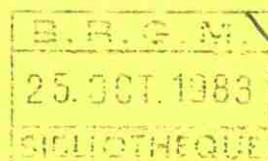


jr
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

LE MICROZONAGE SISMIQUE

Revue bibliographique et
proposition pour une méthodologie d'étude



Département génie géologique

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 399 GEG

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

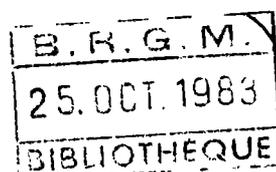
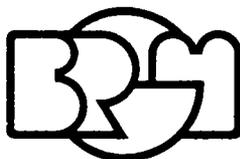
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex - Tél. : (38) 63.80.01

LE MICROZONAGE SISMIQUE

**Revue bibliographique et
proposition pour une méthodologie d'étude**

par

JM. SIMON



Département génie géologique

B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex - Tél. : (38) 63.80.01

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 399 GEG

Mai 1983

LE MICROZONAGE SISMIQUE
REVUE BIBLIOGRAPHIQUE ET PROPOSITION POUR UNE METHODOLOGIE D'ETUDE
Par J.M. SIMON

Rapport n° 83 SGN 399 GEG

RESUME

Le microzonage sismique résulte de la prise en compte, à une échelle locale, de divers facteurs liés au sol, à la topographie et à la configuration des couches géologiques, et susceptibles d'influer sur l'intensité des dommages subis par les constructions en cas de séisme.

La revue bibliographique montre que l'influence de ces différents facteurs est encore mal étudiée. Il est avant tout nécessaire de connaître les caractéristiques du signal sismique déclenché par la rupture de la faille, son amplitude d'abord, mais aussi sa durée et sa période prédominante, données qui dépendent de la distance du foyer et du mécanisme à la source.

Le train d'ondes sismiques arrivant à la base des formations superficielles d'un site est alors transformé, amplifié ou amorti et sa période propre décalée, en fonction de la réponse non linéaire des sols, des phénomènes de résonance des bassins alluviaux ou à la faveur de reliefs.

Les enregistrements réels de mouvements sismiques modifiés dans de telles conditions étant rares, c'est à partir de modèles de calcul qu'est analysée la réponse des sols, connaissant leurs propriétés dynamiques par corrélation avec les essais classiques de la géotechnique ou par des essais cycliques en laboratoire.

Le microzonage se traduit alors par le report, sur une cartographie géotechnique de base, des paramètres du mouvement en surface résultant de ces calculs. Il faut y rajouter enfin les zones sensibles aux phénomènes associés aux séismes : liquéfaction des sols lâches et saturés, glissements de terrain, mouvements en surface des failles.

A l'issue de cette étude est proposée une méthode de microzonage applicable à des secteurs choisis dans les Alpes Maritimes et aux Antilles.

Juillet 1983

41 pages, 46 figures, 3 annexes

AVANT-PROPOS

Cette étude bibliographique a été réalisée sur fonds propres affectés en 1982 au département génie géologique du BRGM sur le thème "microzonage sismique".

Les travaux à effectuer cette première année comportait une recherche bibliographique, en particulier parmi les compte-rendus des congrès de microzonage "Earthquake Microzonation", le dernier ayant eu lieu à SEATTLE en juin 1982. On devait analyser les paramètres entrant dans le zonage et mettre au point une première méthodologie de cartographie dans l'idée de l'appliquer éventuellement à une ville des Alpes-Maritimes ou des Antilles.

Parallèlement le Département a installé sur l'ordinateur VAX du BRGM les programmes de calcul SPECTRE, SHAKE et QUAB4B qui servent de support aux études de microzonage.

SOMMAIRE

CHAPITRE I : GENERALITES

1 - INTRODUCTION	2
2 - POSITION DU MICROZONAGE PAR RAPPORT AUX ETUDES DE SISMICITE	2
3 - PRINCIPAUX ELEMENTS D'UNE ETUDE DE MICROZONAGE	3

CHAPITRE II : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE MICROZONAGE

1 - MOUVEMENT SISMIQUE	6
1.1. - MOUVEMENT AU ROCHER	6
1.1.1. - Généralités	6
1.1.2. - Classement des corrélations sur les mouvements forts au rocher	6
1.1.3. - Revue des principales corrélations	8
1.1.4. - Résumé sur la détermination du mouvement au rocher à partir des corrélations	13
1.2. - MOUVEMENT EN SURFACE	15
1.2.1. - Généralités	15
1.2.2. - Effet de la configuration des couches	16
1.2.3. - Effets de la topographie de surface	17
1.2.4. - Réponse dynamique des sols	18
1.2.5. - Résumé sur la détermination du mouvement en surface ...	21
2 - EFFETS INDUITS	22
2.1. - GENERALITES	22
2.2. - LIQUEFACTION	22
2.3. - MOUVEMENTS DE TERRAIN	25
2.4. - MOUVEMENT EN SURFACE DES FAILLES	26
3 - CARTOGRAPHIE DU MICROZONAGE	27

.../...

CHAPITRE III : PROPOSITION POUR UNE METHODOLOGIE DE MICROZONAGE SISMIQUE

INTRODUCTION	33
1 - MODELE D'ALEA SISMIQUE SUR LA REGION DU MICROZONAGE	33
2 - ANALYSE DES DONNEES EXISTANTES	34
2.1. - DONNEES GEOLOGIQUES (<i>lithologie - cadre structural</i>)	34
2.2. - DONNEES HYDROGEOLOGIQUES	34
2.3. - DONNEES GEOTECHNIQUES	34
2.4. - DONNEES GEOPHYSIQUES	34
3 - TRAVAUX DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE	34
3.1. - LEVES GEOLOGIQUES ET STRUCTURAUX	34
3.2. - RECONNAISSANCES COMPLEMENTAIRES	35
3.3. - MESURE DES PROPRIETES DYNAMIQUE DES SOLS	35
4 - ETUDE DYNAMIQUE DES SOLS	36
5 - CARTOGRAPHIE DE SYNTHESE	37
6 - RECOMMANDATIONS POUR LA CONSTRUCTION	38
REFERENCES	40

A N N E X E S

ANNEXE N° 1 : SPECTRE DE REponse - PROGRAMME SPECTRE

ANNEXE N° 2 : PROGRAMME SHAKE

ANNEXE N° 3 : PROGRAMME QUAB 4

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : *Aléa sismique et microzonage*
- Figure 2 : *Schéma montrant la décomposition d'un séisme*
- Figure 3 : *Etablissement d'un mouvement sismique au rocher sur le site du microzonage*
- Figure 4 : *Positions relatives d'un site par rapport à l'épicentre et à la faille*
- Figure 5 : *Lois d'atténuation : accélération maximale au rocher - distance à la faille pour diverses magnitudes*
- Figure 6 : *Synthèse sur les lois d'atténuation accélération*
- Figure 7 : *Corrélation entre la magnitude, la distance focale et l'intensité macrosismique*
- Figure 8 : *Atténuation de l'intensité I avec la distance*
- Figure 9 : *Corrélation accélération maximale horizontale au sol*
- Figure 10 : *Période prédominante d'un mouvement sismique*
- Figure 11 : *Durée du mouvement fort d'un séisme*
- Figure 12 : *Corrélation Intensité - spectre de réponse*
- Figure 13 : *Schéma montrant le redressement quasi-vertical des ondes sismiques*
- Figure 14 : *Mécanismes de réflexions multiples et de réfractions aux interfaces de couches inclinées*
- Figure 15 : *Réponse d'une couche de sol sur un substratum rocheux incliné*
- Figure 16 : *Réponse du bassin alluvial de Nice (St Pierre de Féric à Cimiez)*
- Figure 17 : *Effets topographiques : canyon de Pacoma Dam (Californie)*
- Figure 18 : *Effets topographiques : colline*
- Figure 19 : *Rappel des notions de dynamique des sols*
- Figure 20 : *Période propre d'une couche de sol*
- Figure 21 : *Réponse des sols par programme SHAKE unidimensionnel*
- Figure 22 : *Réponse des sols - SHAKE*
- Figure 23 : *Comparaison de spectres de réponse à la surface de couches de sol de grande épaisseur*
- Figure 24 : *Plan de situation : épicentre d'un séisme de Gédiz (Turquie) 1970*

- Figure 25 : *Illustration de l'effet d'amplification au site de Bursa (Turquie)*
- Figure 26 : *Séisme de Gédiz (Turquie - 1970)*
- Figure 27 : *Loi de comportement non-linéaire d'un sol*
- Figure 28 : *Module de cisaillement secant G d'un sable en fonction de sa densité relative*
- Figure 29 : *Module de cisaillement sécant G d'une argile en fonction de sa cohésion*
- Figure 30 : *Amortissement pour un sable*
- Figure 31 : *Amortissement pour une argile*
- Figure 32 : *Exemple de calcul de la réponse d'un site*
- Figure 33 : *Méthode approximative pour estimer le coefficient sismique*
- Figure 34 : *Liquéfaction - méthode simple à partir du SPT*
- Figure 35 : *Abaques donnant la susceptibilité à la liquéfaction de sables et sables limoneux*
- Figure 36 : *San Francisco (Californie)*
- Figure 37 : *Marin County (Californie)*
- Figure 38 : *Glendale (Californie)*
- Figure 39 : *Saint Louis (Missouri)*
- Figure 40 : *Tokyo (Japon)*
- Figure 41 : *Shizuoka (Japon)*
- Figure 42 : *Caracas (Vénézuéla)*
- Figure 43 : *Ulcinj (Yougoslavie)*
- Figure 44 : *Saitama (Japon)*
- Figure 45 : *Kumamoto (Japon)*

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS

1 - INTRODUCTION

Alors que les cartes d'aléa sismique visent à donner la distribution potentielle des séismes à l'échelle d'une région (fig. 1) en fonction de leur caractère aléatoire, le microzonage sismique, lui au contraire, ne s'intéresse qu'à l'influence de facteurs de sol faisant varier localement le degré de destruction lié à un séisme.

Le microzonage revient donc à une cartographie détaillée des modifications locales des caractéristiques d'un séisme. Il permet de la sorte l'application de codes parasismiques dans les régions à forte sismicité en modulant les coefficients sismiques pour le calcul des bâtiments en fonction des conditions de fondation. Il peut servir de guide aux planificateurs de villes nouvelles et d'extension de zones urbaines. Enfin, sur les villes existantes, il indique les quartiers les plus vulnérables dans lesquels on pourra définir des priorités de confortement de bâtiments anciens.

Le microzonage sismique est une technique nouvelle en rapide évolution, qui n'est pas facilement transposable d'un pays à un autre, car il est difficile de s'affranchir du contexte sismique des régions étudiées. Par exemple, aux USA, les séismes californiens sont très marqués par la faille de San Andréas et le microzonage sera d'abord influencé par la position du site par rapport à la faille avant de l'être, dans une moindre mesure, par les conditions locales du sol. En Afrique du Nord (Agadir, El Asnam), des séismes de plus faible magnitude peuvent provoquer des dommages importants ; bien que de courte durée, ils présentent de fortes amplitudes aux grandes périodes et des accélérations verticales élevées. L'objet de cette première étude est donc d'analyser les paramètres les plus importants d'un microzonage sismique en relation avec les caractéristiques des séismes, afin d'en tirer une première méthodologie, prolongeant les études antérieures du BRGM de cartographie de risques naturels, et d'évaluation de l'aléa sismique et que l'on pourrait appliquer à une région française métropolitaine (Alpes-Maritimes) ou Outre-Mer (Antilles).

Cette méthodologie a un caractère volontairement pratique dans un premier temps, de façon à être rapidement opérationnelle. C'est pourquoi, ce rapport évite d'entrer dans des domaines très nouveaux, comme les mécanismes à la source et les accélérogrammes synthétiques.

2 - POSITION DU MICROZONAGE PAR RAPPORT AUX ETUDES DE SISMICITE

Puisque le microzonage traduit à l'échelle d'une ville les modifications du mouvement sismique, il se situe donc à la dernière étape du processus d'analyse d'un séisme qui a son origine dans l'étude du mécanisme au foyer engendrant les ondes sismiques, qui prend en compte ensuite les lois d'atténuation en fonction de la distance lors du parcours du train d'ondes dans l'écorce terrestre. La dernière phase concerne les phénomènes de réflexion et d'amplification des ondes dans les différentes couches meubles jusqu'à la surface du sol.

Le mouvement en surface d'un séisme résulte donc schématiquement de phénomènes que l'on peut regrouper dans trois niveaux (fig. 2) :

- mécanisme au foyer,
- propagation des ondes,
- conditions locales de sol = microzonage.

En principe, le microzonage ne concerne que ce dernier niveau d'étude, les autres facteurs étant supposés ne pas varier à l'échelle locale à laquelle on cartographie. En fait, cette simplification qui permettrait d'individualiser les différents phénomènes liés à un séisme n'est pas toujours possible, car il est de nombreux cas où ils sont indissociables, si l'on sait par exemple que le contenu en fréquence du mouvement (paramètre essentiel en calcul de structure de fréquence propre donnée) est fonction de l'énergie rayonnée par la source du séisme et de la distance parcourue (atténuation).

Il serait pourtant souhaitable que les cartes de microzonage puissent être établies sur la base de données locales indépendantes du niveau de sismicité qui est choisi par ailleurs, soit par des études d'aléa sismique, soit par une réglementation imposée par l'autorité qui fixe le niveau de séisme acceptable par la collectivité.

Il apparaît donc essentiel qu'une étude de microzonage donne au minimum :

- la modulation du mouvement sismique par rapport à un mouvement de référence, pour inclure les effets locaux,
- les zones susceptibles d'être affectées par des phénomènes induits par les séismes, liquéfaction, glissement de terrain, manifestation en surface de failles.

Pour l'exploitation de ces cartes, c'est la réglementation qui définira le niveau de référence à appliquer, modulable pour chaque nature de construction en fonction de son usage et de son importance et qui imposera des restrictions à la construction aux zones menacées par des phénomènes de surface.

3 - PRINCIPAUX ELEMENTS D'UNE ETUDE DE MICROZONAGE

Avant de chercher quels éléments d'un microzonage seraient adaptés au contexte français, il est utile de rappeler rapidement ce qui constitue la base des études de microzonage en usage dans les principaux pays ayant développé une méthodologie propre.

Les principales techniques de microzonage sont au nombre de 3 :

- USA : on procède par étapes ainsi qu'il est décrit ci-dessus. La première consiste à choisir un accélérogramme au rocher en utilisant des études statistiques sur un grand nombre de cas de séismes enregistrés. On découpe ensuite la zone à étudier en fonction des propriétés dynamiques des sols déterminées par essais *in situ* ou en laboratoire.

On procède alors à des analyses de réponse de sols dans chaque zone homogène, soit par modèle uni-dimensionnel simulant une colonne de sol soumise à une excitation à la base, soit par modèle bi-dimensionnel pour les topographies de surface irrégulières mais avec la même hypothèse de propagation verticale d'ondes de cisaillement.

Les paramètres du microzonage sont ceux des spectres de réponse, accélération maximale en fonction de la période d'oscillation essentiellement. Les cartes sont complétées par l'indication de failles actives pouvant rejouer en surface, par la délimitation de zones susceptibles de liquéfaction et de glissement de terrain.

- JAPON : pour le microzonage, 4 catégories de sols seulement ont été retenues pour couvrir les divers types de sols meubles rencontrés au Japon. Des spectres de réponses normalisés sont applicables à chaque catégorie. Pour les sols compacts, ils présentent un pic d'accélération étroit aux courtes périodes, pour les sols mous le spectre au contraire est large pour des périodes plus grandes. L'originalité de la méthode est la détermination des périodes propres prédominantes des couches superficielles par l'analyse des vibrations de très faible amplitude, appelés "microtreblements", transmises par la mer, des machines des circulations de véhicules, des explosions...

Il est enfin important de noter que les cartes de microzonage sont également établies à l'aide de l'observation des dégâts causés par des séismes antérieurs.

- URSS : comme au Japon la méthode de cartographie part de l'analyse des dégâts causés par les séismes passés, mais en se limitant aux constructions basses en maçonnerie d'un seul type pour uniformiser le zonage. Pour la prise en compte des conditions locales, deux facteurs sont examinés. L'un lié à la rigidité des 10 à 16 premiers mètres de sol sous la surface, l'autre à la profondeur de la nappe.

On pourra retenir de ces trois méthodes que leur point commun se situe au niveau des modifications apportées par les couches superficielles, les différences provenant seulement de la façon de les déterminer, soit à partir de l'observation de dommages, soit à l'aide de modèles numériques simulant leur comportement, soit enfin en les mesurant lors de séismes réels ou de vibrations de faible amplitude.

L'élément essentiel d'un microzonage sismique est donc une bonne cartographie des formations superficielles, de leurs épaisseurs et propriétés géotechniques et cela rejoint les principes de toute cartographie de type géologique ou géotechnique qui repose avant tout sur une bonne connaissance du terrain.

C'est sur ce canevas géotechnique que seront appliquées ensuite les simulations de phénomènes dynamiques qui seront toujours sujettes à perfection au fur et à mesure des progrès des modèles de calcul.

CHAPITRE II

ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE MICROZONAGE

1 - MOUVEMENT SISMIQUE

1.1. - MOUVEMENT AU ROCHER

1.1.1. - Généralités

La première étape d'un microzonage sismique est la recherche d'un mouvement sismique de référence au rocher, c'est-à-dire à la base des formations meubles sur lesquelles on effectuera les études de modulation des ondes sismiques.

Par convention, il est d'usage de considérer en dynamique des sols comme rocher les terrains dont la vitesse de propagation des ondes de cisaillement est supérieure à 2 500 m/s. On verra plus loin que les modifications du mouvement sismique de base sont négligeables dès que les sols deviennent très compacts en profondeur avant même d'atteindre un substratum rocheux.

Le mouvement sismique s'obtient le plus couramment* à partir d'enregistrements de séismes relativement forts, magnitude supérieure à 5 et à distance relativement proche de l'épicentre. Il s'exprime par la courbe de variation en fonction du temps d'une grandeur physique mesurée en surface à l'aide d'un accélérographe, en général l'accélération au sol dans deux directions horizontales et une composante verticale.

Ces enregistrements sont rarement des mouvements au rocher, à l'exception évidemment des enregistrements provenant des quelques stations installées directement sur le rocher. En effet, la première difficulté est de les corriger des effets de réponse dynamique de l'appareil, du bâtiment sur lequel ils sont installés et des sols de fondation de ce bâtiment, qui introduisent des perturbations du signal sismique.

Si l'on sait à peu près bien corriger les accélérogrammes bruts des perturbations apportées par l'appareil en fonction de son inertie et de ses périodes propres, il est beaucoup moins facile d'opérer ce qu'on appelle une déconvolution (fig. 3), c'est-à-dire un calcul de l'accélérogramme à la base des formations meubles à partir de l'accélérogramme de surface. Ce calcul fait intervenir des hypothèses simplificatrices et un modèle imparfait. Le mouvement sismique résultant, qui servira de référence, est donc déjà entaché d'erreur.

Cet accélérogramme obtenu au rocher sur le site de la station d'enregistrement doit ensuite être modifié pour s'appliquer au rocher sur le site du microzonage c'est-à-dire en fonction de la distance au foyer.

Ce sont ces lois et corrélations permettant de fixer les caractéristiques du mouvement sismique au rocher qui vont être maintenant examinées.

1.1.2. - Classement des corrélations sur les mouvements forts au rocher

Les corrélations se classent en deux familles :

1 - Corrélations sur les phénomènes à la source

C'est parmi celles-ci que l'on trouve les études fondamentales sur les mécanismes à la source et la modélisation d'accélérogrammes synthétiques.

* des méthodes sont actuellement développées pour obtenir des accélérogrammes synthétiques.

Ce point sort du cadre de la présente méthodologie et fait l'objet de recherches très actives. Ces recherches sont primordiales pour comprendre la relation entre les mécanismes à la source et les caractéristiques des mouvements sismiques, car elles permettront de sélectionner les accélérogrammes réels obtenus pour des mécanismes similaires. Cela évitera par exemple d'utiliser des accélérogrammes japonais (mécanisme de subduction) pour la France.

Néanmoins, on peut en pratique opérer à partir de corrélations plus empiriques entre certaines caractéristiques spectrales et la magnitude d'un séisme qui permettent d'adapter un accélérogramme réel, enregistré sur un site différent de celui de l'étude par transformation de son spectre de réponse.

Parmi ces corrélations, on peut retenir :

- durée du mouvement fort en fonction de la magnitude,
- période prédominante en fonction de la magnitude,
- spectre de réponse en fonction de la magnitude ou de l'intensité épiscopentrale.

2 - Lois d'atténuation

Ces lois empiriques définissent l'atténuation d'intensité ou d'accélération et de tout autre paramètre du mouvement sismique avec la distance parcourue par le train d'ondes depuis la source jusqu'au lieu d'observation du séisme.

Leur support théorique est d'admettre une corrélation entre l'énergie et les paramètres du mouvement sismique, et donc entre les lois d'atténuation de l'énergie et celles des autres paramètres.

L'atténuation à deux causes :

- **atténuation géométrique** : il s'agit de la décroissance d'amplitude par répartition de la même énergie dans un volume de plus en plus grand. Cette atténuation est en première approche inversement proportionnelle à :

R^2 (sphérique) (R = rayon à partir de la source) au voisinage de la source
R (cylindrique) au-delà de 60 - 80 kilomètres.

L'atténuation est beaucoup plus rapide dans le domaine des hautes fréquences.

- **atténuation par amortissement** : il s'agit de l'absorption d'énergie par le milieu qui n'est pas parfaitement élastique, mais possède un amortissement interne visqueux ou frottant. Cette dissipation est moins marquée dans les roches que dans les sols, par un facteur de 1 à 10, mais il n'est néanmoins pas possible de le négliger pour la détermination du mouvement au rocher.

Comme pour l'atténuation géométrique, cet amortissement est également plus important pour les hautes fréquences, ce qui a pour effet un décalage du spectre vers les basses fréquences lorsqu'on s'éloigne de la source.

Il y a deux manières d'aborder les lois d'atténuation : soit par formulations mathématiques des phénomènes, soit par relations empiriques établies à partir d'observations réelles.

Les formulations de lois ne seront pas abordées ici sur le plan théorique, elles nécessitent d'ailleurs d'être calées sur des observations réelles. Parmi les lois empiriques on distingue :

- accélération maximale - distance, paramétrée en magnitude,
- intensité macrosismique - distance, paramétrée en magnitude, ou intensité épiscopentrale,
- pseudo-vitesse relative - distance, paramétrée en magnitude,
- déplacement relatif - distance, paramétrée en magnitude,
- période prédominante - distance, paramétrée en magnitude.

Les lois d'atténuation doivent dans chaque cas être adaptées à la région étudiée, à partir d'observations réelles si possible, car les lois générales proposées par les auteurs cités ici, sont établies essentiellement à partir d'enregistrements californiens et ne sont donc pas nécessairement représentatives des atténuations observées en Europe.

