

INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE STRASBOURG

ESTIMATION DES MOUVEMENTS SISMIQUES

A LA COTE - 500 M

EN HAUTE ALSACE

Etude réalisée pour le compte des Mines de Potasse d'Alsace par le  
Laboratoire de Sismologie de l'Institut de Physique du Globe de  
Strasbourg

M. Cara  
M. Bour

## ESTIMATION DES MOUVEMENTS SISMIQUES A LA COTE - 500 M EN HAUTE ALSACE

### Objectif de l'étude:

- Donner une estimation des spectres d'accélération maximum probables sur un millénaire à la cote - 500 m au niveau du site d'exploitation des Mines de Potasse d'Alsace.

### Moyens mis en oeuvre:

- Analyse de la sismicité historique et instrumentale
- Analyse des données tectoniques existantes
- Utilisation des enregistrements de petits séismes obtenus à - 500 m en forage à Chalampé

### Plan de l'étude:

- p.2 1- Introduction
- p.5 2- Risque sismique dans les ouvrages souterrains
- p.8 3- Sismicité de la Haute Alsace
- p.19 4- Tectonique du Sud du Fossé Rhénan
- p.23 5- Choix des séismes de référence
- p.24 6- Calcul d'accélérogrammes à Chalampé
- p.46 7- Extrapolation des résultats pour le site des MDPA
- p.50 8- Conclusions
- p.51 9- Références

Annexe 1- Eléments théoriques pour le calcul des accélérogrammes

Annexe 2- L'instrumentation de fond de forage à Chalampé

Annexe 3- Echelle d'intensité MSK 1964

## 1 - INTRODUCTION

Une étude de risque sismique doit commencer par l'estimation des paramètres des sources sismiques potentiellement actives, et se terminer par l'estimation des dégâts possibles que ces séismes peuvent provoquer aux structures construites sur le site qui fait l'objet de l'étude. Les étapes intermédiaires concernent l'estimation des spectres d'accélération du sol sur le site, ainsi que la prise en compte des effets secondaires liés à la nature des terrains et au couplage entre le sol et les fondations de l'ouvrage. Dans le présent rapport, nous ne couvrons que la partie amont d'une étude de risque en essayant d'estimer des accélérations maximales probables à l'emplacement d'un site de stockage projeté par les Mines de Potasse d'Alsace. L'estimation est faite en surface et à la profondeur de 500 m en considérant des événements sismiques probables dans la région au cours des 1000 prochaines années. Aucun élément géotechnique concernant le comportement des terrains au niveau du site de stockage, n'est pris en compte dans ce rapport. Des études géotechniques à des échelles de quelques dizaines de mètres seraient nécessaires pour tenir compte des effets locaux. Seul l'aspect vibratoire en champ dit libre, c'est-à-dire en absence de toute structure, est étudié ici. On suppose enfin qu'aucune faille n'affecte directement les terrains encaissants à proximité du site de stockage.

Les données dont nous disposons pour mener les études d'aléa sismique sont malheureusement toujours par trop limitées. Sur le plan de la sismicité d'abord, bien que nous disposions de données relativement fiables depuis environ un millier d'années, nous manquons totalement de résultats de paléosismologie qui permettraient de préciser les probabilités d'occurrence pour les plus forts séismes. Les études de néotectonique permettraient par ailleurs de préciser la magnitude des plus forts séismes possibles. Ces études sont encore tout à fait embryonnaires en Haute Alsace.

Les règles 1990 de construction parasismique s'appuient sur une zonation du territoire qui est essentiellement basée sur la connaissance de la sismicité historique. La Haute Alsace est classée en zone Ib (cf. fig. 1-1). Ceci nécessite de prendre en compte un niveau d'accélération de 0.15 à 0.25 g suivant la classe de construction, d'après les nouvelles règles de construction parasismique. Le séisme de référence pour la région est celui de Bâle de 1356 (Cadiot et al., 1979; Mayer Rosa, 1990). Sa magnitude de Richter a été estimée entre 6 et 6,5 d'après les données macrosismiques. Un tel séisme est le plus souvent considéré comme celui à prendre en compte pour une construction parasismique en Haute Alsace.

SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL  
 DEPARTEMENT GENIE GEOLOGIQUE  
 Atelier risque et génie sismiques

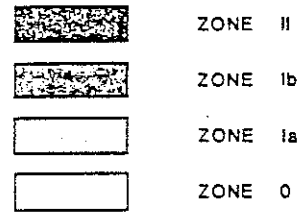
d'après une étude P. GODEFROY, BRGM décembre 1985)

Cette carte résulte de l'ajustement du "zonage physique"  
 (planche 5) aux limites des circonscriptions cantonales



ZONES DE SISMICITE

AJUSTEMENT AUX LIMITES DE CIRCONSCRIPTIONS CANTONALES



LÉGENDE

- |       |                         |       |                                 |
|-------|-------------------------|-------|---------------------------------|
| ----- | Limite d'Etat           | PARIS | Capitale                        |
| ----- | Limite de Département   | MELUN | Chef-lieu de Département        |
| ----- | Limite d'Arrondissement | MEAUX | Chef-lieu d'Arrondissement      |
| ----- | Limite de Canton        | •     | Nouveaux<br>Chef-lieu de Canton |

Echelle 1/1 500 000

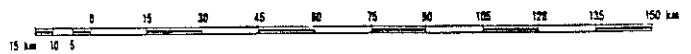


Figure 1-1 Projet du zonage sismique de la France révisé en 1985 pour l'application des règles parasismiques de construction et la mise en oeuvre des plans d'exposition aux risques (P.E.R.) (Délégation aux Risques Majeurs, 1986).

En plus de la connaissance des séismes historiques les plus forts, l'analyse de la sismicité historique et instrumentale des plus petits séismes permet de fixer des probabilités d'occurrence pour des séismes de différentes magnitudes. La loi de Gutenberg-Richter, vérifiée à des échelles très variées en de nombreuses régions, donne le nombre  $N$  de séismes de magnitude supérieure à  $M$  se produisant dans une région donnée et pendant un temps donné. Cette loi prend la forme générale suivante:

$$\text{Log } N = a - bM,$$

$b$  étant une constante proche de l'unité, la loi de Gutenberg-Richter indique que l'on multiplie en gros par dix le nombre de séismes lorsque l'on diminue la magnitude d'une unité. Le principal problème pour l'utilisation de cette loi pour les études d'aléa sismique, est de savoir jusqu'à quelle magnitude la relation de Gutenberg-Richter est valable. Seuls des arguments tectoniques, par une observation détaillée de la morphologie du terrain et le repérage des failles ayant joué pendant la période Quaternaire, peut permettre d'estimer la magnitude maximale des séismes pouvant se produire dans une région donnée. Nous essayerons dans cette étude de tenir compte à la fois de considérations tectoniques et statistiques pour estimer les magnitudes des séismes pouvant affecter le site des Mines de Potasse d'Alsace.

La prédiction des mouvements sismiques maximaux pouvant se produire en surface au niveau d'un site de construction donné, est une opération très fréquemment entreprise. On dispose d'un très grand nombre de données d'intensité macrosismiques, de niveau d'accélération maximum, voire de spectres de réponse, permettant d'effectuer ces prédictions. Beaucoup plus rares sont les données relatives aux mouvements sismiques observés en profondeur à des niveaux intéressant le secteur minier. Pour cette étude, nous avons pu bénéficier d'enregistrements de petits séismes effectués à la profondeur du lieu de stockage projeté (- 500 m) obtenus à l'aide d'un sismomètre installé en fond de forage, près de Chalampé, à 24 km du site prévu par les MDPA pour le stockage de déchets. Cet instrument est un vélocimètre sensible aux trois directions de mouvement du sol pour des fréquences supérieures à 1 Hz. Cet instrument a été mis en place par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg à l'automne 1988 (Trampert, 1990). Une technique de sommation de signaux permettant de simuler l'effet d'un gros séisme à partir d'enregistrements de faibles séismes est utilisée pour calculer les différences entre les accélérations du sol en surface et en profondeur. Après calage sur des valeurs probables d'accélération en surface et correction de distance, cette technique nous permet d'estimer les

accélérations maximales probables des terrains encaissants à la profondeur du site de stockage.

## 2 - RISQUE SISMIQUE DANS LES OUVRAGES SOUTERRAINS

C'est un fait d'observation que les ouvrages souterrains souffrent très peu des séismes d'origine tectonique. Nous excluons bien sûr les secousses sismiques provoquées par les effondrements miniers, comme celui qui s'est produit le 13 mars 1989 en République Démocratique Allemande et qui était l'équivalent d'un séisme de magnitude 5,5. Des observations de dégâts aux ouvrages souterrains provoqués par des séismes d'origine tectonique ont été rapportées dans plusieurs pays, au Japon notamment qui est l'un des pays les plus sismiques du monde.

Une étude systématique des dégâts provoqués par les séismes dans les tunnels ferroviaires au Japon a été faite par Yoshikawa et Fukuchi (1984). Deux cas de faille traversant des tunnels ont été observés au Japon depuis 1922. En 1930 le séisme de Kita Izu, de magnitude 7, a été dû au rejeu d'une zone de failles tectoniques traversant le tunnel Tanna, alors en construction. Une faille traversant le tunnel a joué provoquant un éboulement d'environ 1200 m<sup>3</sup>. Le deuxième cas a été observé en 1978 lors d'un autre séisme de magnitude 7 près d'Oshima dont la faille a sectionné le tunnel d'Inatori en son milieu. Ce tunnel avait une section circulaire et était fortement renforcé par un revêtement de béton compte tenu des très mauvaises conditions géologiques. Ce tunnel a relativement bien résisté grâce à son revêtement de béton. Il a pu être renforcé et réutilisé ensuite. La figure 2-1 montre la déformation co-sismique du tunnel d'Inatori au niveau de la zone faillée.

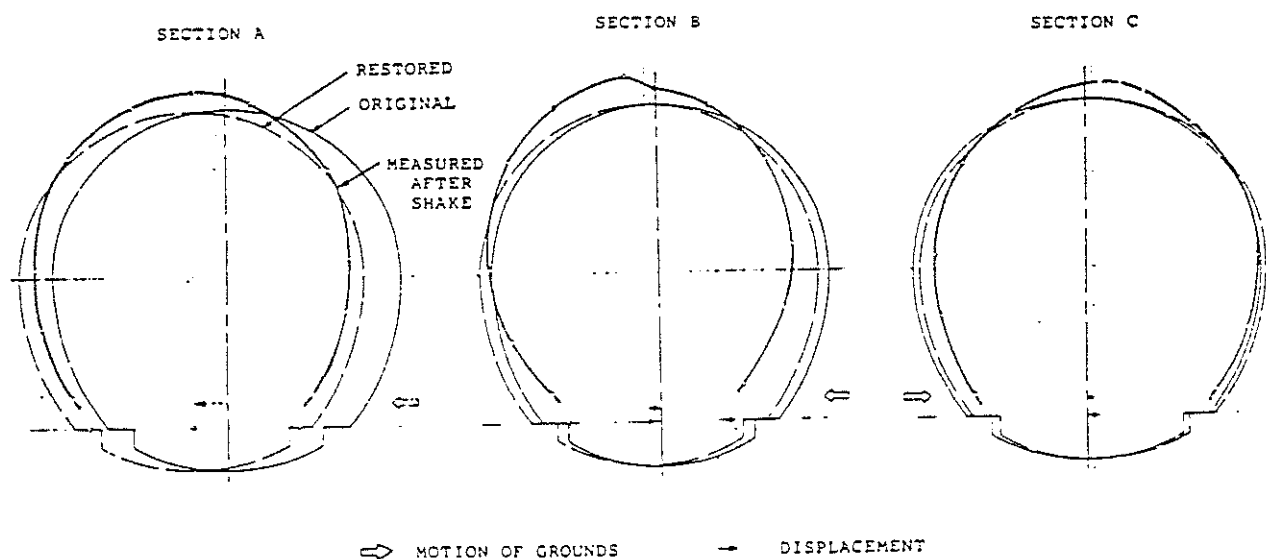


Figure 2-1 Déformation des sections circulaires de la portion du tunnel d'Inatori traversant la zone de faille à l'origine du séisme de magnitude 7 d'Oshima en 1978.

En dehors des deux exemples ci-dessus où les tunnels ont été directement affectés par la faille tectonique qui est à l'origine du séisme, tous les autres dégâts rapportés sont liés directement ou indirectement aux vibrations sismiques. Une statistique d'endommagement des tunnels ferroviaires est présentée par Yoshikawa et Fukuchi (1984) dans le cas de deux séismes majeurs: celui de Kanto de 1923 qui avait détruit Tokyo (magnitude 7,9) et celui de Kita Izu déjà mentionné. La figure 2.2 extraite de leur article montre la proportion de tunnels endommagés par rapport à l'ensemble des tunnels en fonction de la distance à l'épicentre du séisme. Le séisme de Kanto compte parmi les plus grands séismes de ce siècle. Il est remarquable de constater qu'au delà de 30 km le pourcentage de tunnels endommagés devient très faible. Dans le cas du séisme de Kita Izu de magnitude 7, aucun tunnel n'a été sévèrement endommagé à plus de 10 km de l'épicentre.

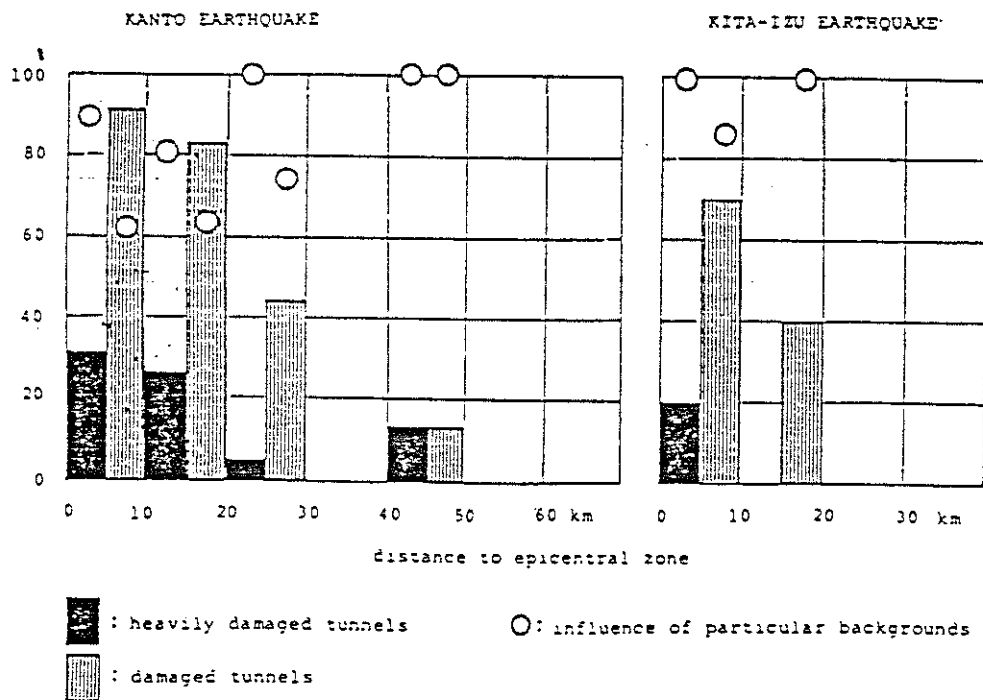


Figure 2-2 Proportion de tunnels ferroviaires endommagés par rapport au nombre total de tunnels en fonction de la distance épicentrale pour les séismes de Kanto de 1923 et de Kita Izu de 1978 .

Concernant d'une manière plus générale les dégâts provoqués par les séismes aux structures souterraines, Owen et Scholl (1981) cités par Vretblad (1984) ont montré que des accélérations inférieures à 0.2 g ont peu de chance de provoquer des dégâts sérieux aux installations souterraines. Ces auteurs considèrent que c'est au-dessus du niveau 0.5 g, surtout si la vibration dure longtemps, que des dégâts importants peuvent avoir lieu.

Pour les dégâts provoqués aux tunnels par les mouvements sismiques, mentionnons enfin une

remarque faite par Dowding (1984). Cet auteur considère que c'est essentiellement le taux de déformation des terrains encaissants au passage des ondes sismiques qui est à l'origine des dégâts occasionnés aux parois des tunnels, que leur origine soit liée à un séisme ou à une explosion. Il constate que c'est seulement dans une zone large de quelques kilomètres à proximité de la source des ondes sismiques, que les déformations sont suffisantes pour pouvoir provoquer des dégâts à l'ouvrage. Considérant des séismes majeurs de magnitude comprise entre 7 et 8, il donne les valeurs suivantes pour la déformation des terrains encaissants, en fonction de la distance à la source des ondes sismiques:

Distance épacentrale, km	Déformation
5	$10^{-4}$
10	$3 \cdot 10^{-5}$
50	$3 \cdot 10^{-6}$

En conclusion, il apparaît que si l'on exclut le cas où la faille tectonique affecte directement la galerie, les ouvrages souterrains semblent moins vulnérables que les constructions de surface à distance égale des sources d'ondes sismiques. On peut voir là une combinaison de deux effets s'ajoutant. D'une part le niveau de vibration sismique est plus faible en profondeur qu'en surface, comme on le confirmera nettement dans la section 6 de ce rapport, d'autre part les ouvrages souterrains sont conçus pour résister à la pression lithostatique et s'appuient latéralement sur les terrains encaissants. Ils supportent vraisemblablement mieux les accélérations horizontales que les structures de surface, dont la résistance aux efforts tranchants horizontaux repose entièrement sur la structure construite.



### 3 - SISMICITE DE LA HAUTE ALSACE

#### a) Sismicité historique

La connaissance de la sismicité historique du Fossé Rhénan supérieur est bien documentée et s'enrichit sans cesse de nouveaux éléments grâce aux études d'archives (Vogt, 1990). En dehors de l'intérêt des études historiques pour préciser les relations statistiques entre probabilité d'occurrence et magnitude (loi de Gutenberg-Richter), l'étude de la sismicité historique est souvent utilisée pour fixer une borne supérieure à la magnitude des séismes pouvant se produire dans une région donnée. Cette procédure doit être contrôlée soigneusement, compte tenu de la possibilité d'occurrence de séismes majeurs dans certaines régions où une tectonique intracontinentale est active (Philip et al., 1990).

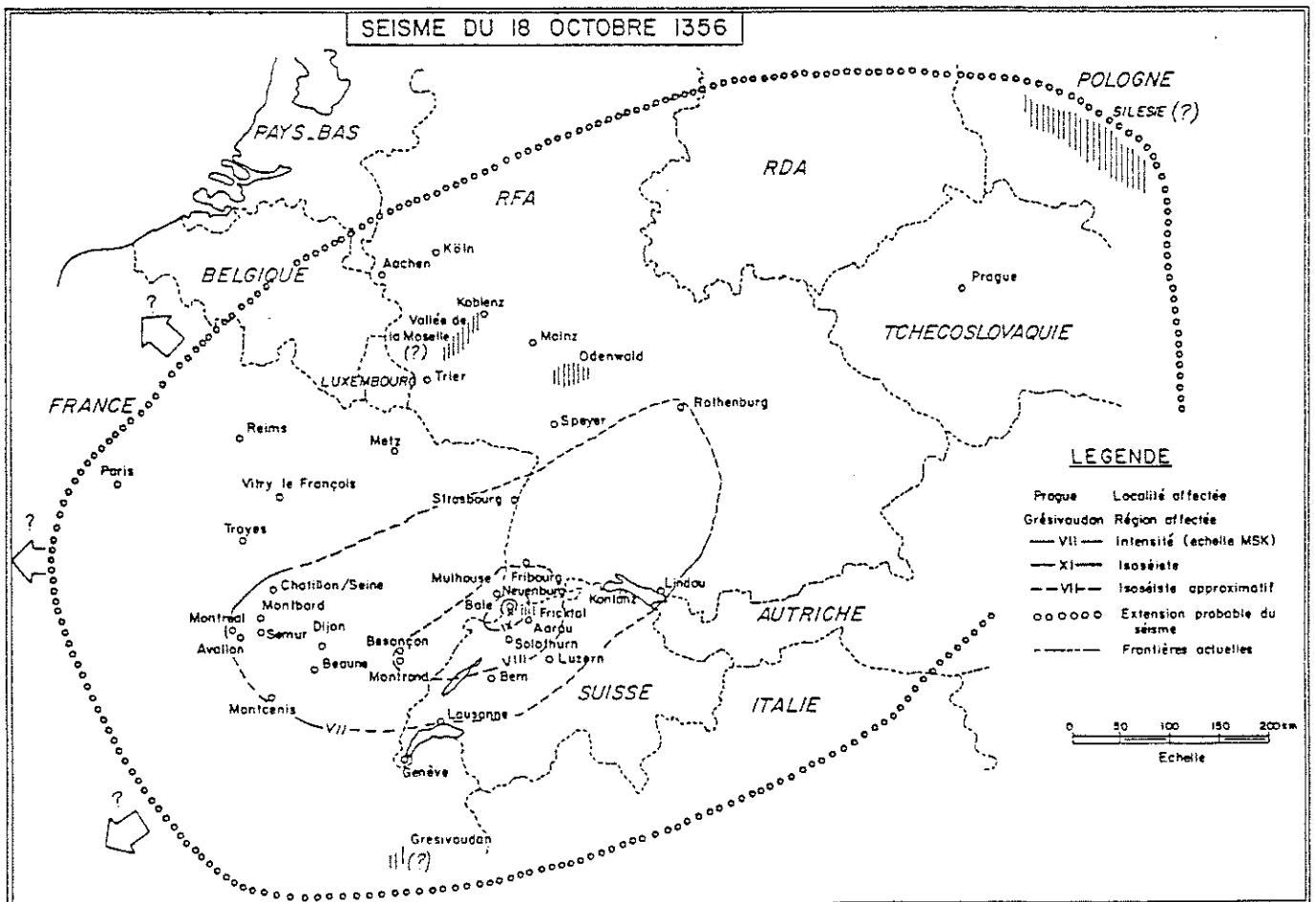


Figure 3a-1 Carte d'isoseistes estimés pour le séisme de Bâle de 1356 (Cadiot et al., 1979).

En l'absence de données de paléosismologie, la seule façon de pondérer les études historiques consiste à les intégrer dans un cadre tectonique, en considérant ces événements historiques comme un témoin de ce qui peut se produire n'importe où à l'intérieur d'une même unité tectonique.

Les deux événements historiques majeurs affectant le Sud de l'Alsace sont le séisme de Bâle de 1356 et celui de Remiremont dans les Vosges en 1682. La figure 3a-1, d'après Cadiot et al. (1979) montre la carte d'intensité macrosismique estimée pour le séisme de Bâle de 1356. Des travaux plus récents (Mayer Rosa, 1990) ont conduit à réviser en baisse les valeurs de l'intensité macrosismique dans la zone épacentrale. Compte tenu d'une part de l'intensité macrosismique maximum près de l'épicentre et de l'extension de l'aire macrosismique, une magnitude comprise entre 6 et 6.5 peut être *a posteriori* attribuée à ce séisme.

La figure 3a-2 donne la carte d'isoséistes pour le séisme de Remiremont de 1682. Aussi bien l'intensité macrosismique maximum que l'extension de l'aire macrosismique sont nettement plus faibles que pour le séisme de Bâle. Une magnitude entre 5.3 et 5.8 peut être estimée à partir des données macrosismiques pour ce séisme.

#### b) Sismicité instrumentale récente

Depuis 1962 la sismicité de l'Alsace est bien suivie instrumentalement grâce aux réseaux de surveillance sismique français (Institut de Physique du Globe de Strasbourg), allemands (Institut de Géophysique de Karlsruhe) et suisses (Institut de Géophysique de Zürich). La figure 3b-1 montre la sismicité instrumentale portant sur la période 1962-1985. Cette carte montre tous les chocs sismiques de magnitude de Richter supérieure à 2 ayant été localisés sur cet intervalle de temps à l'aide des stations de surveillance sismique indiqués par les triangles. Les deux séismes les plus importants sur cette période de temps sont les séismes de Sierentz au Sud-Est de Mulhouse (15 juillet 1980, magnitude 4.9) et de Remiremont dans les Vosges (29 décembre 1984, magnitude 4.5).

Les séquences de répliques de ces deux séismes sont présentées sur les figures 3b-2 et 3b-3 avec les mécanismes au foyer des deux chocs principaux. Dans les deux cas ces séismes correspondent à des coulissages horizontaux senestres de failles verticales grossièrement orientées parallèlement à la direction du Fossé Rhénan.

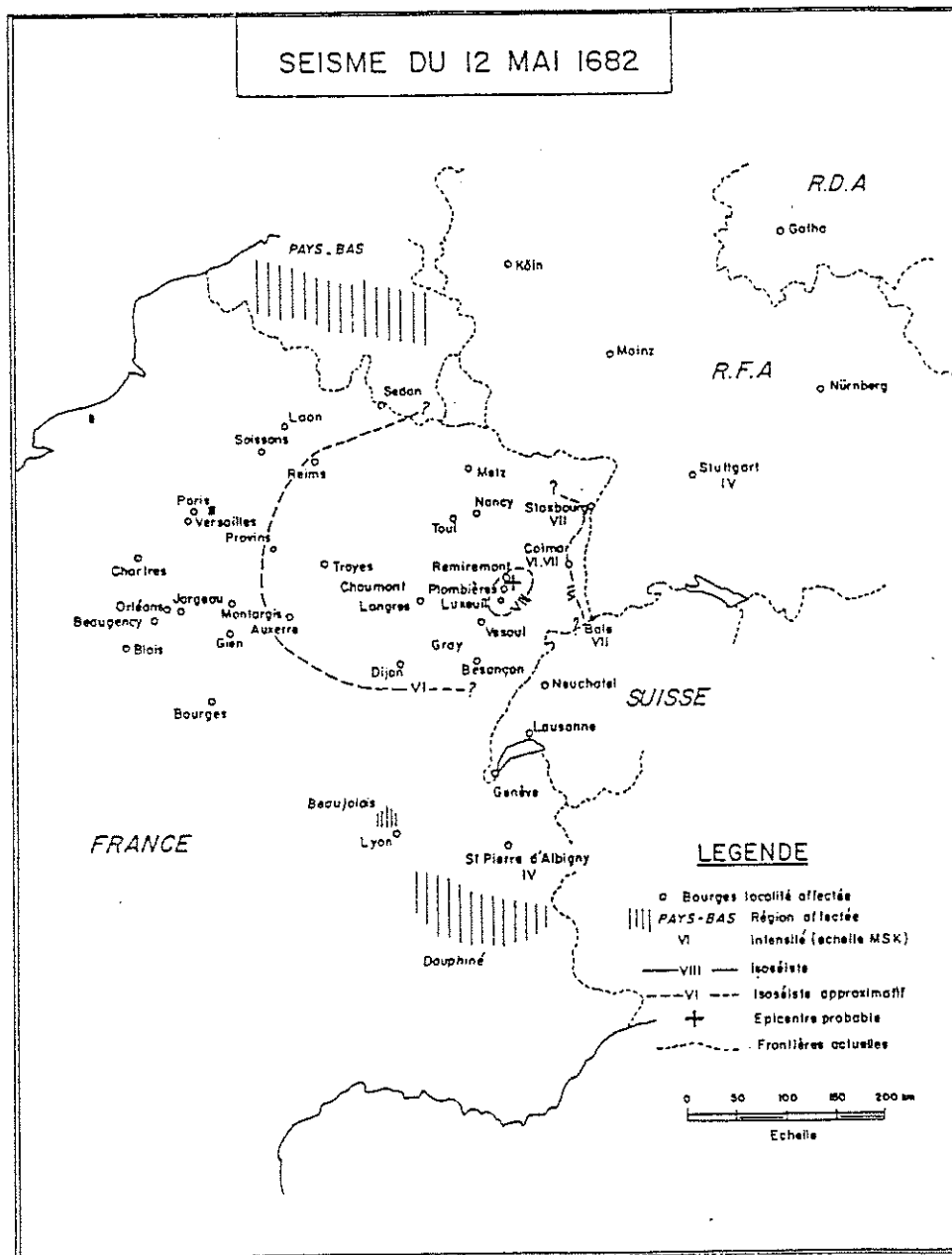


Figure 3a-2 Estimations d'intensités macrosismiques pour le séisme de Remiremont de 1682.

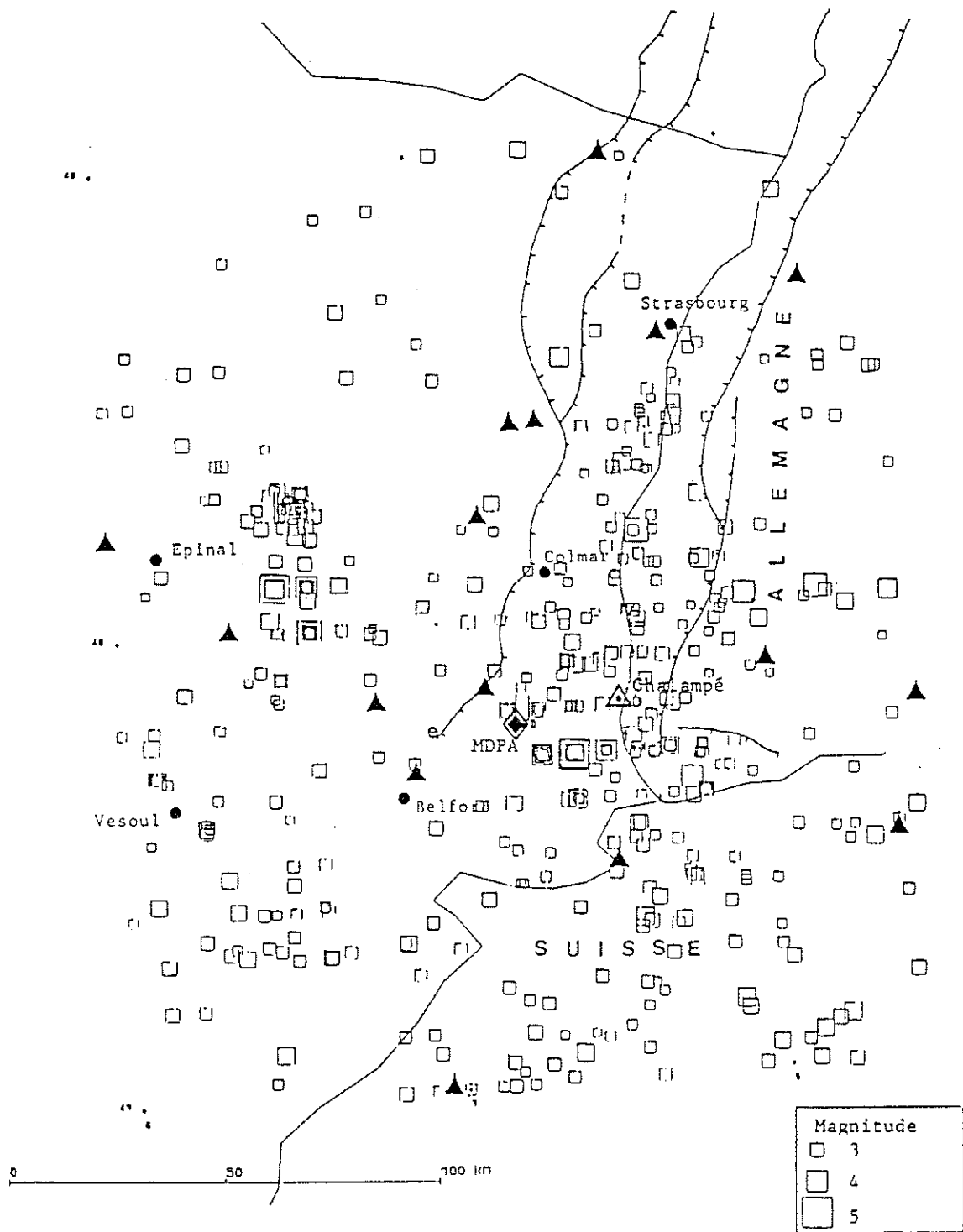


Figure 3b-1 Sismicité du Sud du Fossé Rhénan sur la période 1962-1985. La taille des carrés donne la magnitude. Les stations sismologiques des réseaux permanents sont indiquées par les triangles pleins. La station de Chalampé équipée d'un sismomètre en forage est indiquée par le triangle évidé. Le site de stockage prévu est indiqué par le losange.

