportement des structures. De l'examen de ces figures, on peut tirer les conclusions suivantes :

— au sud de la faille Saint-Gilles, les deux types de mécanisme au foyer sont susceptibles d'engendrer les mouvements observés;

— au nord de la faille, par contre, seul le mécanisme de coulissage permet d'expliquer les directions de mouvements horizontaux perpendiculaires à l'orientation de la faille.

La prédominance des mouvements perpendiculaires à la faille pour un mécanisme de coulissage quasi vertical a été fréquemment observée lors des grands séismes californiens de ce type comme celui de Parkfield [Aki, 1968], de Imperial Valley [Archuleta, 1984] ou celui de Coyote Lake [Bouchon, 1982].

De plus, sur les deux lignes de sismogrammes les plus éloignées de la source, l'amplitude des mouvements horizontaux est plus faible sur les deux sismogrammes situés à l'extrémité nord. Cette limite correspond à celle de la zone sinistrée présentée à la figure 1.

Dans l'hypothèse du coulissage, les sismogrammes synthétiques montrent également que les valeurs d'accélération verticale ont pu être relativement importantes, spécialement au nord de la zone sinistrée où ce type de mouvements a été effectivement mis en évidence [Gurpinar, 1985].

La cohérence entre les sismogrammes synthétiques et les mouvements observés sur les structures est en faveur de l'hypothèse d'un mécanisme de coulissage pour le tremblement de terre de Liège de 1983 [Ahorner et Pelzing, 1985]. Cette interprétation, qui conduit à un axe de compression quasi horizontal et orienté NW-SE, s'insère bien dans le schéma sismotectonique généralement proposé pour l'Europe de l'Ouest [Ahorner, 1985].

Ces conclusions sur le mécanisme au foyer sont en contradiction avec les résultats de Bonjer et Faber [1985] qui, modélisant les formes d'onde de phases régionales sous une hypothèse de couches planes, ont favorisé une solution en faille normale.

Nos résultats ainsi que ceux de Faber et Bonjer pourraient être remis en cause en cas d'erreur importante (plusieurs kilomètres) sur la localisation de l'épicentre et de la profondeur du tremblement de terre.

V. — EFFETS DE SITE À GRANDE ÉCHELLE

Le vaste synclinal houiller présent sous la ville de Liège constitue une structure à grande échelle susceptible, comme une plaine alluviale, de provoquer localement une amplification des ondes sismiques.

Ce type de phénomène a été reconnu et étudié numériquement par différents auteurs. Une synthèse exhaustive est présentée par Aki [1988]. Bard [1983] a réalisé une étude théorique de la réponse de structures superficielles de type bassins alluviaux en utilisant la méthode de calcul dite de Aki et Larner [1970]. Cette dernière permet de calculer la réponse d'une structure bidimensionnelle soumise à une onde plane. La structure est supposée horizontalement périodique et sa géométrie ne peut pas présenter de variations trop brutales.

Le synclinal, représenté à la figure 3, a été modélisé en adoucissant sa géométrie et en le refermant à son extrémité SE pour pouvoir considérer la structure comme spatialement limitée. Le synclinal ainsi défini a été soumis à une onde plane SH (cisaillement transverse) se propageant verticalement et à une onde plane inclinée à 20° (fig. 9).

Les caractéristiques dynamiques choisies pour les différentes couches sont reprises dans le tableau II. Les valeurs du facteur de qualité (Q_s) sont tirées de la littérature [Bradley et Fort, 1966].

Pour que les résultats soient corrects, la méthode d'Aki-Larner impose que la fréquence maximale possible ne dépasse pas V_s/h où V_s est la vitesse des ondes de cisaillement des schistes houillers et h est l'épaisseur maximale du synclinal (1560 m).

Dans notre cas, la fréquence maximum sera donc de l'ordre de 1 Hz.