On pourra d'ailleurs trouver des études particulières portant sur une région donnée proposant des ajustements de lois générales d'atténuation.

On souligne enfin que ces lois ne sont valables qu'à partir d'une certaine distance de la source.

1.1.3. - Revue des principales corrélations

ACCELERATION MAXIMALE - DISTANCE - MAGNITUDE

L'accélération maximale d'un séisme est une caractéristique très utilisée dans les calculs de structures. De nombreuses études ont été publiées sur les corrélations qui découlent de l'analyse d'enregistrements réels entre l'accélération maximale au rocher et la distance du site rocheux à la zone épiscopentrale, pour des séismes de diverses magnitudes.

Mais la plupart de ces corrélations souffrent du nombre limité d'enregistrements, particulièrement pour ceux antérieurs à 1971, date des enregistrements multiples effectués lors du tremblement de terre de San Fernando en Californie.

En Europe, les enregistrements sont également peu nombreux et difficilement accessibles, souvent il ne s'agit que des enregistrements de répliques de grands séismes, ne présentant pas le même intérêt que le choc principal.

L'étude statistique la plus exhaustive à ce jour reste encore celle de Seed de 1972 [1], elle porte sur des enregistrements de mouvements forts dans l'Ouest des Etats-Unis, ces enregistrements étant rapportés au rocher sur tous les sites par un calcul avec modèle unidimensionnel type SHAKE (voir annexe 2). Pour établir la corrélation avec la distance, SEED choisit les paramètres les plus significatifs : - distance du site à la manifestation en surface de la faille ayant provoqué le séisme (fig. 4). En effet, la distance à considérer dépend de l'hypothèse prise en compte pour la source ponctuelle ou non. Dans le cas d'une source ponctuelle, la distance est comptée à partir de l'épicentre macrosismique, dans le cas de la corrélation de SEED, la source est prise sur le plan de faille connu et la distance est comptée à partir de son expression en surface.

Les courbes moyennes et les plages de validité des corrélations accélération maximale - distance, paramétrées en magnitude sont données sur la figure 5. L'échelle logarithmique des distances privilégie artificiellement les courtes distances pour lesquelles, en fait, les corrélations sont les plus perturbées par les différences de mécanisme à la source et de géologie du site. Pour des distances très courtes (inférieures à quelques kilomètres) on entre dans le domaine dit "champ proche"* beaucoup plus difficile à étudier par manque d'enregistrement.

Une synthèse intéressante des études de plusieurs auteurs sur des séismes Ouest-américains est fournie par N. DONOVAN [2] en 1982. Elle permet de comparer les diverses corrélations étudiées, mettant en évidence la grande dispersion des courbes de corrélation dès que la distance devient inférieure à 10 kilomètres (fig. 6).

En champ proche l'accélération ne semble plus liée ni à la distance ni à la magnitude. D'ailleurs, comment définir une distance lorsque la source s'étend sur une très grande surface le long d'un plan de faille. Quant à l'accélération, elle semble plafonnée pour les faibles distances et d'après BERNREUTER [3] elle ne dépendrait que de la chute de contraintes libérées sur le plan de faille, indépendamment de la magnitude ou du type de faille. Et enfin pour de faibles distances il convient de distinguer les composantes horizontales et la composante verticale de l'accélération et de faire intervenir la position du site d'enregistrement par rapport à la faille. De nombreuses recherches sont encore nécessaires dans ce domaine et surtout elles auront besoin d'être étayées par de nouveaux enregistrements.

INTENSITE MACROSISMIQUE - DISTANCE - MAGNITUDE

Il semble, en pratique, possible de relier les multiples paramètres d'un mouvement sismique à l'intensité macrosismique qui n'est pourtant qu'une appréciation de la force d'un séisme en un point donné sur la base d'observation de dommages, n'ayant donc pas d'expression théorique.

Cependant, il faut rester prudent pour interpréter ces corrélations qui sont souvent très dispersées, car l'intensité n'est pas un paramètre précis. Elle dépend de l'observateur, de la qualité des constructions, des effets de site tels que pentes et sols meubles. Elle englobe sans discernement les effets d'un séisme, mais n'est pas sensible uniformément à tous les phénomènes, certaines fréquences, particulièrement les hautes fréquences, n'affectant pas les constructions dont les dégâts servent de critère d'intensité.

Une analyse des données disponibles, aux USA et en Europe, faisant ressortir les relations entre l'intensité et les autres valeurs du séisme, a été publiée par MOHAMMADIOUN [4]. Les recherches de corrélations ont été faites sur les renseignements suivants, obtenus au site d'enregistrement :

- magnitude locale M
- distance focale R
- intensité macrosismique I, sur l'échelle de Mercalli Modifiée.

* Le domaine du "champ proche" (near-field) est défini par les sismologues comme celui où les ondes sismiques ne sont pas encore différenciées en ondes de compression et ondes de cisaillement d'où l'existence de mouvements complexes et de niveaux d'accélération très élevés. En champ proche les divers types d'ondes agissent en fait simultanément.

Les valeurs provenant de 576 observations aux USA ont été reportées point par point sur un diagramme ayant en abscisse la distance focale en échelle logarithmique et la magnitude en ordonnée. Les points sont figurés en fonction de leur intensité. La figure 7 est construite à partir du report des points de MOHAMMADIOUN, mais pour en simplifier la lecture, seules les enveloppes des points ont été représentées. Malgré la dispersion, cette représentation fait ressortir une relation linéaire entre M et log R pour une intensité I donnée.

La loi ajustée par MOHAMMADIOUN est la suivante :

$$M = 0,55 I + 2,20 \log R - 1,14 \quad (\text{séismes californiens})$$

Cette loi découle en fait des deux lois générales suivantes :

- magnitude - intensité épacentrale de la forme $M = a I_0 + b$
- intensité - distance $I = I_0 + \alpha + \beta \log R$

En ce qui concerne les enregistrements européens, MOHAMMADIOUN remarque d'abord le retard pris par les différents pays d'Europe dans le rassemblement et l'exploitation des données archivées dans de nombreux organismes.

Sur un échantillon composé de 197 observations de séismes européens à foyer normal, les corrélations ajustées sur les séismes américains sont vérifiées, avec cependant une dispersion beaucoup plus importante. L'écart entre l'intensité observée et l'intensité déduite de la corrélation atteint jusqu'à 3 1/2 degrés ! Et encore ne s'agit-il que de séismes à foyers normaux (< 70 km de profondeur) car les séismes à foyer intermédiaire (70 - 350 km) n'obéissent plus à cette corrélation, leur intensité observée est supérieure d'au moins 1 degré à celle issue de la corrélation.

INTENSITE EPICENTRALE - MAGNITUDE

Il sort du cadre de ce rapport de mentionner les nombreuses études faites sur Intensité épacentrale - magnitude - profondeur du foyer. On pourra se reporter à la thèse de C. DADOU (rapport BRGM en cours de publication).

On rappelle brièvement que KARNIK [8] a donné la relation générale suivante :

$$M = 0.5 I_0 + 0,35 + \log h$$

- M magnitude locale M_L
- I_0 intensité épacentrale
- h profondeur du foyer en kilomètre.

Ce même auteur propose une relation adaptée à des séismes européens que l'on pourra retenir le cas échéant :

$$M = 0,53 I_0 + 0,95$$

(mêmes définitions que ci-dessus).

Il ne faut pas oublier qu'en ce qui concerne les corrélations portant sur la magnitude, l'imprécision fréquente des lois est compliquée par la multiplicité des définitions de la magnitude d'un séisme. En toute rigueur on ne devrait établir de corrélation qu'avec un seul type de magnitude.

INTENSITE EPICENTRALE - INTENSITE AU SITE

Les lois d'atténuation donnant la décroissance de l'intensité avec la distance sont nombreuses et ne restent applicables qu'à la région où elles ont été calculées.

Cependant, on peut mentionner la synthèse de BRAZEE [9] qui porte sur 400 000 observations collectées aux Etats-Unis entre 1928 et 1974 (fig. 8).

Les intensités sont exprimées en échelle Mercalli Modifiée, et corrélées à l'intensité épacentrale.

ACCELERATION - INTENSITE

La plus connue des corrélations est celle qui tente de relier l'accélération maximale horizontale à l'intensité observée. En réalité, cette corrélation n'est pas fiable car, malgré l'emploi d'échelle logarithmique sur l'accélération, la dispersion des points est très importante. Encore une fois, cela tient à la complexité des phénomènes sismiques qui ne se simplifient pas à un seul paramètre. Néanmoins, il est des cas où il faut bien donner des ordres de grandeur de l'accélération, en l'absence de données instrumentales, sur la seule base de données historiques d'intensité.

On pourra dans ce cas utiliser la figure 9 qui à partir des nombreuses corrélations entre accélération horizontale maximale et Intensité MMI propose des ordres de grandeur modulés selon les conditions de fondation. Pour la détermination du mouvement au rocher on s'en tiendra à la partie inférieure de la bande de corrélation.

PERIODE PREDOMINANTE - DISTANCE (MAGNITUDE)

La période prédominante d'un mouvement sismique est une notion peu précise et pourtant mentionnée par de nombreux auteurs. Pour certains il s'agit de la période fondamentale du mouvement à la source, vue sous l'aspect théorique. En pratique, le contenu fréquentiel d'un mouvement réel est étendu.

On définira ici la période prédominante comme la période de résonance de l'oscillateur simple à laquelle se produit l'accélération maximale. Il est des séismes pour lesquels cette valeur est évidente car le spectre de réponse présente un pic très marqué et d'autres au contraire où cette notion n'est pas caractéristique car le spectre de réponse présente plusieurs pics ou un palier étendu. C'est en général cette seconde configuration que l'on trouve pour la plupart des séismes en champ proche pour lesquels l'atténuation géométrique n'a pas encore filtré les hautes fréquences. On ne s'étendra donc pas sur cette corrélation qui n'offre pas le même intérêt que les corrélations portant sur la totalité du spectre et qui sont examinées ci-après.

On ne citera ici que les études de SEED [5] portant sur des séismes à foyer peu profonds où la période prédominante croît pour des distances croissantes (fig. 10), ce qui correspond physiquement à l'atténuation plus rapide des hautes fréquences. La relation est paramétrée en fonction de la magnitude.

DUREE DU MOUVEMENT FORT - MAGNITUDE

Le mouvement fort (Strong Motion) est par convention celui pendant lequel l'accélération est supérieure à un seuil de base, ce qui permet d'éliminer les bruits de fond qui succèdent à l'action violente mais n'ont plus de pouvoir destructeur.

Le seuil d'accélération défini par HOUSNER est l'un ou l'autre des deux critères ci-après :

- soit accélération supérieure à 0,05 g
- soit accélération supérieure à 25 % de l'accélération maximale.

D'après HOUSNER [6] la durée du mouvement fort varie de quelques secondes pour les magnitudes inférieures à 5, à 40 secondes pour la magnitude 8 (fig. 11).

SPECTRE - INTENSITE

Le spectre de réponse (voir annexe 1) est l'une des représentations d'un mouvement sismique la plus complète, elle a l'avantage de montrer l'éventail complet de la réponse à un séisme soit en accélération, soit en vitesse soit en déplacement. Il paraît donc pour le moins curieux de relier une caractéristique aussi détaillée avec l'intensité qui comme on l'a vu ci-avant est beaucoup plus subjective. Et pourtant des lois assez générales ont pu être trouvées entre la forme du spectre et son niveau d'amplitude et l'intensité, pour des séismes d'origine assez diverse. L'avantage de l'intensité comme paramètre de comparaison des séismes est de pouvoir ensuite appliquer la corrélation à des événements anciens pour lesquels on ne dispose que d'observations de dégâts.

Les spectres, dits normalisés lorsqu'ils sont ensuite utilisés comme critères de calcul, sont construits à partir de deux corrélations :

- une forme spectrale standard pour chaque intensité,
- une accélération maximum au niveau du sol (pour période nulle à l'ordonnée du spectre)

fonction de l'intensité obtenue par la loi précédemment citée Accélération/Intensité. On mentionnera deux études semblables sur les spectres déduits des intensités.

La première de S.O. WERNER et H.S. TS'AO [7] à partir d'analyses statistiques portant sur 372 enregistrements d'accélérogrammes horizontaux et 186 verticaux. La seconde de B. MOHAMMADIOUN [4] déjà citée porte sur 576 observations aux Etats-Unis.

Les principaux résultats de ces deux études sont reportés sur la fig. 12, en adoptant la période plutôt que la fréquence en abscisse, pour se rapprocher des représentations conventionnelles de spectres. On peut remarquer que le spectre devient plus riche en grandes périodes (> 10) quand l'intensité augmente.

Les écarts-types sont de l'ordre de 2,5 cm/s sur les pseudo-vitesses. Ils sont les plus faibles (1,6 cm/s) pour les intensités VII et VII-VIII aux périodes de 0,5 à 1 s.

1.1.4 - Résumé sur la détermination du mouvement au rocher à partir des corrélations

On rappelle en résumé la procédure à suivre pour obtenir un (ou plusieurs) mouvement au rocher sur le site d'une étude de microzonage :

- 1) - étude des zones sismogènes,
- 2) - lois d'atténuation,
- 3) - modification d'un accélérogramme.

1 - ETUDE DES ZONES SISMOGENES

Selon la méthodologie suivie au BRGM lors d'études réalisées sur les Alpes-Maritimes, à Grenoble ou proposées pour le microzonage de la ville d'El Asnam en Algérie, les séismes de référence se déterminent schématiquement ainsi :

- a) - bilan régional de sismicité historique et instrumentale permettant de recenser tous les séismes ressentis sur le site du microzonage et de sélectionner ceux qui pourraient être retenus pour les calculs de modification locale.
- b) - découpage en provinces sismotectoniques à partir du contexte structural régional, des données néotectoniques, de géophysique profonde, de la géologie du socle... Plusieurs découpages sont en général possibles et permettent de donner une fourchette de valeurs.
- c) - choix de séismes de référence dans chaque province sismotectonique et pour chacun d'eux détermination de la profondeur focale, de la distance épacentrale, de l'intensité épacentrale ou de la magnitude, ces deux dernières valeurs étant évidemment liées aux niveaux de protection souhaités. On a vu plus haut que le séisme de référence ne devait pas influencer les cartes de microzonage, mais il est néanmoins nécessaire de fixer une magnitude probable pour l'utilisation de la plupart des corrélations.

On classe enfin les séismes choisis en deux catégories :

- séisme proche (distance épacentrale inférieure à 10 km),
- séisme lointain.

Il pourra s'agir de séismes réels connus historiquement dans la région ou bien de séismes fictifs pour des zones sismogènes n'ayant pas de manifestation connue historiquement. Dans ce dernier cas on prendra les caractéristiques d'un séisme connu dans la même région en lui appliquant un nouvel épacentre.

2 - LOIS D'ATTENUATION

L'utilisation de lois d'atténuation a pour objet de caler les caractéristiques du mouvement de référence au rocher sur le site du microzonage, et plus particulièrement l'accélération maximale. Deux méthodes sont possibles :

- à partir de la magnitude,
- à partir de l'intensité macrosismique au site.

1ère méthode : connaissant la magnitude :

A partir des corrélations présentées ci-avant, valables essentiellement pour des séismes lointains, et connaissant la distance épacentrale, on peut déterminer empiriquement :

- l'accélération horizontale maximale au rocher (fig. 5),
- la période prédominante (fig. 10),
- la durée du mouvement fort (fig. 11),
- l'intensité macrosismique au site du microzonage (fig. 7),
- le spectre normalisé au rocher (fig. 12).

Il est rappelé que ces lois seront ajustées aux lois proposées pour la région de l'étude en particulier les lois entre Magnitude - Intensité - distance.

Variante de cette première méthode : il est également possible de partir de l'intensité épacentrale, d'en déduire :

a) soit la magnitude, par exemple au moyen de la formule générale de KARNIK [8] :

$$M = 0,5 I_0 + 0,35 + \log h$$

et de revenir à la première méthode ci-dessus.

b) soit : l'intensité au site (fig.8) et d'appliquer la seconde méthode ci-dessous.

2ème méthode : à partir de l'intensité au site

On utilisera essentiellement les corrélations donnant

- l'accélération horizontale maximale (fig. 9),
- le spectre normalisé au rocher (fig. 12).

Ces lois ne sont malheureusement pas applicables aux séismes proches pour lesquels on ne possède pas suffisamment de données.

3 - MODIFICATION D'UN ACCELEROGRAMME

Les étapes précédentes ont permis d'aboutir à un spectre de référence qui sera parfois suffisant pour une étude de microzonage à base de cartographie et corrélations expérimentales sur l'amplification des couches meubles. Mais dans la majorité des cas l'accélérogramme complet du mouvement au rocher sera demandé pour des calculs de type SHAKE (voir annexe 2) et d'une manière générale pour le dimensionnement des structures à partir de méthodes temporelles.

Il sera bien rare de disposer d'enregistrements de séismes au site de l'étude de microzonage ou éventuellement dans une région de caractéristiques sismo-tectoniques analogues.

On choisira donc un accélérogramme parmi les plus facilement accessibles :

- séismes californiens (El Centro, San Fernando...)
- séismes européens (banque d'accélérogrammes du CEA).

Une fois l'accélérogramme choisi, de préférence sur un site rocheux, ou éventuellement plusieurs (les règles exigent habituellement 4 accélérogrammes pour un calcul de structure, de façon à écarter les risques d'une réponse privilégiée de la structure à un séisme donné.) On en modifiera ses caractéristiques :

- calage de l'accélération horizontale maximale,
- modification de sa période prédominante par homothétie sur l'échelle des temps,
- adaptation de la durée du mouvement fort à celle découlant des corrélations, soit en coupant les dernières vibrations, soit au contraire en rajoutant des vibrations supplémentaires de préférence obtenues en répétant les dernières vibrations.

Pour les études courantes on se contentera d'une seule composante horizontale de l'accélérogramme. Certaines études plus poussées exigeront éventuellement la fourniture d'une composante verticale obtenue à partir d'enregistrements réels sur lesquels on effectuera les mêmes modifications.

En règle générale, l'accélération verticale maximale est déduite de l'accélération horizontale maximale pour une relation empirique sur un site donné. A titre indicatif :

$$a_{\text{vert}} \sim 0,6 \text{ à } 1 \text{ fois } a_{\text{horiz}}$$

Cette relation générale est souvent nettement insuffisante pour les séismes des régions méditerranéennes.

1.2. - MOUVEMENT EN SURFACE

1.2.1. - Généralités

Après avoir obtenu un mouvement au rocher représentatif des séismes qui affecteront le site du microzonage, on peut entamer la seconde étape, véritable originalité du microzonage, qui consiste à étudier les modifications locales sur le mouvement sismique apportées par :

- 1) - l'effet de la configuration des couches géologiques sur la propagation des ondes par réflexions et réfractions.
- 2) - l'effet de la topographie de surface : colline, vallée, pente, falaise.
- 3) - les phénomènes de réponse dynamique des couches de sol : modification du spectre par résonance, amplification ou atténuation de l'accélération au sol, amortissement par frottement et propriétés non linéaires.

Ces études sont faites à l'aide de modèles sur ordinateur de réponse des sols et s'appuient sur des constatations d'effets locaux réellement observés lors de séismes.

Elles aboutissent à des mouvements sismiques en surface, également appelés "mouvements en champ libre"*, c'est-à-dire indépendamment de toute construction. La délimitation des zones d'application de ces mouvements constitue un premier zonage sismique auquel viendra enfin s'ajouter la cartographie des effets induits, troisième étape du microzonage et traitée en 1,3.

* *Le mouvement en champ libre est une approximation suffisante pour les bâtiments courants. L'interaction sol-structure qui modifie la réponse du sol ne devient significative que pour des grandes structures lourdes et rigides enterrées telles que des réacteurs de centrale nucléaire par exemple.*

1.2.2. - Effet de la configuration des couches.

Après une propagation dans le substratum rocheux où les lois d'atténuation ont été étudiées précédemment, le train d'ondes sismiques va être considérablement bouleversé à la traversée d'interfaces de couches de plus en plus meubles par réflexions successives conduisant à un redressement des ondes vers la verticale (fig. 13). Cette circonstance est en fait très appréciable car la majorité des modèles numériques sur ordinateur ne considèrent que des ondes se propageant verticalement.

Les phénomènes de réflexions successives d'ondes d'incidence oblique sur des interfaces de couches et à la surface du sol naturel sont difficiles à étudier. Les publications consultées se limitent à décrire des phénomènes observés et enregistrés lors de séismes ou d'explosions souterraines. La figure 14 montre les arrivées successives d'ondes réfléchies et réfractées, d'après une étude de K. SEO et H. KOBAYASHI [9].

Pourtant, la configuration des couches profondes doit être prise en compte dans un modèle de simulation de la réponse des sols. L'inclinaison du toit du rocher conduit par exemple à des amplifications locales de l'accélération au sol que le programme QUAD 4 modèle bidimensionnel met en évidence (fig. 15) d'après une publication de SEED [10].

Un exemple récent de l'influence de la configuration des couches sur l'amplification des ondes vient d'être fourni par BARD [20] qui publie les résultats d'une étude sur une des vallées alluviales de la ville de Nice (fig.16a). Le modèle de calcul utilisé est de type analytique avec résolution numérique. La vallée est schématisée par le profil du toit du rocher séparant deux milieux de comportement visco-élastique linéaire, homogènes et isotropes. Le rapport des vitesses des ondes de cisaillement est de 4 entre le rocher et le sol. L'amortissement constant a été pris égal à 2,5 % dans le sol. Tout en faisant varier l'incidence du signal et sa fréquence on peut calculer dans chaque cas la réponse de la vallée et tracer :

- 1) - l'enveloppe maximale des amplifications du signal calculées pour toutes les fréquences, le long de la surface du sol (fig. 16 b)
- 2) - les courbes d'amplifications du signal en fonction de sa fréquence et de son incidence, en des points particuliers de la surface du sol (fig. 16 c).

Deux résultats importants sont également à mentionner dans cette étude :

- *on observe une augmentation très sensible de la durée du signal, qui atteint plusieurs secondes pour un signal incident de 1 seconde,*
- *les points à la surface sont déphasés ce qui permet d'imaginer des déplacements différentiels du sol qui pourraient se répercuter sur les fondations de bâtiments d'orientation est-ouest.*

L'examen des courbes de la figure 16 montre que la mise en résonance de la vallée est obtenue pour une période de l'ordre de 0,4 s particulièrement vers le centre du bassin dans la zone de remontée du rocher (point B) où l'amplification est de 8.

Sur les bords du bassin, celle-ci est moindre et pour une plage de périodes plus étendues, allant de 0,3 sec. à 0,15 secondes (point C).

A titre de vérification, les périodes fondamentales d'une couche de sol de 70 m d'épaisseur (moyenne du bassin alluvial) et de 500 m/s de vitesse des ondes de cisaillement sont respectivement de 0,5 et 0,18 s. au premier et deuxième mode et correspondent assez bien aux deux pics d'amplification du point B au centre du bassin.