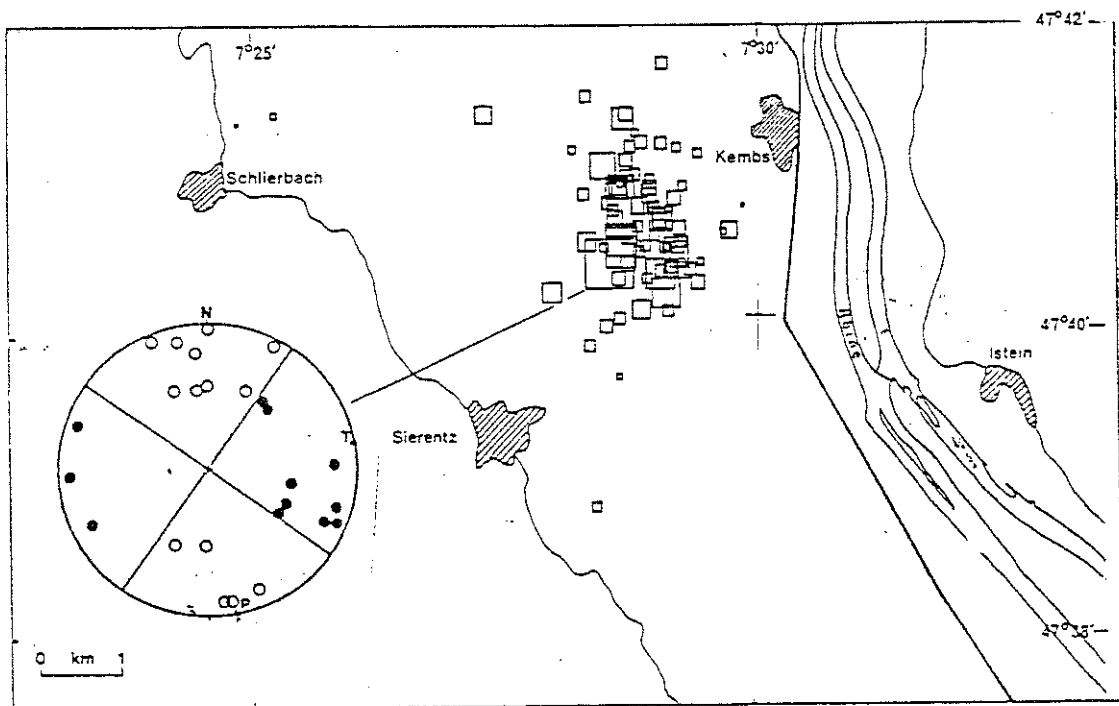


Figure 3b-2 Crise sismique de Sierentz de juillet 1980 et mécanisme au foyer du choc principal (demi sphère focale inférieure). Les cercles évidés et pleins correspondent respectivement aux ondes P de dilatation et de compression. La lettre P indique la direction tectonique compressive et la lettre T la direction de tension.

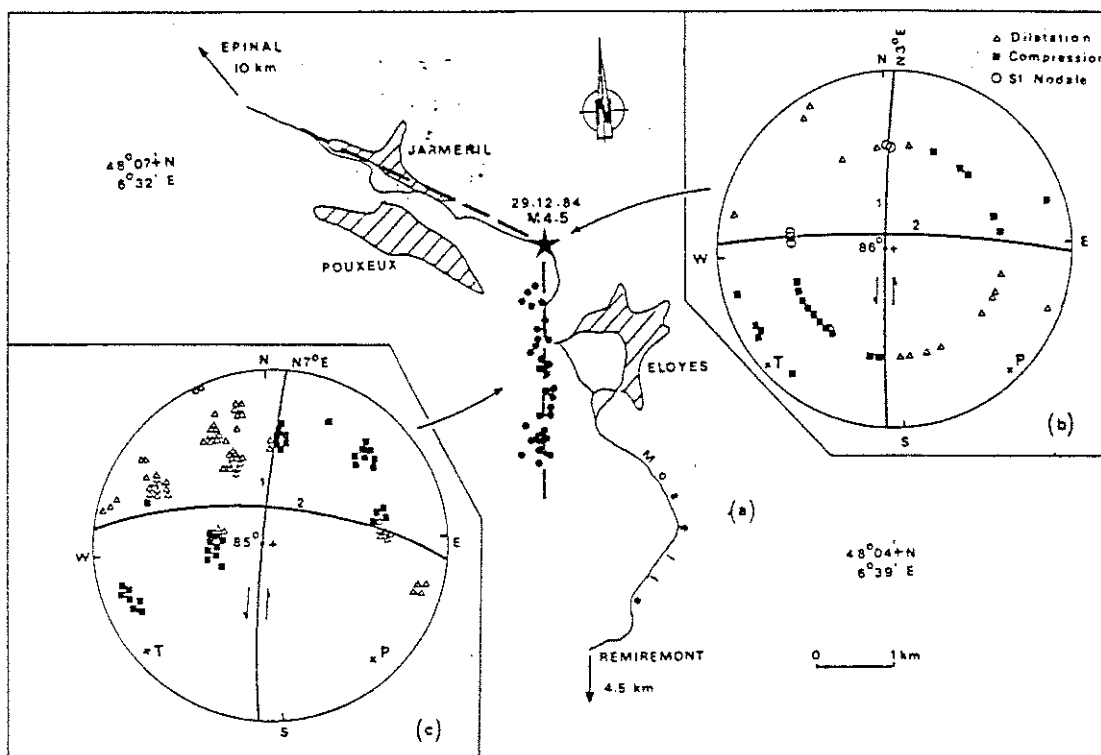


Figure 3b-3 Crise sismique de Remiremont de décembre 1984 - janvier 1985.

Le séisme de Sierentz du 15 juillet 1980 a été largement ressenti dans tout le Sud de l'Alsace. Au Nord, il a été ressenti jusqu'à Strasbourg (figure 3b-4). Au niveau du site de stockage prévu, le séisme de Sierentz a été ressenti avec une intensité MSK de V (cf Annexe 3).

### c) Synthèse des données de sismicité historique et instrumentale

A l'échelle de l'ensemble du Fossé Rhénan supérieur, une étude statistique menée par Ahorner et Rosenhauer (1978) sur la période 1700-1969 conduit, pour une région de 25 000 km<sup>2</sup>, à proposer la relation suivante qui donne le nombre moyen N de séismes par an dont la magnitude dépasse un certain seuil M:

$$\text{Log}_{10}(N) = 3.15 - 0.95 M.$$

Cette relation a été établie par régression linéaire sur la période 1700-1969. Les magnitudes ont été déterminées à partir des intensités macrosimiques en suivant la formule établie par Karnik (1969). La figure 3b-5 montre cette droite de régression linéaire. Le point intéressant est que cette droite prédit un taux de retour d'environ 1000 ans pour un séisme de magnitude 6.5. Or le séisme de Bâle de 1356 a atteint une magnitude estimée entre 6 et 6.5.

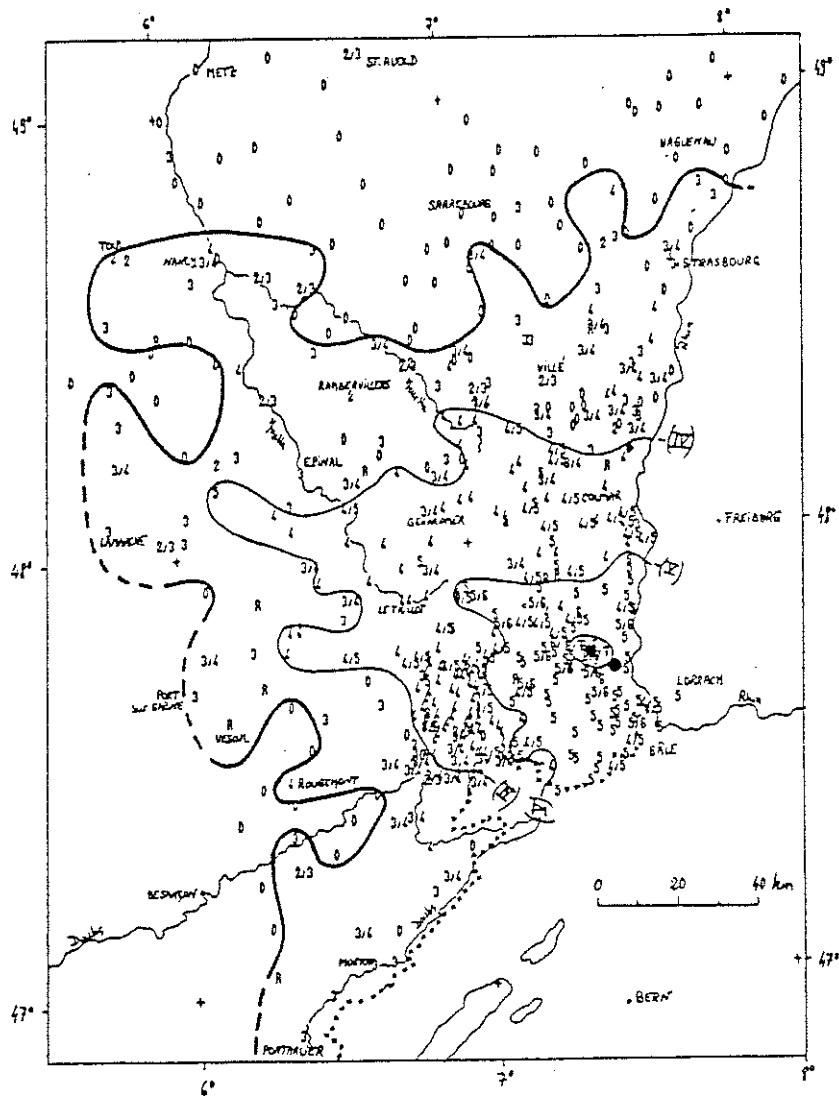


Figure 3b-4 Carte d'isoseistes montrant l'intensité macrosismique MSK ressentie pour le séisme de Sierentz du 15 juillet 1980 (Observations sismologiques, BCSF, 1987).

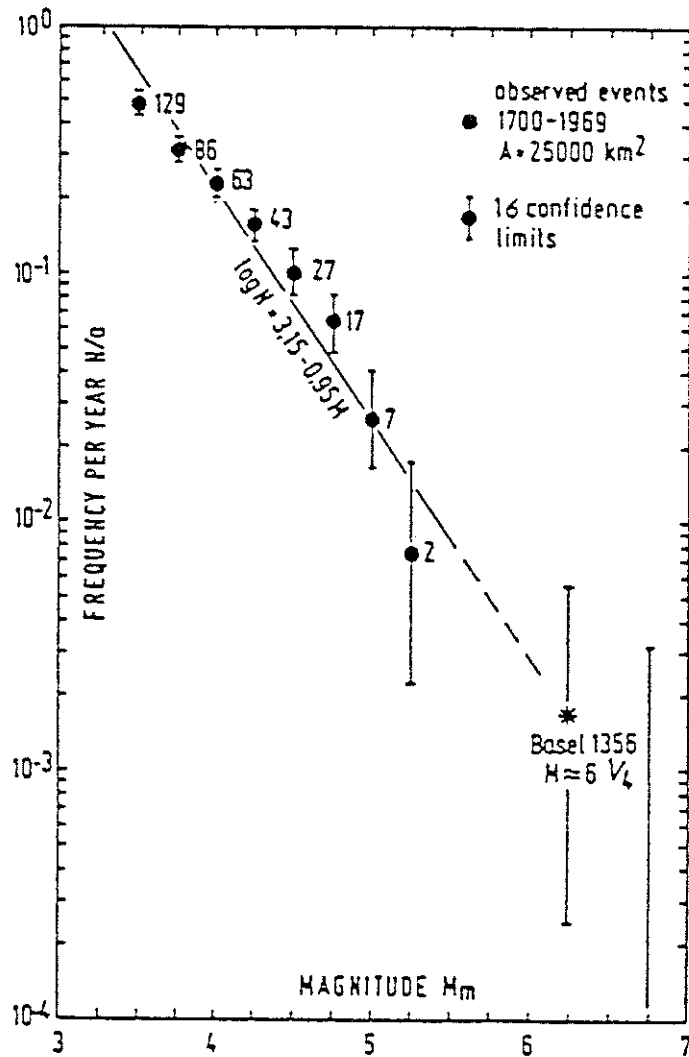


Figure 3b-5 Relation entre la fréquence des séismes dans le Fossé Rhénan supérieur et la magnitude de Richter cumulative. Les barres verticales donnent l'incertitude pour un écart-type.

Il s'est donc produit un évènement de ce type au cours du dernier millénaire. Ceci n'a bien évidemment qu'une très faible signification statistique et seules des études de paléosismologie pourraient permettre de préciser la probabilité d'occurrence de tels séismes.

L'étude de Ahorner et Rosenhauer (1978) conduit par ailleurs à définir plus finement quels sont les séismes de magnitude maximum à prendre en compte pour la bordure Ouest du Fossé et sa bordure Est qui comprend Bâle. Ces auteurs proposent de caler ces magnitudes maximum sur les magnitudes historiques maximum connues, à savoir 6.25 pour la bordure Sud-Est du Fossé et 5.25 pour sa bordure Ouest.



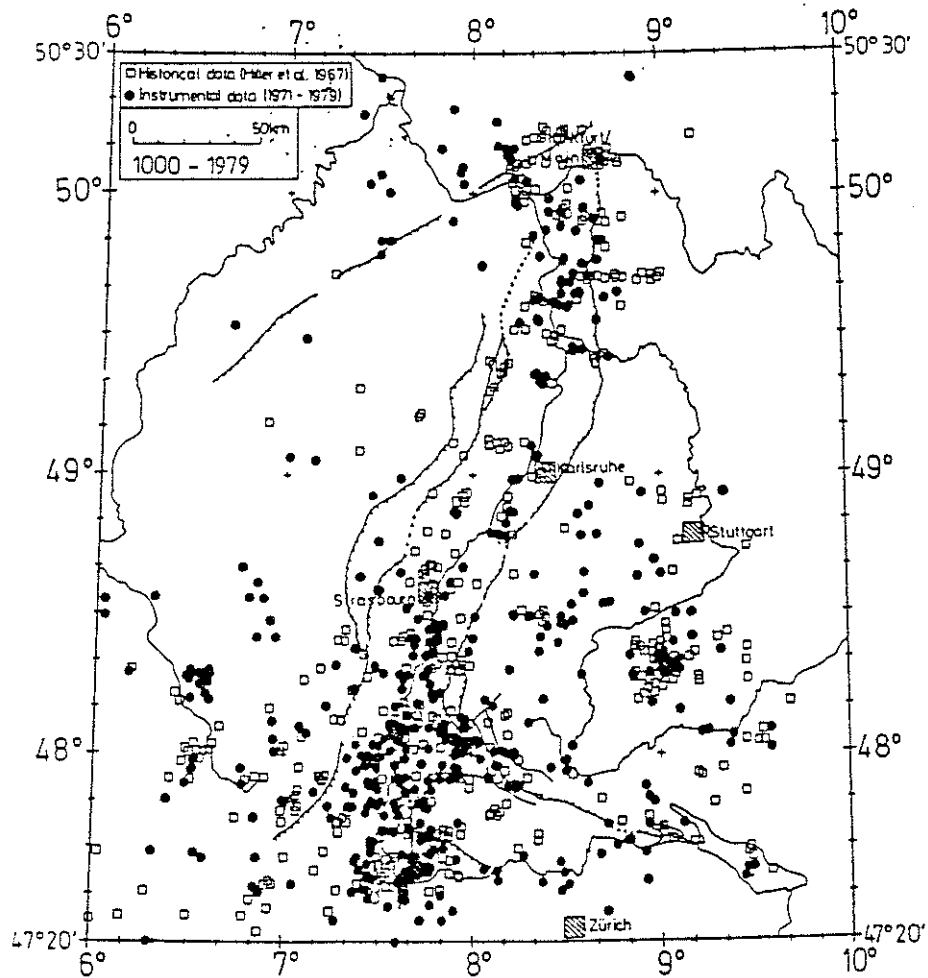


Figure 3b-6 Comparaison entre la sismicité historique de la période 1000-1970 et la sismicité instrumentale de la période 1971-1980 (Bonjer et al., 1984).

Une comparaison entre les données macrosismiques et instrumentales a été faite par Bonjer et al.

(1984). La figure 3b-6 donne la carte extraite de cette étude qui fait ressortir une concentration de séismes au Sud-Est du Fossé.

La loi donnant la fréquence de séisme par an en fonction de la magnitude locale cumulée pour la période 1971-1979 (figure 3b-7) est très comparable à celle de Ahorner et Rosenhauer (1978) établie à partir des données macrosismiques, avec à nouveau un séisme de magnitude 4.5 en moyenne tous les dix ans.

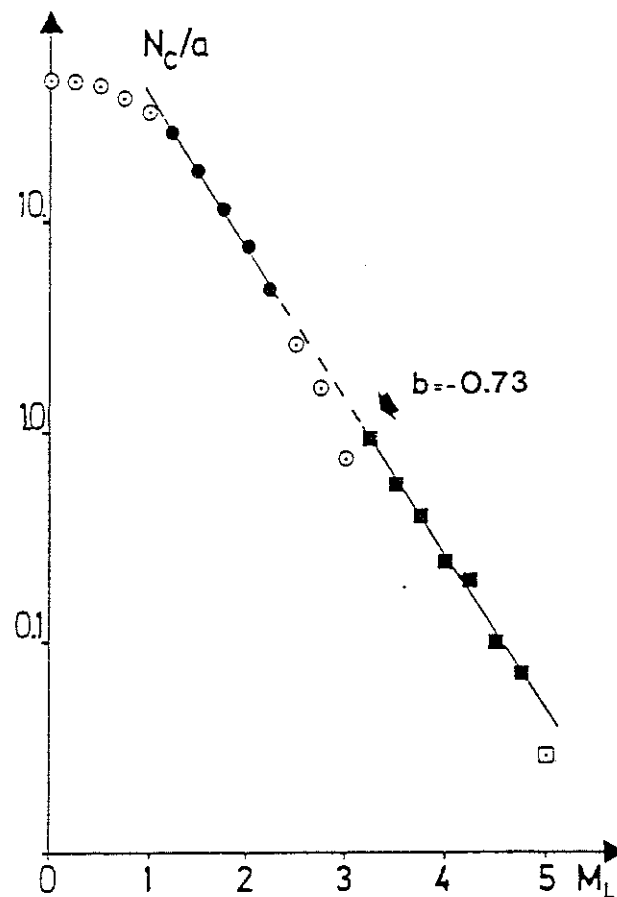


Figure 3b-7 Loi de Gutenberg-Richter pour le Fossé Rhénan supérieur obtenue à partir de la sismicité instrumentale sur la période 1971-1979.

#### d) Conclusion

Le Sud du Fossé Rhéna apparaît comme une région relativement sismique avec un séisme historique de magnitude supérieure à 6 situé dans les plis jurassiques au Sud Est de Bâle en 1356, et une sismicité diffuse avec un séisme de magnitude 4.5 tous les dix ans en moyenne. Au cours de la décennie 1980-1990 deux séismes ont dépassé cette magnitude. Aucun séisme ayant dépassé ou avoisiné la magnitude de 5.5 n'est connu historiquement à proximité immédiate du site de stockage projeté. Les séismes de Bâle et de Remiremont avaient leur épicerre situés respectivement à 40 km et 54 km du site de stockage. Ahorner et Rosenhauer (1978) ont proposé de retenir des magnitudes seuil de  $6 \frac{1}{4}$  pour le Sud-Est du Fossé Rhéna et de  $5 \frac{1}{4}$  pour sa partie Ouest, là où le site de stockage est projeté.

#### 4 - TECTONIQUE DU SUD DU FOSSE RHENAN

Le Fossé Rhénan s'est formé par une extension de la croûte estimée à environ 5 kilomètres à l'Oligocène et au Miocène, il y a plus de 10 millions d'années. Actuellement, on assiste à un mouvement décrochant senestre d'anciennes failles sous l'effet d'une compression grossièrement orientée Nord-Ouest Sud-Est. En dehors des mesures de contraintes in situ, l'analyse des stries observées sur des microfailles (Larroque et Laurent, 1988) et l'analyse des mécanismes au foyer des séismes se produisant dans la région permettent de bien connaître le champ de contrainte tectonique régional. La figure 4-1 montre les mécanismes au foyer de quatre séismes importants s'étant produits depuis 1974 (Haessler et al., 1985). Ils correspondent tous à un mouvement décrochant horizontal senestre se produisant sous l'effet d'une compression Nord-Ouest Sud-Est.

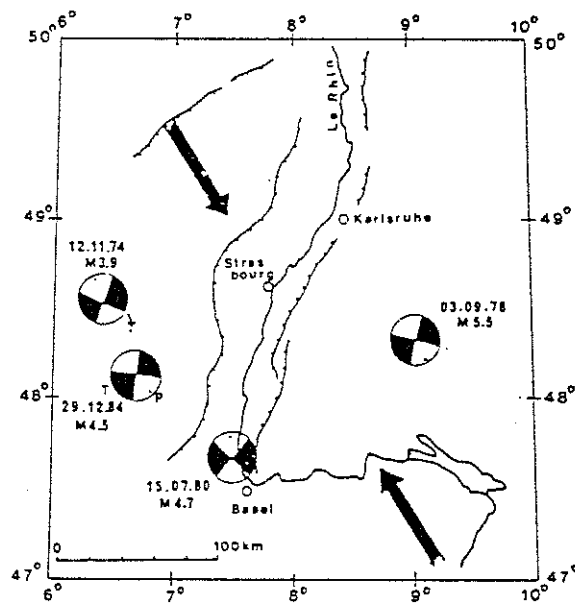
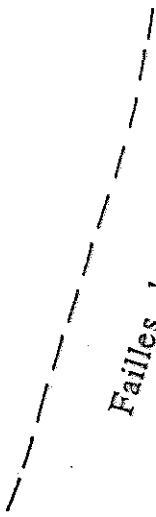


Figure 4-1 Mécanismes au foyer et contrainte compressive principale dans le Sud du Fossé Rhénan (Haessler et al., 1985).

Deux styles tectoniques bien distincts sont à considérer dans le Sud du Fossé Rhénan. D'une part, le rejeu horizontal senestre d'un système de failles parallèles à la direction générale du Fossé Rhénan supérieur semble être le régime tectonique principal actuel au Nord d'une ligne Belfort-Bâle. D'autre part, au Sud de cette ligne, on a l'impression d'assister à un mouvement de compression grossièrement orienté Nord-Sud provoquant une succession de plis avec accidents décrochants, comme dans la région de Ferrette (cf copie de photo SPOT et figure 4-2). C'est à ce deuxième régime tectonique qu'appartient le séisme de Bâle de 1356.

Failles bordières



Forage  
de Chalampé

+

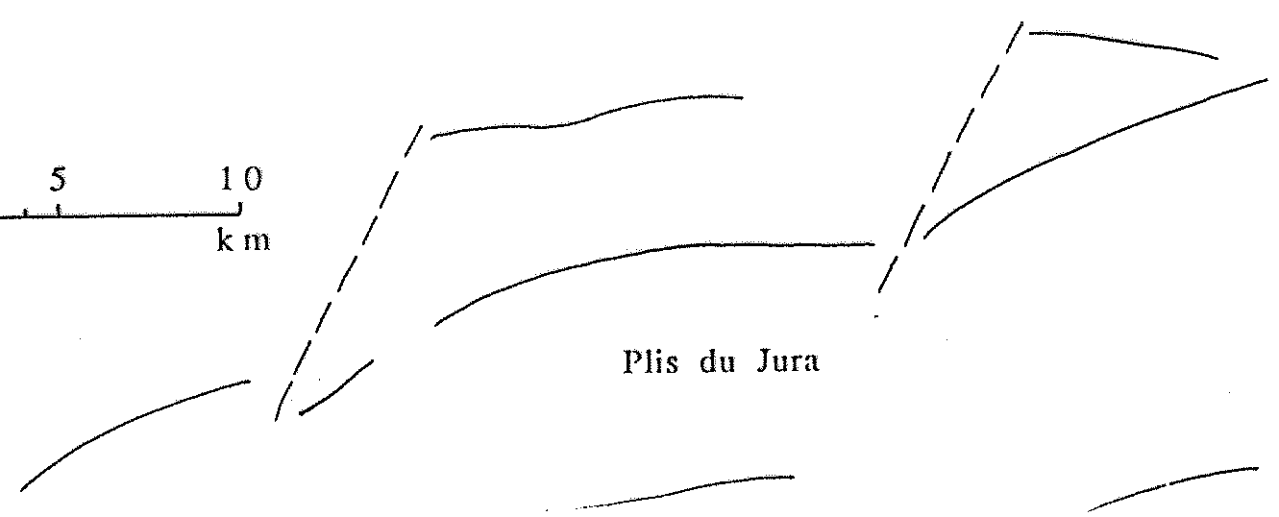
+

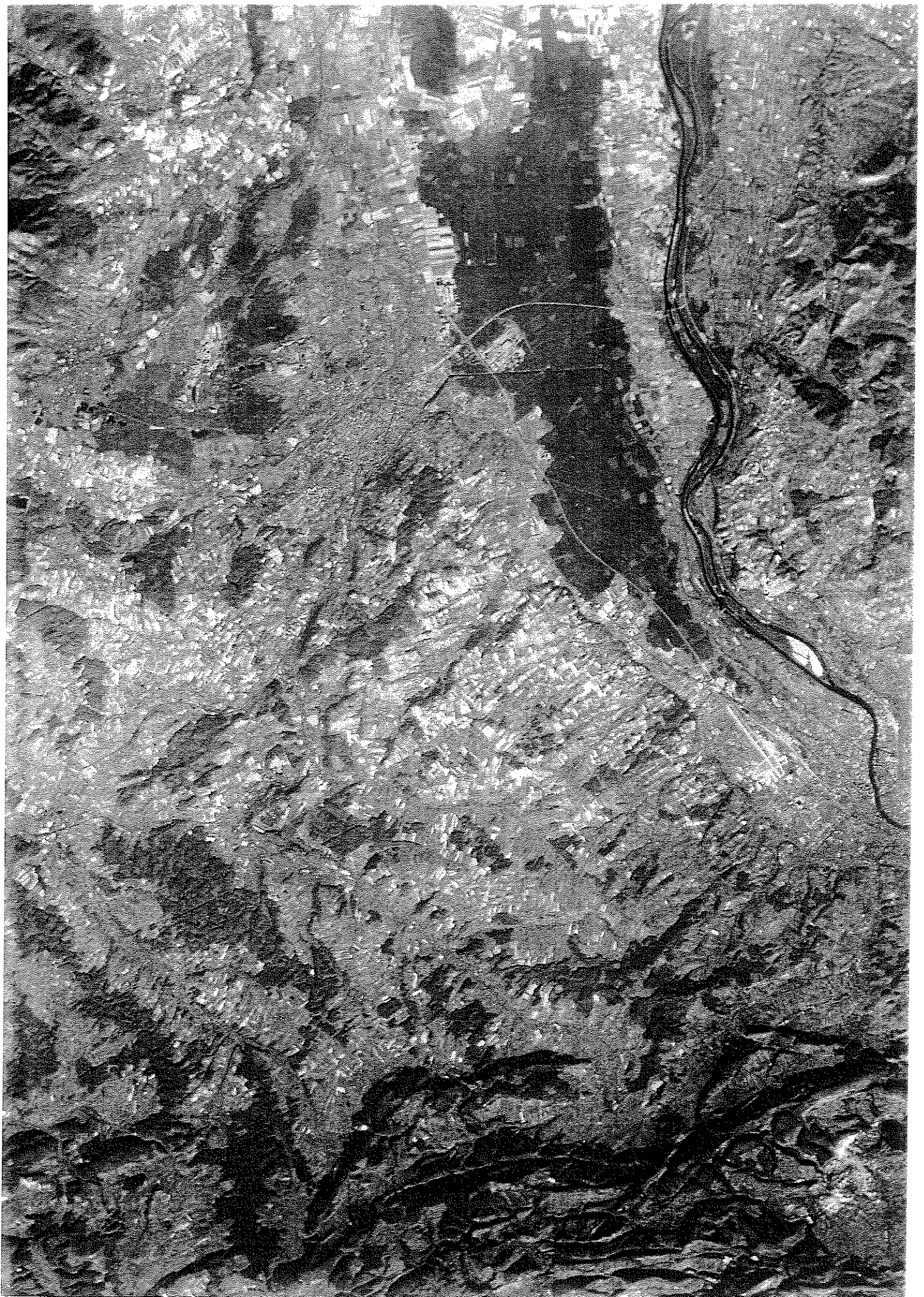
Projet  
de stockage

0 5 10  
km



Plis du Jura





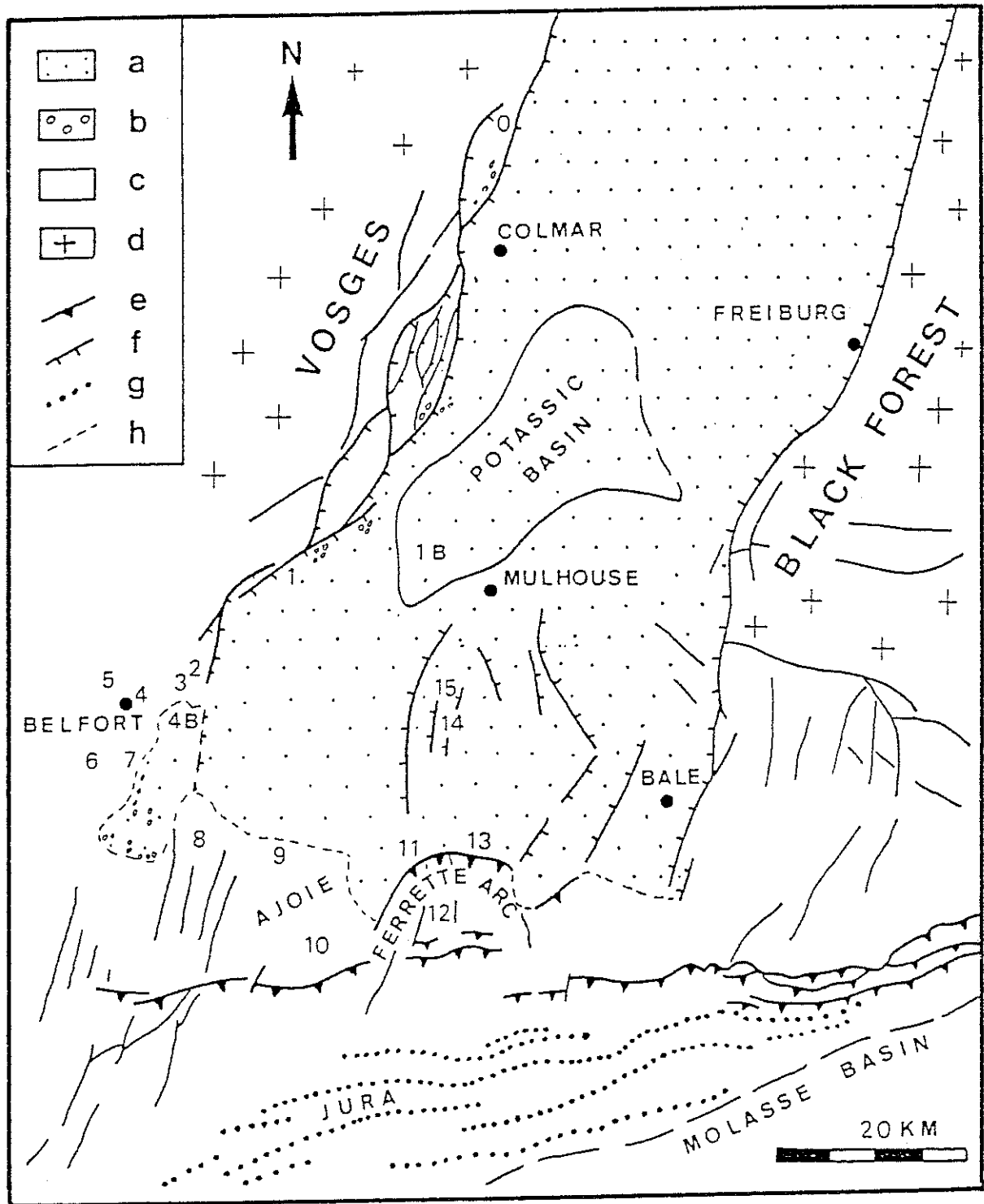


Figure 4-2 Schéma tectonique de la partie Sud du Fossé Rhénan. a= cénozoïque, b= conglomérats oligocènes, c= sédiments mésozoïques, d= paléozoïque, e= failles inverses, f= failles normales, g= axes de plis, h= limite Sud du Fossé Rhénan. Les nombres indiquent les endroits où des analyses microtectoniques ont été faites.