La fonction de transfert en un point d'une structure géologique est le rapport, dans le domaine fréquentiel, entre les amplitudes du mouvement de surface en présence de la structure et dans le milieu de référence extérieur. Des fonctions de transfert ont été calculées en de nombreux points à la surface de la structure et les courbes d'amplification maximale et moyenne (sur toutes les fréquences) sont présentées à la figure 9 pour deux incidences d'ondes.

Pour une onde plane verticale, l'amplification maximale est supérieure à 3 sur l'ensemble du synclinal avec des maxima de l'ordre de 3,8 aux deux extrémités. Ces amplifications sont obtenues pour des basses fréquences comprises entre 0,25 et 1 Hz. Pour une onde plane inclinée de 20° sur la verticale, l'amplification maximale ($A_m = 4$) est décalée au centre de la structure, ce qui correspond à la localisation des principaux dégâts observés.

La précision numérique obtenue par la méthode d'Aki-Larner est en général largement suffisante si l'on considère les incertitudes importantes sur les valeurs des paramètres du modèle (vitesses de propagation, facteurs de qualité, géométrie). Il peut donc s'avérer intéressant de travailler avec d'autres méthodes plus approximatives et moins coûteuses.

Sanchez-Sesma *et al.* [1988] ont récemment proposé une méthode de représentation géométrique permettant de calculer la réponse de certaines structures triangulaires particulières bidimensionnelles soumises à des ondes SH. Il s'agit d'une méthode approximative dont le principal intérêt, outre le faible coût, est la possibilité de travailler

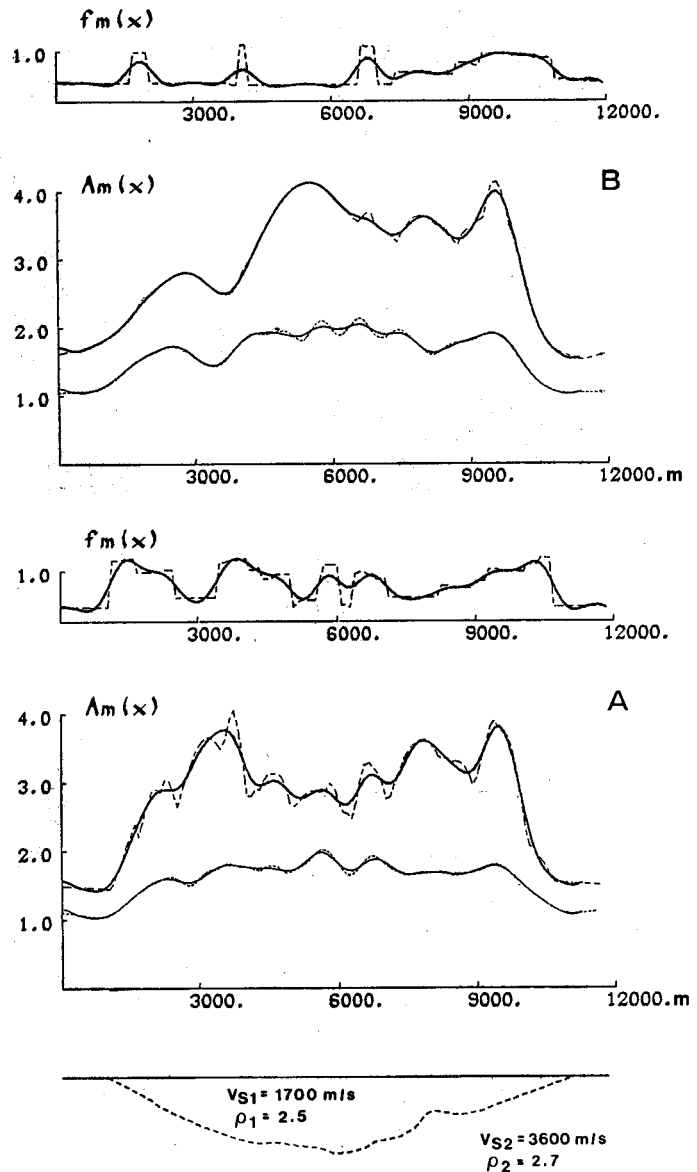


FIG. 9. — Courbes d'amplification spectrale (Aki-Larner) maximum (trait plein) et moyenne (en pointillé). A : ondes SH verticales; B : ondes SH inclinées à 20° .