Le modèle bidimensionnel met donc en évidence des amplifications dues à la forme de la vallée bien supérieure à celles calculées par un simple modèle unidimensionnel de propagation verticale des ondes. On pourra comparer ce résultat avec celui de l'influence de la topographie de surface citée en 1.2.3. ci-après. Dans les deux cas, on retrouve la même règle générale : l'amplification, c'est-à-dire la mise en résonance ne commence qu'à partir de longueurs d'onde égales ou supérieures à la largeur de la vallée, c'est-à-dire dans le cas de Nice pour des signaux de périodes inférieure ou égale à 0,6 s :

$$\text{En effet : } T = \frac{\lambda}{V}$$

T = période
V = vitesse des ondes
 λ = longueur d'onde

soit : vallée de Nice largeur = 1 200 m
vitesse des ondes $V_S = 2\ 000$ m/s
T = 0,6 s.

Cependant, ce résultat n'est obtenu dans cette étude que pour un milieu visco-élastique à amortissement constant, de surcroît assez faible dans le cas présenté (2,5 %). On verra plus loin que plus la déformation d'un sol augmente par suite de l'amplification du mouvement, plus l'amortissement augmente en vertu des propriétés non-linéaires, ce qui tend évidemment à réduire l'amplitude maximum du mouvement.

Il est donc probable que les amplifications réelles seront moindres que celles découlant du modèle.

De même, un amortissement plus important réduirait la durée de la prolongation du signal provoquée par la mise en oscillation libre du bassin alluvial.

Néanmoins, ces remarques ne diminuent en rien l'intérêt de ce modèle pour évaluer les phénomènes d'amplification du mouvement sismique d'après la forme et les dimensions des couches géologiques telles que bassins sédimentaires, remplissages alluviaux et d'une manière générale toutes configurations des couches souterraines irrégulières, et permettre de dégager des critères d'influence simples dont-il faudra tenir compte dans une cartographie de microzonage.

1.2.3. - Effets de la topographie de surface

De même que pour la configuration des couches souterraines, les concentrations d'effets dus aux reliefs ont été constatées lors de séismes et peuvent être simulées par des calculs. Il semble en effet que des phénomènes d'amplification soient favorisés par une irrégularité de surface en particulier lorsque la longueur d'onde prédominante du mouvement sismique approche la dimension de l'irrégularité telle que colline, crête de talus ou bord de falaise, pente ou vallée encaissée. Les futures règles parasismiques 83 doivent proposer des coefficients majorateurs de l'accélération au sol qui découlent de ces singularités topographiques. Les études détaillées sur ces aspects n'ont pas encore été faites, tant les paramètres entrant en compte sont nombreux. On peut citer deux

publications à titre d'exemple :

- Effet d'une colline [15] : d'après une simulation par une méthode aux éléments finis, faite par l'ISMES (Italie) où il apparaît la nécessité de tenir compte de la composante de l'onde hors du plan du modèle bidimensionnel, la composante dans le plan est amplifiée de plus de 2 fois pour la colline de la figure 18.
- Effet d'un canyon [16] : une méthode analytique est développée par H.L. WONG et R.C. JENNINGS pour le cas d'une vallée cylindrique sur laquelle arrive une onde de cisaillement harmonique d'incidence quelconque. Une intégration numérique permet de résoudre le cas d'une vallée de forme quelconque. L'intérêt de ce calcul, dont les principaux résultats d'une simulation de la vallée du barrage de PACOIMA (Californie) sont résumés figure 17, est de montrer que l'amplification est la plus importante lorsque la largeur du canyon est égale à la longueur d'onde (ici pour $T = 0,1$ s). L'incidence de 60° qui est soulignée correspond à celle du séisme de San Fernando dont le foyer était situé à environ 7 miles de profondeur et à une distance épacentrale de 5 miles.

1.2.4. - Réponse dynamique des sols

La réponse des couches de sols a été étudiée de façon très exhaustive par de nombreux auteurs. Deux aspects sont à considérer :

- oscillations d'une couche de période propre : phénomène de résonance,
- amortissement par caractéristiques non linéaires des sols.

Pour étudier la réponse d'une couche de sol, il y a lieu de simplifier le problème en faisant l'hypothèse de propagation verticale d'ondes de cisaillement de composante horizontale dans un milieu viscoélastique. Quelques notions peuvent être rappelées ici (fig. 19).

PERIODE PREDOMINANTE

La notion la plus importante est celle de période propre d'une couche de sol (au premier mode) :

$$T = \frac{4 H}{V_s}$$

La période propre T est proportionnelle à l'épaisseur de la couche H et inversement proportionnelle à la vitesse de propagation des ondes de cisaillement V_s . En clair, plus l'épaisseur de sols meubles est importante, plus la période propre sera élevée. De même en ce qui concerne les caractéristiques des sols, plus un sol sera meuble et peu compact, plus la période propre sera élevée. La figure 20 illustre cette relation.

Pour un sol stratifié, la période propre résultante est la somme des périodes de chaque couche :

$$T = 4 \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{(V_s)_i}$$

d_i = épaisseur de la couche i

$(V_s)_i$ = vitesse des ondes de cisaillement dans la couche i .

Il y a en fait d'autres méthodes de détermination de la période propre qui ne seront pas détaillées ici.

Cette considération sur la période prédominante d'une couche de sol éclaire bien le mécanisme par lequel se produit la modification de la forme du spectre de réponse, entre le spectre du mouvement au rocher et le spectre en surface. Ceci est bien illustré par quelques exemples tirés de publications de SEED [11] et [12]. Alors que l'accélération au sol n'est pas amplifiée, elle peut même être réduite pour les fortes épaisseurs (fig. 21), le spectre en surface est décalé vers les périodes élevées lorsque l'épaisseur des couches augmente (fig. 22). Les exemples les plus caractéristiques sont ceux de Mexico City (période propre 2,4 s) et Bursa en Turquie ($T_s = 1,25$ sec), indiqués sur la fig. 23 en spectres normalisés, c'est-à-dire ramenés à une accélération maximum au sol unitaire.

MODULATION (AMPLIFICATION OU ATTENUATION)

Il est important à ce stade de ne pas confondre :

- *amplification ou atténuation selon les cas de l'accélération maximale au sol : on ne peut conclure à aucune règle générale, l'amplification dépendant essentiellement de la résonance de la couche de sol avec la période prédominante du séisme également de la mise en phase des ondes directes et réfléchies et enfin de l'amortissement fonction du type de sol et de la déformation (non linéarité voir ci-après). Ceci permet de comprendre par exemple les accélérations successivement amplifiées (site n° 1) et atténuées (site n° 3) de la figure n° 21 sans relation directe avec la profondeur du rocher.*
- *modification du contenu fréquentiel : il s'agit du décalage vers les grandes périodes du mouvement sismique lors de la traversée de couches d'épaisseur de plus en plus importantes conduisant à amplifier la réponse, à la surface du sol, des oscillateurs de période élevée. L'exemple de Bursa en Turquie (fig 24, 25, 26) et [13] mérite à ce titre un développement, car il illustre à la fois une amplification de l'accélération et un décalage du spectre, ces deux phénomènes conjugués ayant provoqué l'effondrement d'un bâtiment, pourtant situé à 135 km de la zone épiscopale, dont la période propre coïncidait justement avec celle de la couche de sol.*

AMORTISSEMENT ET PROPRIETES NON-LINEAIRES

La non-linéarité des propriétés des sols en fonction de leur déformation conduit à des amortissements très importants lors de leur réponse à une sollicitation cyclique, réduisant heureusement les amplifications théoriques calculées pour un système élastique.

On connaît l'incurvation de la relation contrainte-déplacement d'un sol, mais on oublie souvent qu'elle est à l'origine d'une perte d'énergie par frottement et donc d'amortissements de plus en plus importants au fur et à mesure que les déformations augmentent. C'est ce que schématise la figure 27 qui représente le phénomène d'hystérésis d'un sol soumis à des cycles de chargement-déchargement de plus en plus grands :

- le module sécant G diminue avec la déformation
- l'amortissement, proportionnel à l'aire de la boucle d'hystérésis, croît avec la déformation*.

Les corrélations qui sont présentées ci-après et provenant de SEED [14] concernent le module de cisaillement G et l'amortissement ξ (voir notations et formule fig. 19) et sont données en fonction de la distorsion de cisaillement γ .

On rappelle que l'amortissement étudié est de type visqueux (viscosité η), alors que dans les sols il serait plutôt lié au frottement. Malheureusement l'expression de ce dernier se heurte à des difficultés mathématiques considérables.

L'amortissement visqueux a également l'inconvénient d'être proportionnel à la vitesse de déformation (terme ω), donc à la période des cycles. On choisit donc une valeur moyenne équivalente pour les périodes les plus significatives d'un séisme (0,5 à 2 sec) et calée à une valeur réelle correspondant à la dissipation d'énergie lors d'un cycle, permettant de la sorte d'au moins respecter le bilan énergétique du système à la fin de chaque cycle (d'après DESPEYROUX-Filliat ch. 19 p. 833).

En pratique, les amortissements dont il est question dans les sols sont couramment compris entre 0,05 et 0,20 pour le domaine des déformations engendrées par les séismes, ce qui permet d'assimiler les pseudo-périodes aux périodes c'est-à-dire de négliger le terme $\sqrt{1-\xi^2}$ dans les expressions analytiques.

Les principaux résultats de l'étude de SEED [14] sur les variations du module de cisaillement G et de l'amortissement ξ peuvent être résumés ainsi :

1°/ Module de cisaillement G sécant (en MPa)

Sables : $G = 6,93 K_2 \sqrt{\sigma'_m}$ (MPa)

σ'_m : contrainte effective moyenne (moyenne des trois contraintes principales)

K_2 : coefficient fonction de la densité relative ou de l'indice des vides et de la déformation de cisaillement γ (fig. 28).

Silts et graviers : le module est égale à 0,6 fois pour les silts et 2 fois la valeur du module du sable pour les graviers.

Argile saturée : $G = K C_u$ (MPa)

C_u : résistance au cisaillement non drainée

K : coefficient fonction de la déformation de cisaillement γ (fig. 29).

* l'amortissement et le module varient en sens inverse comme le montre aussi la relation $\xi = \frac{\eta \omega_D}{2 G}$ (fig. 19).

2°/ Amortissement

Sables : il est influencé par l'état de contrainte et la teneur en eau. Pour obtenir une valeur approchée suffisante dans la plupart des cas, on adoptera les valeurs moyennes données par SEED (fig. 30) en fonction de la déformation de cisaillement γ .

Argiles : les valeurs expérimentales sont peu nombreuses et assez dispersées. On s'en tiendra ici aussi à la courbe moyenne proposée par SEED (fig. 31).

Les déterminations expérimentales des modules et amortissement sont de deux types : en laboratoire par essai cyclique, in situ par méthode géophysique ou essai pénétrométrique avec une corrélation (voir chapitre III, dans la proposition pour El Asnam).

L'importance de la prise en considération de l'amortissement non linéaire est bien illustrée par la figure 32 qui montre la réponse d'une couche d'argile marine à une sollicitation sismique. Sur une épaisseur de 60 mètres, le signal est très atténué, passant d'une accélération maximale au rocher de 0,3 g à 0,1 g au voisinage de la surface. Il est bien sûr inutile de rappeler que le spectre de réponse est fortement décalé. La période prédominante du mouvement au rocher était de 0,5 sec alors qu'elle est de près de 3 sec en surface, de nature à mettre en oscillation de grandes plates-formes, ou créer une grande houle pouvant aller jusqu'au tsunami si les conditions de profondeur de la mer s'y prêtent, c'est-à-dire à proximité de la côte.

1.2.5. - Résumé sur la détermination du mouvement en surface

L'obtention d'un mouvement sismique en surface à partir du mouvement au rocher (lui-même déterminé en 1.1.4.) passe par les étapes suivantes (fig. 33) :

- reconnaissance de la configuration géologique des couches : plongement, épaisseur.
- détermination des propriétés dynamiques des sols, essentiellement V_S (vitesse des ondes de cisaillement), G (module de cisaillement sécant, non-linéaire) et ξ (amortissement, non-linéaire),
- données sur la topographie,
- calcul du mouvement à la surface.

De nombreuses méthodes permettent de calculer la réponse des couches de sol à un mouvement sismique. La plus simple est le calcul direct de la fonction de transfert, c'est-à-dire de l'amplification du déplacement, puis du déplacement maximum à la surface, dans le cas d'hypothèses très simples d'une couche homogène, d'un mouvement ayant atteint un régime permanent, et de propriétés linéaires.

En pratique la non-linéarité des sols, en particulier de son amortissement doit être prise en compte. En outre, le déplacement en surface dépend de la durée du séisme pour amener l'oscillateur à son amplification maximum. On retiendra les modèles de propagation des ondes de cisaillement dans un système viscoélastique, unidimensionnel (SHAKE, CHARSOIL, DCHARM) dont les performances respectives sont illustrées sur la fig. 32, ou bidimensionnel par éléments finis

(QUAD 4) avec prise en compte de la non-linéarité du module et de l'amortissement par itérations successives dans un modèle linéaire équivalent. Le mouvement sismique est discrétisé par pas de temps successifs (voir annexe 3). D'autres programmes plus récents et plus performants sont disponibles, mais restent à notre avis réservés à des études spécifiques et sortent donc du cadre du microzonage où il faut au contraire des programmes simples permettant d'effectuer de nombreux calculs à moindre coût.

2 - EFFETS INDUITS

2.1. - GENERALITES

Le microzonage est la prise en compte des effets locaux d'un séisme. Après avoir étudié les modifications du mouvement sismique, c'est maintenant des phénomènes provoqués par les séismes qu'il est question, c'est-à-dire les mouvements de terrain, glissement, chute de blocs, les tassements, la liquéfaction et l'ouverture de fissures en surface dont il faut étudier les causes afin de cartographier les zones où de tels phénomènes sont susceptibles de se déclencher.

Le plus important de tous est la liquéfaction, car il est spécifiquement lié aux séismes, et peut conduire à déclencher d'autres phénomènes comme glissements de terrain ou tassement.

La liquéfaction a été observée de nombreuses fois au Japon où elle a provoqué la mise à l'état liquide de sols de fondation entraînant l'enfoncement et le basculement d'immeubles entiers. Plus récemment, lors du séisme du Montenegro (15 avril 1979), des secteurs entiers de la côte ont disparu sous les eaux. Les glissements de terrain liés aux séismes ont été observés en Alaska, en Europe et sur le pourtour de la méditerranée, lors des séismes du Frioul, l'El Asnam et du Montenegro.

L'ouverture de crevasses en surface accompagne en général la plupart des grands séismes. La prévision des zones où elles risquent d'apparaître est quasiment impossible, en particulier dans les terrains meubles, à moins qu'elles correspondent à une faille caractérisée en surface, comme la faille de San Andreas.

Un développement sur chacun de ces phénomènes dépasse le cadre de ce rapport. On se contentera de mettre l'accent sur les données qui intéressent le microzonage et éventuellement sur les principales méthodes de calcul.

2.2. - LIQUEFACTION (d'après Article de J.F CORTE du LCPC [17])

DEFINITION : Les sables saturés soumis à des cycles de chargement- déchargement, comme ceux produits par un séisme peuvent se liquéfier, c'est-à-dire perdre toute résistance au cisaillement par augmentation de la pression interstitielle.

SUSCEPTIBILITE : le risque de liquéfaction d'un sol s'apprécie à partir de sa granulométrie, de sa saturation, de sa densité initiale, de la contrainte de cisaillement initiale, de l'intensité de la secousse sismique (accélération) et de sa durée (nombre de cycles).

CORTE propose une méthode simple de détermination de la susceptibilité d'un site à la liquéfaction pour un séisme donné. Cette méthode est fondée sur l'exploitation d'essais de pénétration SPT. Elle est dérivée de la méthode de SEED.

Elle consiste à comparer la contrainte de cisaillement induite par le séisme à la résistance à la liquéfaction du sol en place.

Dans un premier temps, on détermine la valeur du rapport de contrainte cyclique due au séisme τ_{av}/σ'_v en fonction de la profondeur considérée et de l'accélération maximale du sol en surface (d'après SEED [18])

$$\frac{\tau_{av}}{\sigma'_v} = 0,65 \frac{\sigma_v}{\sigma'_v} \frac{a_{max}}{g} r_d$$

- avec :
- σ_v : contrainte verticale totale à la profondeur considérée,
 - σ'_v : contrainte verticale effective à la même profondeur,
 - τ_{av} : contrainte de cisaillement moyenne due au séisme à cette profondeur,
 - a_{max} : accélération maximale du sol en surface,
 - g : accélération de la pesanteur,
 - r_d : facteur correcteur de réduction de la contrainte de cisaillement avec la profondeur, variant de 1 en surface à 0,9 à 10 m de profondeur.

Remarque : Cette relation n'est valable que pour une couche horizontale. Pour un talus la contrainte de cisaillement initiale est supérieure et conduit donc à un terme τ_{av} supérieur.

Puis on calcule la résistance mobilisable par corrélation avec les essais SPT.

On appelle résistance cyclique τ la contrainte de cisaillement provoquant une déformation de 5 % pour un nombre de cycle n . Le tableau ci-dessous reproduit la correspondance entre la magnitude M et le nombre de cycles équivalents n suggérée par SEED :

Corrélation magnitude-nombre de cycles

Magnitude	5 1/2 à 6	6 1/2	7	7 1/2	8
n	5	8	12	15	20

La résistance à la liquéfaction d'un sol à une profondeur donnée, caractérisée par le rapport des contraintes τ/σ'_v est évaluée à partir des valeurs SPT et de la magnitude du séisme considéré, par la relation :

$$\frac{\tau}{\sigma'_v} = A \left(\frac{N}{\sigma'_v + 70} - B \right)$$

- avec
- τ : résistance cyclique du sol en place à la profondeur considérée,
 - σ'_v : contrainte verticale effective à la même profondeur (kPa),
 - N : valeur SPT (nombre de coups pour 30 cm),
 - A : coefficient dépendant de la magnitude.

Coefficient A

Magnitude	5 1/2 à 6	6 1/2	7	7 1/2	8
A	0,66	0,60	0,56	0,53	0,50

B : coefficient fonction de la granulométrie du sol :

$$B = \begin{cases} 0,258 \log_{10} \left(\frac{D_{50}}{0,35} \right) & (D_{50} \text{ en mm}) \\ \text{pour } 0,04 \leq D_{50} < 0,60 \text{ mm} \\ 0,0567 & \text{pour } 0,60 \leq D_{50} < 1,50 \text{ mm} \end{cases}$$

Le risque de liquéfaction s'évalue en comparant $\frac{\tau_{av}}{\sigma'_v}$ et $\frac{\tau}{\sigma'_v}$:

$$\frac{\tau_{av}}{\sigma'_v} > \frac{\tau}{\sigma'_v} \text{ risque de liquéfaction}$$

Diverses courbes illustrent l'étude de susceptibilité à la liquéfaction (figure 34). C. SOYDEMIR [31] a calculé des abaques (fig. 35) à partir de cette méthode pour des sables fins et sables silteux et pour deux magnitudes M = 6 et M = 7. Cette méthode conserve un caractère empirique car, même corrigé de l'influence de la granulométrie (par le paramètre D_{50}), le résultat de l'essai SPT ne peut être qu'un indicateur partiel du comportement des sols.

Néanmoins, cette méthode pourrait être employée en cartographie de microzonage comme un critère de susceptibilité rapide à calculer. Les cas difficiles, en particulier où la différence entre les deux termes est peu marquée, devront toujours faire l'objet d'analyses plus fines, notamment par des essais cycliques en laboratoire.

2.3. - MOUVEMENTS DE TERRAIN

Au cours des grands tremblements de terre, en particulier dans les régions montagneuses, les Andes, l'Italie par exemple, les pertes en vies humaines et les dégâts matériels les plus importants sont beaucoup plus la conséquence de glissements de terrain et d'éboulements de masses rocheuses accompagnant le séisme, que le séisme lui-même. L'étude des mouvements de terrain liés aux séismes mérite un développement à elle seule. Elle fait actuellement l'objet de travaux méthodologiques au BRGM.

Il ne sera rappelé ici que les méthodes courantes de reconnaissance des zones susceptibles d'être affectées par des séismes et de calcul de la résistance à la rupture sous sollicitation dynamique.

Les causes de rupture lors d'un séisme sont multiples :

- amplification du mouvement sismique à proximité des bords de falaise, des pentes et de manière générale en présence d'irrégularités de la topographie,
- accélérations horizontales et verticales augmentant les forces motrices dans un glissement de terrain,
- mobilisation d'une résistance cyclique inférieure à la résistance statique, due en particulier à l'augmentation de la pression interstitielle, pouvant même induire une liquéfaction des sols saturés au sein d'un versant.

Les séismes peuvent réactiver des glissements de terrain anciens ou au contraire déclencher des mouvements de masses stables jusqu'alors. Par exemple, les versants dans des sols légèrement cimentés restent stables dans des conditions statiques même avec des pentes importantes. Sous l'effet des vibrations on assiste à une perte de cohésion par comportement fragile et apparition de contraintes de traction.

D'autre part, tous les séismes n'ont pas les mêmes effets sur les mouvements de terrain. Un séisme proche et de faible magnitude affectera les sols fragiles par une accélération élevée qui détruira la cimentation naturelle même sous une courte durée. Les séismes lointains n'auront d'effet qu'au dessus d'un seuil de magnitude et donc d'une certaine durée à partir de laquelle seront mis en plasticité les sols argileux.

La reconnaissance des zones susceptibles est donc délicate. On peut proposer la démarche suivante :

- inventaire des zones exposées, sur des critères de pente, nature des sols, niveau de nappe,
- analyse de la stabilité aux efforts dynamiques, soit par méthode pseudo-statique, soit par modèle par éléments finis.

La première méthode, pseudo-statique, consiste à majorer les forces agissant sur la masse de sol par un coefficient dynamique. On peut améliorer cette approche simpliste en déterminant également l'accroissement de pression interstitielle dû au mouvement sismique, par exemple par les méthodes d'analyse de la liquéfaction, c'est-à-dire à partir d'essais cycliques de laboratoire.

Des méthodes par éléments finis ont été mises au point pour le calcul de la stabilité des barrages en terre soumis à tremblement de terre. En particulier le programme QUAD 4 permet l'analyse d'une pente, en suivant la procédure suivante :

- détermination de la géométrie de la pente,
- données de sol : module de cisaillement dynamique et amortissement variables en fonction de la déformation,
- mouvement sismique : accélérogramme à la base de la formation meuble,
- calcul des contraintes statiques préexistantes, par modèle aux éléments finis (non-linéaire Loi hyperbolique par exemple),
- calcul des contraintes induites par la sollicitation dynamique (calcul temporel type QUAD 4),
- mesure en laboratoire de la pression interstitielle induite par le même nombre de cycle et sous les mêmes niveaux de contrainte statique,
- en déduire un coefficient de sécurité par un calcul de stabilité statique en faisant entrer les contraintes dynamiques et les pressions interstitielles.