Deux types de séismes peuvent ainsi affecter le Sud du Fossé Rhénan. Les séismes de Sierentz en 1980 et de Remiremont en 1984 ont fait rejouer des failles probablement contemporaines de la formation du Fossé. D'autre part des séismes de type chevauchant, ou faisant intervenir une combinaison de failles chevauchantes et décrochantes, peuvent avoir lieu au niveau des plis du Jura. Cette deuxième famille de séismes pourrait correspondre à des failles cachées en profondeur et n'affectant pas la surface, comme cela a été observé en plusieurs endroits au monde sous des régimes de tectonique compressive.

Les rares études de néotectoniques existantes, menées dans le Sud du Fossé Rhénan par l'Université de Montpellier, suggèrent que les failles bordières à l'Ouest du Fossé ont été actives au Quaternaire. Même si aucun séisme important n'est connu le long de ces failles pendant l'époque historique, il faut les considérer comme potentiellement actives et susceptibles de provoquer des séismes à long terme.



## 5 - CHOIX DES SEISMES DE REFERENCE

L'ensemble des considérations exposées dans les sections 3 et 4 sont la base de notre choix des séismes de référence à prendre en compte pour l'étude d'aléa sismique. Nous procédons en plaçant le séisme possible sur une période de l'ordre de 1000 ans, dans l'une des unités tectoniques définies dans la section 4 le plus près possible du site de stockage, de façon à maximiser les effets de vibration induites par le séisme.

Les séismes les plus importants à attendre dans le Sud du Fossé Rhénan sont à rattacher au système des plis du Jura avec le séisme de Bâle de 1356 comme exemple historique. Un séisme du type de celui qui a touché Bâle en 1356 peut se produire ailleurs, au sein de la même unité tectonique. Pour prendre une estimation de vibration sismique maximum sur le site de stockage MDPA projeté, nous proposons de placer un séisme de référence de magnitude 6.5 au niveau de l'arc de Ferrette qui est la zone de plis la plus proche du site. Cela correspond au choix fait par Ahorner et Rosenhauer (1978) pour le Sud-Est du Fossé rhénan et, compte tenu des extrapolations des données instrumentales et historiques, une telle magnitude a une probabilité élevée de se produire dans cette unité tectonique au cours des prochains millénaires.

En ce qui concerne les failles bordières de l'Ouest du Fossé Rhénan, très proches du site de stockage projeté, compte tenu de leur caractère actif reconnu au Quaternaire et malgré l'inexistence de séisme historique notable à proximité de Cernay, nous proposons de prendre en compte un séisme de magnitude 5.5. Cela correspond à la magnitude qui peut être estimée pour le séisme de Remiremont de 1682. Cela est d'autre part proche de la magnitude de 5 3/4 retenue comme magnitude maximale pour l'ensemble de la région Ouest du Fossé Rhénan par Ahorner et Rosenhauer (1978).

Les deux séismes de référence définis ci-dessus se trouvent situés à 32 km du site de stockage pour le séisme de magnitude 6.5 et à 8 km pour le séisme de magnitude 5.5.

## 6 - CALCUL D'ACCELEROGRAMMES A CHALAMPE

L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg a installé un sismomètre dans le puits creusé par les MDPa à proximité de Chalampé à l'automne 1988. Ce puits abandonné en 1988 est vertical jusqu'à la profondeur de 500 m. A cette profondeur un bouchon de ciment de 150 m de haut a été coulé. Un terrain de 6 m<sup>2</sup> autour du site du forage a été amodié par la Chambre de Commerce de Mulhouse à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg qui est maintenant responsable du puits. L'instrumentation mise en place comprend deux vélocimètres à trois composantes installés respectivement à la cote - 500 m et en surface. L'ensemble de l'instrumentation est télésurveillé par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

Les caractéristiques instrumentales des vélocimètres mis en place sont décrites dans l'annexe 2. Les deux séismes locaux les plus importants détectés depuis la mise en oeuvre de ces instruments sont de magnitude 2.8 et 3. Le séisme de magnitude 2.8 s'est produit à 16 km de Chalampé près de Fribourg en RFA le 18 mars 1989. Le séisme de magnitude 3 s'est produit au Sud de Thann à 37 km de Chalampé le 3 septembre 1989 (cf. figure 6-1). Les planches 6-2 à 6-7 montrent les enregistrements convertis en accélération du sol en surface et à la profondeur de 500 m pour ces deux séismes. Outre les niveaux d'accélération, naturellement très faibles pour ces petits séismes, de l'ordre du millième de g, on constate la très forte réduction de l'accélération quand on passe de la surface à la profondeur de 500 m. La diminution est moins importante pour la composante verticale. On note également que le bruit de fond est relativement important en surface alors qu'il est très faible en profondeur.

Ces deux séismes enregistrés en surface et à la profondeur de 500 m peuvent servir de base pour estimer les forts mouvements du sol que provoqueraient des séismes plus importants situés au même endroit et ayant le même mécanisme au foyer. Les détails de la technique utilisée pour calculer les accélérogrammes synthétiques correspondants aux séismes de référence sont indiqués dans l'annexe 1. Le principe est de sommer avec les décalages en temps appropriés les accélérogrammes observés pour simuler l'accélération que provoquerait une source sismique plus étendue et durant plus longtemps.

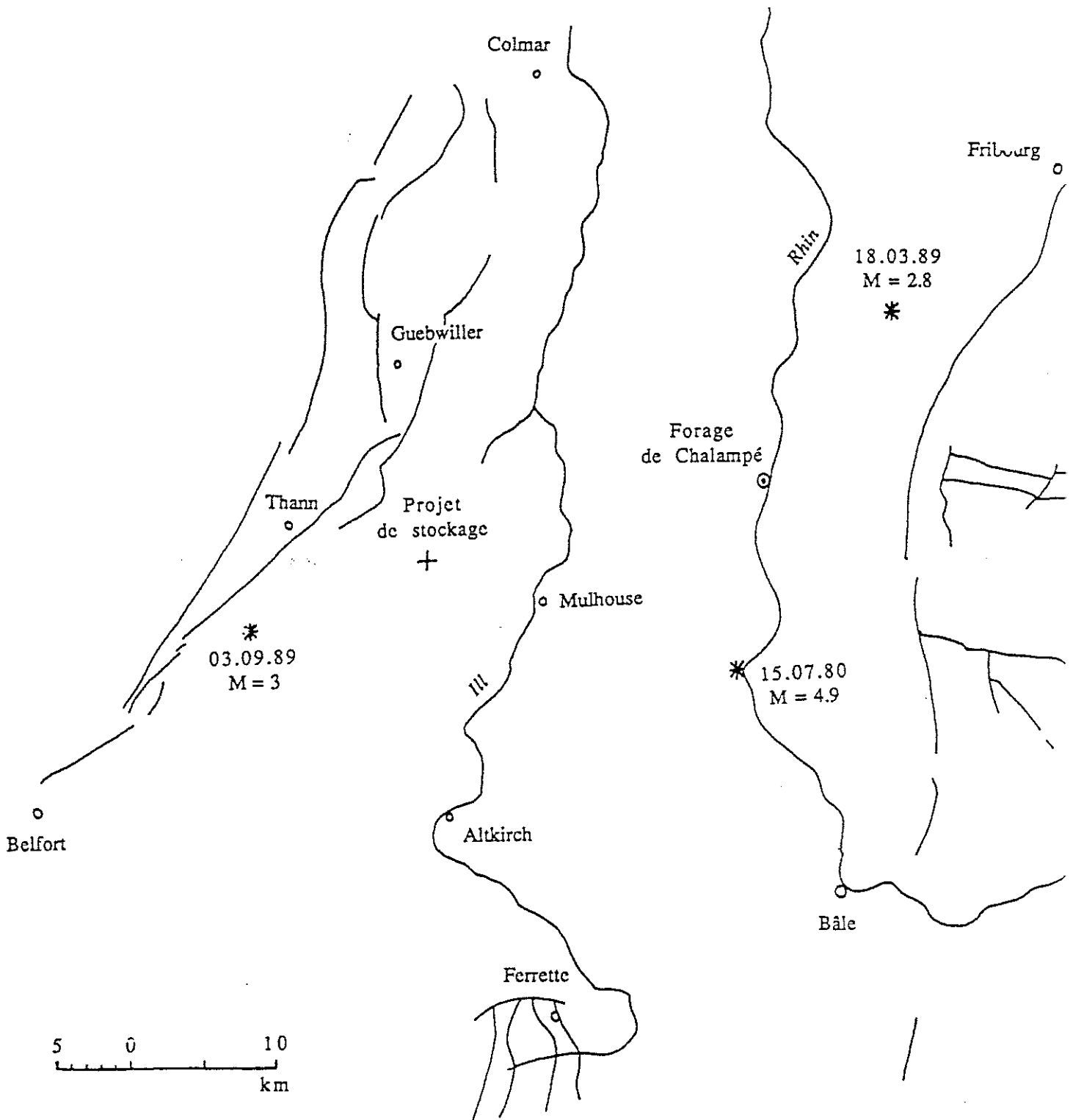


Figure 6-1 Carte générale du Sud du Fossé Rhénan. Les séismes sont indiqués par des astérisques.

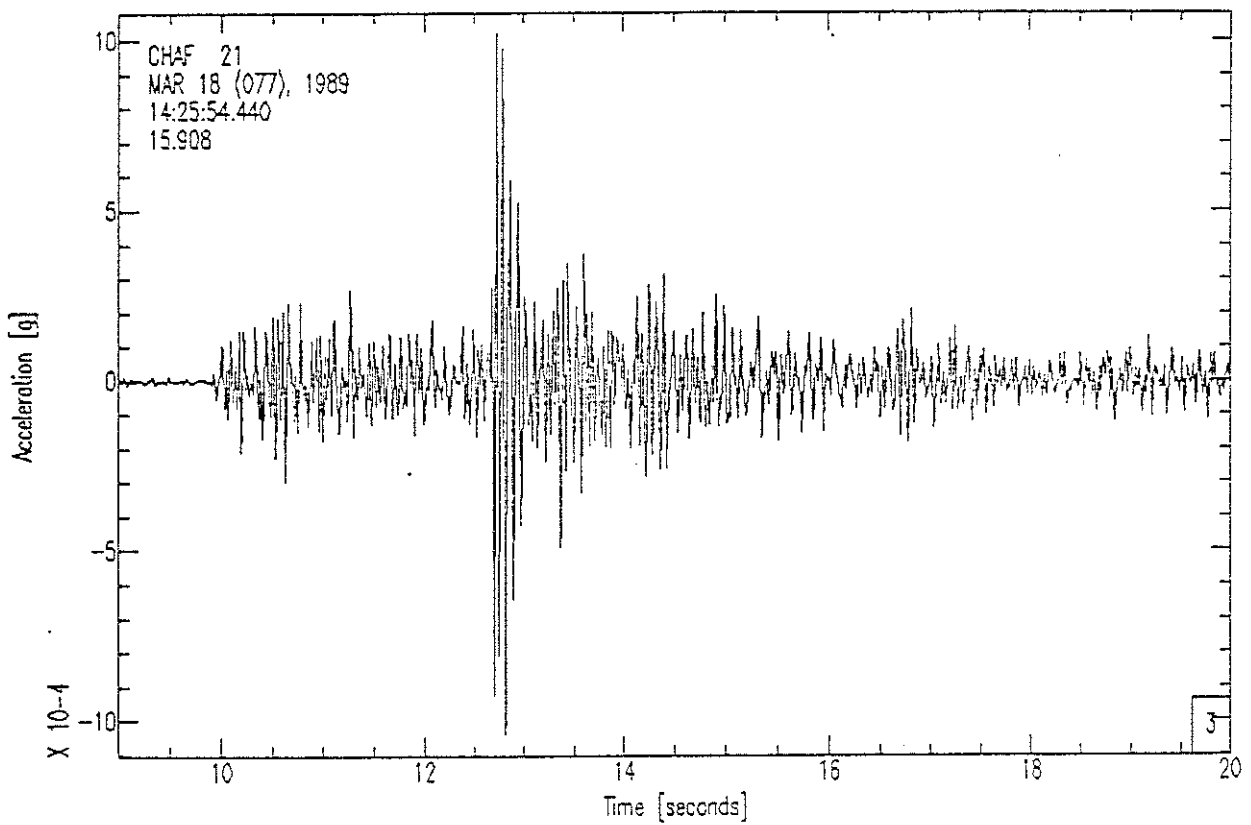
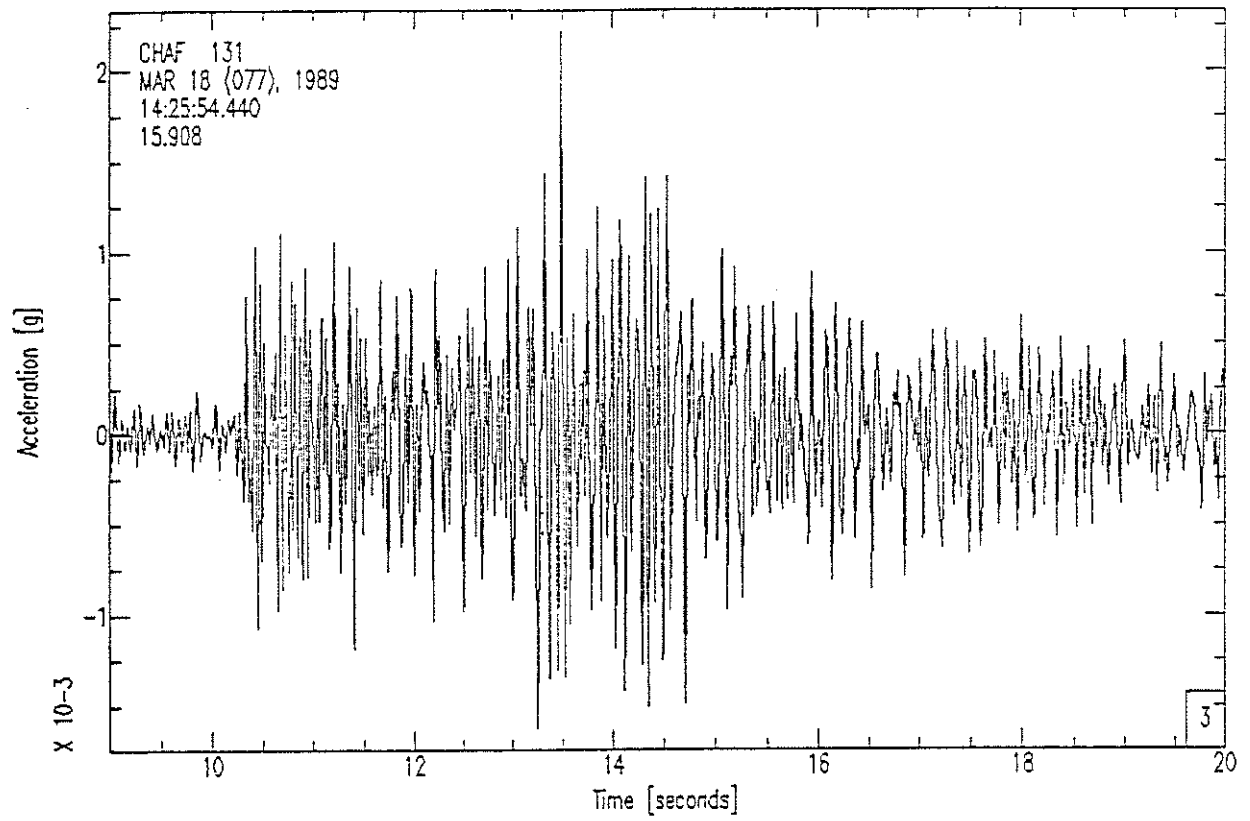


Figure 6-2 Séisme de Fribourg  $M_I=2.8$  : accélérations horizontales (composantes SH) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (en bas).

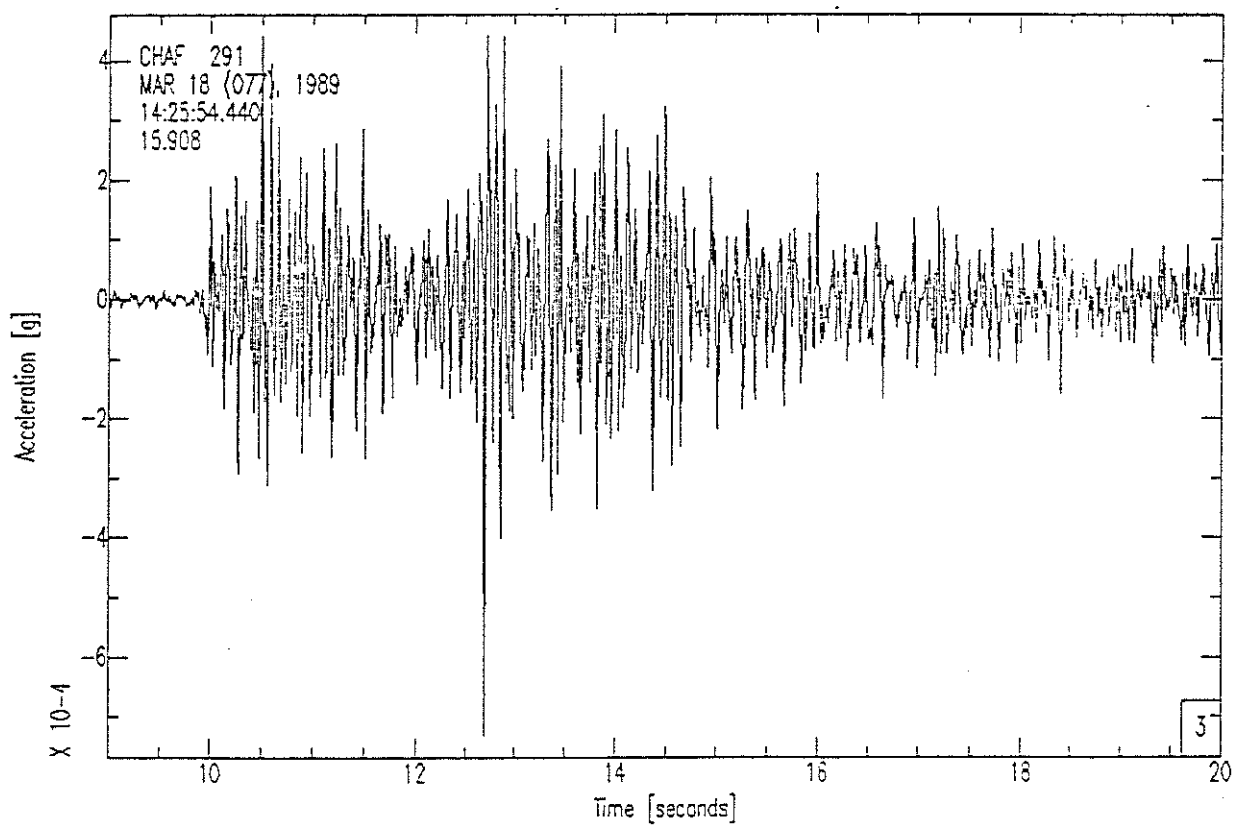
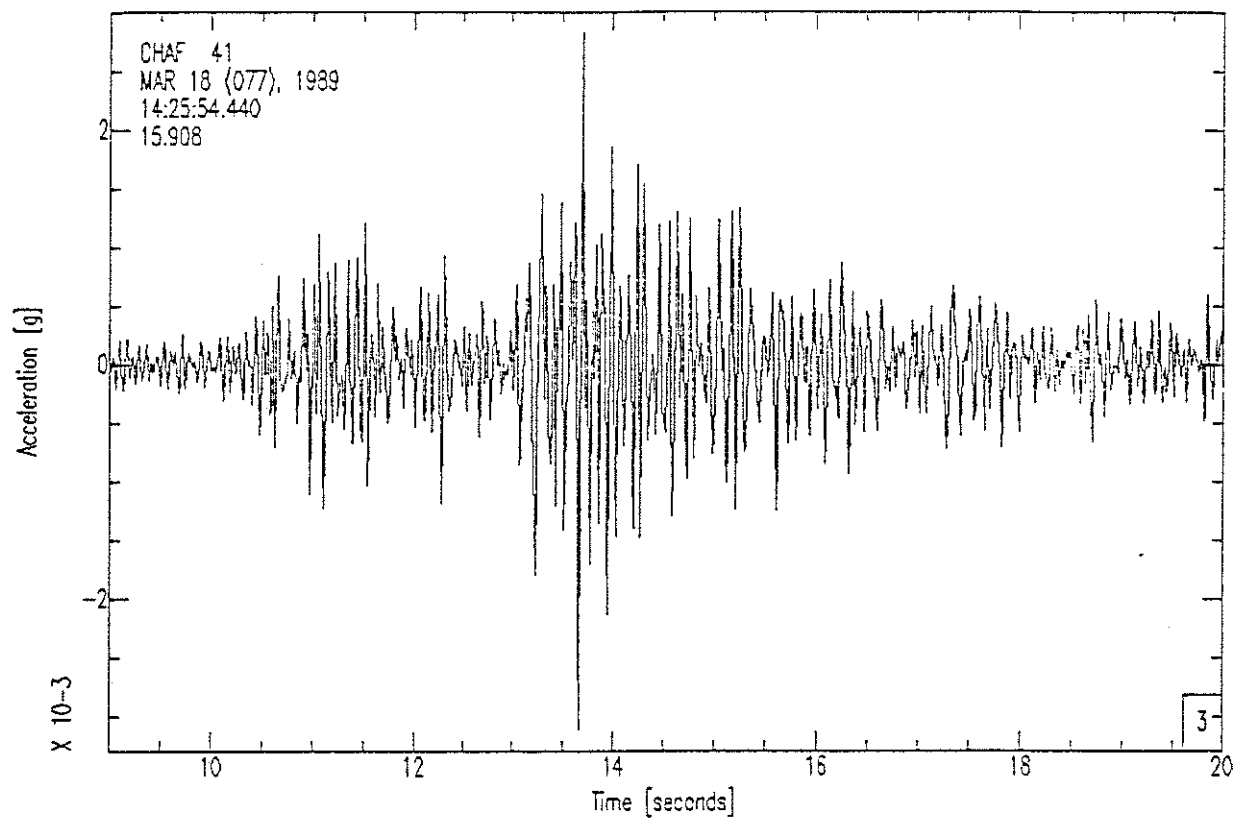


Figure 6-3 Séisme de Fribourg  $M_1=2.8$  : accélérations horizontales (composantes SV) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (en bas).

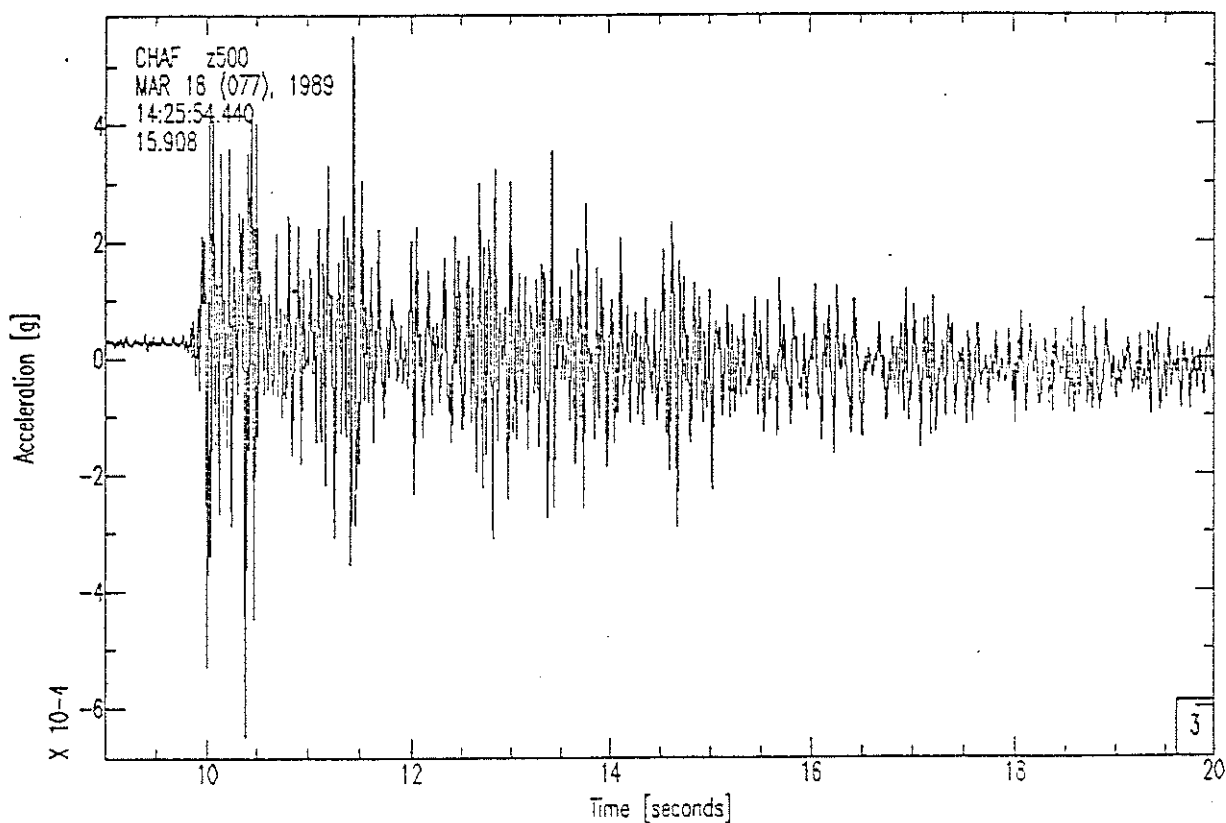
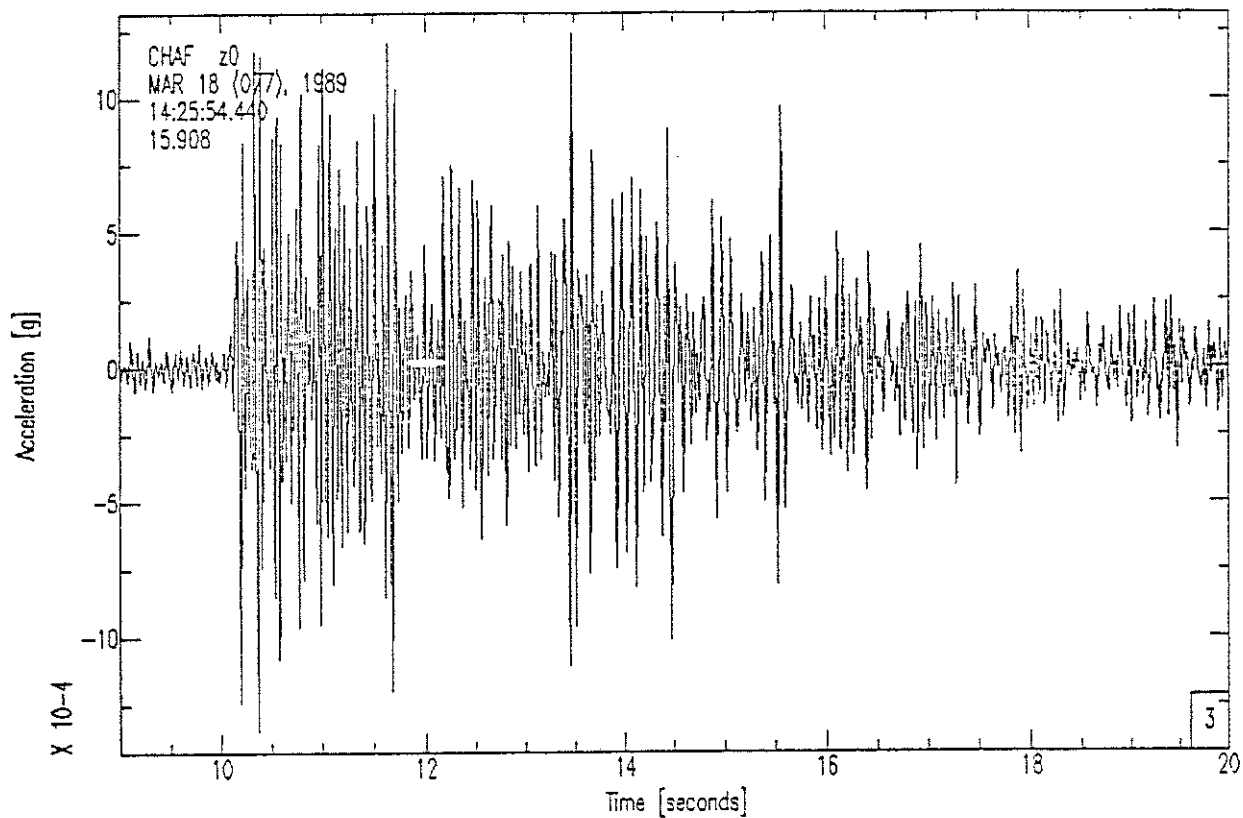


Figure 6-4 Séisme de Fribourg  $M_1=2.8$  : accélérations verticales en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (en bas).