FIG. 9. — Maximum (solid line) and mean (dotted line) spectral amplification curves (Aki-Larner). A : vertical SH-waves; B : 20° inclined SH-waves.

à de hautes fréquences.

Le synclinal houiller a été idéalisé sous une forme triangulaire (fig. 10) en conservant les caractéristiques dynamiques du tableau II.

La courbe d'amplification spectrale maximale (valeurs maxima de la fonction de transfert) obtenue pour une onde plane verticale montre une amplification moyenne de 3 sur l'ensemble de la structure avec des maxima atteignant 4,2 au centre. Les fréquences correspondantes sont comprises entre 0,25 et 1,5 Hz.

TABL. II. — Caractéristiques dynamiques utilisées lors de la modélisation.

TABL. II. — *Dynamic characteristics used in the modelling.*

| | Vs (m/s) | Qs | ρ |
|---|----------|-------|--------|
| Schistes et grès du Namurien et du Westphalien | 1700 m/s | 100 | 2.5 |
| Calcaire et socle | 3600 m/s | 1.000 | 2.7 |

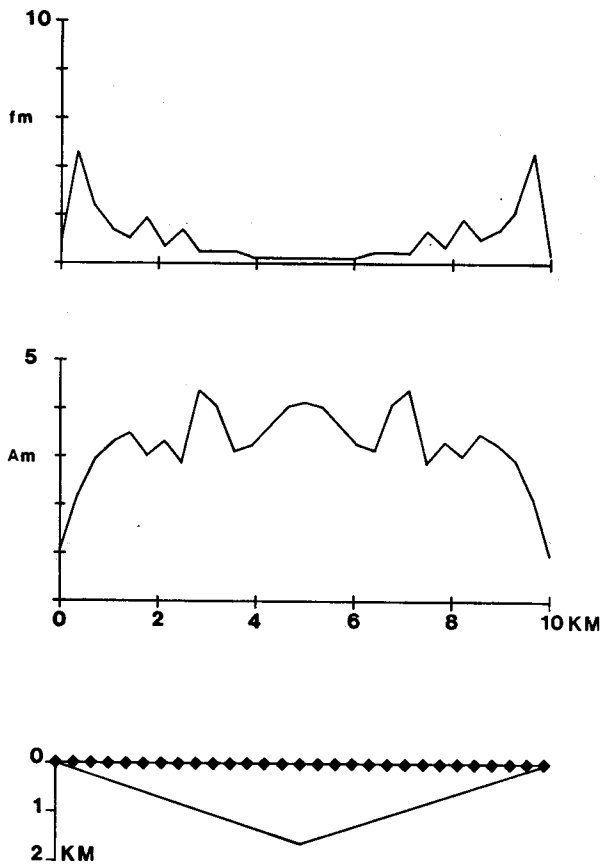


FIG. 10. — Amplification spectrale maximum pour une structure triangulaire (Sanchez-Sesma). Am : amplification; fm : fréquence en Hz.

FIG. 10. — *Maximum spectral amplification of a triangular shape basin (Sanchez-Sesma). Am : amplification; fm : frequency in Hz.*

Bien que la géométrie étudiée soit relativement différente de celle utilisée dans la méthode d'Aki-Larner, les résultats obtenus par les deux approches sont remarquablement concordants.

En vue de tester l'influence de la position de la source sur la réponse de la structure, un second type de modélisation a été réalisé. En effet, au voisinage de la source, l'onde plane est une mauvaise représentation du champ incident qui s'apparente plus à une onde cylindrique dans la schématisation bi-dimensionnelle utilisée.