En conclusion, la prévision des glissements de terrain et chutes de blocs provoqués par les séismes sera plus du domaine de l'observation naturaliste que le résultat d'un calcul, ce dernier étant réservé aux cas exceptionnels, grand barrage, grand glissement de terrain sur lesquels on dispose en général, de nombreuses données, tant géotechniques, que dynamiques des sols pour le mener à bien.

2.4. - MOUVEMENT EN SURFACE DES FAILLES

Les séismes s'accompagnent presque toujours d'un rejeu de failles qui se traduit en surface par un décrochement pouvant atteindre plusieurs mètres, par l'ouverture de crevasses ou par des ondulations du terrain naturel. Ces phénomènes peuvent entraîner de graves désordres aux constructions, routes, voies ferrées et ouvrages d'art. Le séisme d'El Asnam (1980) par exemple a été accompagné par un mouvement de faille sur 40 km de longueur avec décrochement maximum de 6 mètres. Mais la prévision de tels phénomènes est en général impossible, sauf dans les cas typiques de failles connues comme actives et bien identifiées. Les méthodes géophysiques et la photo-interprétation peuvent aider à reconnaître les failles dans les autres cas, mais il demeure deux incertitudes : quelles sont les failles actives et selon quelle direction, verticale ou oblique, se propagera la remontée de la fracture du substratum jusqu'à la surface ?

C'est pourquoi, la délimitation de zones à risque de mouvements superficiels est rarement faite, car elle conduirait dans les cas douteux à neutraliser de larges bandes de terrain, incompatibles avec le coût du terrain en site urbain.

Au risque direct de rupture des constructions bâties au droit des failles s'ajoute celui beaucoup plus méconnu de l'effet de la proximité de la source lorsqu'on se trouve sur une faille active. Aucune règle parasismique ne tient compte des caractéristiques du mouvement sismique au voisinage immédiat de la faille.

Plutôt que de neutraliser totalement des zones sensibles, on préférera augmenter la protection parasismique en fonction du risque d'apparition de mouvements de failles. Une cartographie à base de zonage de risque est proposée par CLUFF [10]. Schématiquement, cette classification comporte 6 zones de risque de mouvements en surface, et dans chaque zone on définit le type de construction admis et les reconnaissances approfondies nécessaires à entreprendre, comme par exemple des tranchées avec examen structural, des photos-aériennes avec éclairage d'incidence élevée ou enfin une reconnaissance géophysique.

3 - CARTOGRAPHIE DU MICROZONAGE

L'expression finale du microzonage est une cartographie précise, à l'échelle d'une ville, d'un site à aménager, couramment 1/5 000^e. Les paramètres à représenter sont nombreux et il n'existe pas encore de consensus sur un mode privilégié de représentation. En fait, il n'y a pas une seule façon de traduire les effets d'un séisme, mais au contraire l'usage que l'on veut faire des cartes, guidera le choix des paramètres à donner. Parmi les plus importants on peut citer :

- accélération horizontale maximale au sol ou coefficient d'amplification de l'accélération, de la vitesse ou du déplacement au sol,
- majoration de l'intensité macrosismique,
- période prédominante,
- spectre de réponse au sol en champ libre,
- effets induits : carte de susceptibilité à la liquéfaction, aux mouvements de terrain, aux mouvements de failles en surface.

Quelques exemples de microzonage pour la plupart extraits du dernier congrès de "Earthquake microzonation" 1982 à Seattle illustreront différents types de cartographie. Ces exemples montrent bien les disparités de représentation, à commencer pour les échelles et le figuré (courbes d'isovaleurs ou zones hachurées).

SAN FRANCISCO (Californie) :

Carte d'intensité maximum prévisible (fig. 36) référence [21].

Cette carte permet de moduler les effets d'un séisme, en termes d'intensité macrosismique, en fonction de la géologie et de la distance à la faille de San Andreas. Les intensités sont estimées à partir des observations du séisme de 1906 étendues aux zones non habitées de l'époque par analogie des conditions géologiques. Quelques données supplémentaires ont été enregistrées lors du séisme de 1957, notamment des amplifications locales.

La carte reste qualitative. Elle montre par exemple que le mouvement sismique ne sera pas amplifié au rocher, qu'il le sera modérément sur les alluvions et par contre très amplifié sur les vases (Bay Mud sur le littoral intérieur, par exemple à Sierra Point). Mais l'auteur considère que ses données ne sont pas adaptées à l'élaboration de cartes paramétrées en accélération, vitesse ou déplacement et encore moins en spectre de réponse.

MARIN COUNTY (région de San Francisco-Californie)

Carte des zones de risque sismique (fig. 37) référence [22].

Comme la précédente, cette carte donne des indications qualitatives sur l'augmentation du risque sismique, sur la base des effets géologiques, des risques de rupture de faille en surface et des glissements de terrain qui seraient provoqués par un séisme de magnitude 8 avec un épicentre situé au Nord de la baie de San Francisco. Cette carte est accompagnée d'une notice donnant des recommandations pour la construction. Elle est utilisée par les villes concernées comme base de la réglementation parasismique.

GLENDALE (région de Los Angeles - Californie)

Carte d'amplification (fig. 38) référence [23].

Les deux cartes présentées ne sont pas à proprement parler des microzonages, mais elles font très bien apparaître la difficulté de retenir un critère de représentation en champ libre indépendamment du type de construction projeté. Sur la première carte on a tracé les courbes d'amplification correspondant à l'intervalle de période de 0,05 - 0,16 seconde, celui des périodes propres des immeubles de faible hauteur, sur la seconde au contraire c'est l'intervalle 1,8 - 2,5 s des immeubles de grande hauteur. Les zones d'amplification maximum sont radicalement distinctes, sous la première on compte 30 mètres d'alluvions alors que sous la seconde on en compte 60 mètres.

SAINT LOUIS (Mississippi)

Cartes des accélérations maximales (fig. 39) référence [25]

L'intérêt de ces cartes est leur tracé automatique par ordinateur, permettant la sortie claire et rapide de n'importe lequel des paramètres de l'étude. La figure 39 présente l'accélération maximale horizontale au sol pour un séisme en champ proche, mais les auteurs donnent également des cartes semblables de susceptibilité au glissement de terrain, à la liquéfaction et les vitesses spectrales.

La région du Mississippi a connu les plus violents tremblements de terre de l'histoire américaine en 1811 et 1812 qui modifièrent le paysage et furent ressentis sur les 2/3 des Etats-Unis.

Des études de risque sismique ont donc été entreprises dans cette région fortement peuplée. Le microzonage a plus particulièrement été axé sur la réponse des dépôts sédimentaires plus que sur la géologie habituellement considérée comme la base du zonage. Les paramètres les plus importants sont donc les propriétés dynamiques des sols, la profondeur du rocher, la pente du terrain et la profondeur de la nappe. Chacun est affecté à une maille du découpage géographique qui sert au programme d'ordinateur.

Le séisme de référence provient d'enregistrements continentaux modifiés. La simulation est faite par le programme SHAKE. Le découpage de la zone comporte 4 500 éléments de 120 mètres de côté. L'échelle de la restitution est le 1/24 000.

TOKYO (Japon)

Carte de l'accélération maximale (fig. 40) référence [26]

C'est une carte de présentation analogue à la précédente qui est donnée par les auteurs japonais, mais elle n'est pas tracée par ordinateur. Elle est le résultat d'une compilation de 3 000 sondages rassemblés sur la baie de Tokyo. Les paramètres dynamiques du sol sont obtenus par corrélation avec le pénétromètre SPT, en particulier par la relation :

$$G_0 = N^{0.8}$$

dans laquelle G_0 est le module de cisaillement initial en t/m^2

N la moyenne des SPT dans une couche.

L'amortissement initial est pris égal à 2 %.

L'accélérogramme synthétique servant au calcul, est très simplifié pour éviter un calcul trop particulier. Le spectre est uniforme de 0 à 10 Hz. La modélisation est obtenue par un programme type SHAKE.

Deux types de cartes sont possible, soit par la période fondamentale, soit par l'accélération maximale horizontale au sol pour un accélérogramme de référence calé à 100 cm/s^2 (fig. 40). L'amplification est très faible sur les sols mous (partie est de la carte), résultat connu et présenté par ailleurs (fig. 32).

SHIZVOKA (Japon)

Carte de susceptibilité à la liquéfaction (fig. 41) référence [27]

Le potentiel de liquéfaction est évalué de deux façons différentes : soit à partir de la topographie en faisant une analogie entre des sites où la liquéfaction est apparue lors de récents séismes et des sites de configuration géotechnique semblable, soit à partir d'une relation simplifiée à l'aide du SPT, relation analogue à celle présentée ci-avant. La comparaison des extraits de ces deux cartes et des événements historiques montre le bien fondé de l'analyse par les conditions géotechniques, éléments essentiels d'un bon microzonage. On peut regretter la faible qualité du graphisme de cette carte où les dégradés de ton sont inversés (C et B sur figure 41a).

CARACAS (Vénézuéla)

Carte des dommages et des amplifications (fig. 42) référence [28]

Il ne s'agit pas d'un microzonage, mais d'une carte de dommages d'un séisme réel. Cependant, l'intérêt de cette carte réside dans la démonstration de l'influence de réponse des sols en fonction de l'épaisseur des alluvions conduisant à des dommages affectant différemment les bâtiments selon leur période propre.

La carte permet la confrontation de plusieurs méthodes d'analyse :

- la distribution des dommages subits lors du séisme du 29/07/1967, par une enquête portant sur 120 bâtiments.

Les bâtiments les plus endommagés du centre ville avaient une période propre supérieure à 0,6 sec.

- l'amplification mesurée à certaines stations lors de petits séismes, pour des périodes variant de 0,1 à 2 sec.
- l'épaisseur des alluvions non consolidés et saturés dont la période prédominante moyenne est de l'ordre de 1 seconde.

On peut faire un parallèle entre les périodes prédominantes des alluvions et des bâtiments dans le centre ville où les facteurs d'amplifications sont les plus importants, ils atteignent 6, mais sans oublier qu'ils sont calculés pour des séismes plus faibles, avec donc moins d'amortissement que les séismes destructeurs.

ULCINJ (Yougoslavie)

Carte d'instabilité dynamique potentielle (fig. 43) référence [29]

A la suite du séisme de Montenegro du 15 avril 1979, on s'est aperçu que les sols présentaient de nombreuses ruptures d'origine diverse : liquéfaction le long du littoral, crevasses en surface, chutes de blocs, glissements de terrain, tassements et rotations de fondations de bâtiments. Des études détaillées furent alors menées en géologie, hydrogéologie, mécanique des sols, morphologie, géophysique et sismologie de façon à rassembler les données d'une cartographie détaillée des risques induits.

Ces études ont permis d'évaluer l'accélération maximale prévisible pour une période de retour de 200 ans et de l'utiliser comme paramètre principal du microzonage.

La carte de synthèse reproduite figure 43 est découpée en trois zones :

- S stable,
- MP potentiel d'instabilité dynamique modéré,
- HP potentiel d'instabilité dynamique élevé.

Dans chaque zone des recommandations pour la construction sont données.

SAITAMA (Japon)

Cartes des intensités prévisibles, de la période prédominante et de la susceptibilité à la liquéfaction (fig. 44) référence [32]

Dans la province de Saitama au Japon où l'accroissement de la population est rapide, le besoin s'est fait sentir de développer un programme de mesures préventives afin de réduire l'impact de séisme du type de celui qui a touché la ville de Niigata en 1964. La première étape de ce programme a été d'établir des cartes de susceptibilité des sols aux séismes de façon à planifier l'extension des zones urbaines.

Le support de ces cartes est une synthèse géologique et géotechnique, établie à l'aide de 7 000 sondages existants, qui a permis de découper la province en zones rattachées à l'un des 60 types de terrain, classé selon les combinaisons de couches et l'épaisseur. Des reconnaissances plus spécifiques (SPT, log P-S, essais dynamiques en laboratoire) ont été entreprises sur un échantillonnage représentatif de 10 sites.

Par calcul des fonctions de transfert (amplification en fonction de la fréquence), le classement a été réduit à 12 configurations des terrains d'amplification analogue. La procédure classique de microzonage a ensuite été suivie :

- calcul de l'accélération et des caractéristiques du signal sismique au rocher, pour 3 provenances de sources, à l'aide de lois d'atténuation calées sur des séismes antérieurs et modifiées pour prendre en compte les effets de surface sur le lieu du séisme,
- calcul de la réponse en surface avec un modèle de propagation - réflexion appliqué à chacune des 12 configurations types pour trois accélérogrammes (Hachinohe et El Centro),

- report des résultats sur les 3 819 mailles élémentaires de la carte pour faire ressortir

- 1) - les intensités prévisibles (carte non représentée sur la fig.44),
- 2) - les périodes prédominantes,
- 3) - la susceptibilité à la liquéfaction.

KUMAMOTO (Japon)

Carte de microzonage établie à partir de l'enregistrement des vibrations transmises par le sol (Fig. 45) référence [33]

Cette carte est une illustration de la méthode de microzonage mise au point par les Japonais à partir de l'écoute des vibrations transmises par le sol qui permet de caractériser les fréquences de résonance des couches meubles. La ville de Kumamoto repose sur des alluvions épaisses associées à des manifestations volcaniques.

Les vibrations sont mesurées par un sismomètre, puis un microprocesseur permet le calcul du spectre de Fourier.

Ces spectres sont ensuite classés d'après leur période prédominante en 8 spectres-types (fig. 45a) couvrant le domaine 0.15 à 0.65 secondes (méthode de Kanai).

Les terrains sont alors rattachés à l'un ou l'autre de ces spectres et finalement regroupés en trois types :

- I - rocher
- II - terrasse sableuse, graveleuse (II' : sous-groupe)
- III - dépôt alluvial, plus de 30 mètres d'épaisseur.

La carte de microzonage qui en résulte n'est malheureusement pas très claire, les zones hachurées n'étant pas explicitées.

CHAPITRE III

PROPOSITION POUR UNE METHODOLOGIE DE MICROZONAGE SISMIQUE

INTRODUCTION

Le microzonage sismique peut difficilement être absolu. En effet, il ne peut pas s'étudier indépendamment des caractéristiques des séismes, qui sont du ressort de l'aléa sismique dont l'objet est de définir le niveau de sismicité et les caractéristiques du mouvement sismique en fonction de la source, de la propagation des ondes et de la période de retour choisie. De même, le microzonage ne peut pas se limiter à une cartographie faisant abstraction des constructions : il doit donc comporter des recommandations à l'usage des urbanistes, architectes et bureaux d'études.

La méthodologie proposée ci-après tient donc compte de tous les éléments cités ci-dessus. Elle a été élaborée lors de la réponse à l'appel d'offres international lancé en 1982 par l'Algérie pour le microzonage sismique de la ville d'Ech Cheliff (Ex - El Asnam : séisme de 1980, ex-Orléansville : séisme de 1954). L'originalité de cette consultation était de demander d'intégrer le microzonage à une étude de sismicité très complète et de déboucher sur des propositions concrètes concernant les bâtiments, les réseaux et la voirie, les ouvrages d'art.

L'exposé ci-après ne retiendra que les points essentiels de cette proposition d'étude.

1 - MODELE D'ALEA SISMIQUE SUR LA REGION DU MICROZONAGE

Les cinq étapes conduisant aux cartes d'aléa sismique sur une région donnée sont rappelées brièvement :

- 1 - **bilan de la sismicité** dans un domaine plus vaste que la région étudiée ; ce bilan fondé sur les données de sismicité historique et instrumentale permet de constituer un catalogue des séismes connus dans domaine, rassemblant leurs principales caractéristiques (date, localisation des épicentres, profondeur focale, intensité épicentrale, magnitude, etc..),
- 2 - **synthèse sismotectonique** régionale dans le même domaine, résultant de la confrontation des données de sismicité et du cadre structural (au sens large) ; cette synthèse permet d'individualiser des zones-sources ou zones sismogènes au sein de ce domaine, selon un ou plusieurs schémas,
- 3 - **étude de l'activité de chaque zone sismogène**, c'est-à-dire détermination des paramètres de fréquences (loi de distribution des événements dans le temps) et de la loi de distribution en magnitude,
- 4 - **modèle d'atténuation** des effets d'un séisme, exprimés sous forme d'intensité macrosismique ou de paramètres du mouvement sismique, depuis chaque zone-source vers la région étudiée,
- 5 - **élaboration des cartes de l'aléa sismique pour la région considérée** ; la démarche proposée s'appuie sur un outil de calcul élaboré au BRGM à partir de la méthode développée au MIT par CORNELL et du programme de calcul publié par Mc GUIRE. Ces cartes donnent des fourchettes de valeurs en fonction des différents découpages en zones sources étudiés.

Ces cartes sont à 1/500 000 ème ou 1/1 000 000ème.

2 - ANALYSE DES DONNEES EXISTANTES

Cette synthèse s'effectue cette fois à l'échelle locale du microzonage et non plus sur un plan régional comme l'aléa sismique, à l'exception de la géologie qui devra déborder largement le site concerné pour comprendre les grandes unités géologiques et les accidents tectoniques régionaux.

2.1. - DONNEES GEOLOGIQUES (*lithologie - cadre structural*)

On s'attachera plus particulièrement à reconnaître les limites des formations géologiques qui pourraient conduire à des modifications du mouvement sismique telles que celles du socle, des roches sédimentaires, des dépôts récents.

On fera appel à l'interprétation des photos aériennes qui mettent en évidence les tracés des fractures, les faciès morfo-géologiques, les formations superficielles, les arrachements, glissements, ruptures de pentes brutales ...

Les cartes géologiques, les sondages existants et toutes les études géologiques seront exploitées de façon à déboucher sur une première cartographie géologique en utilisant les fonds topographiques disponibles et qui servira de base à la synthèse des données qui suivent :

2.2. - DONNEES HYDROGEOLOGIQUES

On rassemblera toutes les informations relatives aux nappes, leurs fluctuations et les caractéristiques des aquifères.

2.3. - DONNEES GEOTECHNIQUES

L'exploitation d'études de fondation, de sondages, d'essais de laboratoire, d'essais in situ, de synthèses régionales et éventuellement de cartes géotechniques sur la région permettra de commencer une première classification des terrains en fonction de leurs propriétés physiques et mécaniques et de rechercher des corrélations entre paramètres avec des sols déjà étudiés en dynamique.

2.4. - DONNEES GEOPHYSIQUES

On recherchera si des campagnes géophysiques n'ont pas été faites sur le site, en particulier sismique-réflexion profonde très précieuse pour la connaissance du toit du rocher et du tracé des principales failles.

3 - TRAVAUX DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE

Sur le terrain, les travaux seront plus ou moins importants selon les données disponibles.

3.1. - LEVES GEOLOGIQUES ET STRUCTURAUX

Au cours de ces levés, l'accent sera mis sur la stratigraphie et la lithologie des formations superficielles, ainsi que sur les indices de déformations récentes éventuelles (néotectonique).

On recherchera également à reconnaître les principaux accidents, leur orientation, leur tectonique et leur relation avec les autres structures.

Si les affleurements ne fournissent pas suffisamment d'observations de bonne qualité, on pourra creuser des tranchées de reconnaissance sur le passage des accidents les plus importants ou faire exécuter des sondages courts à la moto-tarière pour l'identification rapide des formations superficielles.

Enfin, on relèvera les zones susceptibles d'être affectées de *glissement de terrain*, de phénomènes de *liquéfaction* à partir d'indices décrits au chapitre précédent.

3.2. - RECONNAISSANCES COMPLEMENTAIRES

En cas d'insuffisance de données sur la profondeur du substratum, le niveau de la nappe, la nature et les propriétés géotechniques des formations superficielles on pourra bâtir un programme de reconnaissance adapté au microzonage, c'est-à-dire, qu'il devra également permettre de caractériser les propriétés dynamiques des sols.

Cette reconnaissance sera constituée de :

- sondages carottés d'une profondeur suffisante pour atteindre le substratum, avec prélèvement d'échantillons intacts pour les essais dynamiques, diagraphie pour un profil de densité servant de calage des sondages destructifs. La densité est en effet un paramètre essentiel d'une étude dynamique. Les sondages seront équipés de piézomètres.
- sondage destructif, en complément des premiers pour augmenter le nombre de points sur la profondeur du substratum. On enregistrera de préférence les paramètres de foration, vitesse d'avancement et effort sur l'outil, pression de l'eau de refroidissement. On y réalisera également une diagraphie.
- Essais pénétrométriques, soit dynamique, soit SPT, ce dernier ayant l'avantage en dynamique des sols d'avoir été largement utilisé par les Américains et les Japonais et donc de disposer de nombreuses corrélations en particulier pour l'étude de la liquéfaction.
- Géophysique : les méthodes sont nombreuses, on citera celles qui présentent l'avantage de donner des paramètres dynamiques : sismique-réfraction donnant la vitesse de propagation des ondes P (les ondes S pourront s'en déduire par corrélation sur v , coefficient de Poisson). Log sonique en sondage, soit par transparence entre deux sondages rigoureusement parallèles, soit entre un point du sondage et la surface. Les autres méthodes courantes de géophysique pourront être employées : résistivité, microgravimétrie, électro-magnétisme (recherche des grands accidents tectoniques).
- Essais de laboratoire : tous les essais courants de la géotechnique, particulièrement les identifications granulométrie, densité.

3.3. - MESURE DES PROPRIETES DYNAMIQUE DES SOLS

De nombreux essais cités ci-dessus permettent la mesure du module de cisaillement G , la géophysique par exemple dans le domaine des petites déformations. Mais aucun n'appréhende directement la mesure des propriétés non-linéaires des sols telles que l'amortissement. Des essais cycliques en laboratoire sont alors nécessaires et s'imposent, malgré leur difficulté, pour quelques sols

types, quitte ensuite à procéder par corrélations avec les essais d'identification pour les autres échantillons.

Le tableau ci-après résume les domaines de mesure, exprimés en déformation de cisaillement, des différents essais in-situ et de laboratoire :

DEFORMATION DE CISAILLEMENT (en %)	10 ⁻⁴ 10 ⁻³ 10 ⁻² 10 ⁻¹ 1 10					
	-----		-----		-----	
Phénomène	vibrations dues à la propagation des ondes		fissures de mouvements différentiel		glissements de terrain, tassement, liquéfaction	
Comportement	élastique		élastique plastique		rupture	
paramètres en jeu	module de cisaillement, coefficient de poisson, amortissement				angle de frottement interne, cohésion	
géophysique	-----					
vibration in situ			-----			
essai de chargement cyclique			-----			
colonne résonante triaxial cyclique	-----		-----			

d'après S. PRAKASH et V.K. PURI [30]

4 - ETUDE DYNAMIQUE DES SOLS

Le présent rapport a décrit les différentes méthodes de calcul de la réponse des sols. Il reste maintenant à adopter une méthode simple pour les nombreux calculs que demande la cartographie fine d'un paramètre de microzonage (coefficient d'amplification en surface par exemple).