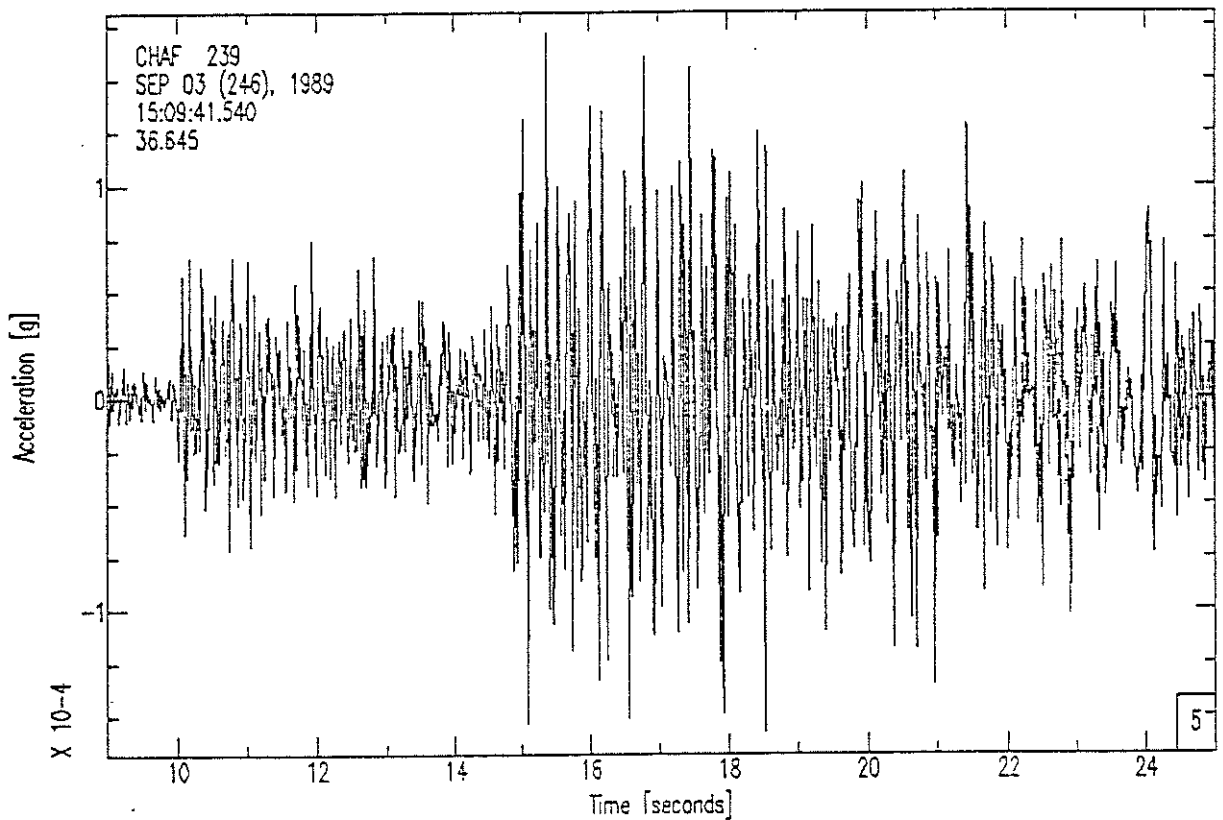
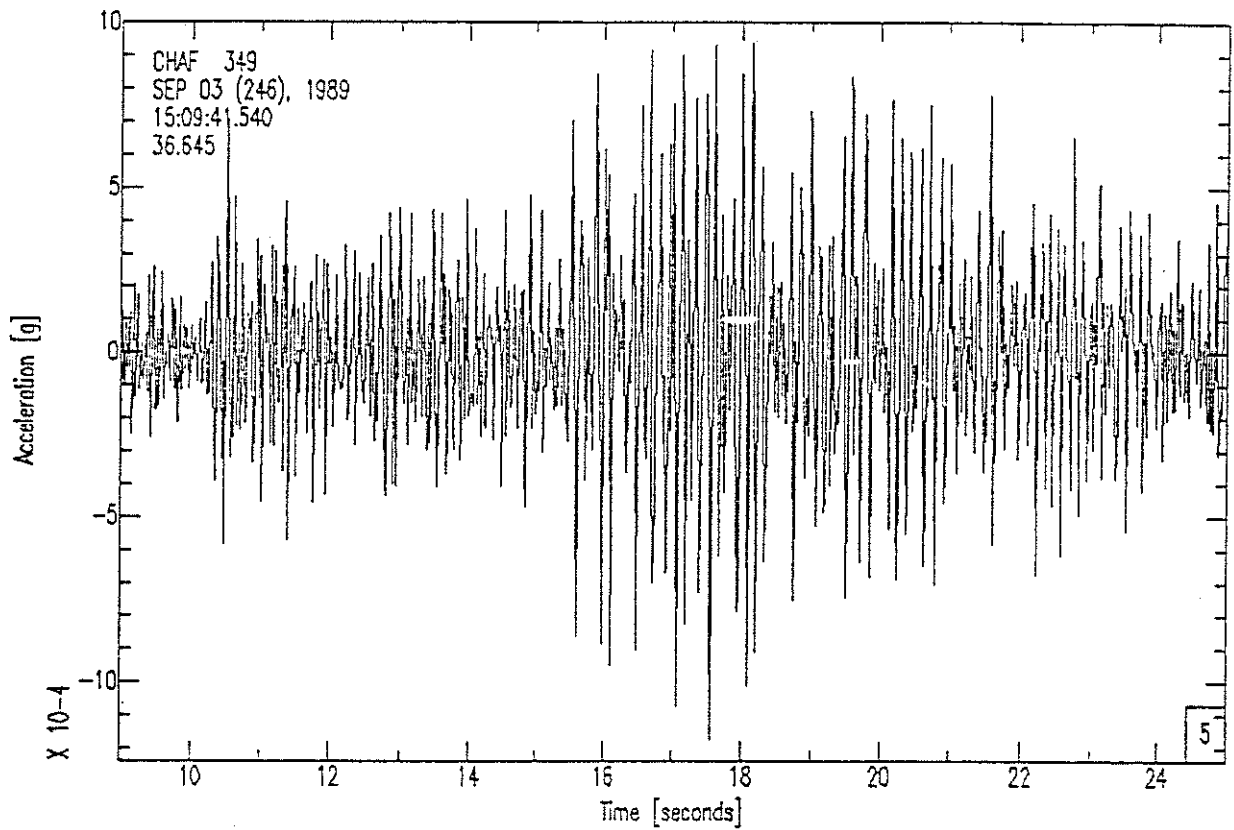


Figure 6-5 Séisme de Thann  $M_1=3$  : accélérations horizontales (composantes SH) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (en bas).

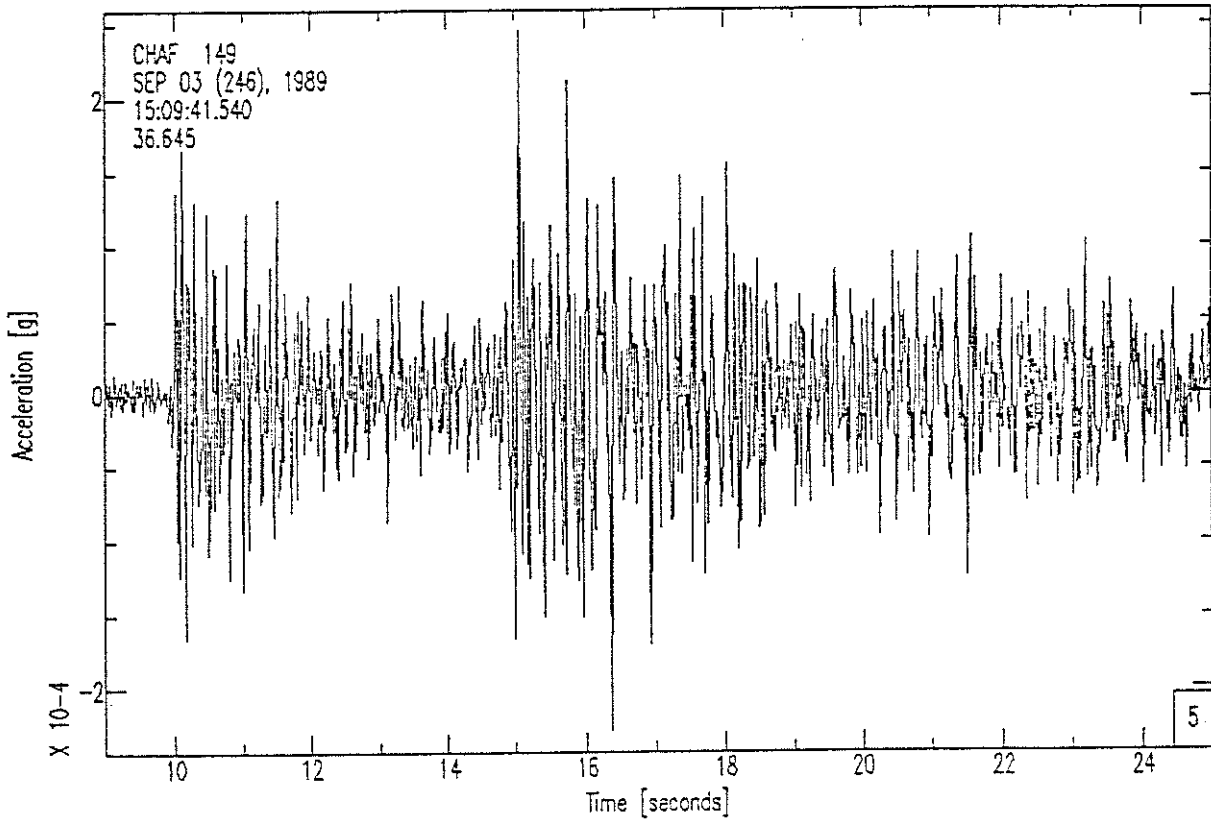
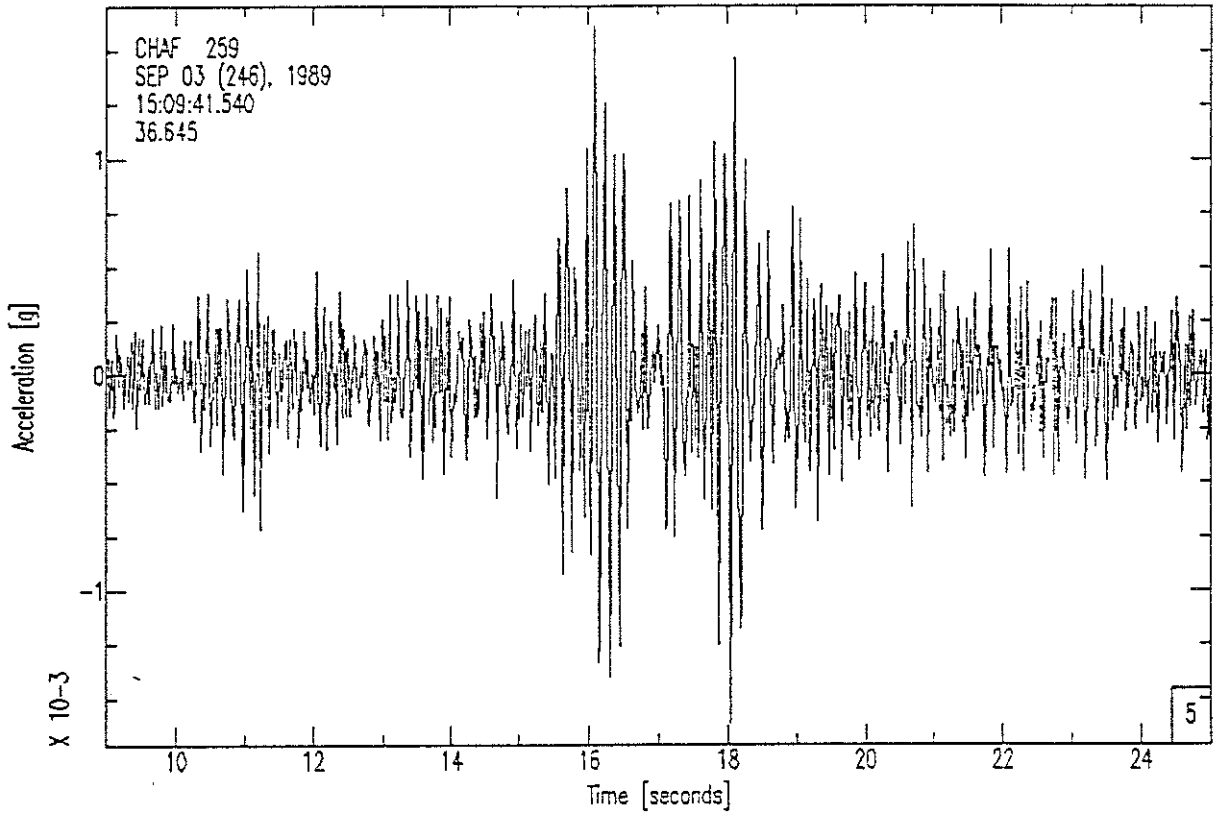


Figure 6-6 Séisme de Thann  $M_I=3$  : accélérations horizontales (composantes SV) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (en bas).



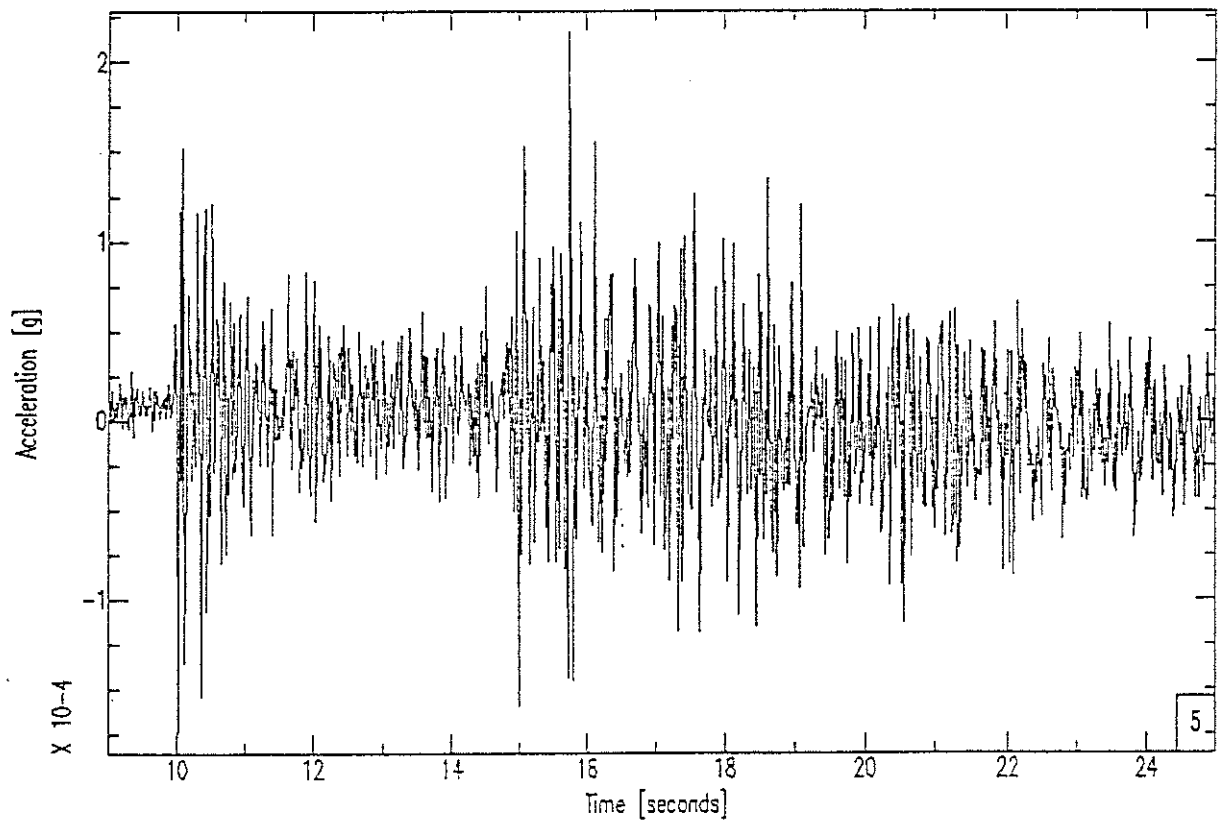
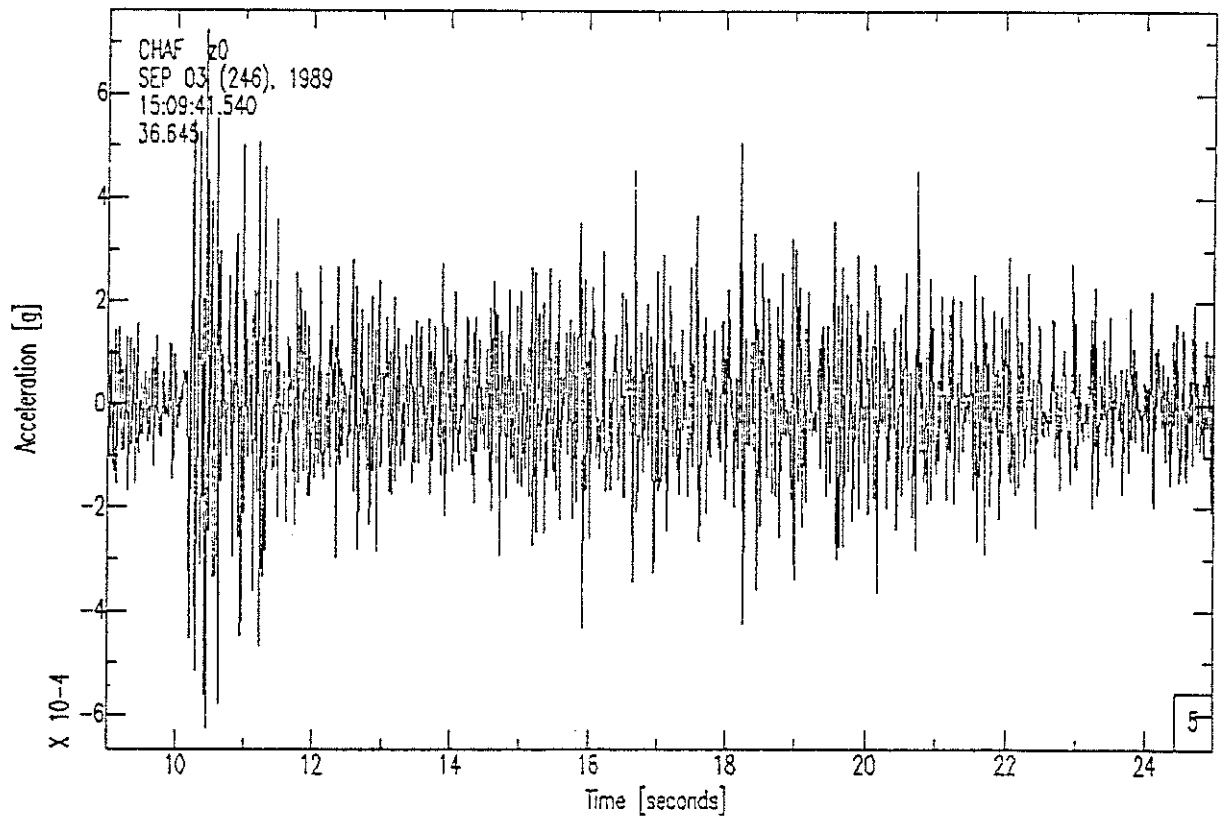


Figure 6-7 Séisme de Thann  $M_1=3$  : accélérations verticales en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (en bas).

Les résultats du calcul des accélérogrammes synthétiques pour un séisme de magnitude 5.5, magnitude égale à celle du séisme de référence pour le système de failles bordières de l'Ouest du Fossé Rhénan (faille rhénane et faille vosgienne), sont présentés dans les planches 6-8 à 6-10. Ces accélérogrammes sont calculés pour une faille carrée de  $4.2 * 4.2$  km. Ils donnent l'accélération prédite à une distance épacentrale de 16 km pour un séisme de magnitude 5.5. Les signaux ont été filtrés dans la bande passante 2 Hz - 30 Hz. A plus basse fréquence, des instabilités liées au bruit de fond sur les enregistrements rendent assez aléatoires les accélérations prédites. A plus haute fréquence, des artefacts liés à la méthode utilisée peuvent par ailleurs apparaître. Remarquons qu'un bruit très basse fréquence est observé sur la composante verticale au fond du forage ce qui a conduit à filtrer le signal avec une pente très raide au-dessous de 2 Hz.

Les accélérations en surface sont plus importantes pour les mouvements horizontaux que pour les mouvements verticaux, atteignant 0,27 g pour le mouvement horizontal dans l'azimut du séisme (composante SV). En profondeur les accélérations sont nettement plus faibles et la différence entre accélération verticale et horizontale s'amenuise. A 500 m de profondeur, on trouve des accélérations de 4 à 5 fois inférieures à celles prédites pour la surface.

*On trouve ainsi au fond du forage des accélérations prédites inférieures à 0.05 g à 16 km de l'épicentre d'un séisme de magnitude 5.5.*

Les spectres de réponse relatifs à ces enregistrements sont présentés dans les planches 6-11 à 6-13. Ces spectres sont calculés pour des coefficients d'amortissements variant entre 0 (oscillateurs non amortis) et 0.2. Les valeurs spectrales de la composante verticale au fond du forage aux fréquences inférieures à 4 Hz n'ont pas de signification compte tenu de la forte pente des filtres utilisés.

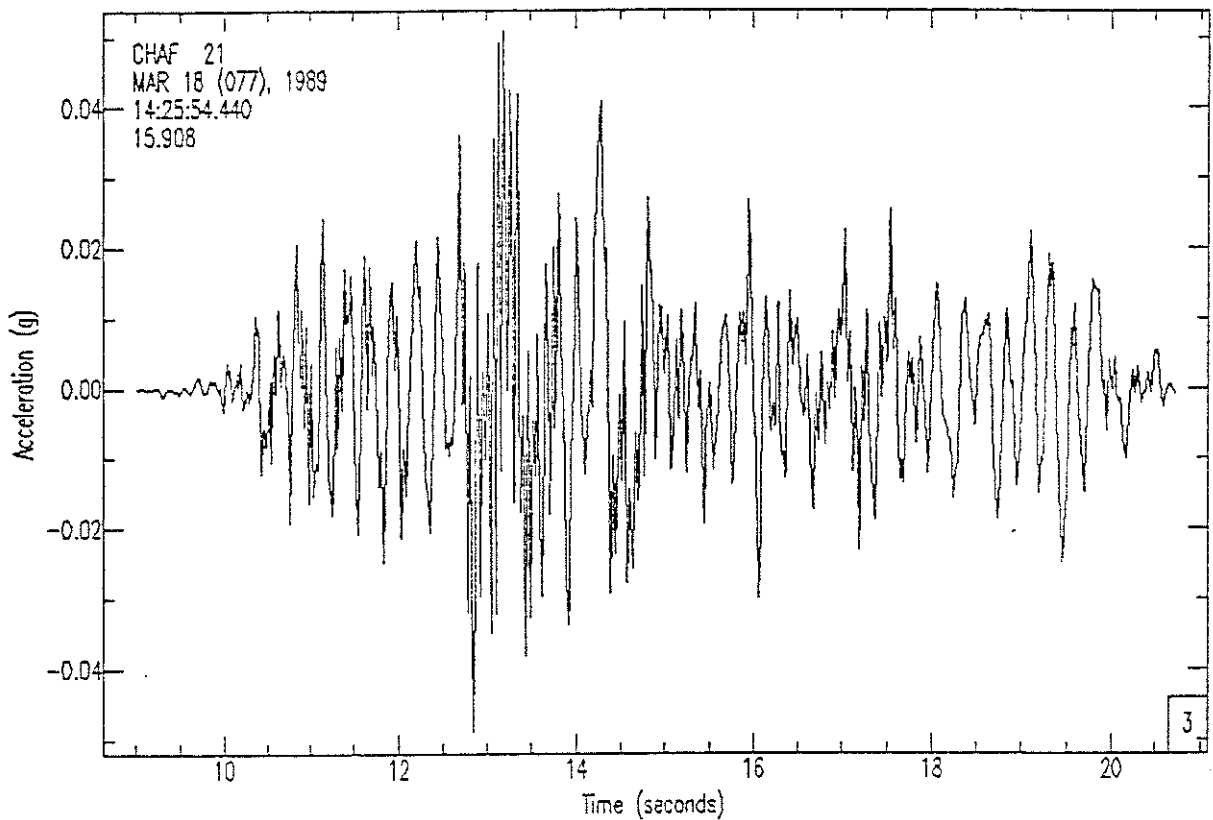
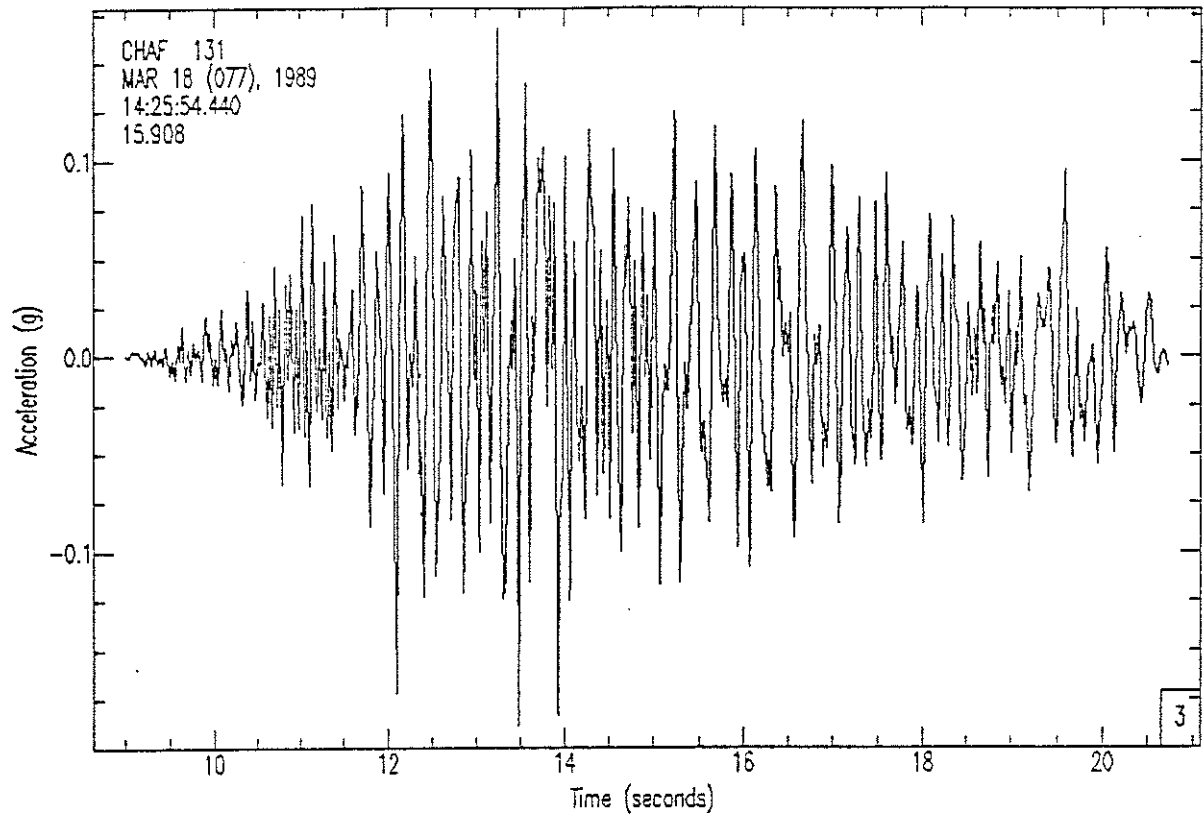


Figure 6-8 Séisme de magnitude 5.5 : accélérations synthétiques horizontales (composantes SH) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (enbas).

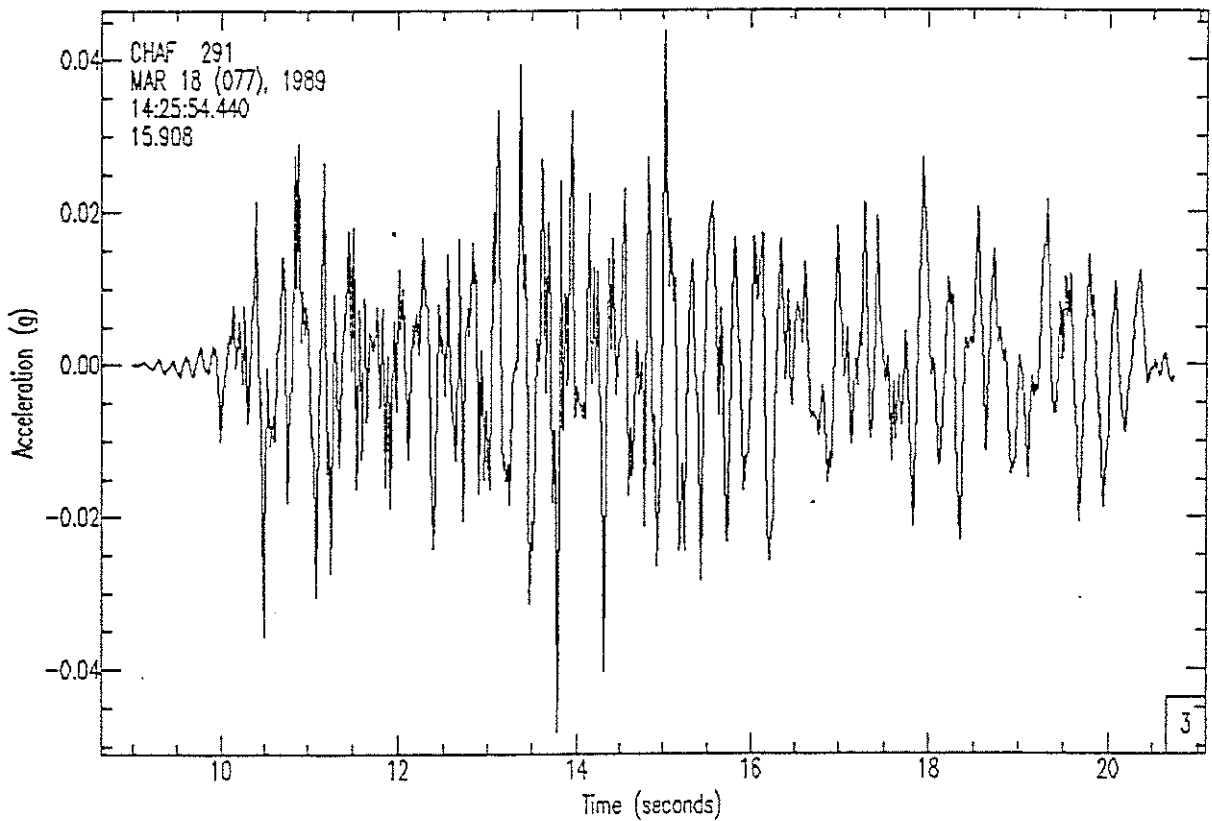
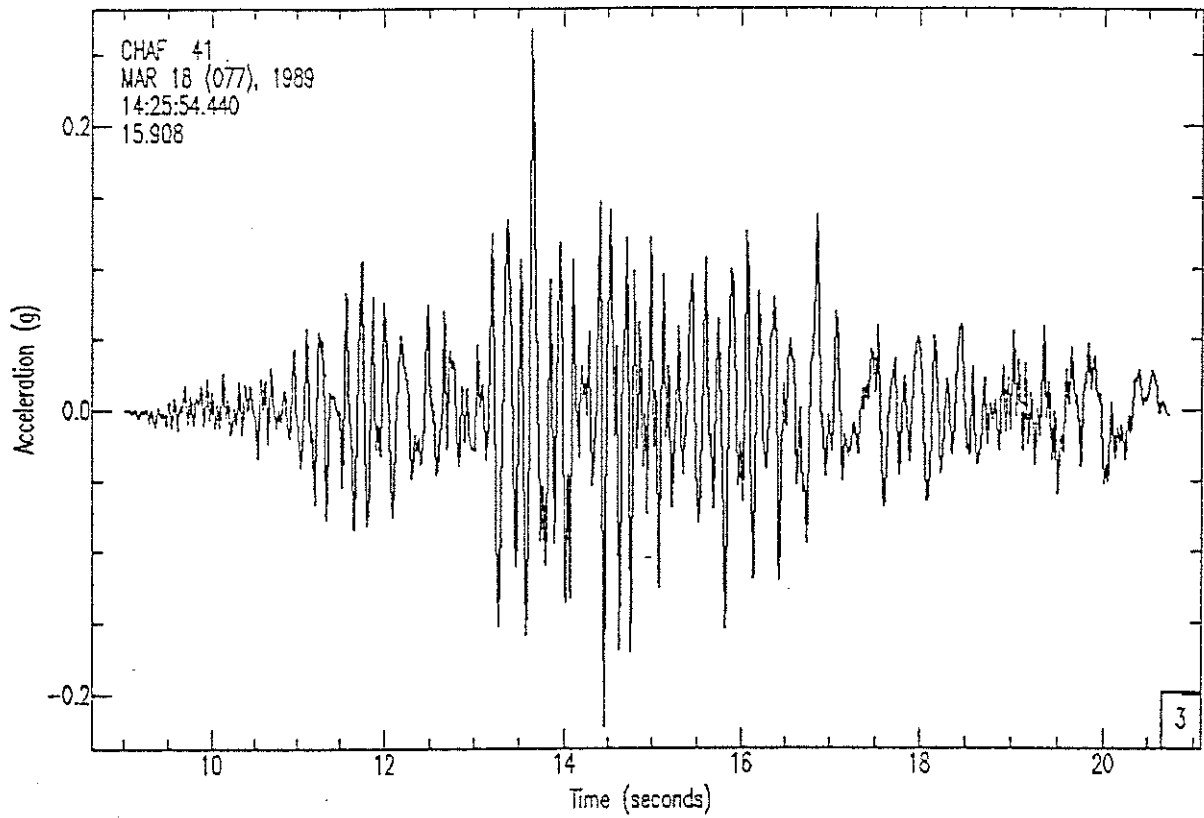


Figure 6-9 Séisme de magnitude 5.5 : accélérations synthétiques horizontales (composantes SV) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (enbas).