Le synclinal houiller, idéalisé sous la forme d'une sinusoïde (fig. 11) a été soumis à l'influence d'une source génératrice d'ondes SH située à 4 km de profondeur et de position variable (et non plus à l'influence d'une onde plane). Le demi-espace est surmonté d'une couche sédimentaire de 100 m d'épaisseur et de plus faibles caractéristiques ($V_s = 2\,000\text{ m/s} = 2,0$). Cette configuration reste très proche des géométries utilisées dans les modélisations précédentes.

La méthode utilisée, dérivée des méthodes d'équations intégrales [Campillo, 1987], permet de calculer le champ d'ondes SH produit par une source dans un demi-espace stratifié comportant un interface irrégulier. Le champ diffracté par l'interface irrégulier est représenté par une distribution de forces de volume et la propagation dans les zones stratifiées horizontalement est réalisée par la méthode des matrices de réflexion-transmission.

Pour une source située à l'aplomb de la structure sinusoïdale (S3), l'amplification maximale, de l'ordre de 2,5, est observée au centre de la structure pour des fréquences comprises entre 0,25 et 1 Hz. Lorsque la source s'éloigne de l'aplomb du centre (S2 et S1), le maximum de l'amplification se décentre dans le sens opposé (fig. 11) et atteint des valeurs supérieures (3 — 3,5) pour des fréquences plus élevées.

Ces résultats sont inférieurs à ceux obtenus pour des ondes planes par la méthode d'Aki et Larner [1970] ou

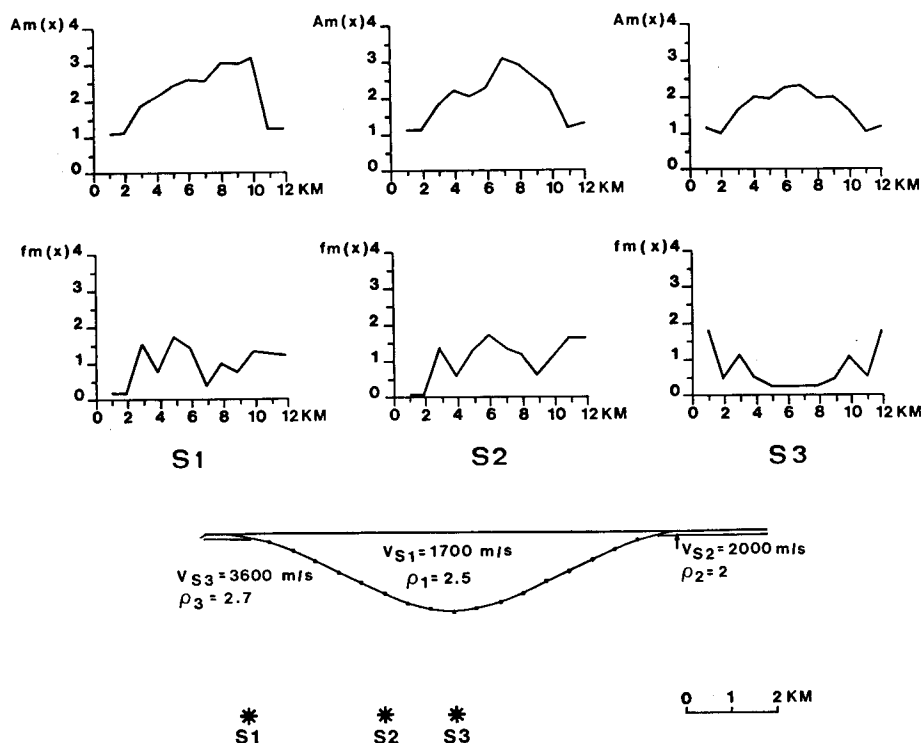


FIG. 11. — Amplification spectrale maximum pour les sources S1-S2-S3. $Am(x)$: amplification; $fm(x)$: fréquence en Hz.
 FIG. 11 — Maximum spectral amplification for the sources S1-S2-S3. $Am(x)$: amplification; $fm(x)$: frequency in Hz.