On a vu que les modèles uni-dimensionnels étaient les plus répandus (SHAKE en particulier) et répondaient bien au caractère non-linéaire des sols. Ils permettent donc un grand nombre de calculs, mais ils ne prennent pas en compte les effets de configuration des couches souterraines ni la topographie de surface.

C'est donc ici qu'intervient la part de jugement de l'ingénieur qui disposera d'un côté, d'un premier zonage géotechnique et de l'autre, de nombreux modèles de calcul. A notre avis une confrontation sera nécessaire entre les modèles et l'interprétation s'appuiera d'abord sur le contexte géotechnique.

Il faut donc prévoir un calcul uni-dimensionnel par unité géotechnique, c'est-à-dire possédant les mêmes caractéristiques de sols ainsi que les mêmes conditions d'épaisseur, de profondeur de nappe, de topographie. Ensuite, quelques simulations bidimensionnelles, en travers de vallées, et collines par exemple donneront les corrections à apporter pour les effets de volume, de surface, de pente et d'irrégularités topographiques.

Les accélérogrammes de calcul seront soit des accélérogrammes réels, retouchés pour les adapter à la sismicité de la région, soit des accélérogrammes synthétiques, de préférence simplifiés et à spectre de réponse simple si l'on veut faire des analyses paramétriques, c'est-à-dire étudier l'influence de la variation de telle ou telle donnée mal connue.

Enfin, on analysera la susceptibilité à la liquéfaction et au glissement de terrain des zones précédemment repérées lors des levés de terrain. Il serait en effet impossible d'étudier à priori ces phénomènes, sans avoir au préalable reconnu les zones potentiellement sensibles.

5 - CARTOGRAPHIE DE SYNTHESE

La représentation du microzonage est complexe, comme on a pu le voir par les quelques exemples présentés. On cherchera à superposer les différents paramètres du mouvement sismique à une cartographie géotechnique de base de manière à mettre en évidence la concordance des limites de zone.

Les paramètres sismiques les plus utilisés en microzonage seront :

- majoration des effets d'un séisme, en terme d'intensité maximum prévisible,
- accélération maximale probable au sol (PGA) qui représente l'ordonnée des spectres de réponse, calculés par le programme SHAKE, ou éventuellement la vitesse maximale probable (PGV) moins utilisée mais qui est donnée directement par un calcul de type CHARSOIL,
- susceptibilité à la liquéfaction par la méthode rapide de SEED,
- risques de glissements de terrain, mouvements en surface de failles, essentiellement estimés par observations de terrain, de photos aériennes et de relevés structuraux.

D'autres paramètres moins fréquemment représentés en microzonage pourront être donnés :

- période prédominante du sol,
- spectres de réponse-types par zone en champ proche et en champ lointain,
- accélérogramme de référence au sol par zone, en séisme proche ou lointain.

6 - RECOMMANDATIONS POUR LA CONSTRUCTION

Les cartes de microzonage seront accompagnées de notices donnant des recommandations précises à appliquer dans chaque zone concernant :

- le plan d'occupation des sols

Le microzonage doit donner les lignes directrices pour les plans d'aménagement et d'urbanisme, en intégrant bien sûr les données démographiques, économiques et sociales et en tenant compte des objectifs de planification à l'avenir.

Par exemple, le microzonage pourra attribuer certains secteurs très sensibles à des espaces verts, d'autres à des constructions basses en fonction de la période de réponse des sols, d'autres enfin, à des centres urbains où les risques seront moindres.

- Conception et construction des bâtiments

Les recommandations porteront sur les principes de conception d'une architecture parasismique, choix de structure en fonction des sollicitations attendues de la part du sol de fondation, dimensions à respecter et éventuellement principes de calcul.

Sur le territoire métropolitain de la France, ces règles de construction sont contenues dans les règlements parasismiques, le microzonage fixera les valeurs des coefficients à prendre dans les calculs (fig. 45 : spectres des règles PS 83 et conditions de sol). Il pourra même éventuellement donner de façon spécifique en chaque zone :

- un spectre de réponse différent du spectre standard pour des conditions de site très particulières,
- un coefficient d'interaction sol-structure,
- une accélération maximale horizontale au sol et le cas échéant la composante verticale,
- Dispositions pour réseaux, conduites, ouvrages d'art

Recommandations sur les tracés souhaités, les zones à éviter telles que celles susceptibles d'être affectées par des décrochements de failles, glissements de terrain tassements différentiels pouvant entraîner des ruptures de conduite (remblais par exemple).

En conclusion, l'intérêt du microzonage est évident en zone urbaine où les effets d'un séisme dépassent le cadre d'une simple protection des bâtiments et donc des personnes, mais peuvent concerner aussi toute l'infrastructure nécessaire à la vie collective, dans ses besoins en eau, électricité, gaz et voies de communication.

REFERENCES CITEES DANS LE TEXTE
(par ordre d'apparition)

MOUVEMENT AU ROCHER

- [1] **SCHNABEL, SEED (1972)** : Acceleration in Rock for Earthquakes in the Western United States - Report EERC 72-2
- B.A. BOLT (1982)** : Methods of Estimating Attenuation and Effective Peak Acceleration in the Near Field - Third International Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28-July 1, 1982.
- [2] **N.C. DONOVAN (1982)** : Strong Motion Attenuation - A Critique - third International Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA June 28-July 1, 1982.
- [3] **D.L. BERNREUTER (1977)** : A Geophysical Assessment of Near-Field Ground-Motion and the Implications for the Design of Nuclear Installations - Lawrence Livermore Laboratory.
- [4] **B. et G. MOHAMMADIOUN (1980)** : Analyse des données sur les mouvements forts actuellement disponibles au DSN/SESRS/BERSSIN (CEA). Rapport technique SESRS n° 15, mars 1980.
- [5] **H.B. SEED, I.M. IDRIS, F.W. KIEFER (1969)** : Characteristics of Rock Motions During Earthquakes, JSMD, ASCE.
- [6] **G.W. HOUSNER (1965)** : Intensity of Earthquake Ground Shaking Near the Causative Fault - Proceedings 3rd World Conference on Earthquake Engineering, New Zealand, Vol. 1.
- [7] **S.D. WERNER, H.S. TS'AO (1977)** : Development of Ground Response Spectra From Site Mercalli Intensities - 4th Int. Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology - San Francisco USA - 15-19 August 1977.
- [8] **V. KARNIK (1969)** : "Seismicity of the European Arca". Part. 1 : D. REIDEL Publ. Cy, Dordrecht.

MOUVEMENT EN SURFACE

- [9] **K. SEO et H. KOBAYASHI (1982)** : "The Influence of Ground Structure on Earthquake Ground Motions - third Int. Earthquake Microzonation Conference Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.
- [10] **I. IDRIS, J. LYSMER, R. HWANG, H.B. SEED (1973)** : "QUAD 4" : A Computer Program for Evaluating the Seismic Response of Soil Structures by Variable Damping Finite Element Procedures - EERC Report 73-16.
- [11] **J. LYSMER, H.B. SEED, P.B. SCHNABEL (1971)** : "Influence of Base-Rock Characteristics on Ground Response" Bulletin of the Seismological Society of America - vol. 61, N° 5, pp. 1213-1331. Oct. 1971.
- [12] **H.B. SEED, C. UGAS, J. LYSMER (1976)** : "Site-Dependent Spectra for Earthquake - Resistant Design". B. of the S.S. of A - vol. 66 n° 1 pp. 221-243 - Feb. 1976.

- [13] S.S. TEZCAN et H.B. SEED (1977) : "Resonant Period Effects in the Gediz, Turkey Earthquake of 1970" - Earthquake Engineering and Structural Dynamics, vol. 5, 157-179.
- [14] H.B. SEED et I.M. IDREISS (1970) : "Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analyses" EERC Report 70-10.
- [15] A. CASTELLINI, A. PEANO, L. SARDELLA (1982) : "Seismic Response of Topographic Irregularities.
- [16] H.L. WONG, P.C. JENNINGS (1975) : "Effects of Canyon Topography on Strong Ground Motion" - Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 65, N° 5, pp. 1239-1257 - October 1975.
- [20] P.Y. BARD, J.L. DURVILLE, J.P. MENEROUD (1983) : "Amplification des ondes sismiques : influence des conditions géologiques locales" bulletin de liaison des LPC - n° 123, janvier février 1983.
- [24] I.M. IDRIS, R. DOBRY, E.H. DOYLE, R.D. SWIGH (1976) : "Behavior of Soft Clays Under Earthquake Loading Conditions" - Offshore Technology Conference : Dallas Texas.

EFFETS INDUITS :

- [17] J.F. CORTE (1982) : "Liquéfaction et essais de pénétration SPT" - bulletin de liaison des LPC n° 122 - Novembre Décembre 1982.
- [18] H.B. SEED, W.H. PEACOCK (1971) : "Test Procedures for Measuring Soil Liquefaction Characteristics". Journal of SMFD, ASCE, vol. 97, n° 1M 8, août 1971.
- [19] L.S. CLUFF, M.R. NICCUM, G.E. BROGAN, K.M. CLINE (19) : "Surface Fault Hazard Zoning : Methods for Regional Planning and for Specific Site Investigations.
- [31] C. SOYDEMIR (1982) : "Liquefaction and Related Effects For Microzonation" - Third Int. Earth. Microz. Conf. - Seattle June 28- July 1, 1982.

CARTOGRAPHIE :

- [21] R.D. BORCHERDT, J.F. GIBBS, T.E. FUMAL (1979) : "Progress on Ground Motion Predictions for the San Francisco Bay Region, California" Geological Survey Circular n° 807.
- [22] W.J. KOCKELMAN, E.E. BRABB (1979) : "Examples of Seismic Zonation in the San Francisco Bay Region" - Geological Survey Circular n° 807.
- [23] W.W. HAYS, S.T. ALGERMISSEN (1982) : "Problems in the Construction of a Map to Zone the Earthquake Ground - Shaking Hazard". Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.
- [25] R.W. STEPHENSON, J.D. ROCKAWAY (1982) : "Soil Response Microzonation of Saint Louis - Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.

- [26] Y. SUGIMURA, I. OHKAWA, K. SUGITA (1982) : "A Seismic Microzonation Map of Tokyo" - Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.
- [27] T. IWASAKI et AL. (1982) : "Microzonation for Soil Liquefaction Potential Using Simplified Methods" - Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.
- [28] A.F. ESPINOSA, S.T. ALGERMISSEN (1973) : "Soil Amplification Studies in Areas Damaged by the Caracas Earthquake of July 29, 1967". NOAA Technical report ERL 267 ESL 30 - Contribution to seismic zoning.
- [29] K. TALAGONOV, J. PETROVSKI, D. ALEKSOVSKI (1982) : "Seismic Microzoning According to Dynamic Stability of Soil Media" - Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.
- [30] S. PRAKASH, V.K. PURI (1981) : "Dynamic Properties of Soils Form In-Situ Test" - J. of Geot. Div. ASCE July 1981 - vol. 107, GT 7.
- [32] E. SHIMA, T. IMAI (1982) : "The Estimation of Strong Ground Motions Due to the Future Earthquakes - A Case Study For Saitama Prefecture, Japan." Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.
- [33] A. TANAKA (1982) : "Development for Classification Method of Surface Ground Conditions by Dynamic Properties From Kanai's Alicrotremors Observation"- Third Int. Earthquake Microzonation Conference - Seattle USA - June 28 - July 1, 1982.

FIGURES

Carte du risque sismique à 1/1000000. Intensités bicentennaires.
(découpage en zones sources n° 2)

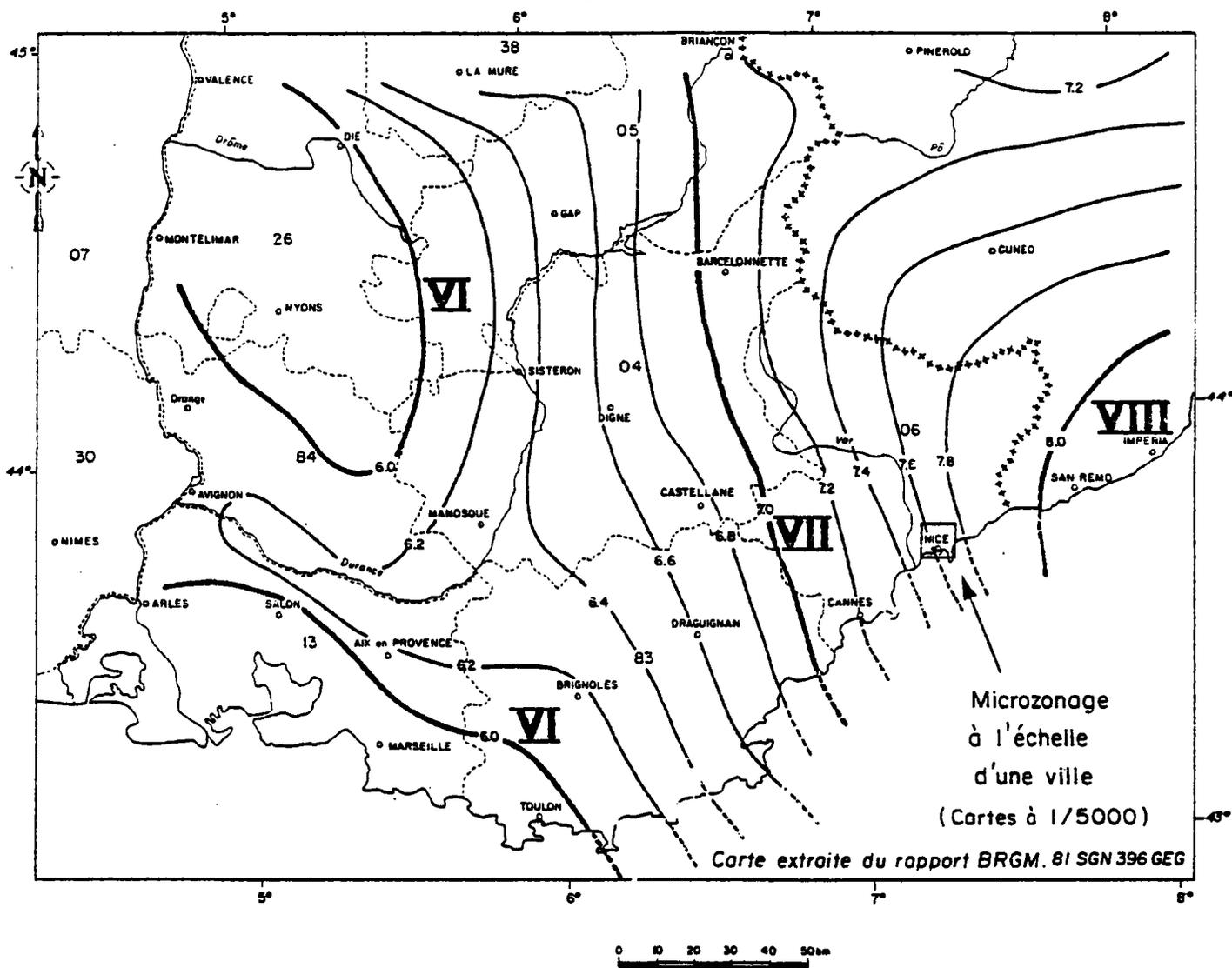


Fig. 1 : Aléa sismique et microzonage :

- la carte de risque (ou aléa) sismique permet de choisir un niveau de séisme de référence
ici intensité bicentenaire VII - VIII à Nice correspondant approximativement au niveau de protection parasismique souhaité par les règles PS
- la carte de microzonage à l'échelle de la ville donne les variations de ce niveau de référence dues aux conditions locales (topographie, vallée alluviale, pentes...) et les phénomènes naturels susceptibles de se déclencher (Liquéfaction, tsunami en mer, glissement de terrain, ...)

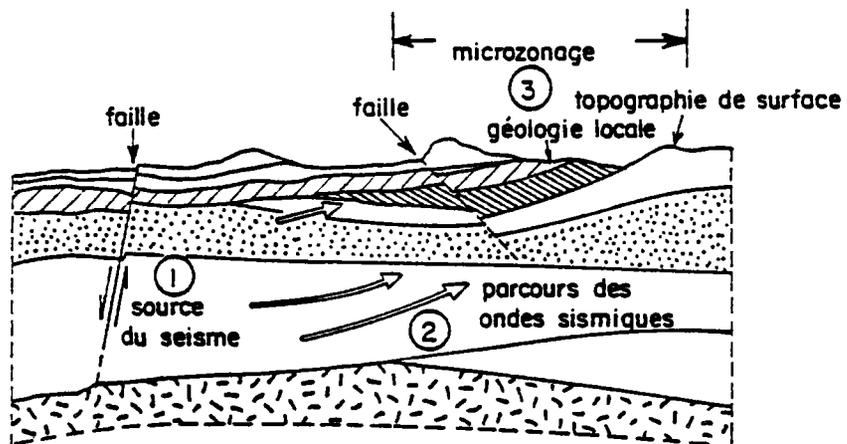


Fig. 2 : Schéma montrant la décomposition d'un séisme en :

- ① mécanisme de la source
- ② parcours des ondes sismiques
- ③ conditions locales (microzonage)

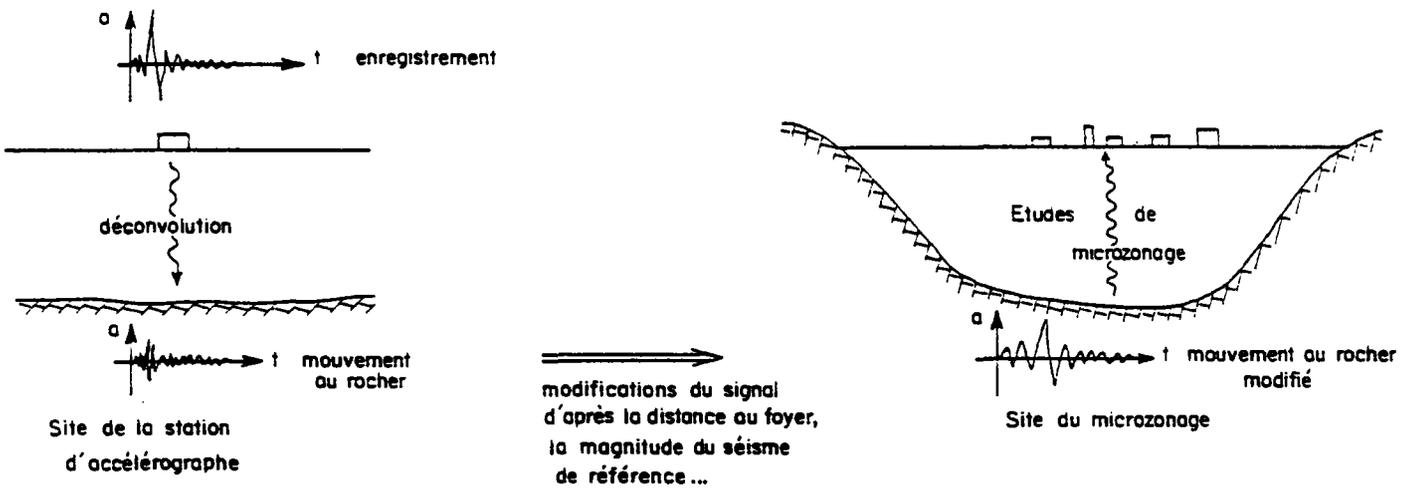
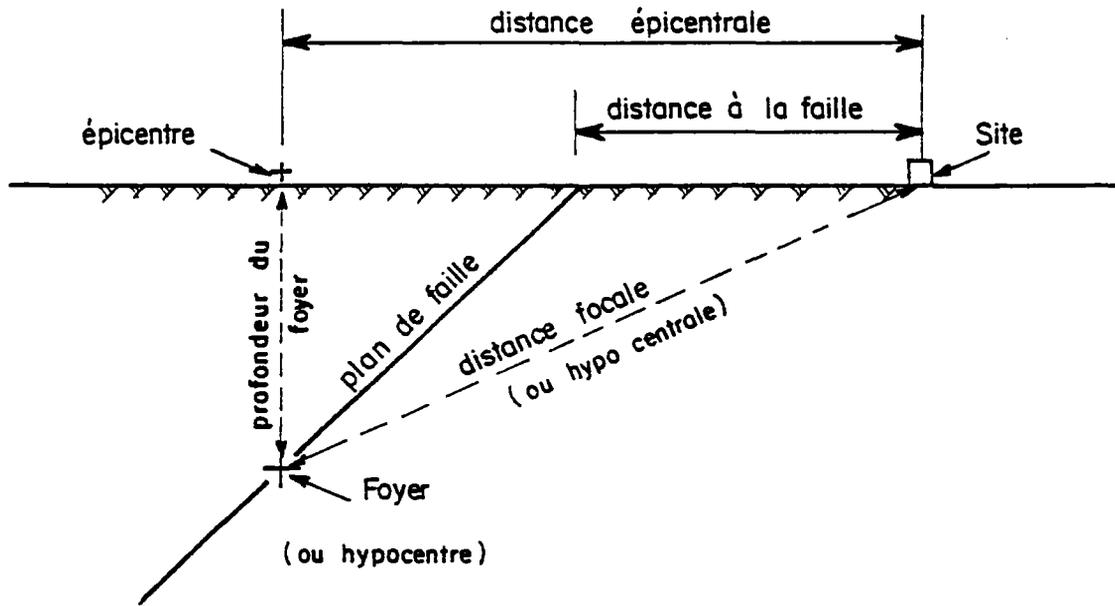
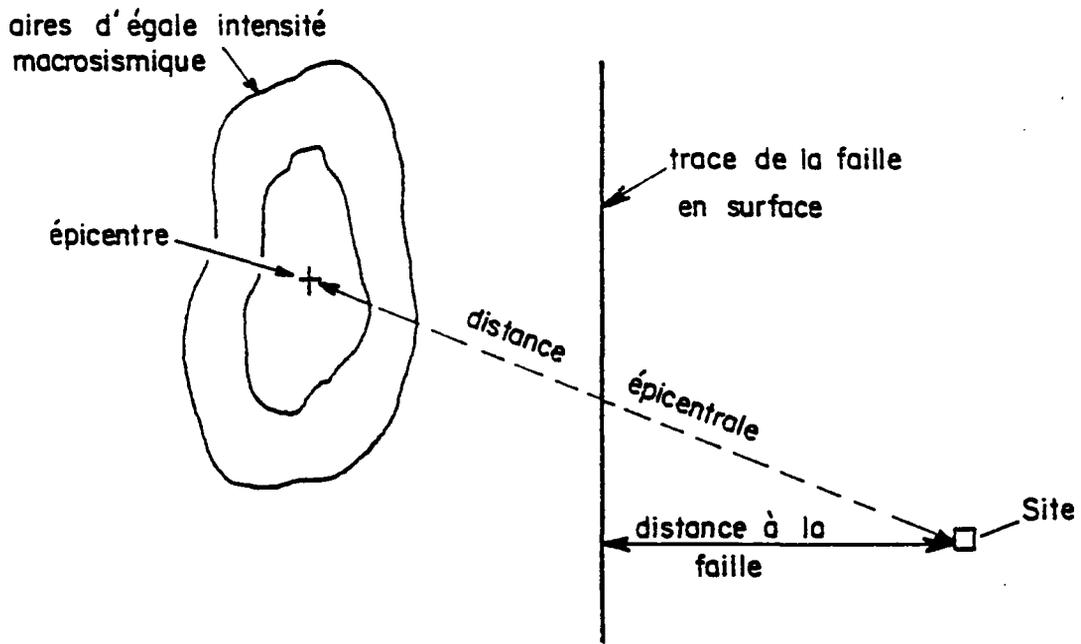