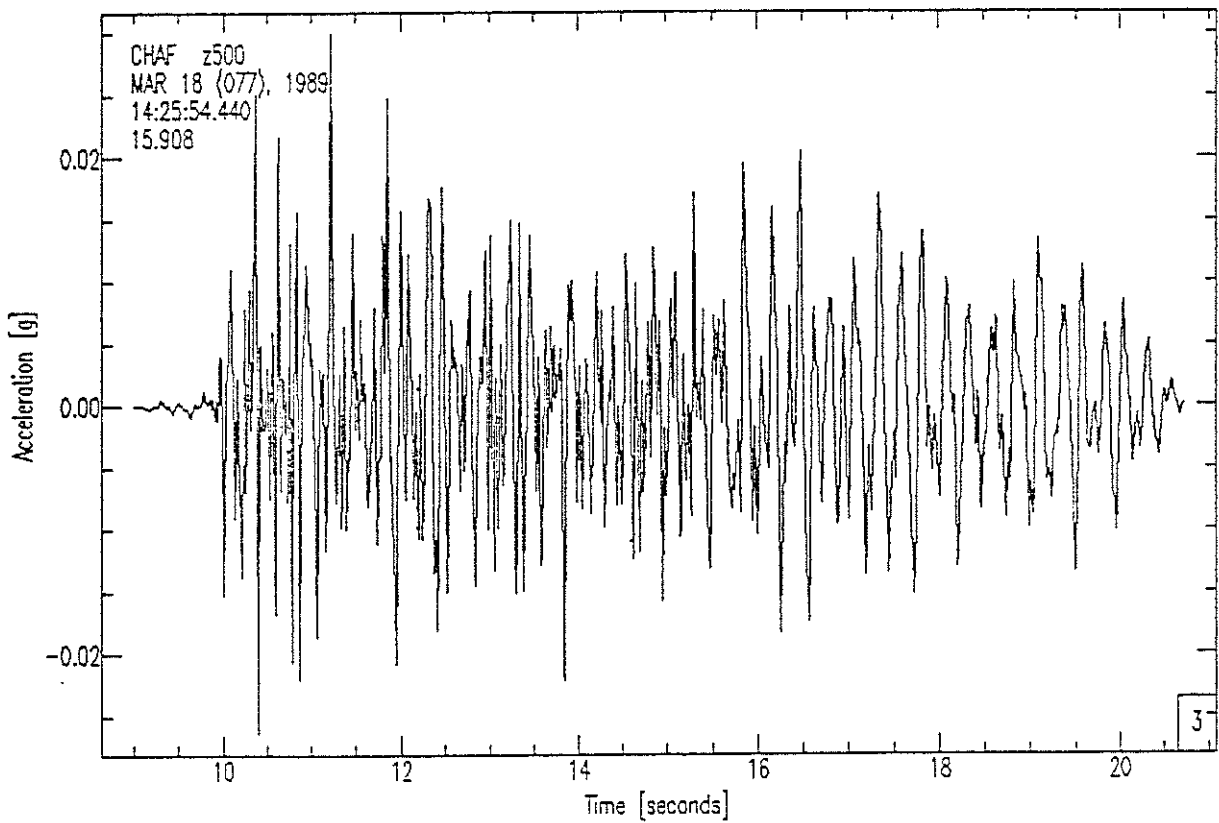
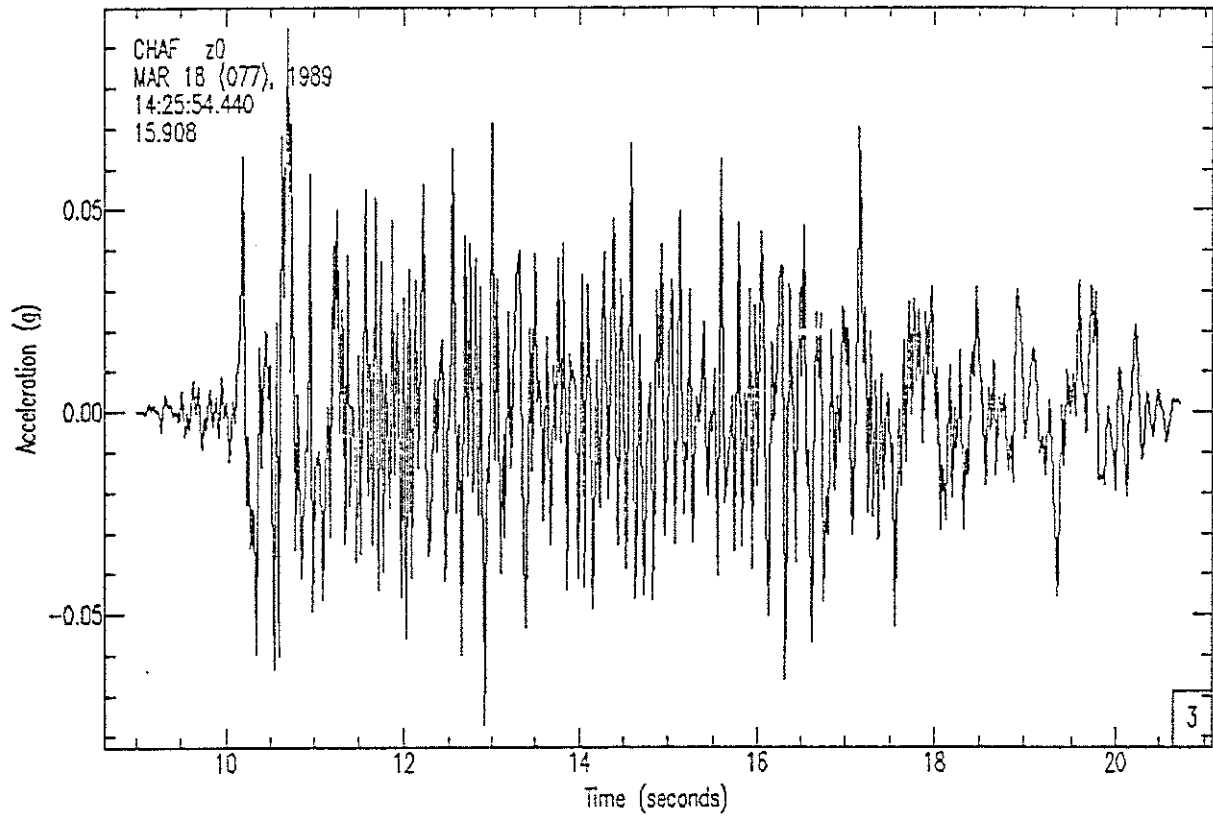


Figure 6-10 Séisme de magnitude 5.5 : accélérations synthétiques verticales en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (enbas).

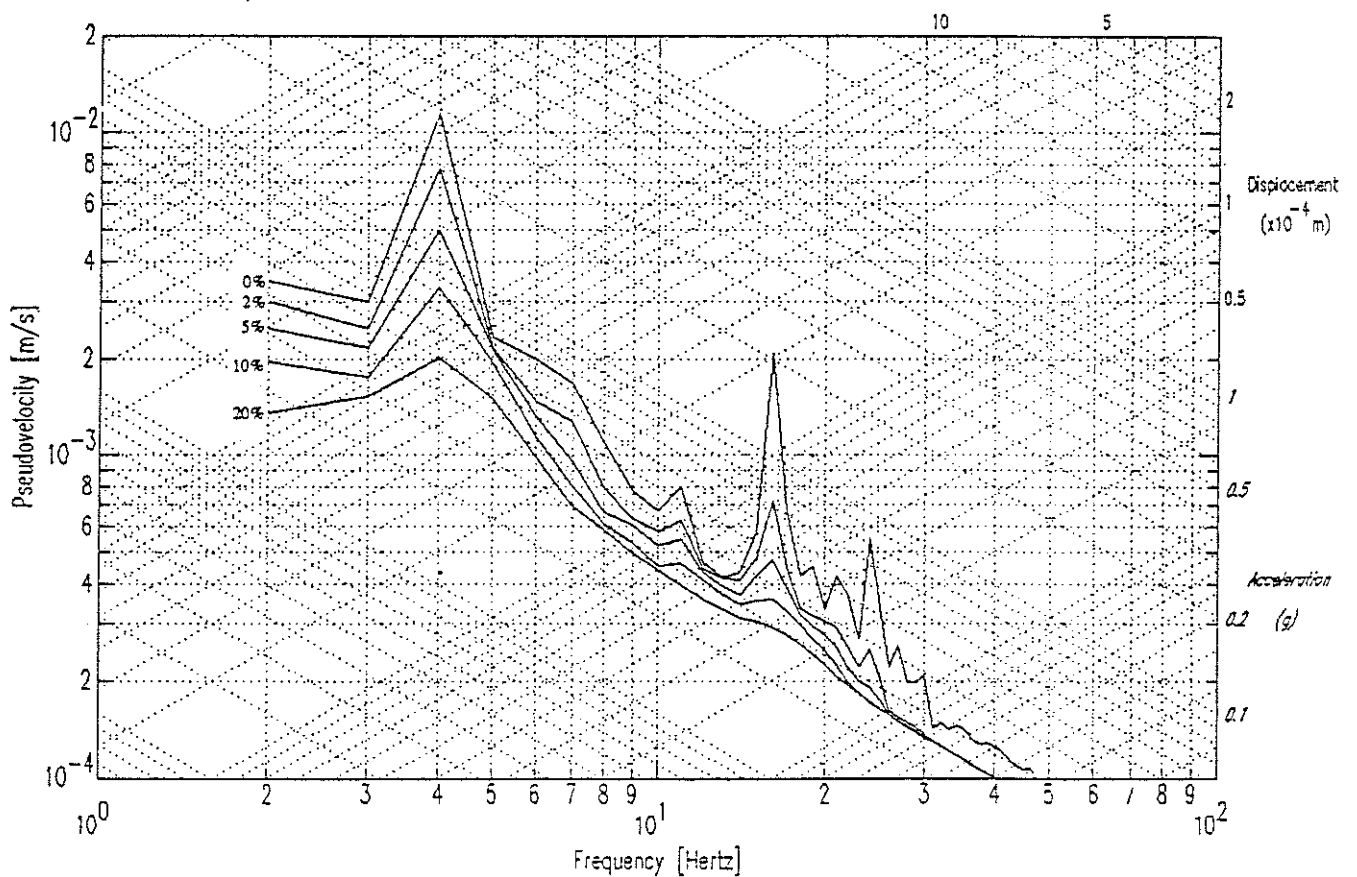
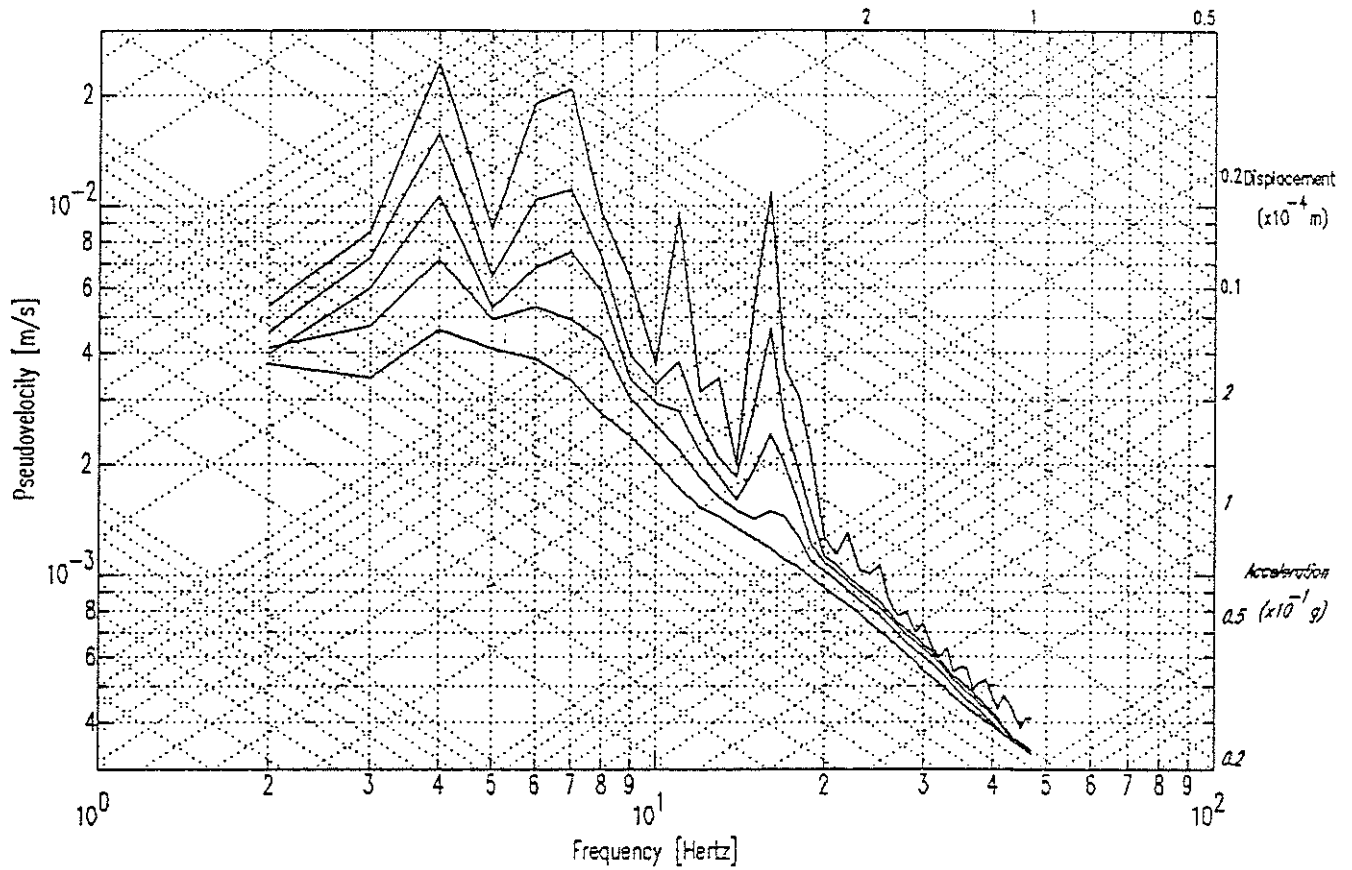


Figure 6-11 Séisme de magnitude 5.5 : Spectres de réponse pour la composante horizontale SH en surface (en haut) et à la profondeur de 500 m (en bas). Les coefficients d'amortissement valent : 0, 0.02, 0.05, 0.1 et 0.2.

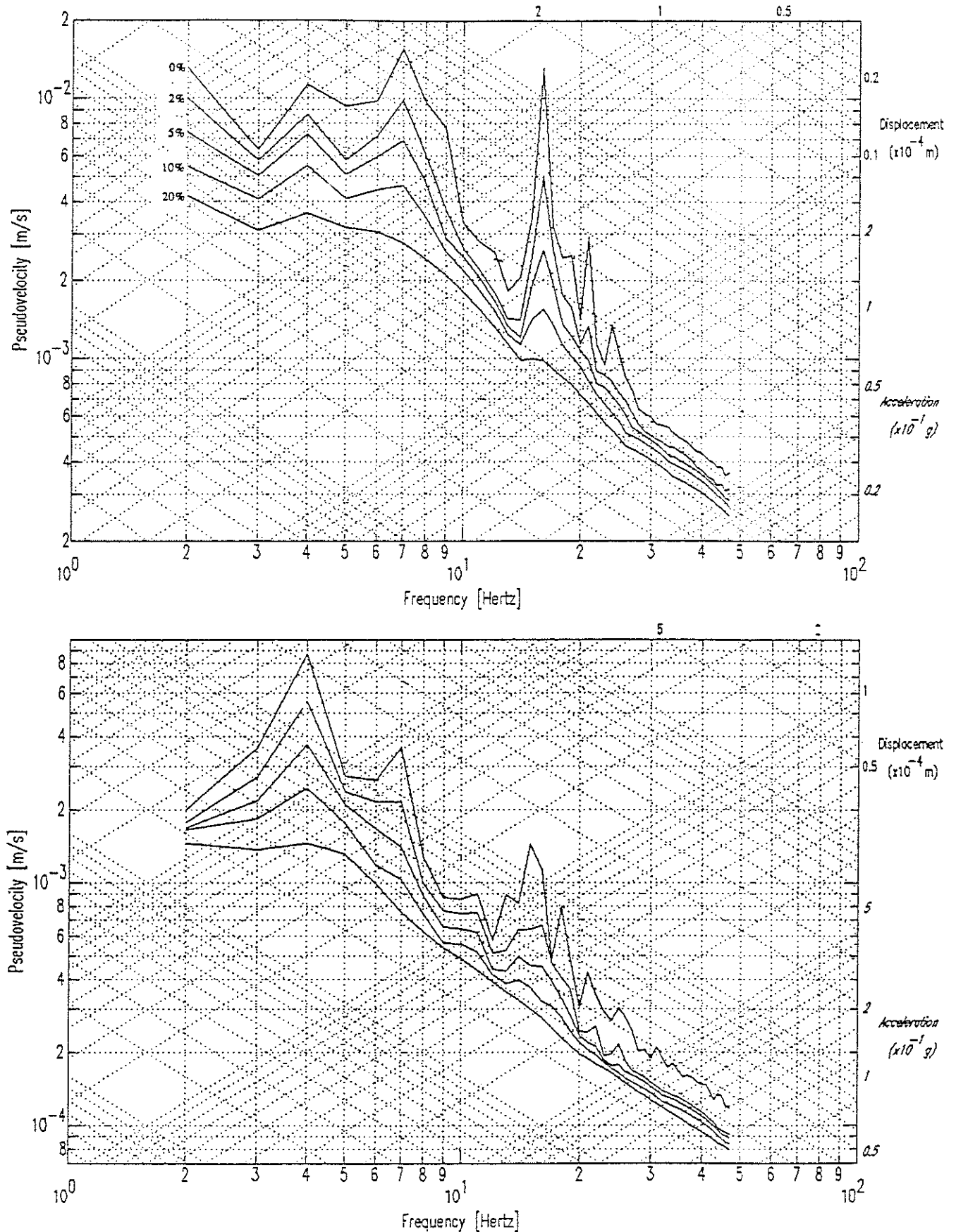


Figure 6-12 Séisme de magnitude 5.5 : Spectres de réponse pour la composante horizontale SV en surface (en haut) et à la profondeur de 500 m (en bas). Les coefficients d'amortissement valent : 0, 0.02, 0.05, 0.1 et 0.2.

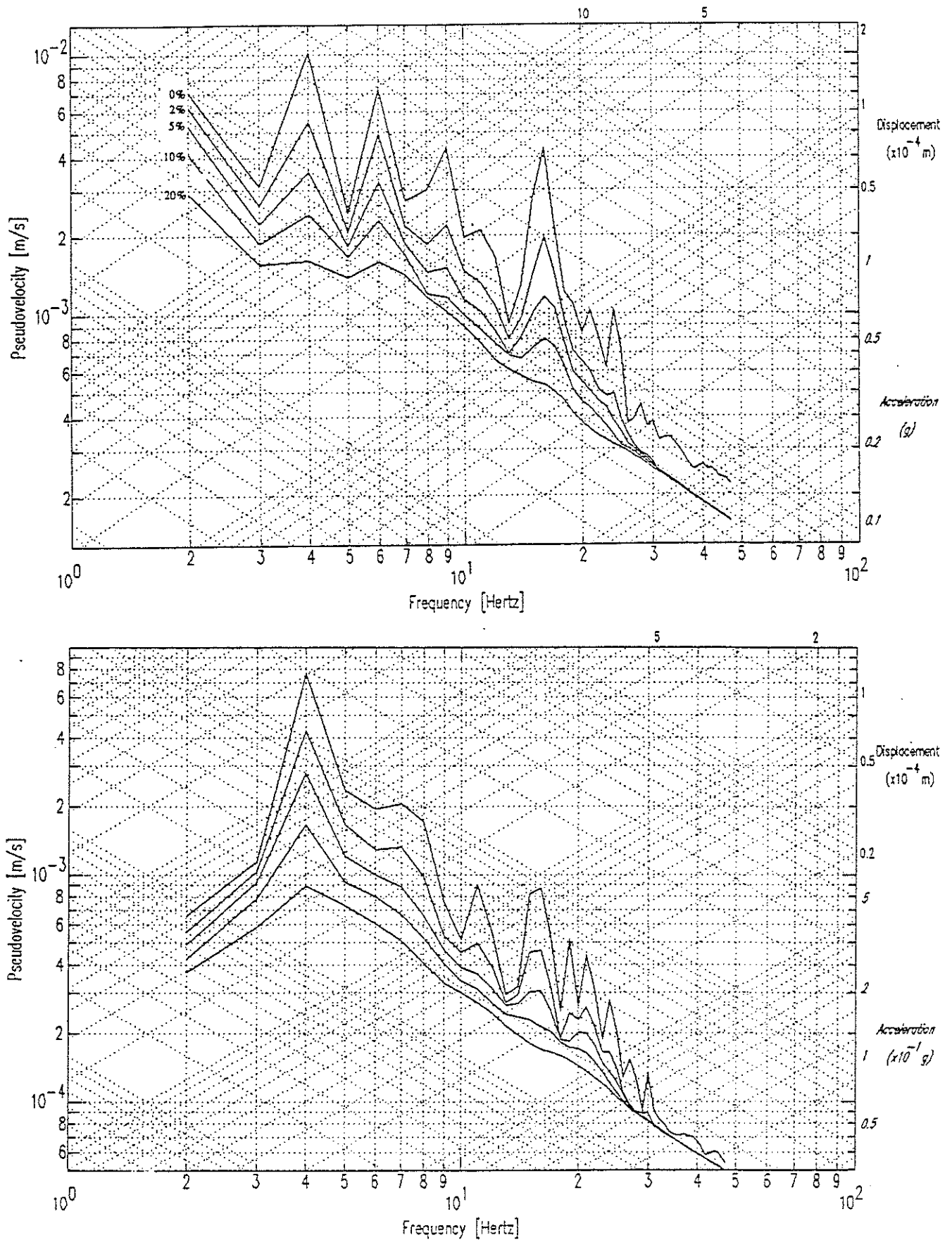


Figure 6-13 Séisme de magnitude 5.5 : Spectres de réponse pour la composante verticale en surface (en haut) et à la profondeur de 500 m (en bas). Les coefficients d'amortissement valent : 0, 0.02, 0.05, 0.1 et 0.2.



Les résultats du calcul des accélérogrammes synthétiques pour un séisme de magnitude 6.5, magnitude égale à celle du séisme de référence pour le système des plis du Jura au Sud du Fossé Rhénan, ont été faites à partir des enregistrements du séisme de Thann de magnitude 3 qui est situé à 37 km de Chalampé. Deux types de plans de failles ont été utilisés pour cette modélisation: une faille carrée de 13.6 \* 13.6 km, et une faille rectangulaire de 8 \* 23.2 km.

Les accélérogrammes synthétiques calculés pour la faille rectangulaire, sont présentés dans les planches 6-14 à 6-16 et les spectres de réponse correspondants sont donnés dans les planches 6-17 à 6-19. Les accélérogrammes montrent une durée de vibration plus importante que précédemment. En surface, le niveau d'accélération monte à 0.3 g pour la composante horizontale dans la direction de l'épicentre (SV). Cette valeur bien qu'un peu forte, paraît compatible avec les données publiées pour des sites comparables à la même distance épacentrale, comme nous le verrons dans la section 7 (figures 7-3 et 7-4). L'accélération verticale maximale reste inférieure à 0.12 g en surface. En profondeur l'accélération horizontale maximale prédite est de 0.05 g et l'accélération verticale maximale atteint 0.05 g.

Les accélérogrammes calculés pour une faille carrée présentent des valeurs plus élevées atteignant 0.59 g pour la composante SV, ce qui nous paraît incompatible avec les données généralement observées à cette distance épacentrale pour un séisme de magnitude 6.5 (figures 7-3 et 7-4).

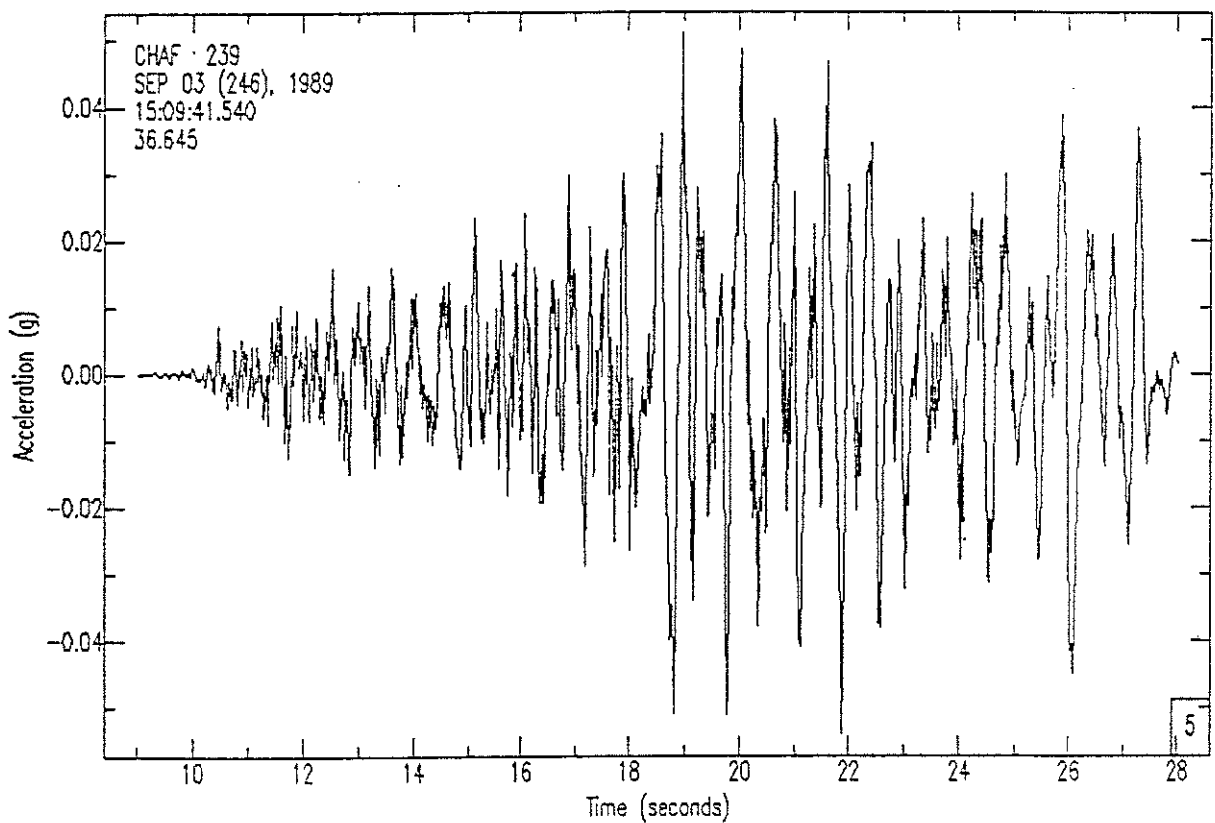
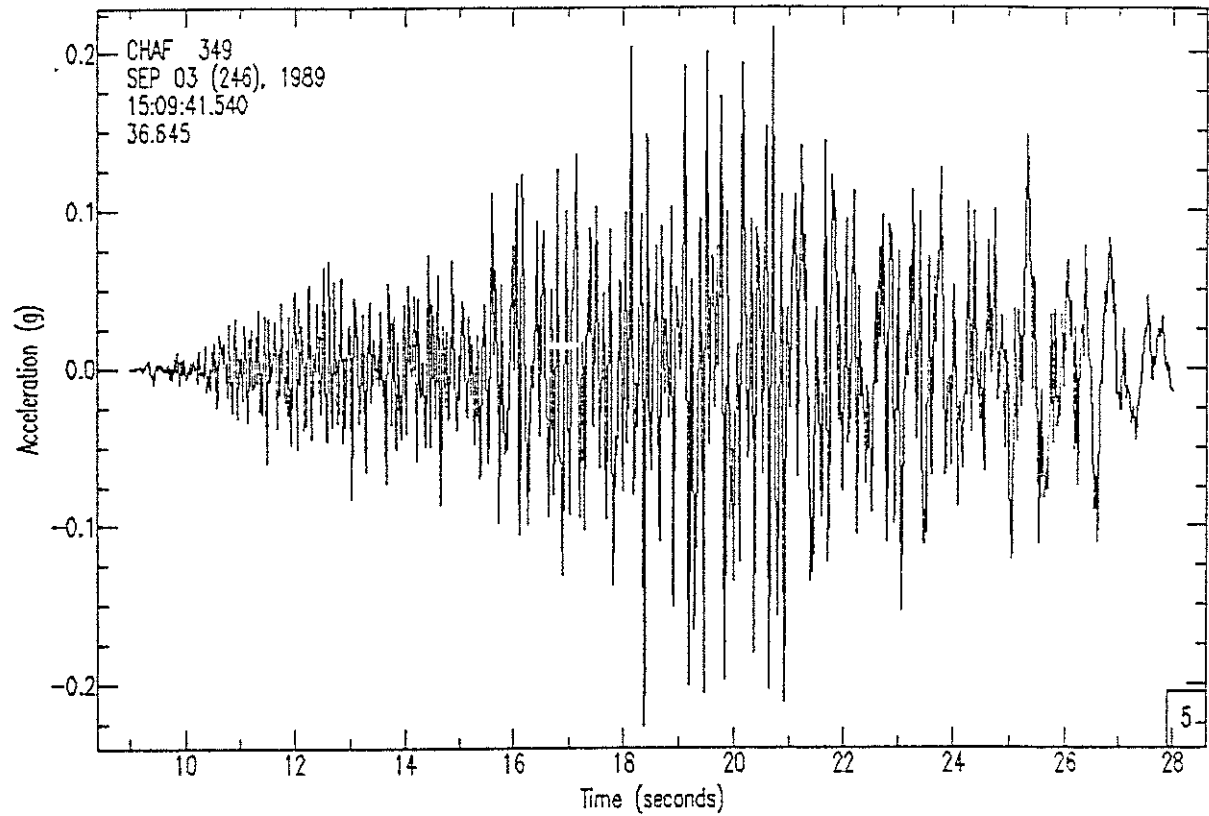


Figure 6-14 Séisme de magnitude 6.5 : accélérations synthétiques horizontales (composantes SH) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (enbas).