de Sanchez-Sesma *et al.* [1988] et on n'observe pas aux deux extrémités de la structure les maxima mis en évidence pour les ondes planes. Cette différence peut s'expliquer par la présence de la couche sédimentaire surmontant le semi-espace et empêchant le piégeage total de l'onde à l'intérieur de la structure, ce qui serait un phénomène réaliste dans notre cas. D'autre part, la structure géologique focalise moins les ondes circulaires divergentes que les ondes planes.

Les simulations réalisées sur des modèles simplifiés ont permis de quantifier théoriquement l'influence de la structure géologique à grande échelle sur l'amplitude des mouvements subis lors du tremblement de terre du 8 novembre 1983. La similarité des résultats obtenus par des méthodes distinctes et suivant des schématisations différentes, indique la fiabilité des conclusions proposées. La coïncidence entre la zone des dégâts et la partie centrale du synclinal houiller (fig. 1 et 2) semble indiquer que les phénomènes de focalisation ont joué un rôle important.

VI. — CONCLUSION

La simulation des deux mécanismes au foyer proposés a permis de comparer les mouvements de surface théoriques à ceux déduits du comportement des structures. Le mécanisme de coulissage semble le mieux expliquer l'ensemble des observations, y compris la localisation de la zone touchée. Il correspond parfaitement aux rejets horizontaux observés le long des grandes failles traversant le

bassin de Liège, dont la faille St Gilles. De plus, selon ce mécanisme au foyer, l'axe de compression (P) serait quasi-horizontale et orienté NW-SE, ce qui est cohérent avec les mesures de contrainte *in-situ* et le modèle sismotectonique généralement proposé pour l'Europe entre les Alpes et la mer du Nord [Ahorner, 1985].

L'influence de la structure géologique à grande échelle a été étudiée de manière théorique par plusieurs méthodes dont les résultats se sont avérés concordants. La répartition globale des dégâts indique que le vaste synclinal houiller présent sous la ville de Liège et reposant sur des formations d'impédance supérieure semble avoir été la cause d'une amplification notable. Les fonctions de transfert maximales calculées par les différentes méthodes pour des ondes planes SH sont comprises entre 3 et 4 et semblent légèrement inférieures pour des ondes circulaires divergentes (2,5 — 3).

Un dernier facteur fondamental influençant l'importance et la localisation des dégâts est la présence de couches meubles du Secondaire, Tertiaire et Quaternaire surmontant le bed rock Houiller. Ces formations superficielles, aux caractéristiques dynamiques mal connues, sont susceptibles de générer des amplifications locales importantes qui rendent impossible une interprétation détaillée de la distribution des dégâts à partir des seuls effets de site à grande échelle.

Une étude des caractéristiques de ces formations superficielles et de la corrélation entre leur localisation et la répartition des dégâts est en cours.

Le cas du séisme de Liège illustre la nécessité d'inclure, dans l'évaluation des effets de site, non seulement les données géotechniques relatives aux couches les plus superficielles mais également la géométrie à grande échelle, telle qu'elle est révélée par la géologie structurale.

Remerciements. — Cette étude a été réalisée dans le cadre de l'accord de coopération scientifique entre le Commissariat Général aux Relations internationales de la communauté française de Belgique et le Centre National de la Recherche Scientifique (France).