Fig. 3 : Etablissement d'un mouvement sismique au rocher sur le site du microzonage à partir d'enregistrements de séismes



COUPE VERTICALE



VUE EN PLAN

Fig. 4 : Positions relatives d'un site par rapport à l'épicentre et à la faille qui a provoqué le séisme

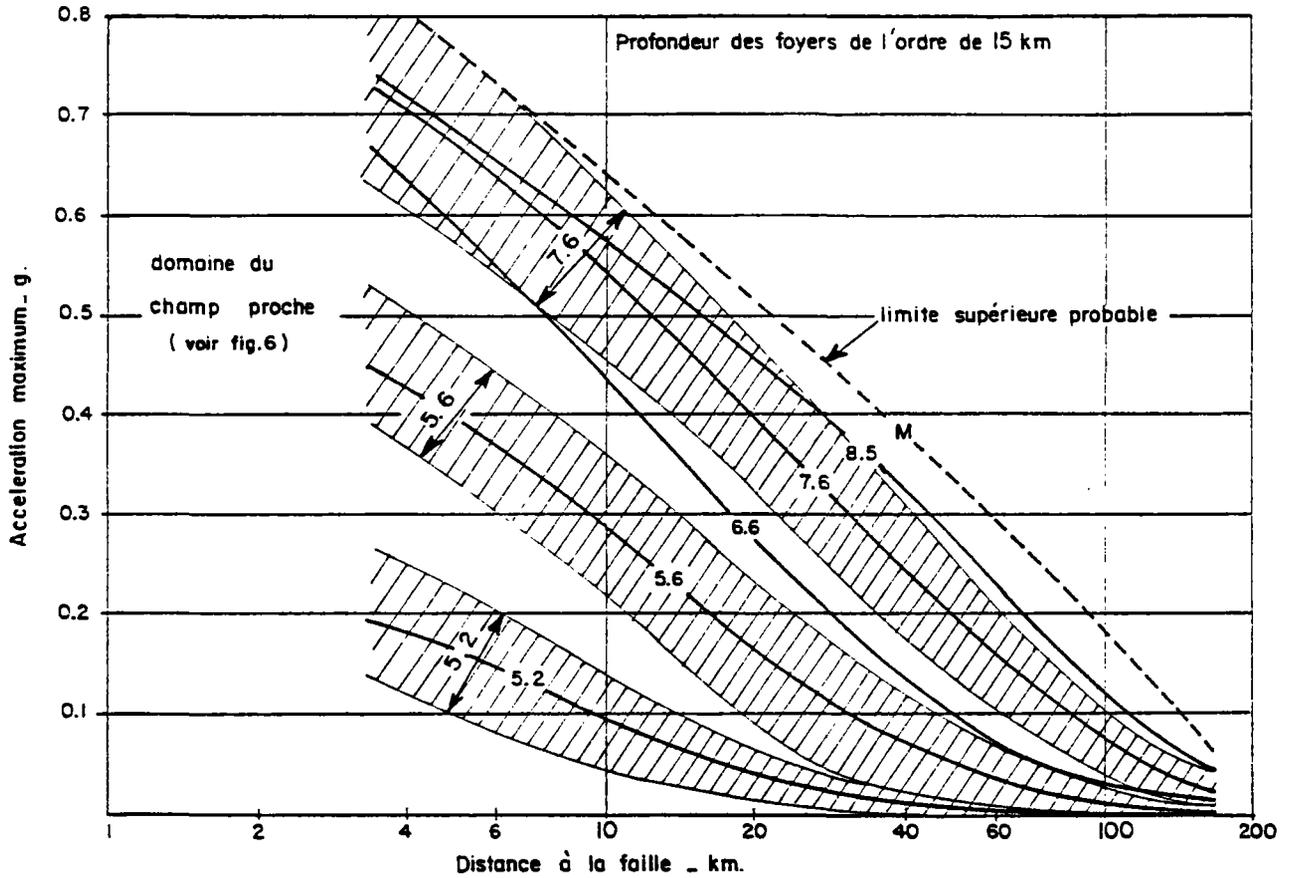


Fig. 5 : Lois d'atténuation : accélération maximale au rocher - distance à la faille pour diverses magnitudes, établies à partir d'enregistrements de séismes Ouest-Américains - SEED [1]

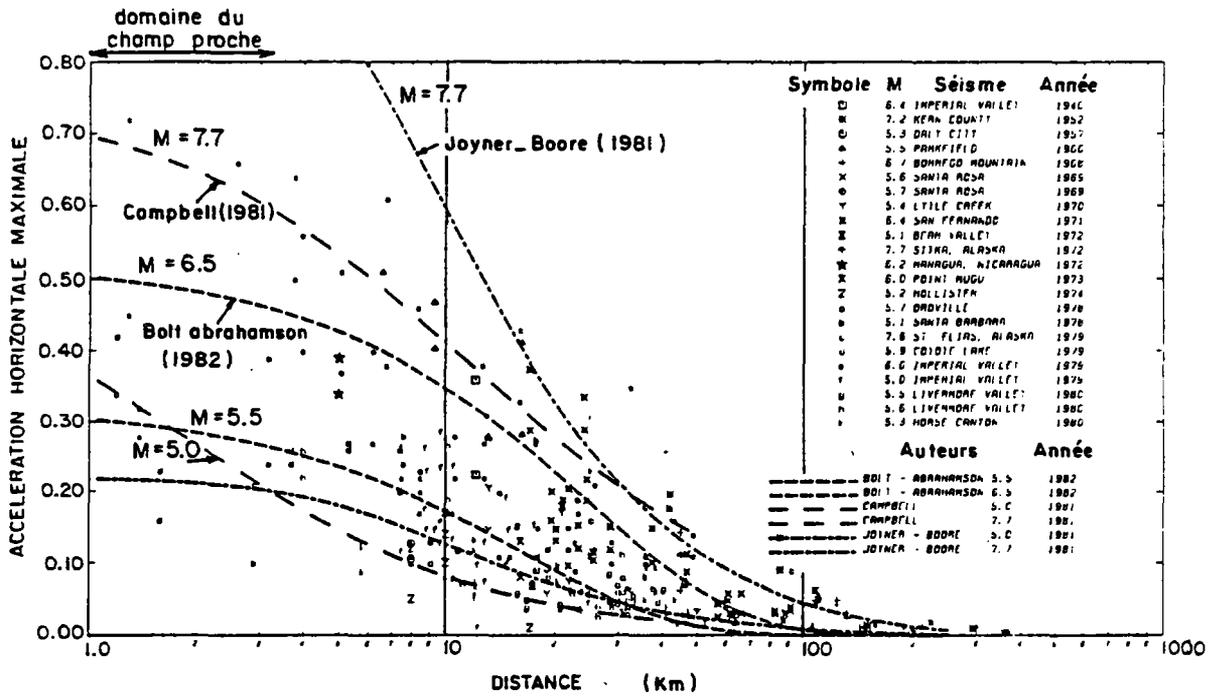


Fig. 6 : Synthèse effectuée par N.C. DONOVAN (1982) [2] sur les lois d'atténuation accélération - distance proposée par divers auteurs à partir de séismes Ouest-Américains - tentative de corrélations pour le champ proche

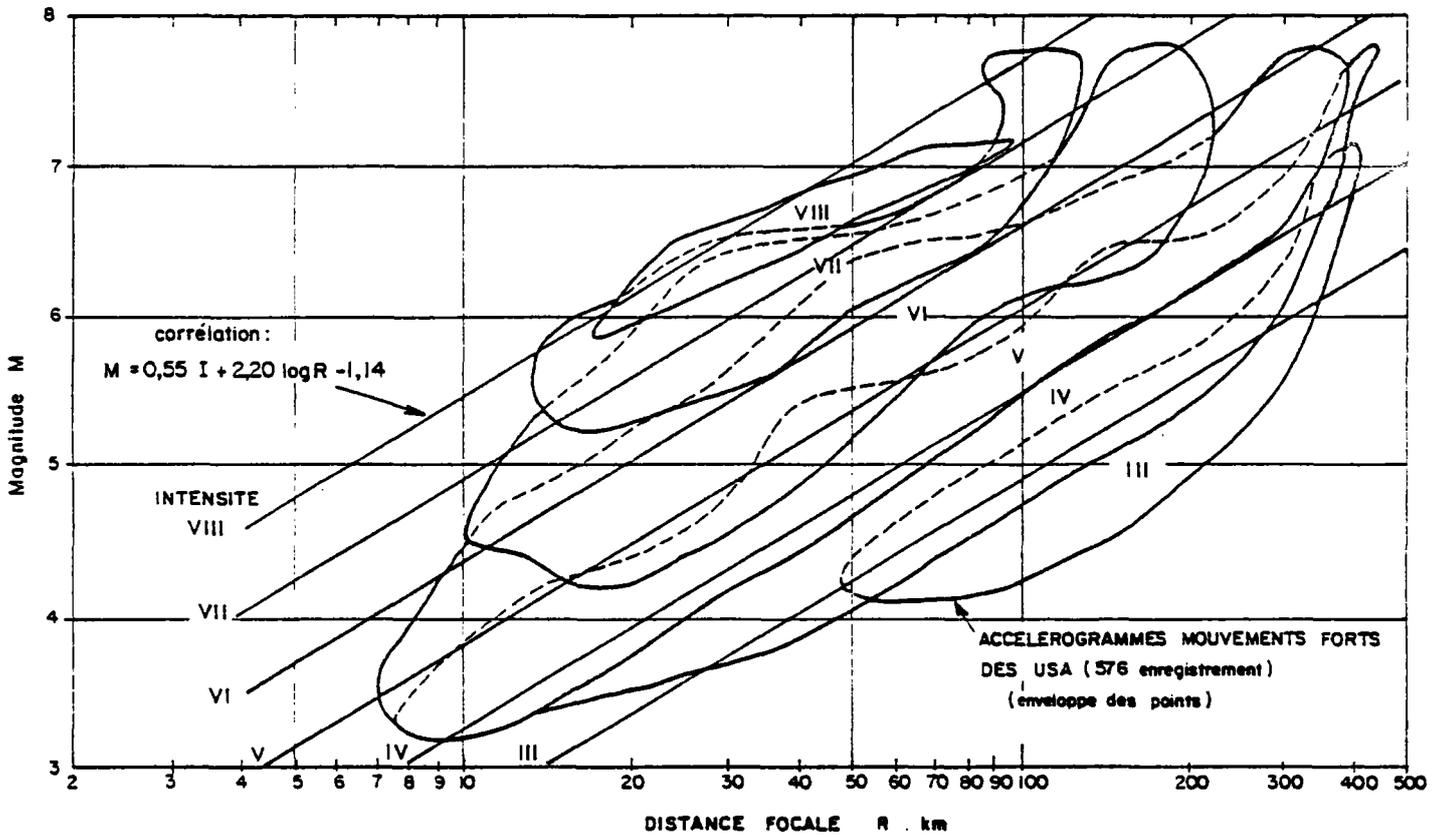


Fig. 7 : Corrélation entre la magnitude, la distance focale et l'intensité macrosismique observée au site de l'enregistrement de séismes Nord-Américains - d'après synthèse de B. et G. MOHAMMADIUM (1980)

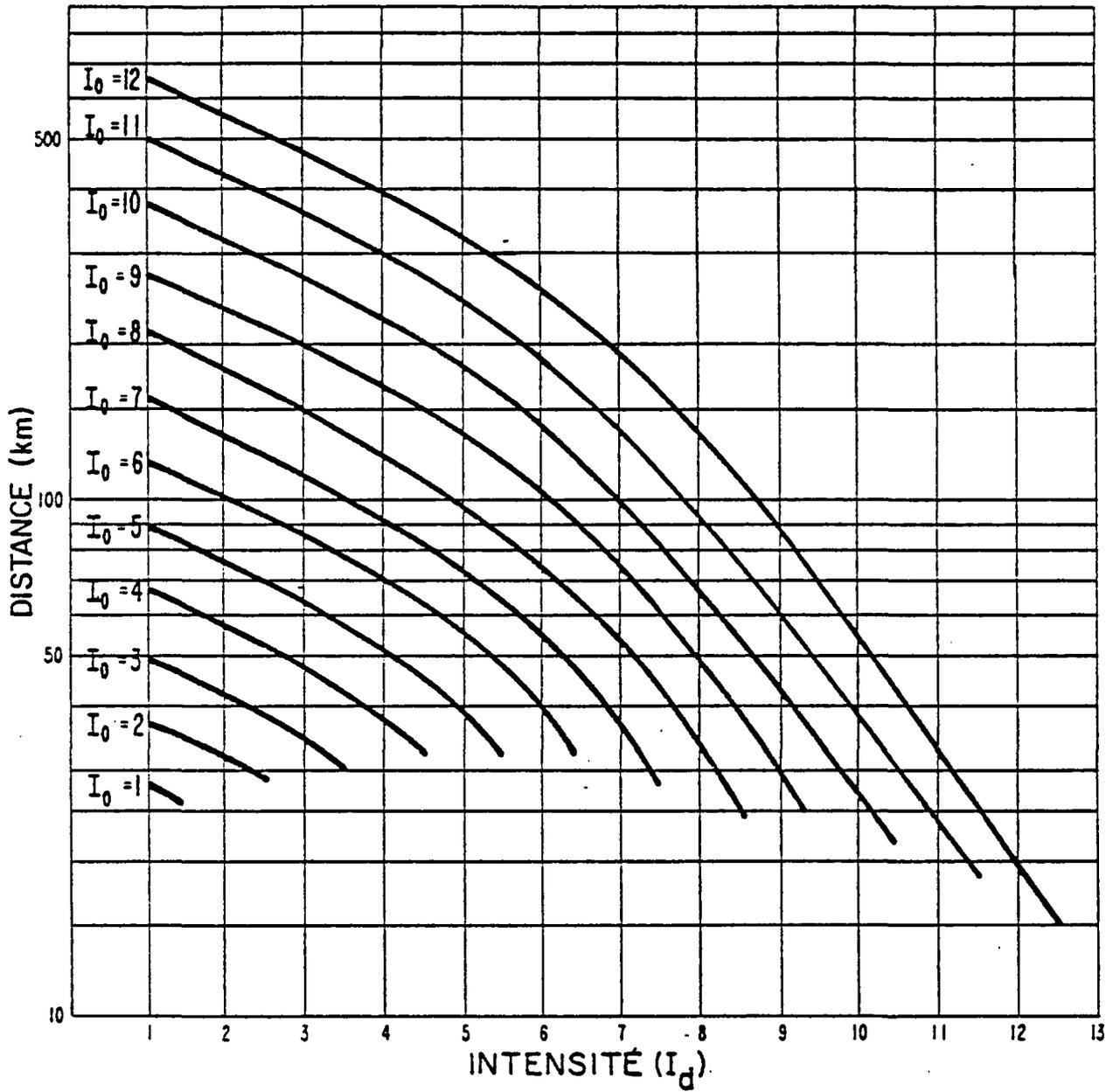


Fig. 8 : Atténuation de l'intensité I avec la distance, pour chaque intensité épicentrale I₀ d'après BRAZEE [9]

(Synthèse de 400 000 observations USA 1928 - 1974)

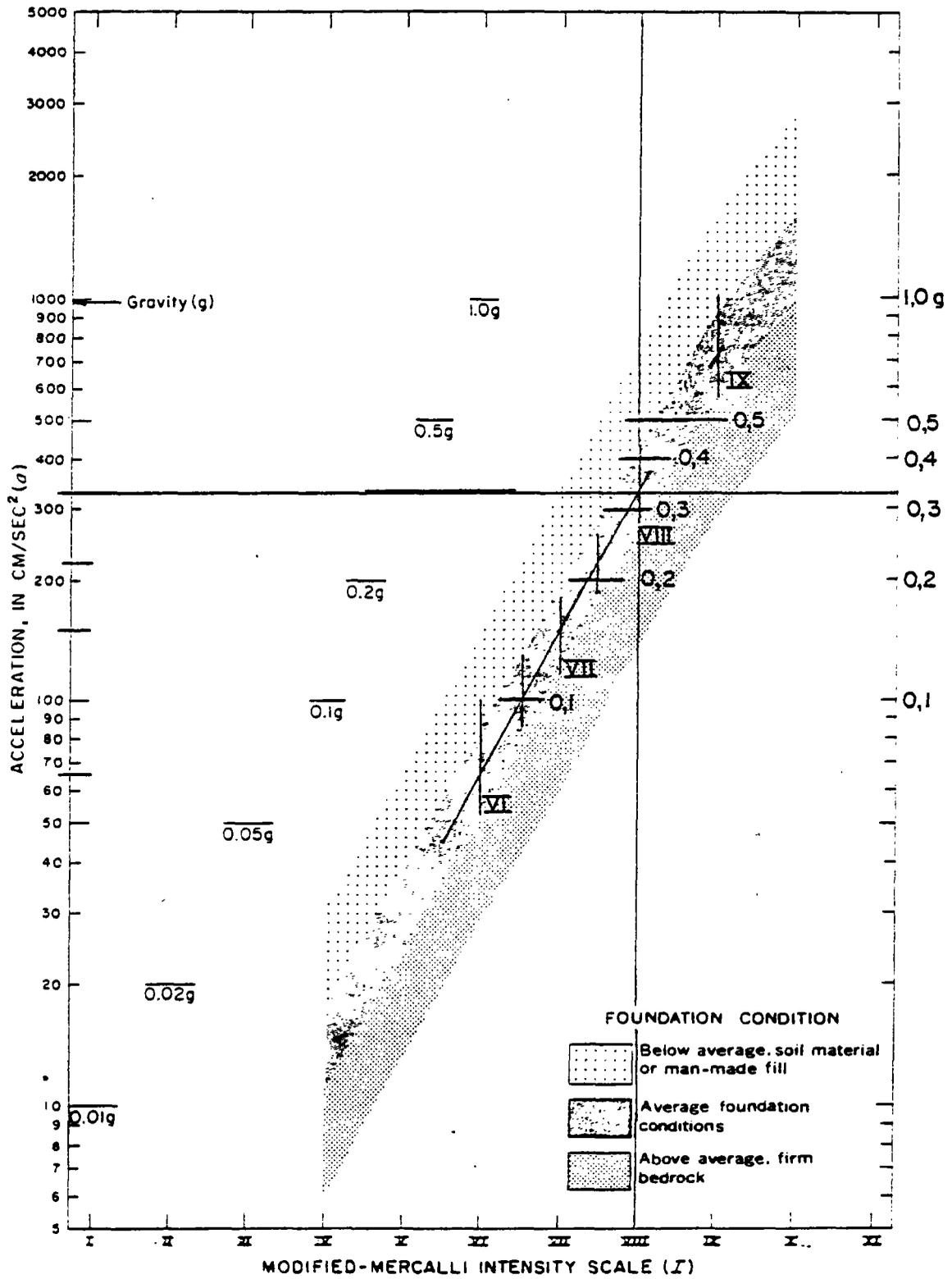


Fig. 9 : Corrélation accélération maximale horizontale au sol - intensité (fuseaux moyens)

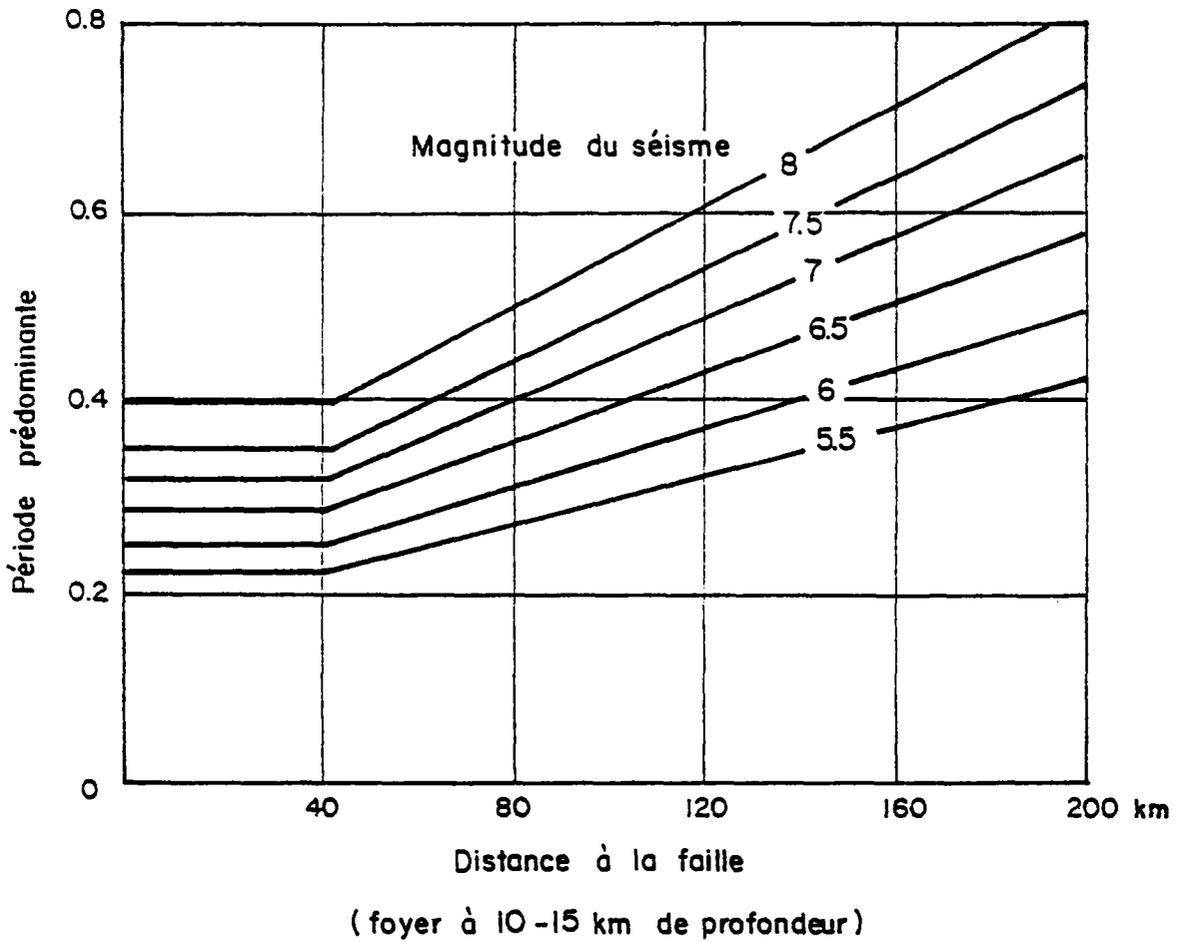


Fig. 10 : Période prédominante d'un mouvement sismique en fonction de la distance à la faille ayant provoqué le séisme et de sa magnitude - SEED [5]