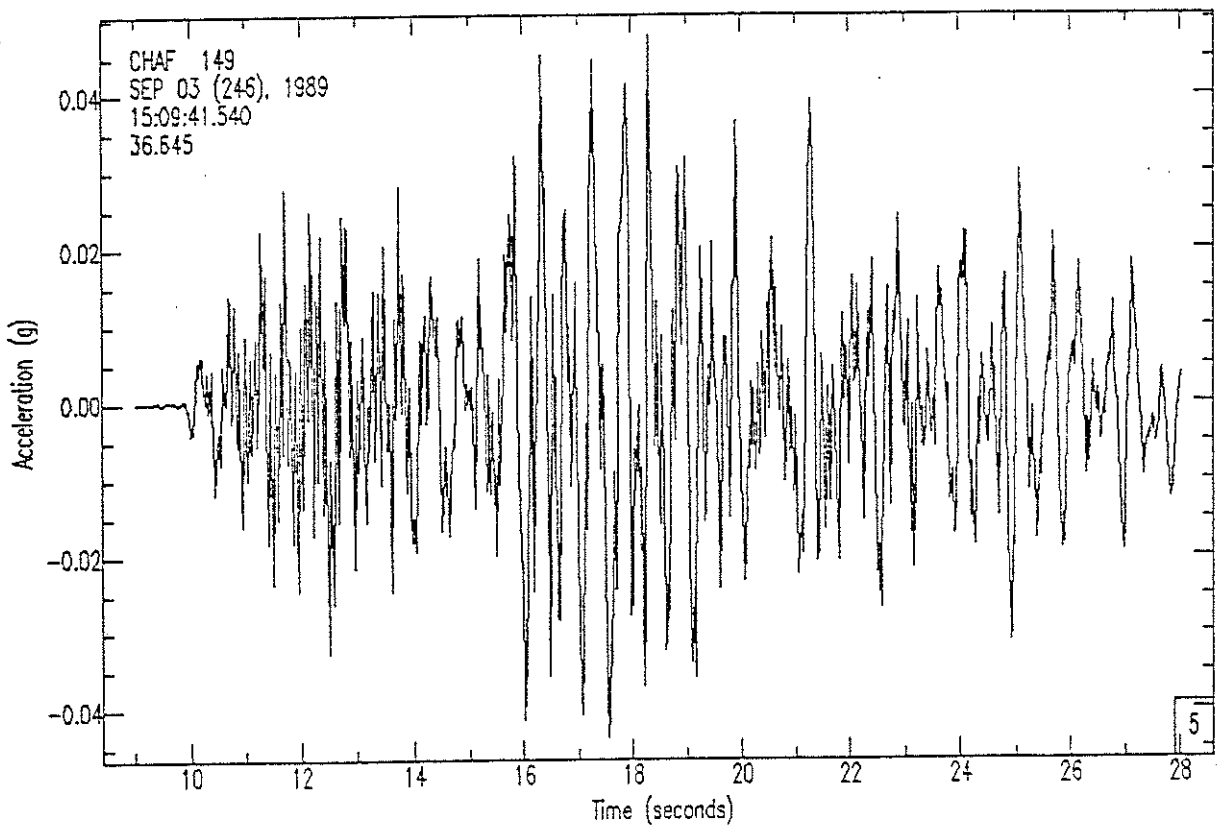
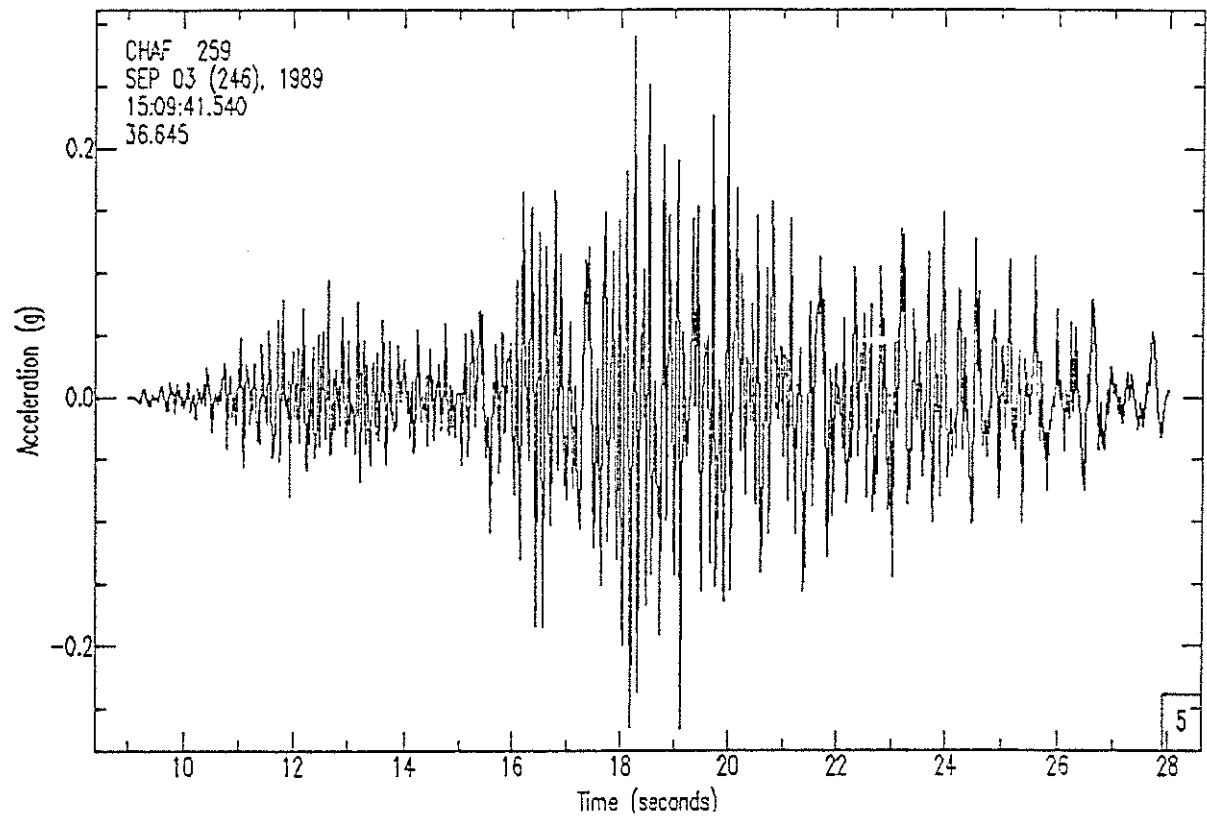


Figure 6-15 Séisme de magnitude 6.5 : accélérations synthétiques horizontales (composantes SV) en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (enbas).

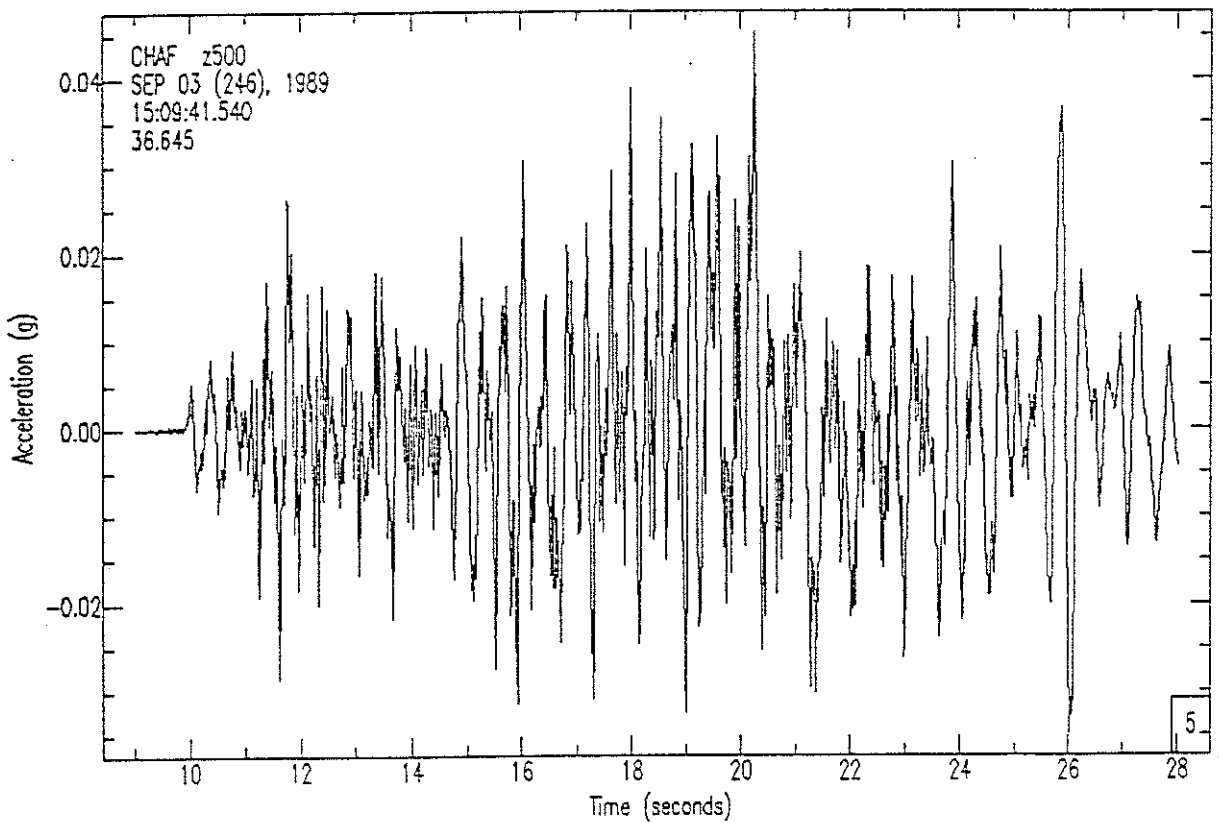
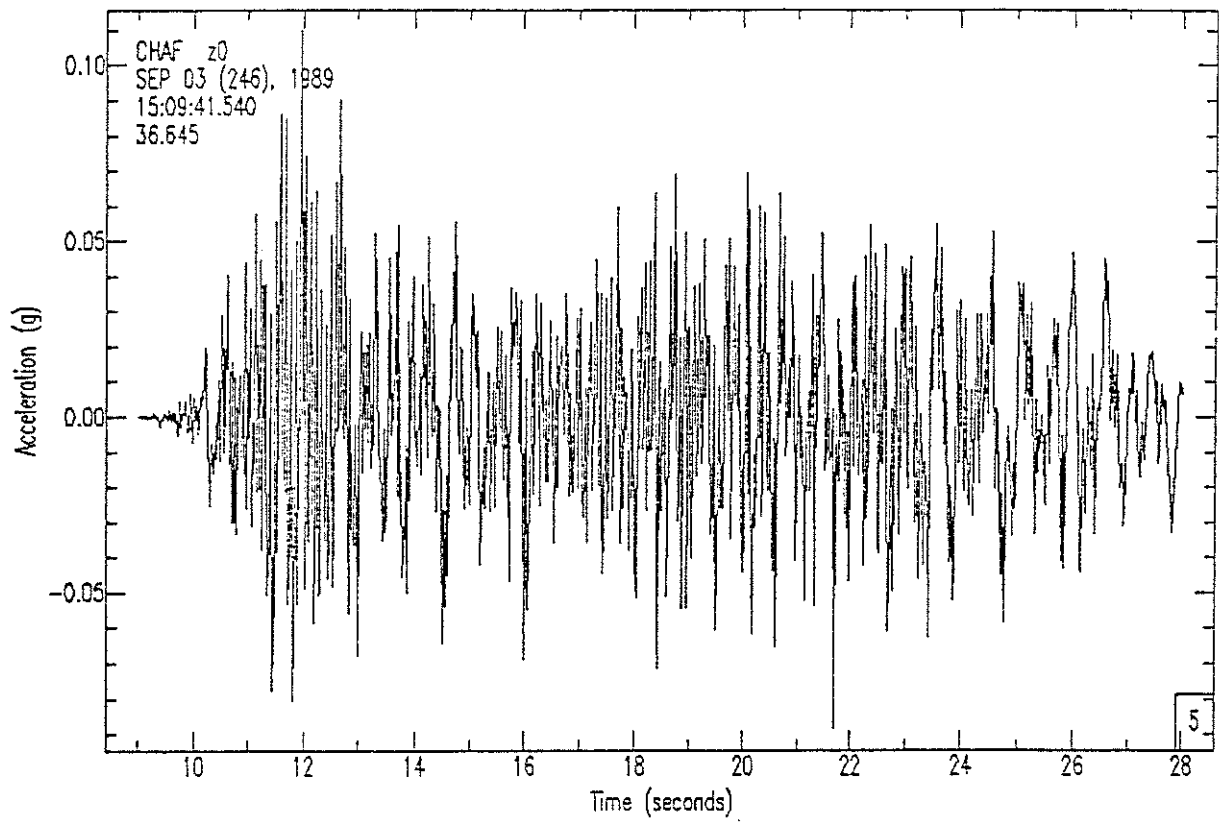


Figure 6-16 Séisme de magnitude 6.5 : accélérations synthétiques verticales en surface (en haut) et à la profondeur de 500m (enbas).

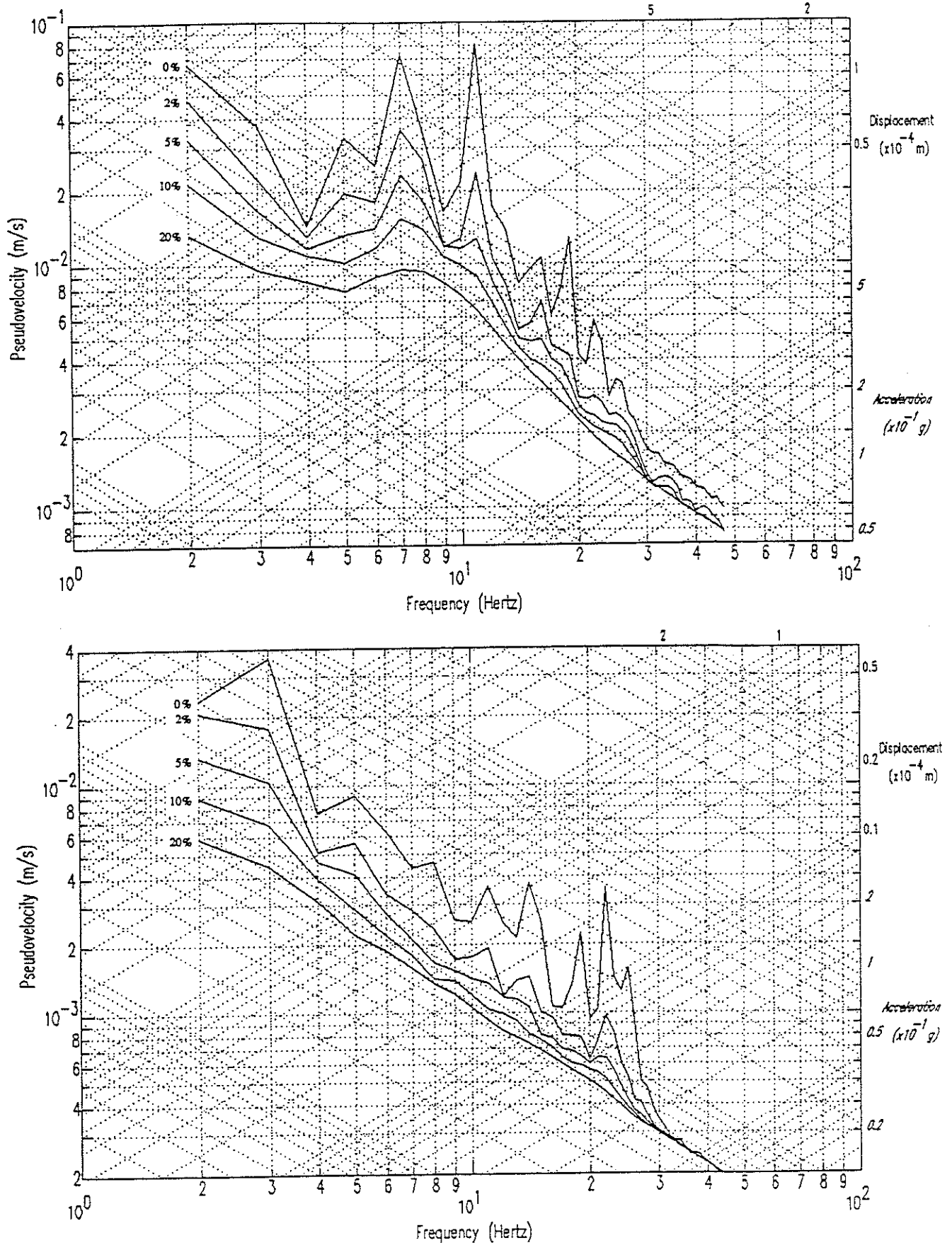


Figure 6-17 Séisme de magnitude 6.5 : Spectres de réponse pour la composante horizontale SH en surface (en haut) et à la profondeur de 500 m (en bas). Les coefficients d'amortissement valent : 0, 0.02, 0.05, 0.1 et 0.2.

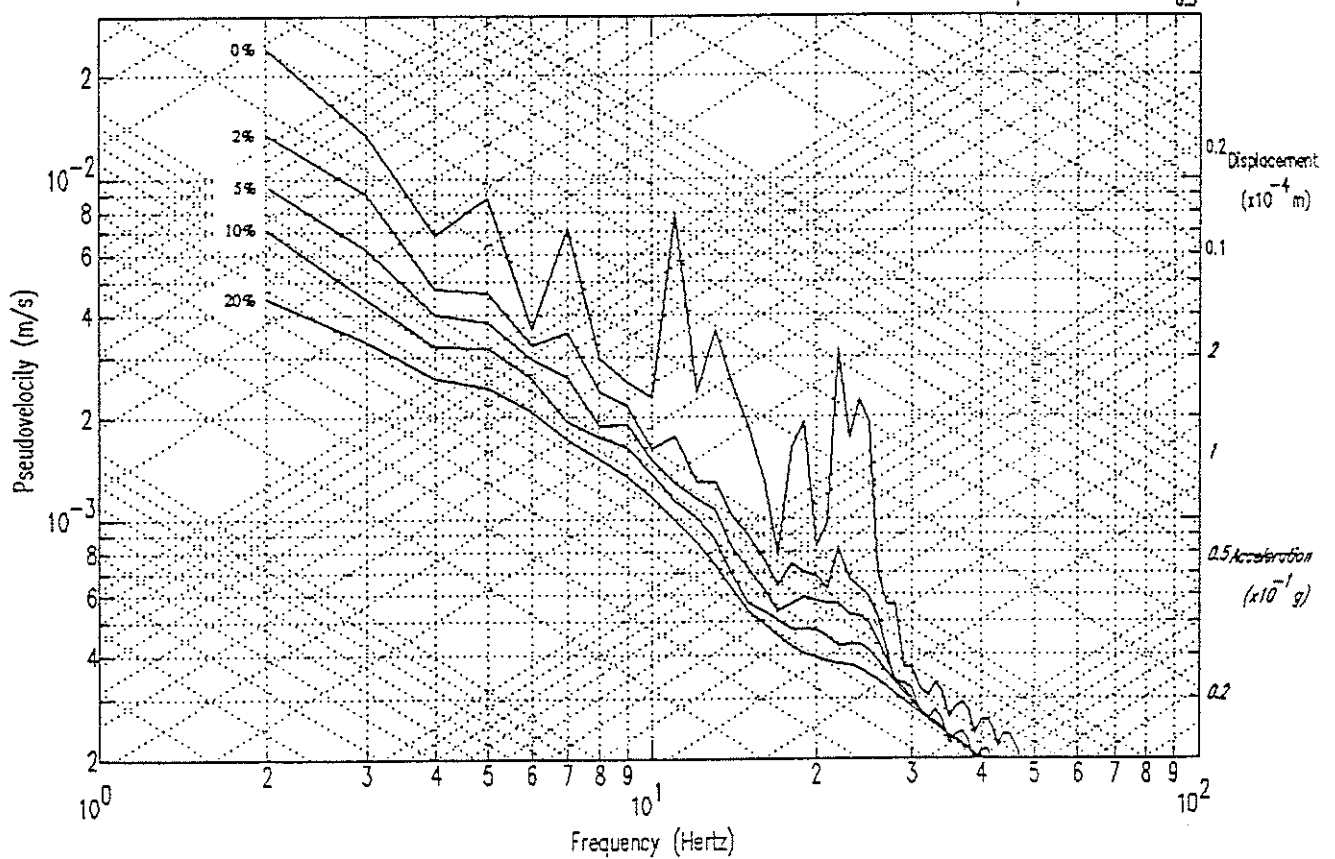
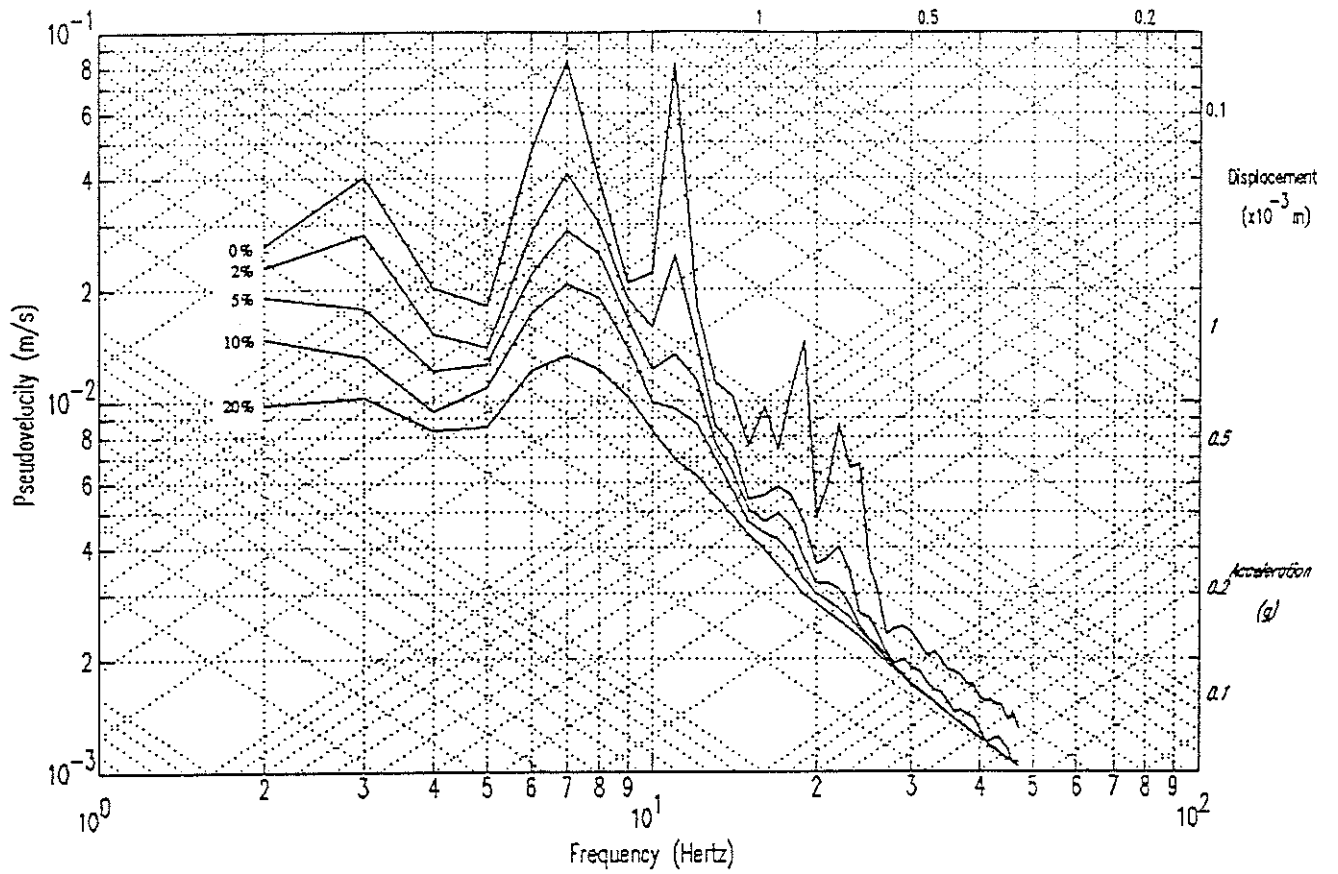


Figure 6-18 Séisme de magnitude 6.5 : Spectres de réponse pour la composante horizontale SV en surface (en haut) et à la profondeur de 500 m (en bas). Les coefficients d'amortissement valent : 0, 0.02, 0.05, 0.1 et 0.2.

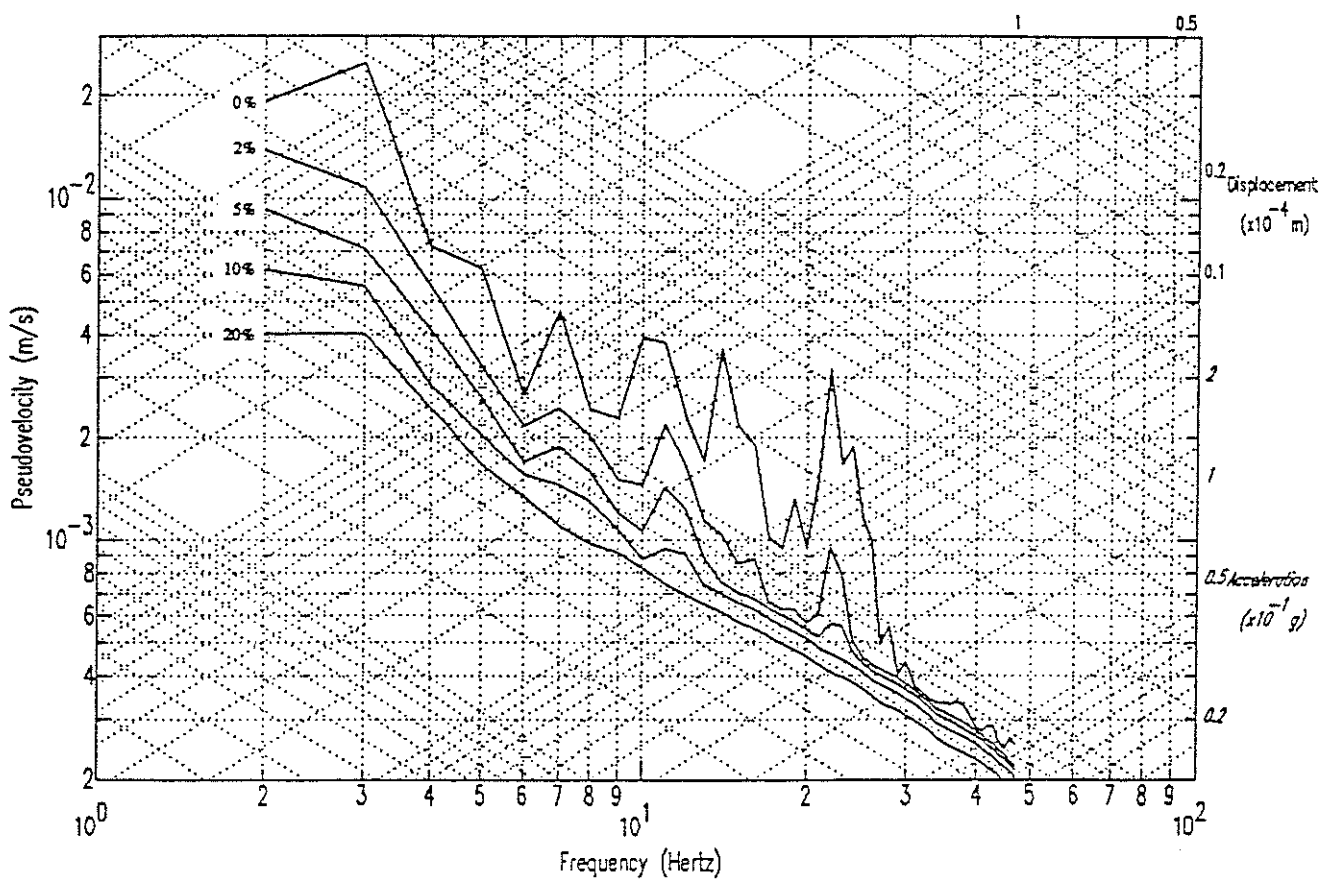
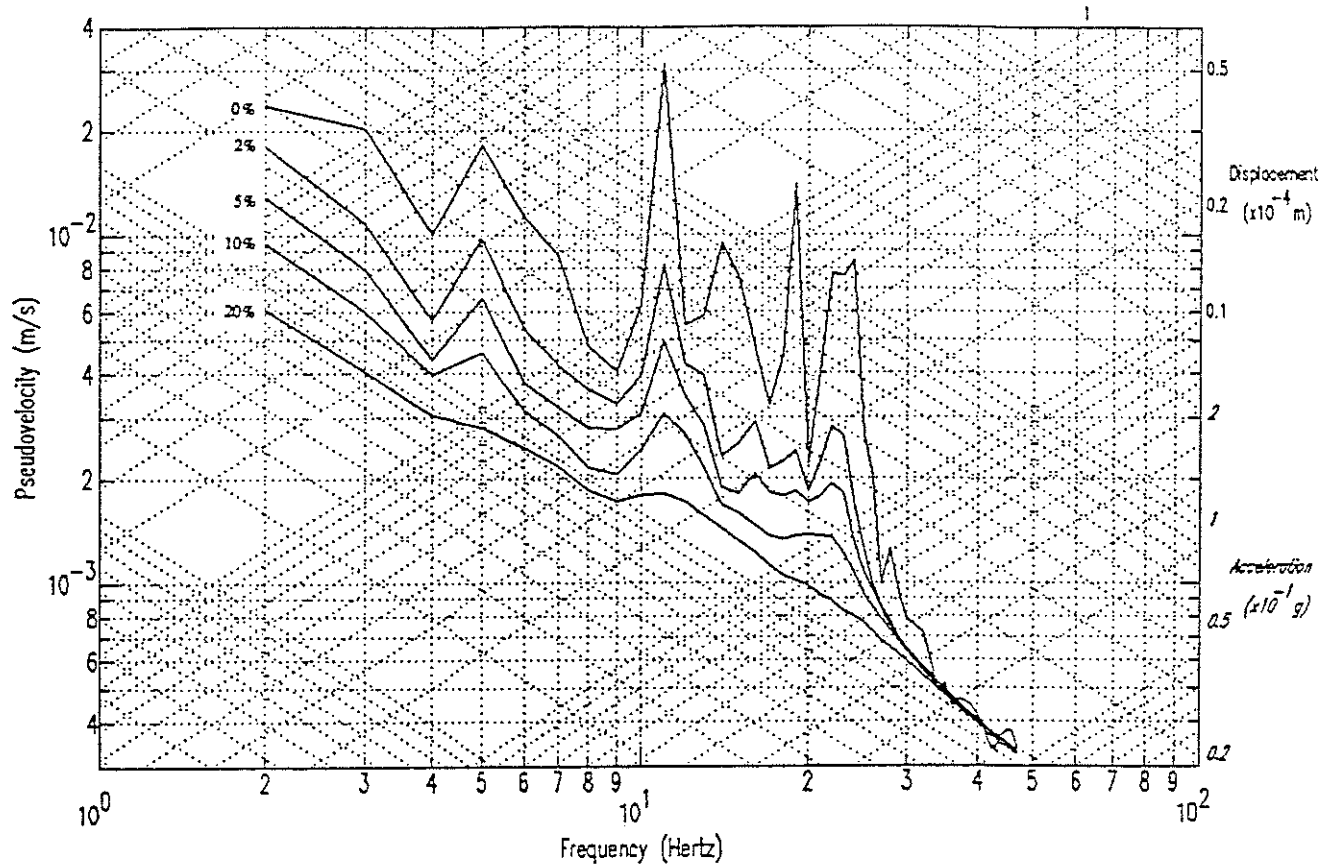


Figure 6-19 Séisme de magnitude 6.5 : Spectres de réponse pour la composante verticale en surface (en haut) et à la profondeur de 500 m (en bas). Les coefficients d'amortissement valent : 0, 0.02, 0.05, 0.1 et 0.2.

## 7 - EXTRAPOLATION DES RESULTATS POUR LE SITE DES MDP

Les prédictions d'accélération du sol effectuées dans la section 6 concernent le site de Chalampé. Nous avons estimé les accélérations du sol que provoqueraient à Chalampé des séismes situés à 16 et 37 km du site et de magnitudes respectives 5.5 et 6.5.

Afin d'estimer les accélérations au niveau du site de stockage projeté par les MDP, il nous faut corriger les valeurs obtenues de l'effet de distance épacentrale puisque nous proposons de retenir deux séismes de référence de magnitude 5.5 et 6.5 situés respectivement à 8 et 32 km du site de stockage.