Références

- AHORNER L. (1985). — The general pattern of seismotectonic dislocations in central Europe as the background for the Liege earthquake on november 8, 1983. *In* : MELCHIOR Ed., Seismic activity in western Europe. — *NATO ASI series*, Dordrecht, 144, pp. 41-56.
- AHORNER L. & PELZING R. (1985). — The source characteristics of the Liege earthquake on november 8, 1983, from Digital Recordings in West Germany. *In* : MELCHIOR Ed., Seismic activity in western Europe. — *NATO ASI Series*, Dordrecht, 144, pp. 249-262.
- AKI K. (1968). — Seismic displacements near a fault. — *J. Geophys. Res.*, Washington, 72, pp. 5359 - 5376.
- AKI K. (1988). — Local site effects on strong ground motion. *In* : Earthquake engineering and soil dynamics II. — Recent advances in ground motion evaluation, June 27-30. — Park City, Utah.
- AKI K. & LARNER K.L. (1970). — Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. — *J. Geophys. Res.*, Washington, 75, pp. 933 - 954.
- ARCHULETA R.J. (1984). — A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake. — *J. Geophys. Res.*, Washington, 89, pp. 4559 — 4585.
- ASPINALL & KING (1985). — A temporary array search for aftershocks of the 1983 november 8, Liege, Belgium, Earthquake. *In* : MELCHIOR Ed., Seismic activity in western Europe. — *NATO ASI Series*, Dordrecht, 144, pp. 319-330.
- BARD P-Y. (1983). — Les effets de site d'origine structurale en sismologie. — Thèse d'Etat, Univ. Grenoble, 99 p.
- BONJER K-P. & FABER S. (1985). — Phase recognition and interpretation at regional distances from the Liege event of november 8, 1983. *In* : MELCHIOR Ed., Seismic activity in western Europe. — *NATO ASI Series*, Dordrecht, 144, pp. 249-262.
- BOUCHON M. (1981). — A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. — *Bull. Seism. Soc. Am.*, El Cerrito, 71, pp. 959-971.
- BOUCHON M. (1982). — Rupture mechanism of the Coyote Lake earthquake of August 6, 1979 inferred from near field data. — *Bull. Seism. Soc. Am.*, El Cerrito, 72, pp. 745-757.
- BRADLEY J. & FORT A.N. (1966). — Internal friction in rocks. *In* : CLARK Ed., Handbook of physical constants. — *Geol. Soc. Amer. Mem.* 97. Boulder pp. 175-195.
- CAMELBECK T. & DE BECKER M. (1985). — The Earthquakes of Liege of november 8, 1983 and december 21, 1965. *In* : MELCHIOR Ed., Seismic activity in western Europe. — *NATO ASI Series*, Dordrecht, 144, pp. 233-248.
- CAMPILLO M. (1987). — Modelling of SH-waves propagation in irregularly layered medium. Application to seismic profiles near a Dome. — *Geophys. Prosp.* Oxford, 35, pp. 236-249.
- GURPINAR A. (1985). — Engineering implications of the November 1983 Liège earthquake. — *Annales des Travaux Publics de Belgique*, Bruxelles, 4, pp. 354-364.
- HAESSLER H. (1985). — Le mécanisme au foyer du séisme de Liège du 8 novembre 1983. *In* : MELCHIOR Ed., Seismic activity in western Europe. — *NATO ASI Series*, Dordrecht, 144, pp. 291-296.
- MONJOIE A. (1986). — Le tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983. Influence de la géologie sur l'ampleur des dégâts. — Premier Colloque de Génie Parasismique, Saint-Rémy-Lès-Chevreuse, pp. 2/43-2/51.
- PLUMIER A. (1985). — Les effets sur les constructions et les réparations dans le séisme de Liège et ses implications pratiques. — *Annales des Travaux Publics de Belgique*, Bruxelles, 4, pp. 346-353.
- SANCHEZ-SESMA F.J., CHAVEZ-GARCIA J.F. & BRAVO M.A. (1988). — Seismic response of a class of alluvial valleys for incident SH waves. — *Bull. Seis. Soc. Am.*, El Cerrito, 78, pp. 83-95.
- SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE (1989). — Sondages de Mersklas, Opoetoeren et Voeren. — Rapports internes. — Disponibles au Service Géologique de Belgique, rue Jenner, 13, Bruxelles.