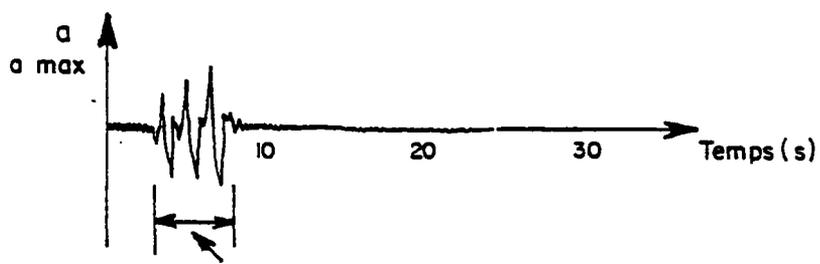
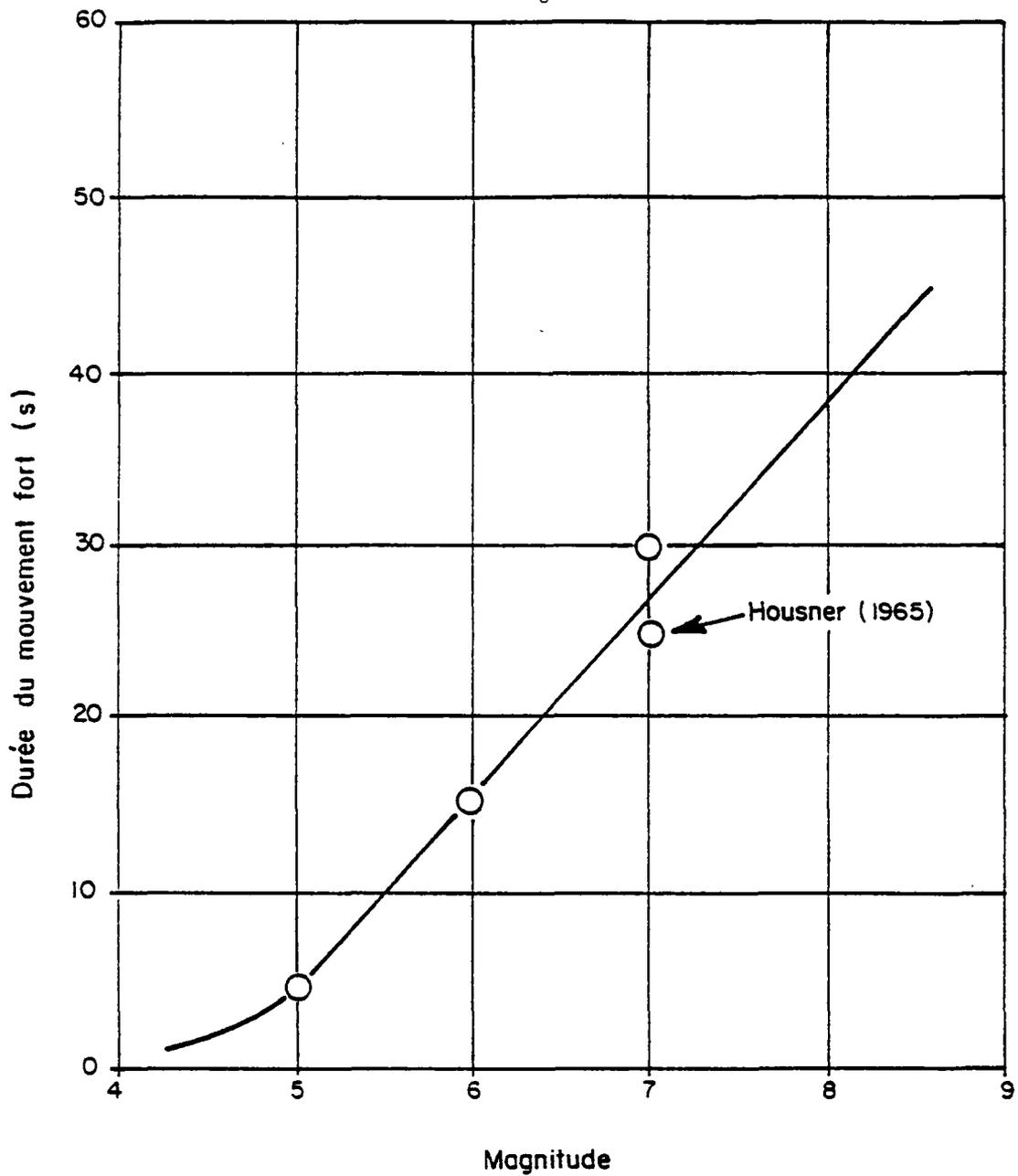


Fig. 11 : Durée du mouvement fort d'un séisme d'après HOUSNER (1969) [6]

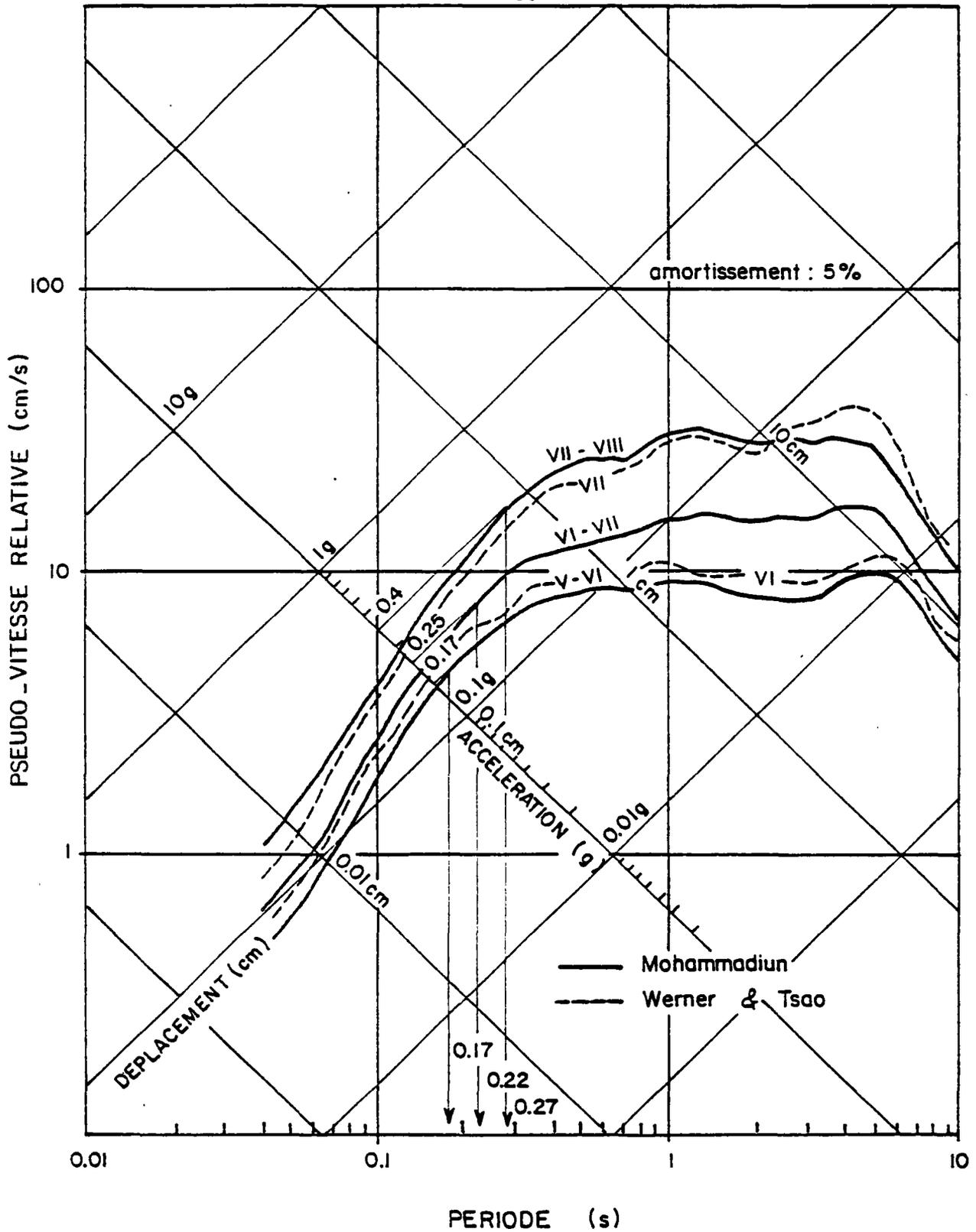


Fig. 12 : Corrélation intensité - spectre de réponse spectres moyens d'après MOHAMMADIOUN [4] et WERNER & TSAO [7] pour des enregistrements Californiens

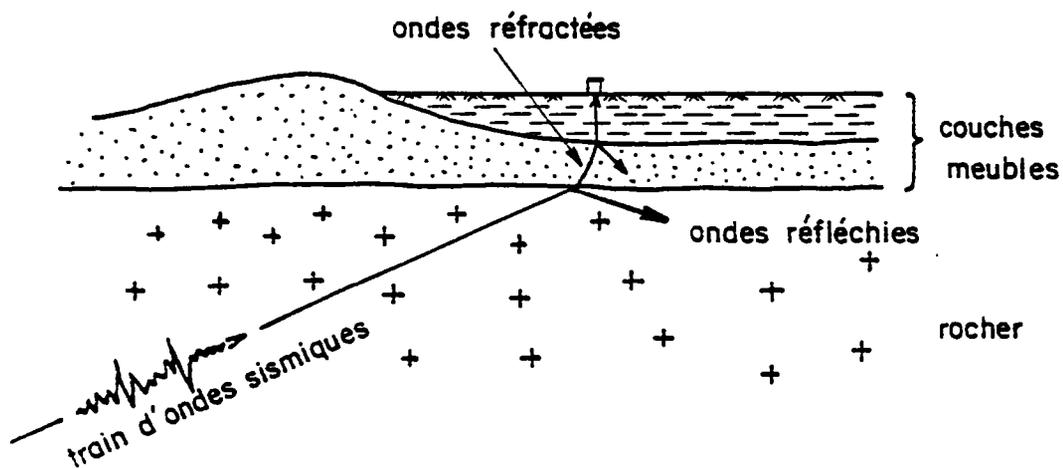


Fig. 13 : Schéma montrant le redressement quasi-vertical des ondes sismiques réfractées aux différents interfaces de couches de plus en plus meubles, justifiant l'utilisation de modèles à propagation verticale des ondes.

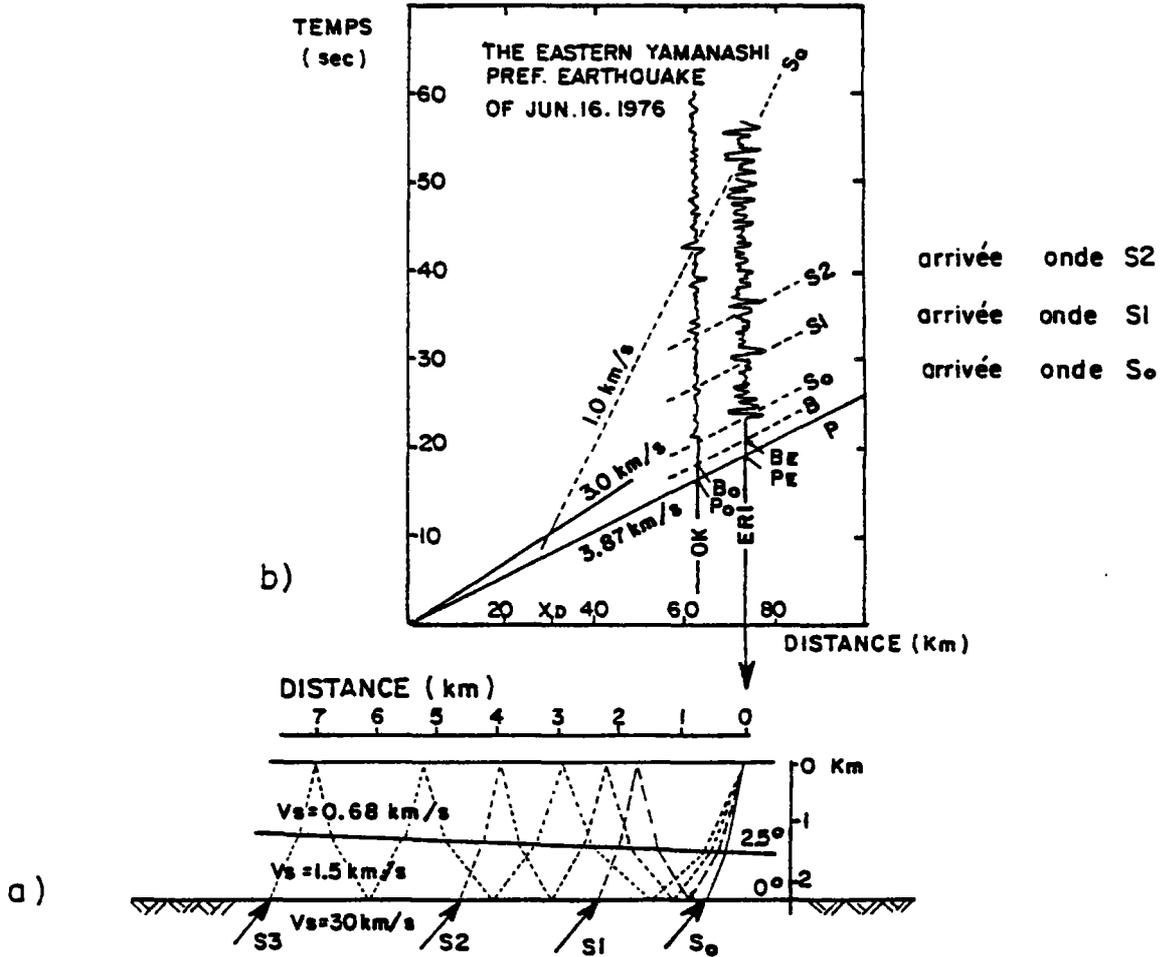


Fig. 14 : a) - mécanisme de réflexions multiples et de réfractions aux interfaces de couches inclinées.

Séismes superficiels - Plaine de Kanto (Japon)

b) - arrivées successives des ondes réfléchies
d'après K. SEO et H. BOBAYASHI [9]

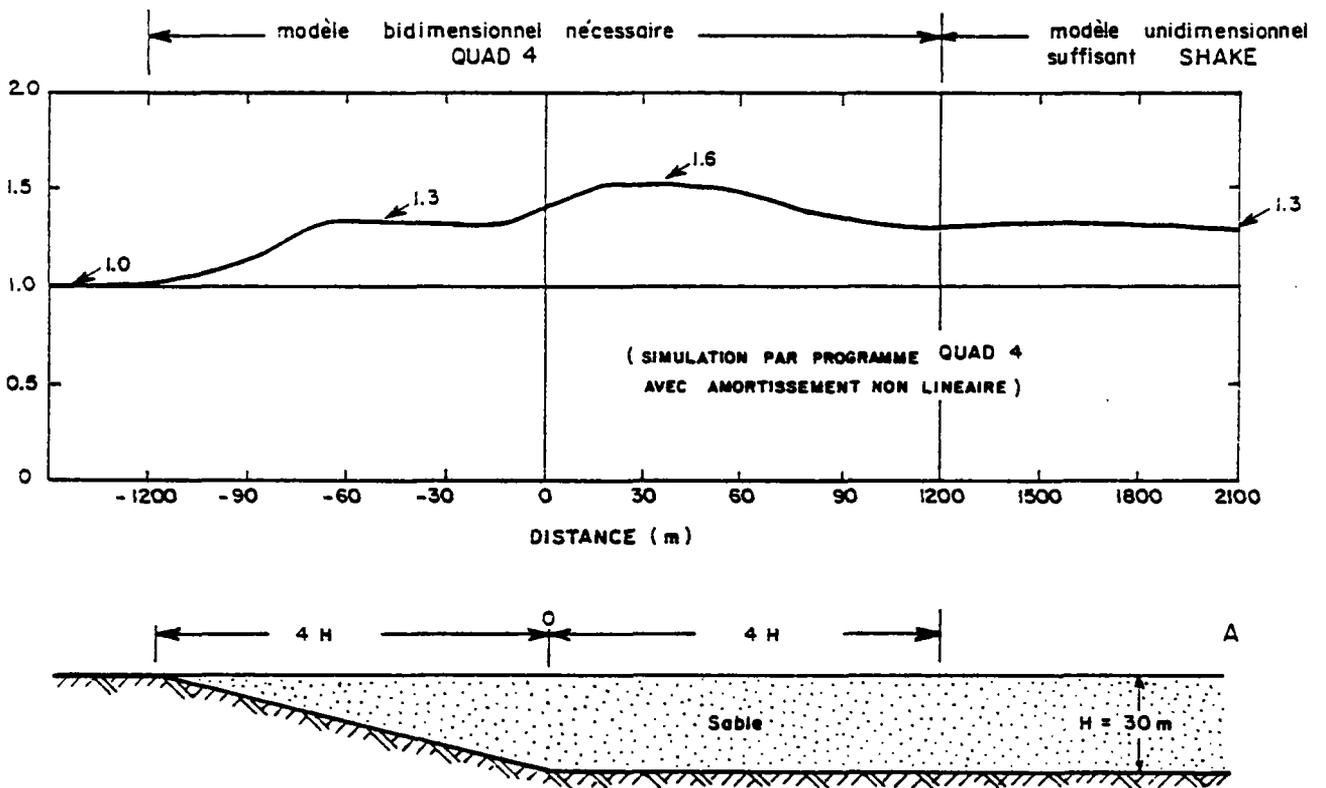
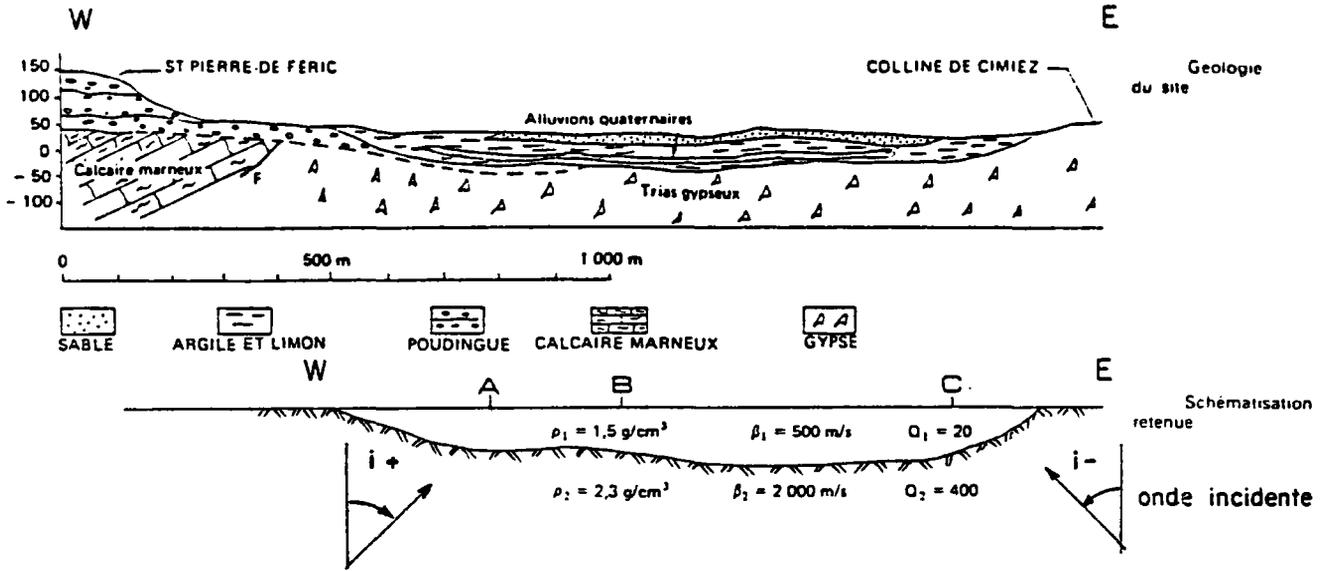
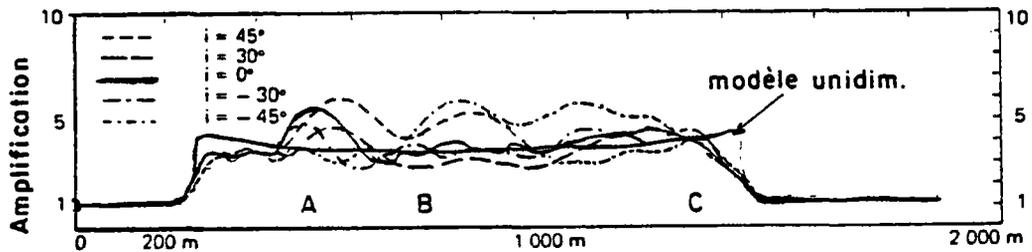


Fig. 15 : Réponse d'une couche de sol sur un substratum rocheux incliné. D'après SEED [10]

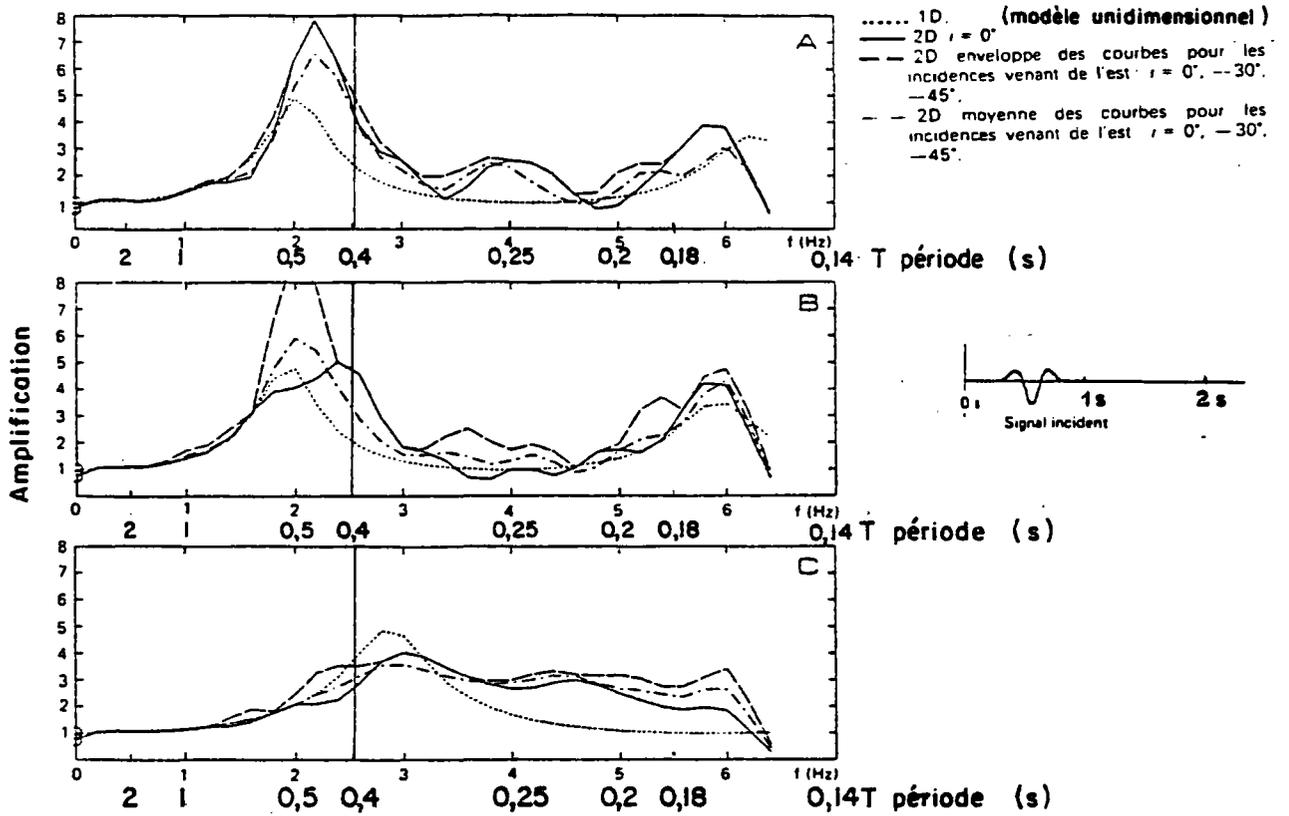


a) - Profil géologique du bassin étudié (sillon ouest)