Les courbes de variation de l'accélération maximale en fonction de la distance épacentrale dont nous nous servons pour ces corrections, proviennent de deux études effectuées à Imperial Valley en Californie d'une part (Joyner, W.B. & Boore, M., 1981) et dans la région du Frioul en Italie d'autre part (Chiaruttini & Siro, 1981) sur des sols similaires à ceux du site des MDP.

Les figures 7-1 et 7-2 montrent le résultat d'une compilation de courbes de variation d'accélération avec la distance épacentrale de la région d'Imperial Valley (Joyner, W.B. & Boore, M., 1981). Ces courbes sont calculées pour un séisme de magnitude 5.5. La courbe supérieure donne le niveau d'accélération n'ayant qu'une probabilité de 16% d'être dépassée alors que la courbe du bas donne le niveau d'accélération moyen qui a une probabilité de 50 % d'être dépassée. Les valeurs prédites en surface par la méthode des fonctions de Green empiriques à Chalampé sont indiquées par les cercles. Les symboles supérieurs correspondent aux mouvements horizontaux SV (vibrations vers l'épicentre) et les symboles inférieurs correspondent aux mouvements horizontaux SH qui pointent dans une direction perpendiculaire à la direction site-épicentre. On voit que les valeurs que nous prédisons pour une magnitude 5.5 sont d'un ordre de grandeur compatible avec les données publiées pour Imperial Valley.

Les figures 7-1 et 7-2 donnent également les courbes d'accélération horizontale maximale dans le cas du Frioul (Chiaruttini & Siro, 1981) pour un sol avec une fine couche d'alluvions en surface (courbes hachurées). Pour un foyer à une profondeur de 10 km, les valeurs que nous prédisons sont légèrement supérieures à celles qui sont observées pour le Frioul.

Ces courbes nous permettent de prédire une accélération horizontale maximale de 0.4 g en surface à 8 km du point le plus proche de la faille pour un séisme de référence de magnitude 5.5



(figure 7-1). En utilisant le facteur de réduction de 4 qui est obtenu entre la surface et la profondeur de 500 m par la méthode des fonctions de Green empiriques à 16 km de distance épacentrale, nous prédisons une accélération horizontale maximum de 0.1 g à 500 m de profondeur pour un séisme de référence de magnitude 5.5 situé à 8 km du site de stockage sur les failles bordières de l'Ouest du Fossé Rhéna.

Le même raisonnement de correction de distance épacentrale peut être fait pour le séisme de référence de magnitude 6.5 que nous avons placé à 32 km du site de stockage. La prédiction d'accélération pour cette magnitude a été faite dans la section 6 pour une faille rectangulaire à une distance de 37 km. Les figures 7-3 et 7-4 donnent les courbes standard en fonction de la distance épacentrale d'après Joyner & Boore (1981) et Chiaruttini & Siro (1981). Ces courbes sont calculées pour la géométrie de la faille du séisme de Thann du 03.09.89. On voit sur ces figures que les accélérations horizontales maximales prédites à 32 km de l'épicentre restent inférieures à 0.35 g en surface. A 500 m de profondeur, l'application d'un facteur de réduction de 4 conduit à des accélérations horizontales maximales inférieures à 0.1 g.

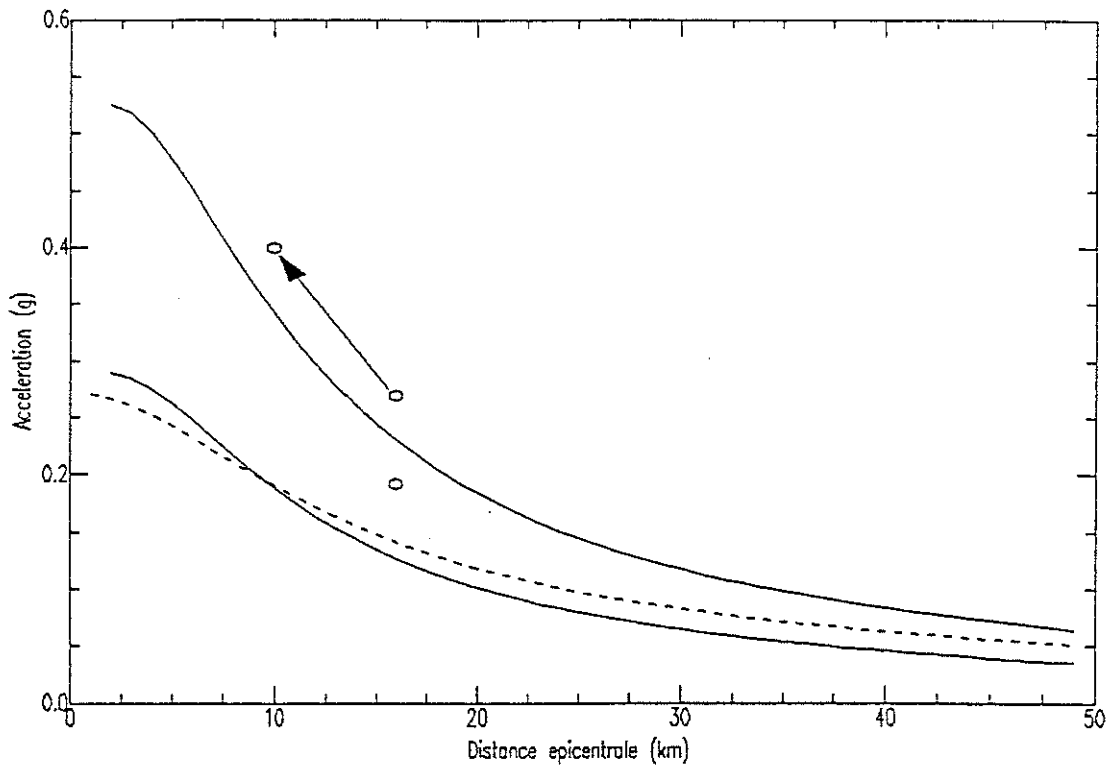


Figure 7-1 Séisme de magnitude 5.5 à Fribourg: variation de l'accélération horizontale maximale avec la distance épacentrale pour les régions d'Imperial Valley (traits pleins) et du Frioul (traits hachurés).

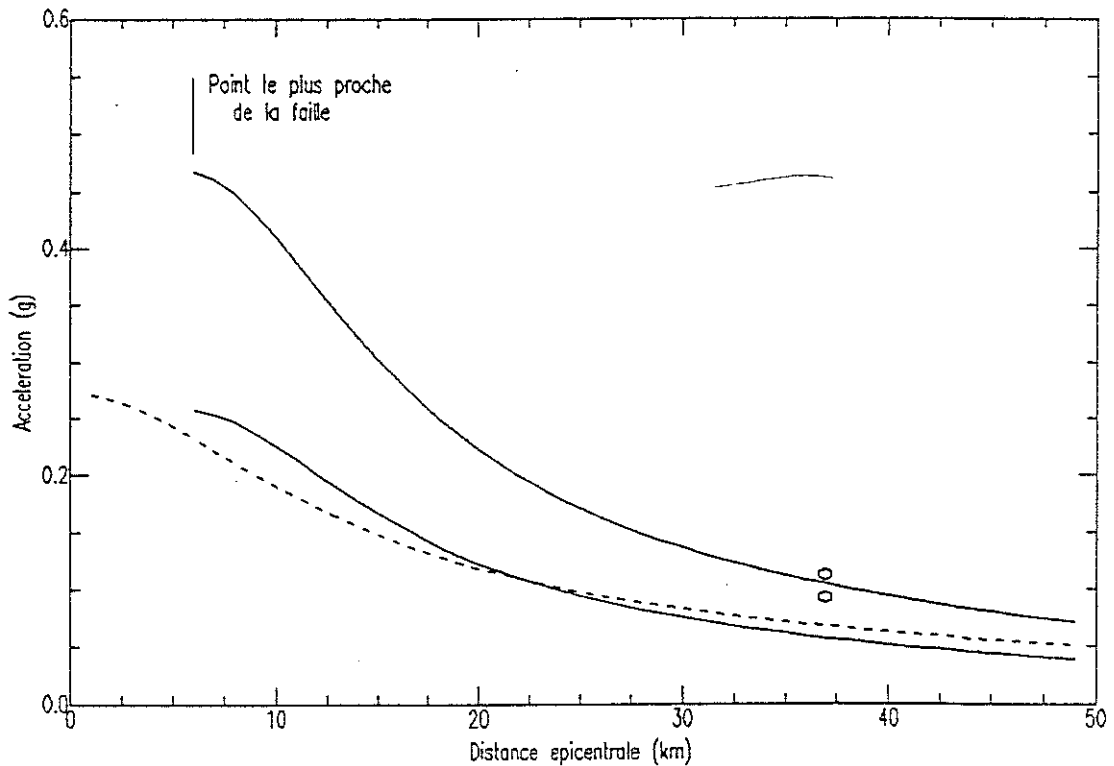


Figure 7-2 Séisme de magnitude 5.5 à Thann: variation de l'accélération horizontale maximale avec la distance épacentrale pour les régions d'Imperial Valley (traits pleins) et du Frioul (traits hachurés).

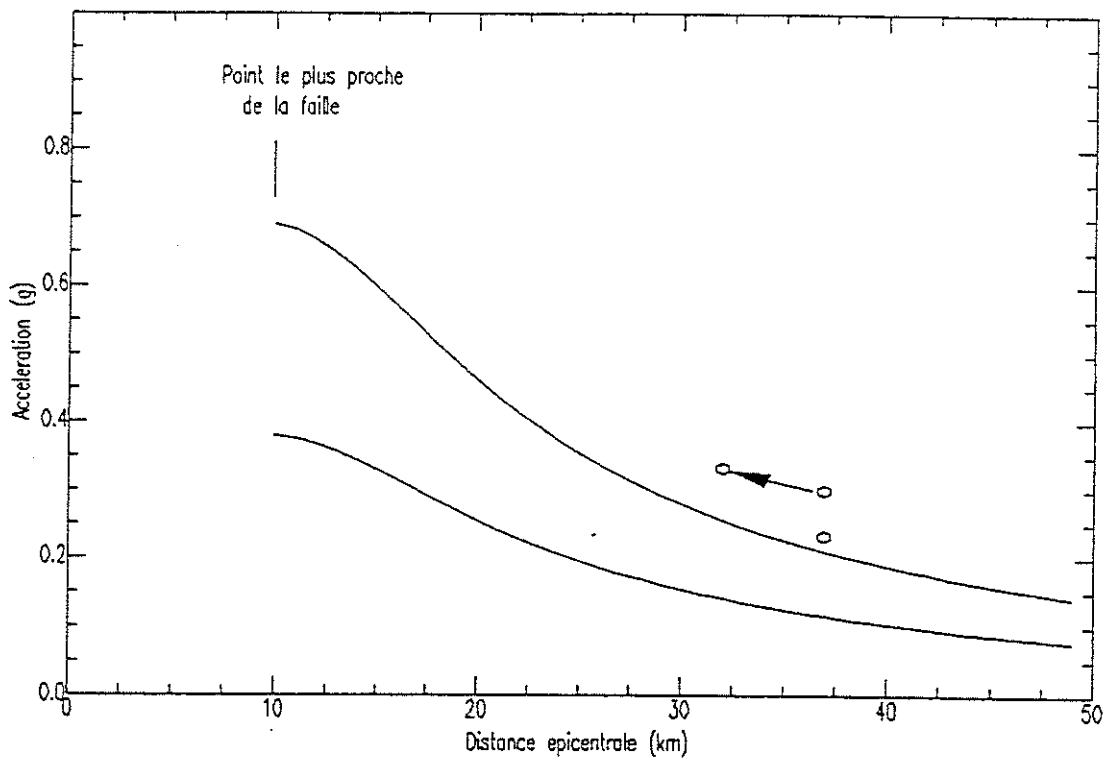


Figure 7-3 Séisme de magnitude 6.5 : variation de l'accélération horizontale maximale avec la distance épacentrale pour la région d'Imperial Valley.

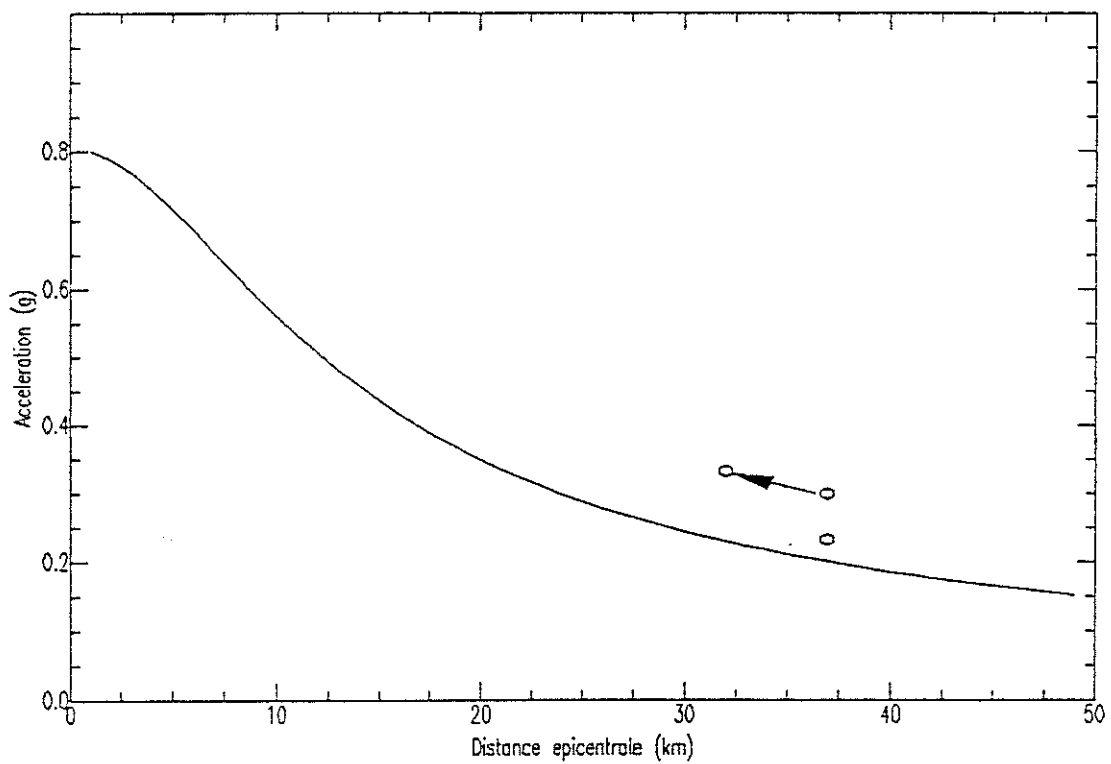


Figure 7-4 Séisme de magnitude 6.5 : variation de l'accélération horizontale maximale avec la distance épacentrale pour la région du Frioul.

## 8 - CONCLUSIONS

Les prédictions d'accélération du sol au niveau -500 m sur le site de stockage projeté ont été conduites en prenant un séisme de magnitude 5.5 à une distance de 8 km du site et de 6.5 à une distance de 32 km. Les probabilités d'occurrence de ces séismes à des distances aussi rapprochées du site de stockage sont faibles. A l'échelle de l'ensemble du Sud du Fossé Rhéna, la probabilité d'occurrence d'un séisme de magnitude 6.5 peut être estimée à environ 1 séisme par millier d'années.

Les modèles de calcul se sont placés dans les hypothèses les plus défavorables, maximisant les accélérations prédites. Il apparaît que les accélérations au fond sont inférieures d'un facteur 4 à 5 par rapport aux accélérations de surface. Les hypothèses les plus pessimistes conduisent à des accélérations horizontales inférieures à 0.1 g à la profondeur de 500 m et des accélérations verticales au moins deux fois plus faibles.

L'analyse de dégâts observés dans des galeries montrent par ailleurs une faible vulnérabilité des ouvrages souterrains par rapport aux ouvrages de surface. Il apparaît que les ouvrages souterrains ne semblent pas connaître de dégâts significatifs pour des accélérations inférieures à 0.2 g, accélérations supérieures à celles que nous avons estimées au fond, en prenant les hypothèses les plus pessimistes.

## 9 - REFERENCES

- Ahorner, L. & Rosenhauer, W., 1978. Seismic risk evaluation for the upper Rhine graben and its vicinity? *J. Geophys.*, 44, 481-497.
- Bonjer, K.P., Gelbke, C., Gilg, B., Roulard, D., Mayer-Rosa, D. & Massinon, B., 1984. Seismicity and dynamics of the upper Rhinegraben, *J. Geophys.*, 55, 1-12.
- Chiaruttini, C. & Siro, L., 1981. The correlation of peak ground horizontal acceleration with magnitude, distance, and seismic intensity for Friuli and Ancona, Italy, and the Alpine belt, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1993-2009.
- Cadiot, B., Mayer-Rosa, D. & Vogt, J., 1979. Le séisme bâlois de 1356, in "*Les tremblements de terre en France*", sous la direction de J. Vogt, *Mém. BRGM* 96, 154-165.
- Délégation aux Risques Majeurs, 1986. Nouveau zonage sismique de la France, La Documentation française, Paris, 147 p. et une carte hors texte.
- Dowding, C.H., 1984. Estimating earthquake damage from explosion testing of full scale tunnels, *Adv. Tunnel. & Subsurf. Use.*, 4, 113-117.
- Haessler, H. & Hoang-Trong, P., 1985. La crise sismique de Remiremont (Vosges) de décembre 1984: implications tectoniques régionales, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300, série II, 671-675.
- Joyner, W.B. & Boore, D., 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Karnik, V., 1965. Magnitude-intensity relations for European and Mediterranean seismic regions, *Studia geophys. et geod.*, 9, 326.
- Larroque, J.M. & Laurent, PH., 1988. Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine graben from the Eocene to the present, *Tectonophysics*, 148, 41-58.
- Mayer-Rosa, D. & Wechsler, E., 1990. Effects of the Basle 1356 earthquake on contemporary constructions, *Proc. of the symposium on Historical Earthquakes in Europe (Liblice, Apr. 4-6, 1990)*.
- Owen, G.N. & Scholl, R.E., 1981. Earthquake engineering of large underground structures, *FMWARD-80/195*.
- Philip, H., Cisternas, A., Cara, M., Albarède, F., Rogozhin, E. & Karakanian, A., 1990. Recurrence time of magnitude 6 to 7 earthquakes in Europe: evidence from paleoseismological data, *Proc. of the symposium on Historical Earthquakes in Europe (Liblice, Apr. 4-6, 1990)*.
- Trampert, J., 1990. Mesures du facteur de qualité en milieu sédimentaire à partir d'enregistrements de séismes locaux en fond de forage, Réunion Ann. Sc. de la Terre, Grenoble, 2-4 avril 1990.
- Vogt, J., 1990. First results from a systematic revision of the macroseismicity of the Rhine graben area, *Proc. of the symposium on Historical Earthquakes in Europe (Liblice, Apr. 4-6, 1990)*.
- Vretblad, B.E., 1984. Blast effects on underground facilities, *Adv. Tunnel. & Subsurf. Use.*, 4, 85-87.
- Yoshikawa, K. & Fukuchi, G., 1984. Earthquake damage to railway tunnels in Japan, *Adv. Tunnel. & Subsurf. Use.*, 4, 75-83.

## ANNEXE 1

## Calcul d'accélérogrammes par la méthode des fonctions de Green empiriques

## Introduction

L'idée d'utiliser des enregistrements de petits séismes pour prédire le mouvement du sol associé à un plus grand séisme, a semble-t-il été exploitée pour la première fois aux fréquences inférieures à 1 Hz pour les tremblements de terre majeurs californiens de Fort Tejon (1857) et de San Francisco (1906) par Kanamori (1979) et pour le tremblement de terre de Imperial Valley par Hartzell (1978). Le principe consiste à sommer les enregistrements obtenus en une station pour des petits séismes de même mécanisme au foyer, afin de synthétiser le mouvement du sol que provoquerait un plus grand séisme à la même station. Comme l'effet de la structure des terrains sur la propagation des ondes sismiques est automatiquement pris en compte dans cette méthode, les seuls paramètres à faire varier sont ceux décrivant la source sismique. La réponse des terrains à un petit séisme constitue la "fonction de Green empirique" du problème. Le processus de synthèse du fort mouvement du sol se fait sous l'hypothèse de linéarité du phénomène de propagation des ondes. Ceci est certainement justifié pour une bonne partie des trajets le long desquels se propagent les ondes, mais il est clair que pour des mouvements du sol de grande ampleur au niveau de la surface, des phénomènes de comportement non linéaires des sols peuvent être à prendre en compte (phénomènes de liquéfaction par exemple ou comportements non linéaires du couplage sol-fondation).

Le détail des enregistrements de mouvement du sol près de l'épicentre d'un fort séisme dépend des irrégularités dans le processus de rupture de la faille tectonique à l'origine du séisme. Pour cette raison, la méthode d'utilisation des fonctions de Green empiriques a été plusieurs fois utilisée en partant des enregistrements de répliques d'un séisme pour remonter aux détails de la rupture du séisme principal qui expliquent les enregistrements de forts mouvements du sol observés près de l'épicentre (Fukuyama & Irikura, 1989 par exemple, voir figure ci-dessous).

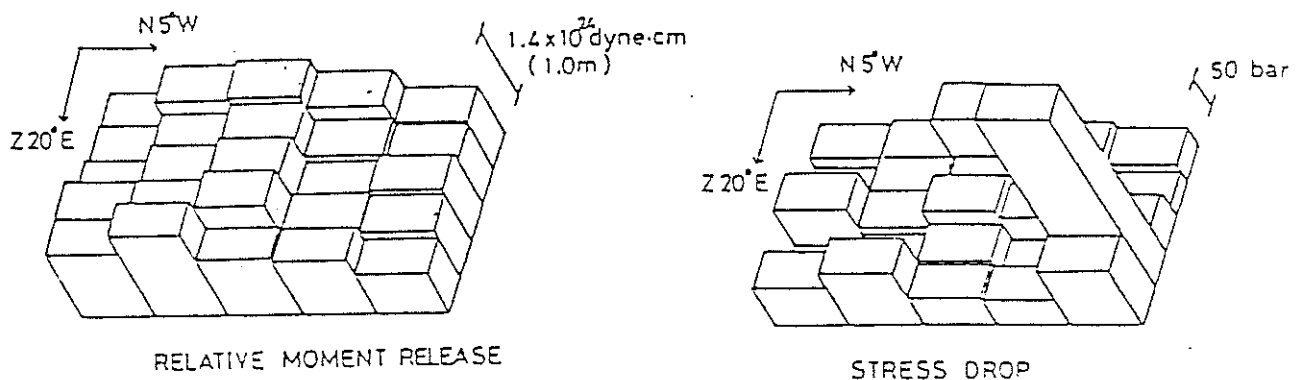


Figure 1 - Exemple de description du processus de rupture d'un fort séisme basée sur l'interprétation d'accélérogrammes relatifs à ce séisme en faisant usage d'enregistrements de petits séismes de la même zone (Fukuyama & Irikura, 1989).

Les études mentionnées ci-dessus concernent des séismes de magnitude supérieures à 7 et des calculs de signaux basses fréquences. L'application à plus haute fréquence, au domaine 1 Hz - 10 Hz qui intéresse l'ingénierie sismique pour les séismes de plus faible magnitude, est plus difficile à traiter car le signal devient très sensible aux détails du modèle de rupture. Nous pensons toutefois que, sans prétendre prédire le détail des signaux, des ordres de grandeur d'accélération et surtout

l'évolution relative des accélérations d'un site à un autre peut très bien être prédite par cette technique de fonction de Green empirique.

### Description de la source principale: modèle de rupture

Le principal problème pour l'application de la méthode des fonctions de Green empiriques réside avant tout dans la description du modèle de rupture sur la zone de faille. Dans ce qui suit, ce séisme est qualifié de "grand séisme" par opposition aux "séismes élémentaires" qui fournissent les signaux de base entrant dans la sommation.

L'estimation de mouvements forts du sol provoqués par un grand séisme se fera correctement avec l'hypothèse que le mécanisme à la source du séisme élémentaire soit aussi imposé comme mécanisme pour le grand séisme. Les mécanismes au foyer des deux séismes de références considérés dans cette étude sont présentés sur les figures 2-1 et 2-2. On considère une rupture qui se propage de manière unilatérale et horizontalement dans le long de la faille.

Afin de respecter les lois de similitude, on est amené à considérer une faille dont le rapport

$$R = \text{rejet} / \text{dimension de la faille}$$

soit identique pour les petits séismes et le grand séisme que l'on veut modéliser (Aki et Richard, 1980). La constante de proportionalité R est directement proportionnelle à la chute de contrainte tectonique lors du séisme.

La taille du séisme est caractérisée par son moment sismique

$$M_0 = \mu S D,$$

$\mu$  étant la rigidité élastique des terrains encaissants, S l'aire de la surface de faille et D le rejet d'une lèvres de la faille par rapport à l'autre. L'amplitude des ondes sismiques de très basse fréquence est proportionnelle au moment sismique.

Le rejet D étant proportionnel à la longueur de la faille L et S étant proportionnel à  $L^2$  tant que les dimensions de la source restent inférieures à une quinzaine de kilomètres, la loi de similitude impose au moment sismique de croître en  $L^3$ .

L'utilisation des lois ci-dessus pour appliquer un simple rapport d'échelle aux mouvements du sol n'est valable qu'à très basse fréquence car la source sismique se comporte alors comme une source ponctuelle agissant de façon brève dans le temps. Pour les mouvements sismiques intéressant le génie parasismique, disons en gros la bande de fréquence 25 Hz - 0.5 Hz, les détails du mécanisme de rupture de la faille ainsi que la durée finie de la source joue un rôle important. Pour l'objet de cette étude nous avons choisi un modèle simplifié de source sismique. Celui-ci tient compte non seulement des dimensions finies de la faille et de la durée du séisme mais aussi du caractère erratique de la propagation du front de rupture sur la faille.

Le modèle de source dont nous sommes parti pour les calculs présentés dans ce rapport est le modèle de source de Haskell (1964) avec propagation unilatérale de la rupture. Nous avons modifié ce modèle simpliste qui n'est adapté qu'à la prédiction des basses fréquences pour introduire un caractère aléatoire dans la propagation du front de rupture. La figure 3 montre la géométrie du modèle retenu. Le front de rupture du modèle de Haskell est représenté par le segment AB qui se propage à la vitesse  $C_r$ . Les failles élémentaires sont représentées par des disques de rayon a. Au lieu de déclencher le mouvement de dislocation de chaque disque à l'instant d'arrivée d'un front de

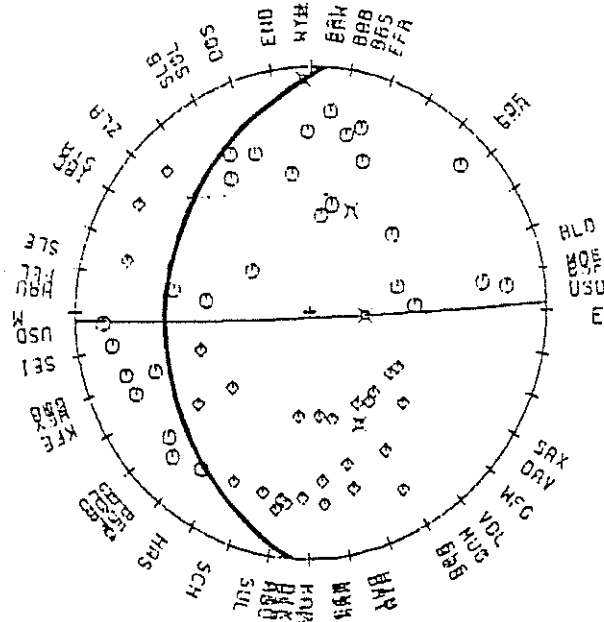


Figure 2-1 Mécanisme au foyer du séisme de Fribourg du 18 mars 1989:  $m_1 = 2.8$  (Bonjer, 1990).

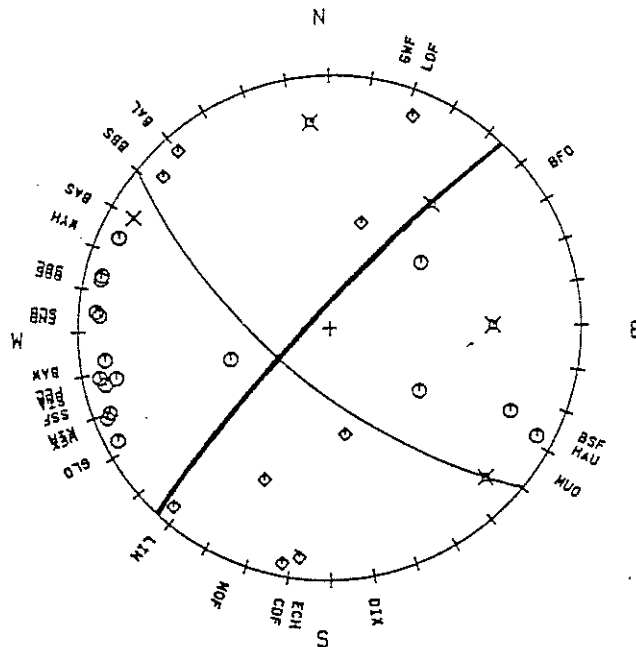


Figure 2-2 Mécanisme au foyer du séisme de Thann du 3 septembre 1989:  $m_1 = 3$  (Bonjer, 1990).

Les projections des plans de faille (demi sphère focale inférieure) sont indiquées en gras. Les losanges et les cercles correspondent respectivement aux ondes P de dilatation et de compression.



d'un front de rupture se propageant à vitesse constante, nous avons introduit un retard aléatoire de l'instant origine de la rupture de chaque disque par rapport à l'instant prédit par le modèle de Haskell. Ceci correspond à la notion de "front ondulant", introduit par Bernard (1987) pour synthétiser l'accélération du sol engendrée par les grands séismes. La fluctuation du temps origine de rupture de chaque disque "n" a été prise égale à :

$$t_n = \langle t_n \rangle - (\varepsilon / C_r) \text{rand}(n),$$

$\langle t_n \rangle$  étant le temps d'arrivée du front de rupture prédit par le modèle de Haskell (propagation

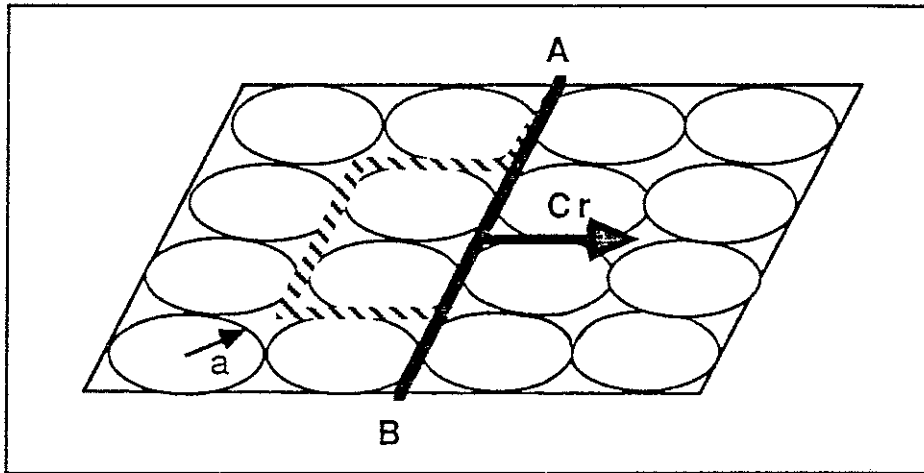


Figure 3 - Modèle de source utilisé

unilatérale d'une ligne de dislocation à vitesse constante  $C_r$ ),  $\varepsilon$  étant l'amplitude de l'ondulation du front de rupture et  $\text{rand}(n)$  étant un nombre aléatoire pris entre 0 et 1.

Le signal total est synthétisé en additionnant les signaux  $s_n(t)$  émis par chacun des disques aux instants  $t_n$  et en tenant compte du décalage de temps d'arrivée lié à l'éloignement des différents disques, du site faisant l'objet de la prédiction de fort mouvement du sol. Dans l'application qui est faite dans ce rapport, ne disposant que d'une seule source élémentaire par faille, nous avons dû utiliser le même signal pour représenter la fonction de Green empirique provenant de chacun des disques et nous avons supposé que la variation de distance au site provoquait un décalage en temps lié à la vitesse de propagation des ondes S dans le milieu. Ceci n'est en toute rigueur valable que pour prédire le mouvement du sol au passage de l'onde S, mais comme nous voulons estimer des bornes supérieures de mouvement du sol et que celles-ci sont essentiellement dues au passage des ondes S, on peut considérer cette approximation comme étant valable pour les besoins de l'étude. D'autres vitesses, liées aux ondes de Love et de Rayleigh, devraient être prises en compte pour modéliser les mouvements du sol aux fréquences inférieures à quelques dixièmes de Hertz pour de très grands séismes. Chaque source élémentaire est ainsi décalée dans le temps d'une quantité  $\delta\tau$ .

Plusieurs essais nous ont montré que le paramètre  $\delta\tau$  était une quantité critique pour modéliser le signal. Il s'avère que les fréquences supérieures à  $2/\delta\tau$  ne peuvent pas être synthétisées correctement par sommation discrète des signaux élémentaires. Afin de modéliser les signaux jusqu'à 30 Hz nous avons plafonné la valeur de  $\delta\tau$  à 0.015 s, ce qui nous a contraint à ne considérer que le cas de rupture se rapprochant de l'observateur. L'écartement temporel entre deux sources élémentaires est en effet trop grand lorsque l'on prend une direction de propagation opposée. Ce choix revient à prendre la direction de rupture qui maximise l'accélération du sol sur le

site où la prédiction est faite. Les valeurs que nous donnons doivent ainsi être considérées comme des bornes supérieures d'accélération.

Afin de respecter la loi de similitude qui impose une chute de contrainte égale pour le séisme élémentaire et le grand séisme modélisé, il faut que la dislocation totale  $D$  soit dans le rapport

$$D/d = L/l = N,$$

$d$  étant le rejet de la faille élémentaire et  $L$  et  $l$  étant respectivement les longueurs des failles du grand et du petit séisme. Le nombre sans dimension  $N$  se retrouve dans toutes les mises à l'échelle des

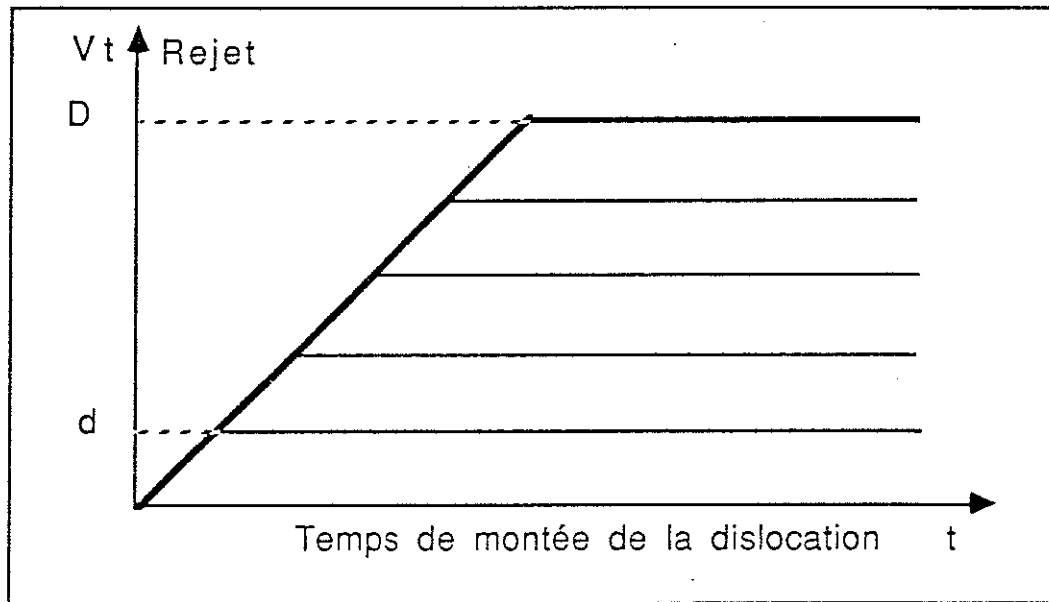


Figure 4 - Simulation du mouvement d'un point de la faille. Le rejet total  $D$  est obtenu par décalage en temps successif  $\delta t = d/V$ ,  $V$  étant la vitesse de glissement sur la faille.

signaux. Afin de tenir compte du temps de montée de la dislocation en chaque point de la faille nous avons fixé la vitesse de glissement à une valeur finie  $V$ , ce qui revient à construire, pour chaque disque, un signal total émis valant

$$s_n(t) = \sum_{p=1}^N f(t - p d/V).$$

### Paramètres des failles élémentaires

Afin de modéliser les failles élémentaires nous avons considéré le modèle de faille circulaire de rayon  $a$  (Kanamori & Anderson, 1975). Le moment sismique est alors donné par

$$m_0 = \mu s d, \quad \text{avec } s = \pi a^2.$$

Le moment sismique a été calculé à partir de la magnitude de Richter locale  $m_1$  en utilisant la relation établie pour le Jura Souabe par Scherbaum & Stoll (1983).  $m_0$  étant exprimé en dyne.centimètres on a:

$$m_0 = 1.05 m_1 + 16.86.$$

Pour chaque séisme élémentaire utilisé, nous avons ensuite fixé les dimensions de la faille en modélisant l'impulsion associée aux ondes P et nous avons vérifié sur le spectre que la dimension de faille trouvée était en accord avec la fréquence coin. La durée apparente de la source  $\tau$  a été convertie en dimension de faille élémentaire  $l$  en prenant une vitesse de rupture valant:

$$C_r = 3300 \text{ m/s.}$$

Cette dimension de faille élémentaire a été prise égale au diamètre de la faille circulaire, si bien que:

$$l = 2a = C_r \tau.$$

La connaissance du moment sismique  $m_0$  et de la durée de la source  $\tau$  permet ainsi d'obtenir la surface de la faille et le rejet  $d$  sur la faille, d'où l'on tire la chute de contrainte en bars:

$$\Delta\sigma = K d / a \quad \text{avec } K = 7 \pi \mu / 16.$$

Le temps de montée de la dislocation  $\delta t$  a été fixé égal au quotient  $d/V$ ,  $V$  étant la vitesse de glissement de la faille. La vitesse  $V$  est typiquement comprise entre 0.1 m/s et 1 m/s (Aki & Richard, 1980). De façon à ce que  $\delta t$  soit de durée inférieure à  $\tau/2$  nous avons été amené à fixer la vitesse de glissement à la valeur:

$$V = 1 \text{ m/s.}$$

## Résumé des paramètres utilisés

→ $m_1$	Magnitude de Richter locale du petit séisme
$m_0$	Moment sismique du petit séisme, dyne.cm
→ $\tau$	Durée de la source, sec
$l$	Longueur de la faille du petit séisme, m
$a$	Rayon du disque dans le modèle de faille circulaire, m
$\varepsilon$	Ondulation du front de rupture, m
$d$	Rejet de la faille du petit séisme, cm
$\Delta\sigma$	Chute de contrainte calculée dans le modèle de faille circulaire, bars
$\delta t$	Temps de montée de la dislocation du petit séisme, sec
$\theta$	Angle entre l'azimut de la faille et la direction source-observateur
$\delta\tau$	Décalage temporel entre deux sources élémentaires, sec
$M_s$	Magnitude du grand séisme
$M_0$	Moment sismique du grand séisme, dyne.cm
$D$	Rejet de la faille du grand séisme, m
$L$	Longueur de la faille du grand séisme, m
$H$	Hauteur de la faille du grand séisme, m
$\Delta T$	Temps de montée de la dislocation pour le grand séisme, sec
$N = L/l = D/d$	

### Paramètres fixés dans le modèle

-	Forme de la faille élémentaire	circulaire
$V$	Vitesse de glissement	1 m/s
$C_r$	Vitesse de rupture	3300 m/s
$\beta$	Vitesse des ondes S	3700 m/s
$\mu$	Rigidité	$3.01 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$

### Paramètres utilisés pour chaque séisme

Séisme:	Fribourg	Thann
distance au site, km	16	37
$m_1$	2,8	3,0
$m_0$	$6,3 \cdot 10^{19}$	$1,0 \cdot 10^{20}$
$l$	140	166
$a$	70	83
$\varepsilon$	280	332
$d$	1,3	1,5
$\delta t$	0,013	0,015
$M_s$	5,5	6,5
$M_0$	$1,8 \cdot 10^{24}$	$5,6 \cdot 10^{25}$
$L$	4200	23240
$H$	4200	7968
$D$	0,39	1,23
$\Delta T$	0,39	1,23
$\Delta\sigma$	80	77
$\theta$	$37^\circ$	$35^\circ$
$\delta\tau$	0,012	0,013

→: Valeurs mesurées à partir des sismogrammes

**Références:**

- Aki, K. & Richard, 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods, Vol. 2*, W.H. Freeman and co., San Francisco, California.
- Bernard, P., 1987. Du caractère complexe et agressif des sources sismiques, *Thèse d'Etat, Université Paris VII, 1-10-1987*.
- Bonjer, K.P., 1990. Communication personnelle, (Institut de Géophysique de Karlsruhe).
- Fukuyama, E. & K. Irikura, K., 1989. Heterogeneity of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake rupture process, *Geophys. J. int.*, 99, 711-722.
- Hartzell, S., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- Haskell, N.A., 1964. Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54, 377-394.
- Kanamori, H., 1979. A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1645-1670.
- Kanamori, H. & Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Scherbaum, F. & Stoll, D., 1983. Source parameters and scaling laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) aftershocks, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1321-1343.

## ANNEXE 2

**Instrument de fond de forage à Chalampé**

L'instrument placé en fond de forage à la profondeur de 500 m à Chalampé est constitué de trois géophones asservis dont la fréquence propre naturelle est de 4.5 Hz. L'asservissement électronique réalisé par la société Lennartz ramène la fréquence propre du système à 1 Hz. Cet asservissement garantit une très grande dynamique (120 dB) à l'instrument. L'outil renfermant les trois géophones a été réalisé par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. Un sismomètre identique est placé en surface.

En tête du puits un système d'acquisition numérique basé sur un micro-ordinateur de type PC-AT surveille en permanence les signaux sismiques et stocke automatiquement à une cadence d'échantillonnage de 250 coups par seconde les six canaux en cas de détection d'un séisme.

La figure A2-1 montre le schéma général d'implantation du sismomètre.

Ces instruments ont une réponse plate par rapport à la vitesse du sol aux fréquences supérieures à 1 Hz et un maximum de sensibilité par rapport à l'accélération du sol au voisinage de 1 Hz. La figure A2-2 donne la fonction de transfert totale de la chaîne d'enregistrement par rapport à la vitesse du sol, ainsi que la fonction de transfert totale par rapport à l'accélération du sol.

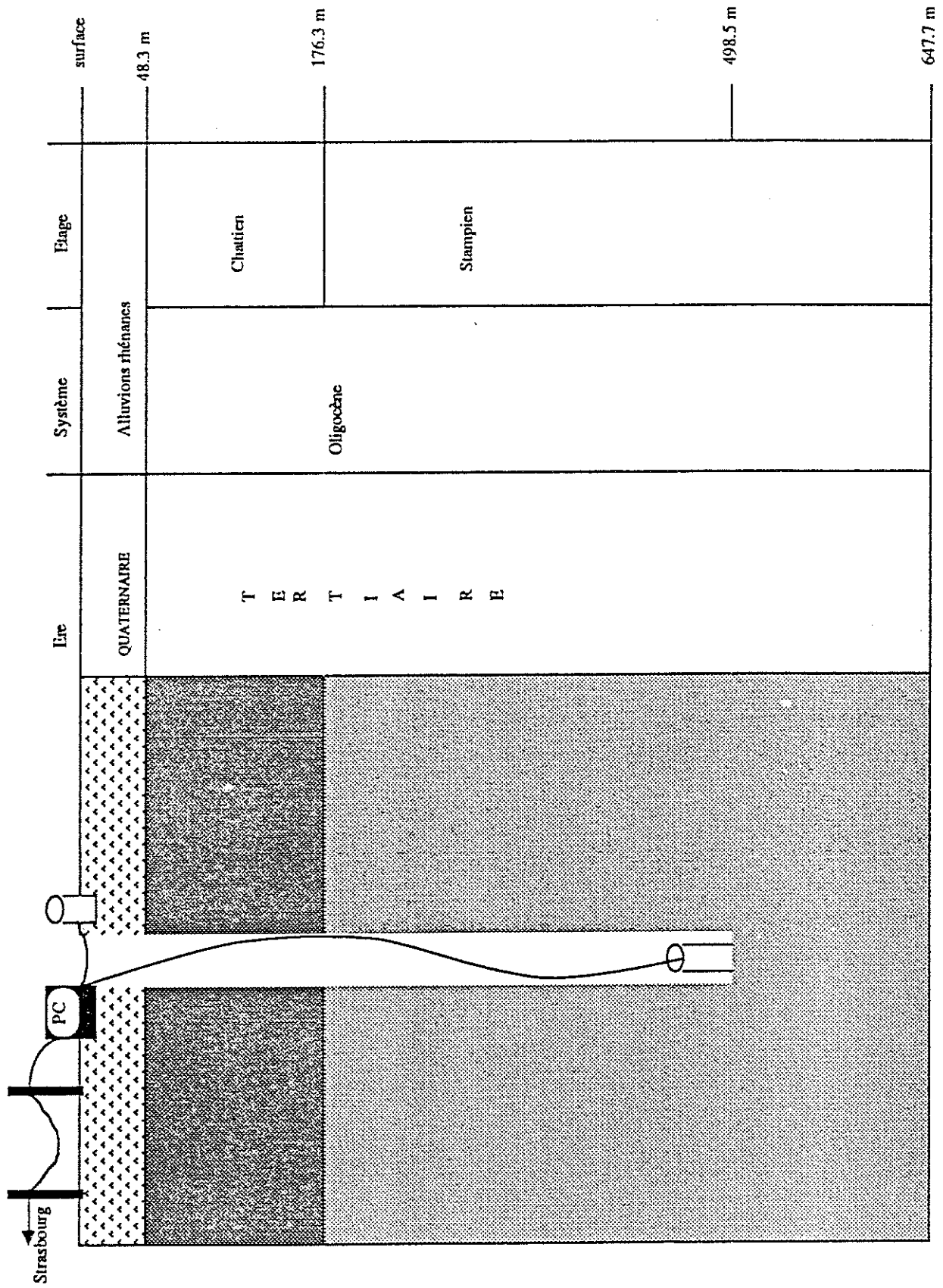


Figure A2-1 Schéma d'implantation des deux sismomètres à Chalampé.

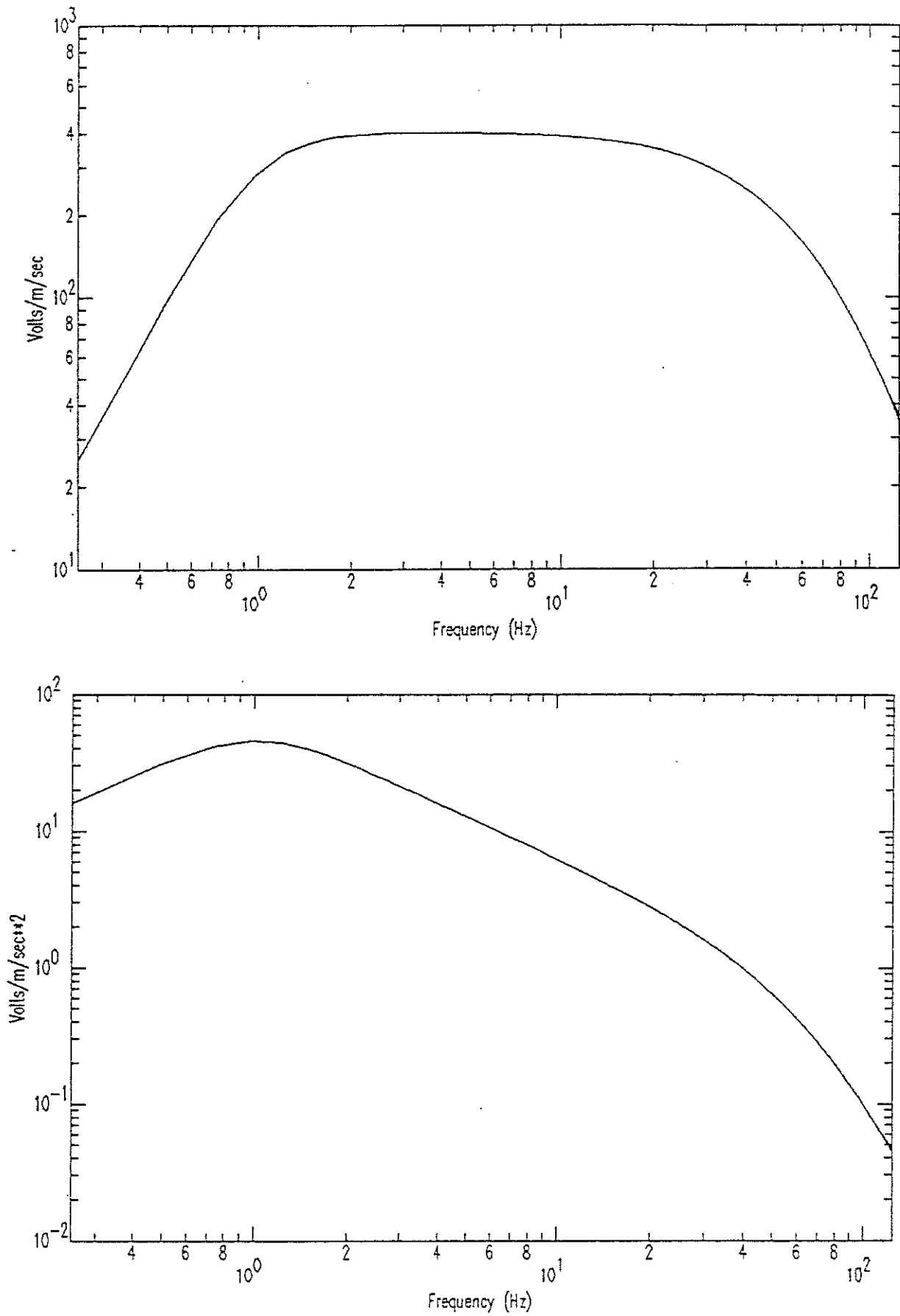


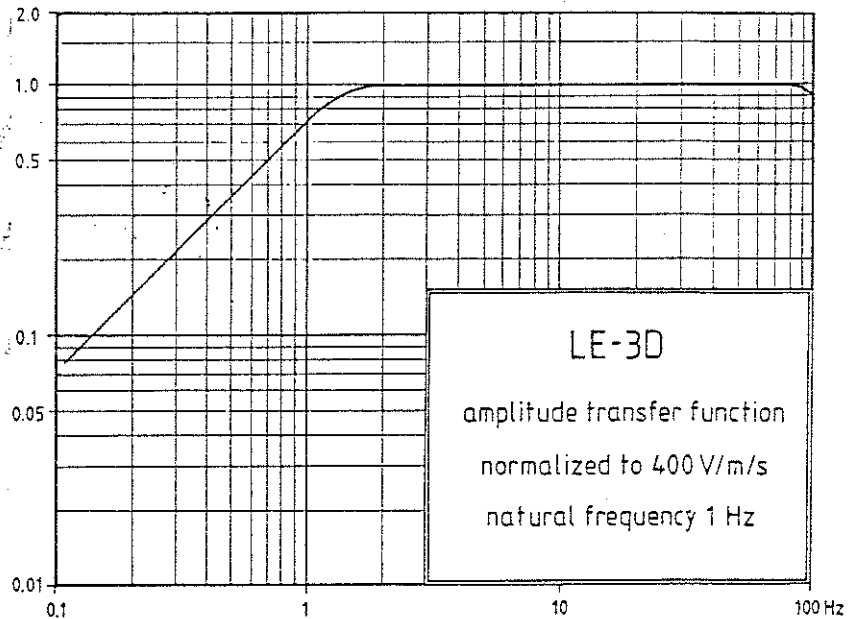
Figure A2-2 Fonctions de transfert par rapport à la vitesse du sol (en haut) et par rapport à l'accélération du sol (en bas).



The LE-3D three directional geophone is a compact and lightweight instrument that offers 1 Hz performance while maintaining the advantages of shorter period instruments. Patented electronic circuitry transforms the output of 4.5 Hz geophones to a 1 Hz characteristic. Since the feedback mechanism does not rely on the presence of a calibration coil, inexpensive exploration geophones can be used as the physical sensors.

Besides the obvious handling advantages due to its compact size, the instrument offers many additional features that make it an ideal choice for most seismological applications:

- much less sensitivity to improper leveling than conventional mechanical designs
- greatly simplified data processing due to identical sensitivity for all components and all geophones
- no need for external damping due to internal damping to 0.7 critical; low-resistance output



#### Technical data

sensitivity:	400 Vs/m (adjusted)
full scale signal:	$\pm 12$ mm/s
electronic noise:	frequency dependent: 1 Hz: ca. 8 nm/s/ $\sqrt{\text{Hz}}$ 5 Hz: ca. 0.1 nm/s/ $\sqrt{\text{Hz}}$ 15 Hz: ca. 0.4 nm/s/ $\sqrt{\text{Hz}}$
eigenfrequency:	1 Hz (adjusted)
upper corner frequency:	$> 80$ Hz
damping:	0.7 x critical (adjusted)
temperature range:	-15 . . . +35°C
protective system:	IP 65/(splash proof)
dimensions:	about 130 mm x 140 mm x 80 mm
weight:	about 1.9 kg
power consumption:	9 -12 V/about 180 mW (12 V/15 mA)
connector:	10/pol. NF-connector for power input and signal output

**le** **lennartz**  
**electronic**

Lennartz Electronic GmbH  
Bismarckstraße 136, D-7400 Tübingen  
Tel. (0 70 71) 30 88/30 89, Telex 7 252 893

## ANNEXE 3

## Echelle d'intensité macrosismique MSK 1964

## 1 - Terminologie et classification des termes utilisés dans l'échelle

## 1 — Classification des constructions (constructions non antiséismiques)

— Type A : maisons en argile, pisé, briques crues ; maisons rurales ; constructions en pierres tout venant ;

— Type B : constructions en briques ordinaires ou en blocs de béton ; constructions mixtes maçonnerie-bois ; constructions en pierres taillées ;

— Type C : constructions armées ; constructions de qualité en bois.

## 2 — Définition des termes de quantités

Quelques : 5 % environ  
Beaucoup, nombreux : 50 %  
La plupart : 75 %

## 3 — Degrés d'endommagement des constructions

1<sup>er</sup> degré : dommages légers : fissurations des plâtres ; chutes de petits débris de plâtre.

2<sup>e</sup> degré : dommages modérés : fissurations des murs ; chutes d'assez gros blocs de plâtre, chutes de tuiles ; fissurations de cheminées ou chutes de parties de cheminées.

3<sup>e</sup> degré : sérieux dommages : lézardes larges et profondes dans les murs ; chutes de cheminées.

4<sup>e</sup> degré : destruction : brèches dans les murs ; effondrements partiels éventuels ; destruction de la solidarité entre parties différentes d'une construction ; destruction de remplissages ou de cloisons intérieures.

5<sup>e</sup> degré : dommage total : effondrement total de la construction.

## 4 — Effets considérés dans l'échelle

Effets sur les personnes et leur environnement ;  
Effets sur les structures de toute nature ;  
Effets sur les sites naturels.

## 2 - Degré de l'échelle d'intensité

## Degré I - Secousse non perceptible

L'intensité de la vibration se situe en dessous du seuil de perception humaine ; la secousse est détectée et enregistrée seulement par les séismographes.

## Degré II - Secousse à peine perceptible

La secousse est ressentie seulement par quelques individus au repos dans leur habitation, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.

## Degré III - Secousse faible ressentie seulement de façon partielle

La secousse est ressentie par quelques personnes à l'intérieur des constructions et n'est ressentie à l'extérieur qu'en cas de circonstances favorables. La vibration ressemble à celle causée par le passage d'un camion léger. Des observateurs attentifs notent un léger balancement des objets suspendus, balancement plus accentué dans les étages supérieurs.

## Degré IV - Secousse largement ressentie

Le séisme est senti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. Des dormeurs isolés sont réveillés mais personne n'est effrayé. La vibration est comparable à celle due au passage d'un camion lourdement chargé. Les fenêtres, les portes et les assiettes tremblent. Les planchers et les murs font entendre des craquements. Le mobilier commence à être secoué. Les liquides contenus dans des récipients ouverts s'agitent légèrement. Les objets suspendus se balancent légèrement.

## Degré V - Réveil des dormeurs

Le séisme est senti à l'intérieur par tout le monde et à l'extérieur par de nombreuses personnes. De nombreux dormeurs s'éveillent, quelques-uns sortent en courant. Les animaux sont nerveux. Les constructions sont agitées d'un tremblement général. Les objets suspendus sont animés d'un large balancement. Les tableaux cognent sur les murs ou sont projetés hors de leur emplacement. En cer-

tains cas, les pendules à balancier s'arrêtent. Les objets peu stables peuvent être renversés ou déplacés. Les portes ou les fenêtres ouvertes battent avec violence. Les liquides contenus dans des récipients bien remplis se répandent en petite quantité. La vibration est ressentie comme celle due à un objet lourd dégringolant dans le bâtiment.

De légers dommages du 1<sup>er</sup> degré sont possibles dans les bâtiments de type A.

Modification en certains cas du débit des sources.

## Degré VI - Frayeur

Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des bâtiments. De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent vers l'extérieur. Quelques personnes perdent l'équilibre. Les animaux domestiques s'échappent de leur stalle. Dans quelques cas, les assiettes et les verres peuvent se briser ; les livres tomber. Le mobilier lourd peut se déplacer et dans les clochers les petites cloches peuvent tinter spontanément.

Dommages du 1<sup>er</sup> degré dans quelques constructions du type B et dans de nombreuses constructions du type A. Dans quelques bâtiments de type A, dommages du 2<sup>e</sup> degré.

En certains cas, des crevasses de l'ordre du centimètre peuvent se produire dans les sols détrempés, des glissements de terrains peuvent se produire en montagne ; on peut observer des changements dans le débit des sources et le niveau des puits.

## Degré VII - Dommages aux constructions

La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent au-dehors. Beaucoup ont de la difficulté à rester debout. La vibration est ressentie par des personnes conduisant des voitures automobiles. De grosses cloches se mettent à sonner.

Dans de nombreux bâtiments du type C, dommages du 1<sup>er</sup> degré ; dans de nombreux bâtiments de type B, dommages du 2<sup>e</sup> degré. De nombreux bâtiments de type A sont endommagés au 3<sup>e</sup> degré et quelques-uns au 4<sup>e</sup> degré. Dans quelques cas, glissement des routes le long des pentes raides ; fissures en travers des routes ; joints de canalisations endommagés ; fissures dans les murs de pierres.

Des vagues se forment sur l'eau et celle-ci est troublée par la boue mise en mouvement. Les niveaux d'eau dans les puits et le débit des sources changent. Dans quelques cas, des sources tarées se remettent à couler et des sources existantes se tarissent. Dans des cas isolés des talus de sable ou de gravier s'éboulent partiellement.

## Degré VIII - Destruction de bâtiments

Frayeur et panique ; même les personnes conduisant des voitures automobiles sont effrayées. Dans quelques

cas des branches d'arbres cassent. Le mobilier, même lourd, se déplace ou se renverse. Les lampes suspendues sont endommagées en partie.

De nombreux bâtiments du type C subissent des dommages du 2<sup>e</sup> degré et quelques-uns du 3<sup>e</sup> degré ; quelques bâtiments de type B sont endommagés au 3<sup>e</sup> degré et quelques-uns au 4<sup>e</sup> degré. De nombreux bâtiments du type A sont endommagés au 4<sup>e</sup> degré et quelques-uns au 5<sup>e</sup> degré. Ruptures occasionnelles de joints de canalisations. Les monuments et les statues se déplacent ou tournent sur eux-mêmes. Les stèles funéraires se renversent. Les murs de pierres s'effondrent.

De petits glissements de terrains peuvent se produire dans les ravins et le long des routes en talus sur de fortes pentes.

Les crevasses dans le sol atteignent plusieurs centimètres de largeur. L'eau des lacs devient trouble. De nouvelles retenues d'eau se créent dans les vallées. Des puits asséchés se remplissent et des puits existants se tarissent. Dans de nombreux cas, changement dans le débit et le niveau de l'eau.

## Degré IX - Dommages généralisés aux constructions

Panique générale ; dégâts considérables au mobilier. Les animaux affolés courent dans toutes les directions et poussent des cris.

De nombreux bâtiments du type C subissent des dommages du 3<sup>e</sup> degré, quelques-uns du 4<sup>e</sup> degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 4<sup>e</sup> degré et quelques-uns du 5<sup>e</sup> degré. De nombreux bâtiments du type A sont endommagés au 5<sup>e</sup> degré. Les monuments et les colonnes tombent. Dommages considérables aux réservoirs au sol ; rupture partielle des canalisations souterraines. Dans quelques cas, des rails de chemins de fer sont pliés, des routes endommagées.

Des projections d'eau, de sable et de boue sur les plages sont souvent observées. Les crevasses dans le sol atteignent 10 cm ; elles dépassent 10 cm sur les pentes et les berges des rivières. En outre, un grand nombre de petites crevasses s'observent dans le sol ; chutes de rochers ; nombreux glissements de terrain ; grandes vagues sur l'eau ; des puits asséchés peuvent retrouver leur débit et des puits existants peuvent s'assécher.

## Degré X - Destruction générale des bâtiments

De nombreux bâtiments de type C subissent des dommages du 4<sup>e</sup> degré et quelques-uns du 5<sup>e</sup> degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 5<sup>e</sup> degré ; la plupart des bâtiments du type A subissent des destructions du 5<sup>e</sup> degré ; dommages dangereux aux barrages et aux digues ; dommages sévères aux ponts. Les lignes de chemin de fer sont légèrement tordues. Les canalisations souterraines sont tordues ou rompues. Le pavage des rues et l'asphalte forment de grandes ondulations.

Les crevasses du sol présentent des largeurs de plusieurs centimètres et peuvent atteindre 1 m. Il se produit de larges crevasses parallèlement aux cours d'eau. Les terres meubles s'éboulent le long des pentes raides. De considérables glissements de terrain peuvent se produire dans les berges des rivières et le long des rivages escarpés. Dans les zones littorales, déplacements de sable et de boue ; changement des niveaux d'eau dans les puits ; l'eau des canaux, des lacs, des rivières est projetée sur la terre. De nouveaux lacs se créent.

### Degré XI - Catastrophes

Dommages sévères même aux bâtiments bien construits, aux ponts, aux barrages et aux lignes de chemins de fer ; les grandes routes deviennent inutilisables ; les canalisations souterraines sont détruites.

Le terrain est considérablement déformé aussi bien par

des mouvements dans les directions horizontales et verticales que par de larges crevasses, de nombreux glissements de terrains et chutes de rochers. La détermination de l'intensité de la secousse nécessite des investigations spéciales.

### Degré XII - Changement du paysage

Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.

La topographie est bouleversée. D'énormes crevasses accompagnées d'importants déplacements horizontaux et verticaux sont observés. Des chutes de rochers et des affaissements de berges de rivières s'observent sur de vastes étendues. Des vallées sont barrées et transformées en lacs ; des cascades apparaissent et des rivières sont déviées. La détermination de l'intensité nécessite des investigations spéciales.