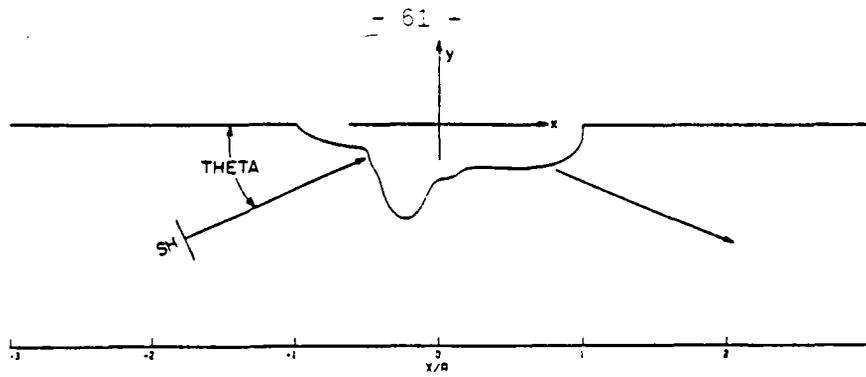
b) - Enveloppe des amplifications en fonction de la position dans la vallée (modèle bidimensionnel)

Fig. 16 : Réponse du bassin alluvial de Nice (ST Pierre de Féric à Cimiez) à une onde incidente en fonction de sa fréquence avec un modèle bidimensionnel et une résolution numérique de l'équation analytique de la propagation d'après BARD [20]



c) - Courbes d'amplification en fonction de la fréquence de l'onde incidente

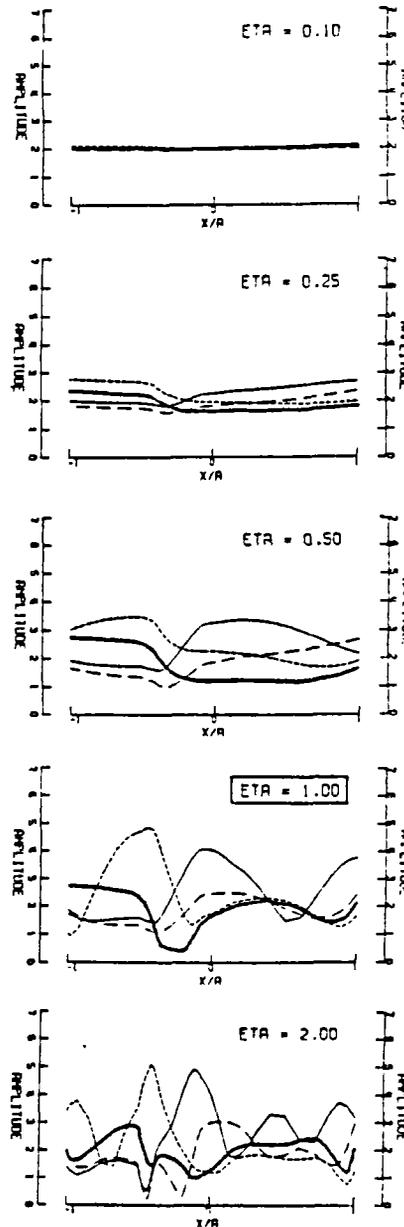
Fig. 16 (suite) : Réponse du bassin alluvial de Nice (ST Pierre de Féric à Cimiez) à une onde incidente en fonction de sa fréquence avec un modèle bidimensionnel et une résolution numérique de l'équation analytique de la propagation d'après BARD [20]



- - - - - THETA = 0
 ———— THETA = 60
 - - - - - THETA = 120
 ———— THETA = 180

$T = \frac{\lambda}{V}$
 période de l'onde incidente :
 (pour $V = 2500 \text{ m/s}$ et $2a = 250 \text{ m}$)
 $T = 1 \text{ s.}$

largeur du canyon
 égale à la longueur
 d'onde



$T = 0,4 \text{ s}$

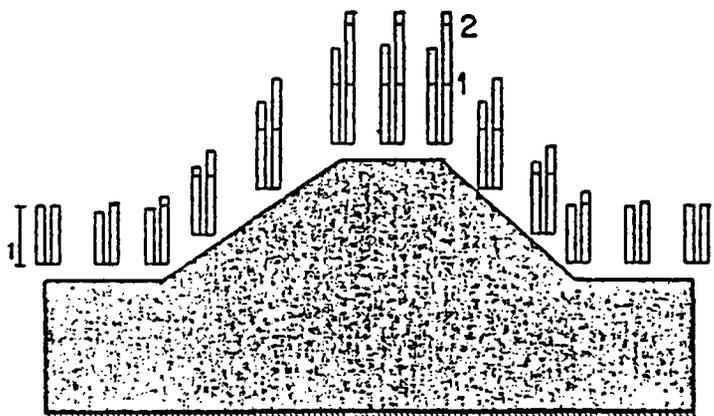
$T = 0,2 \text{ s}$

$T = 0,1 \text{ s}$

$T = 0,05 \text{ s}$

Fig. 17 : Effets topographiques : canyon de PACOMA DAM (Californie)
 amplitude du déplacement le long de la surface du canyon
 sous une onde d'incidence TETA

$ETA = \frac{2A}{\lambda}$ (largeur du canyon/longueur d'onde)

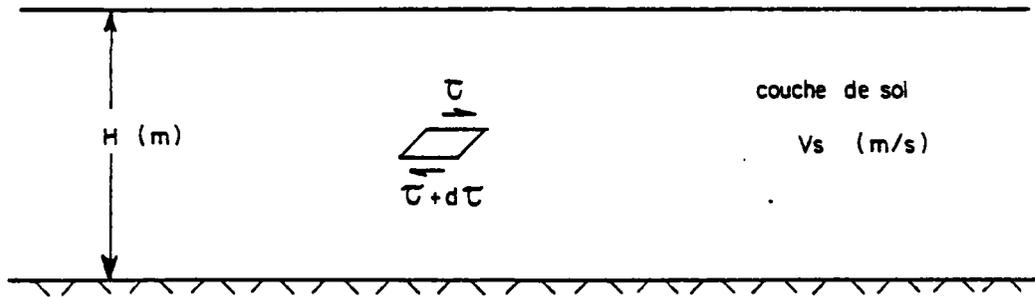


*Colline : amplification de l'accélération des ondes hors du plan
(à gauche)*

et dans le plan (à droite)

- Hypothèses :*
- bedrock horizontal infiniment rigide animé d'un mouvement horizontal*
 - propagation d'ondes verticales (soit dans le plan horizontal, soit hors du plan horizontal normal au plan)*
 - modèle éléments finis à déformation plane type FLUSH.*

Fig. 18 : Effets topographiques : colline



⇌ mouvement sismique
au rocher (ondes de cisaillement S)

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

$$= \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}}$$

G module de cisaillement (kN/m²)

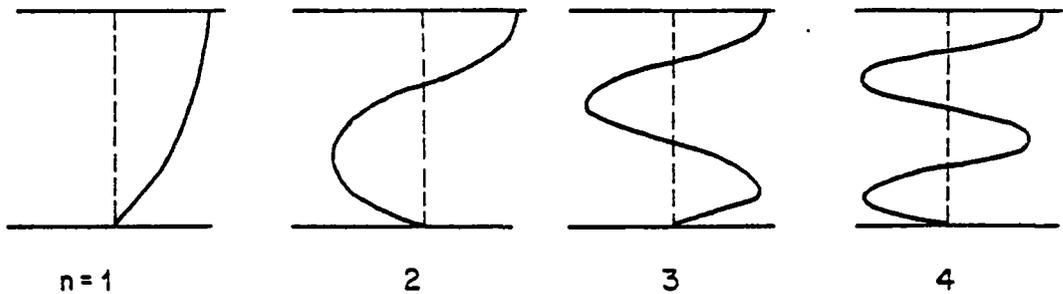
ρ masse volumique (T/m³)

E module d'Young (kN/m²)

ν coefficient de Poisson

Vs vitesse de propagation des ondes (m/s)
de cisaillement

$$\omega_n = \frac{\pi}{2} \frac{V_s}{H} (2n-1) \quad \omega_n \text{ pulsation propre de la couche de sol (rd/s)}$$



$$T = \frac{2\pi}{\omega} \quad T \text{ période propre (s)}$$

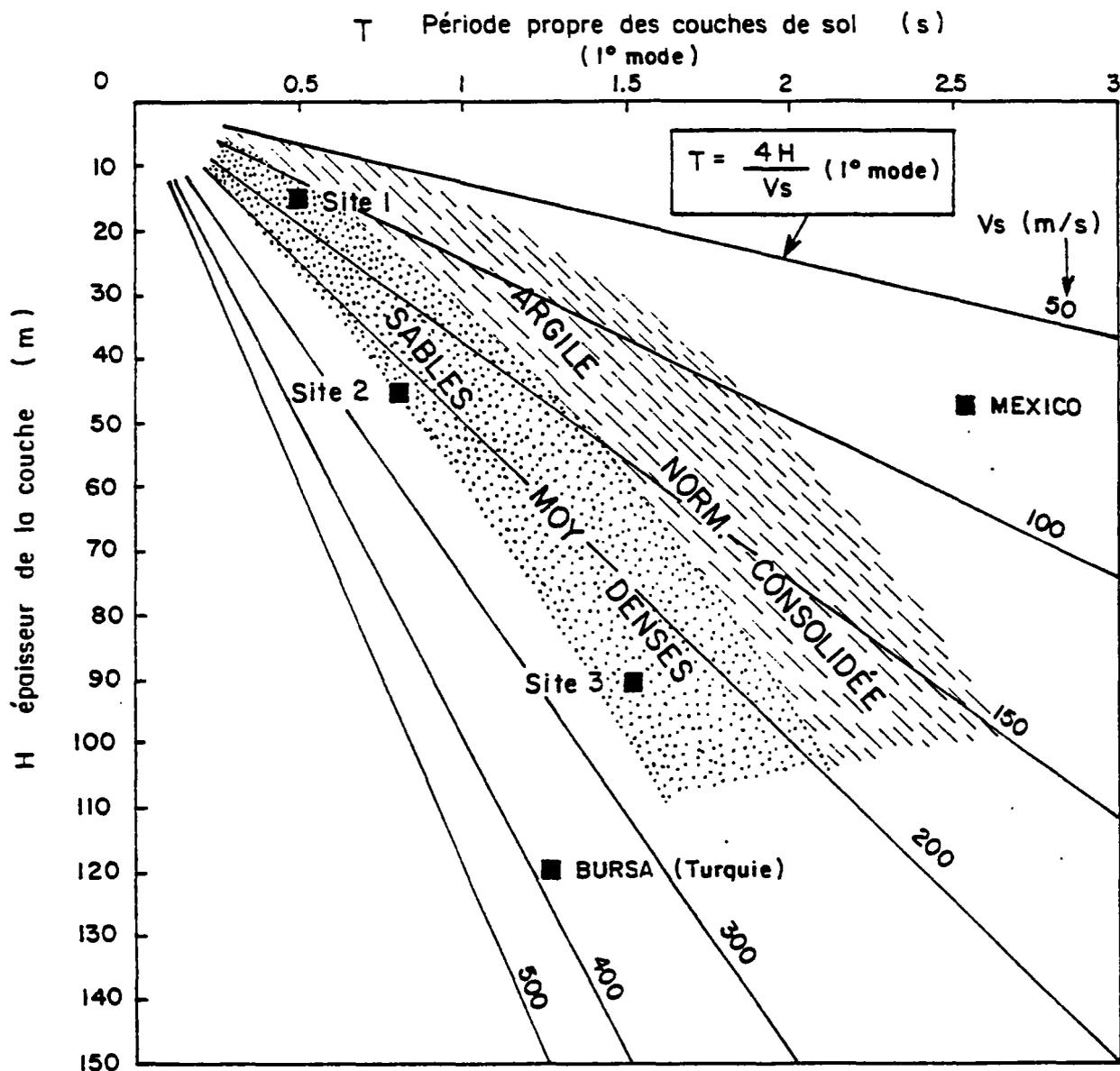
$$F = \frac{1}{T} \quad F \text{ fréquence propre (Hz)}$$

$$\xi_n = \frac{\eta \omega_n}{2G} \quad \xi_n \text{ amortissement au mode n}$$

η viscosité (modèle de Kelvin-Voigt)

(unité : k. Poiseville ou kN.s/m² = k.Pa x S)

Fig. 19 : Rappel des notions de dynamique des sols



(Sites 1,2,3 voir fig. 21 et 22) (SEED [17])

Valeurs usuelles de V_s m/s

tourbe-vase	10 - 70 m/s
argile molle	70 - 150 m/s
argile compacte	150 - 250 m/s
sable lâche	100 - 200 m/s
sable dense	200 - 400 m/s
graviers denses	300 - 600 m/s

en fonction de N (SPT)

$N < 1$	V_s	50 - 100
$1 < N < 2$	V_s	100
$N = 5$	V_s	150
$N = 10$	V_s	200
$N = 20$	V_s	250
$N = 30$	V_s	280
$N = 50$	V_s	330

Fig. 20 : Période propre d'une couche de sol

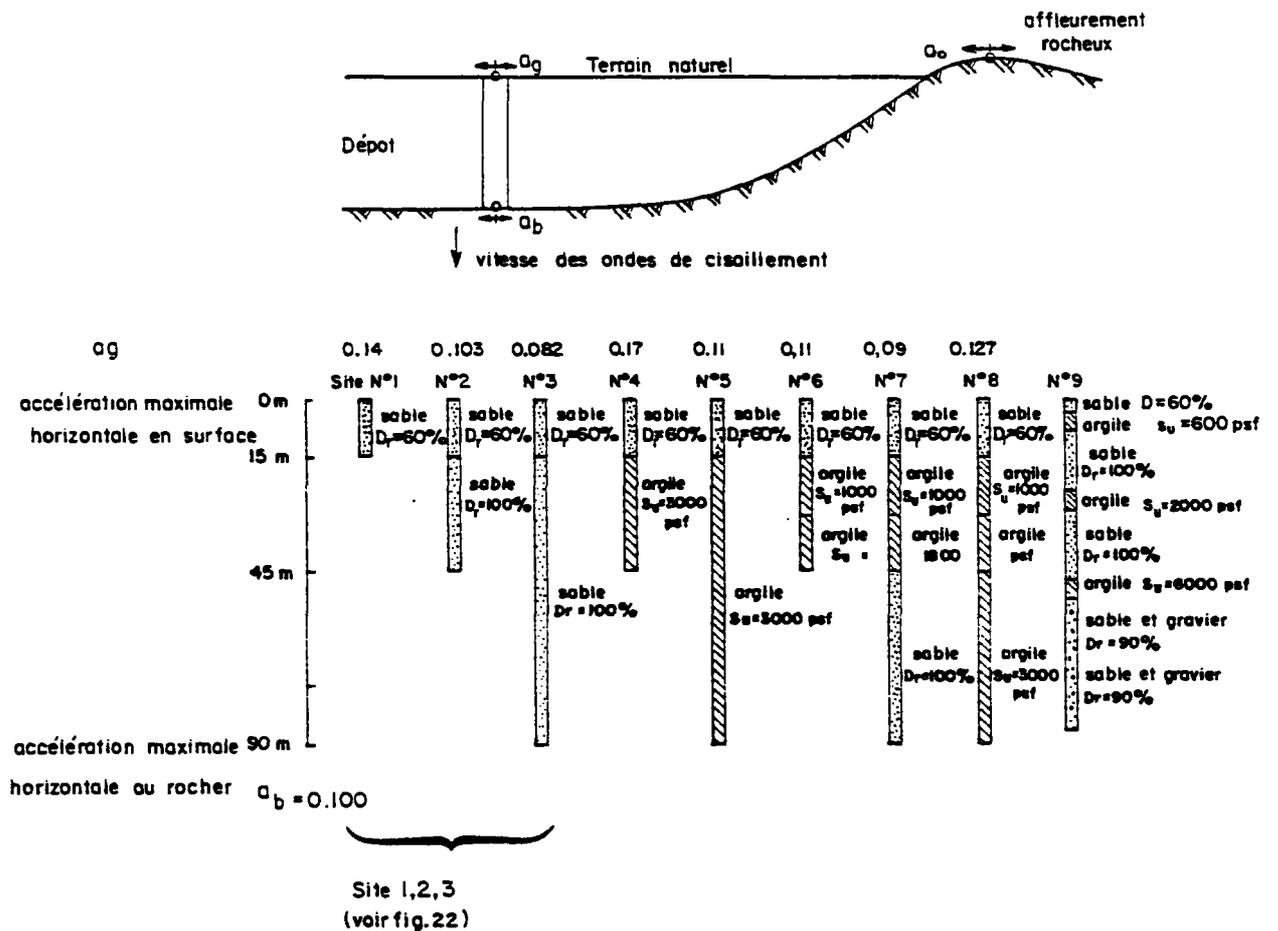
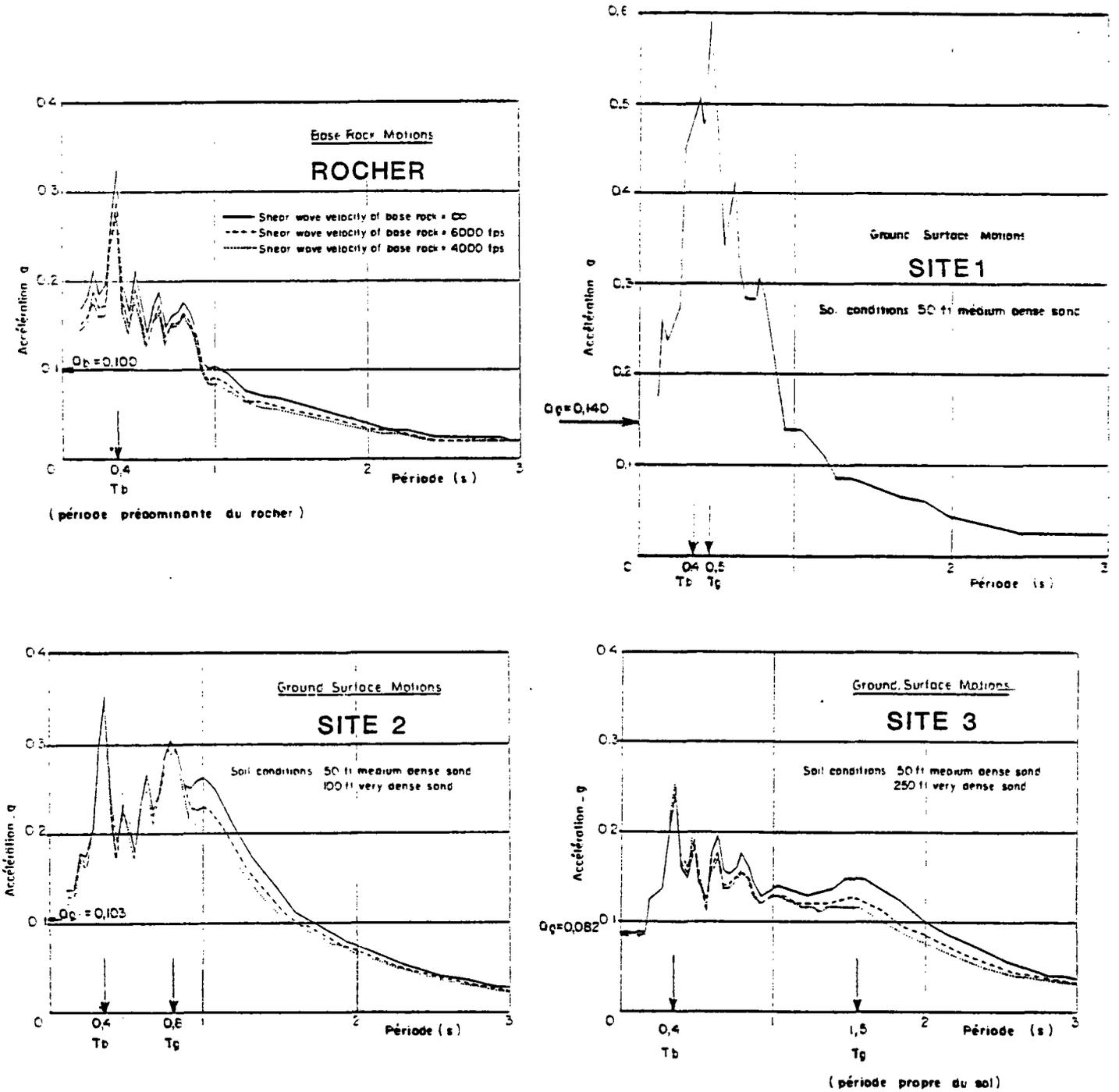


Fig. 21 : Réponse des sols par programme SHAKE unidimensionnel

L'amplitude en surface n'est pas proportionnelle à l'épaisseur mais elle est fonction de l'amortissement non-linéaire et du module de cisaillement. D'après SEED [11]



- au rocher : $a_b = 0,100$
 $T_b = 0,4$ s.

voir figure 20

- site n° 1 : $a_g = 0,140$
 $T_g = 0,5$ s.
- site n° 2 : $a_g = 0,103$
 $T_g = 0,8$ s.
- site n° 3 : $a_g = 0,082$
 $T_g = 1,5$ s.

Fig. 22 : Réponse des sols - SHAKE - SEED [11]
Spectres des accélérations

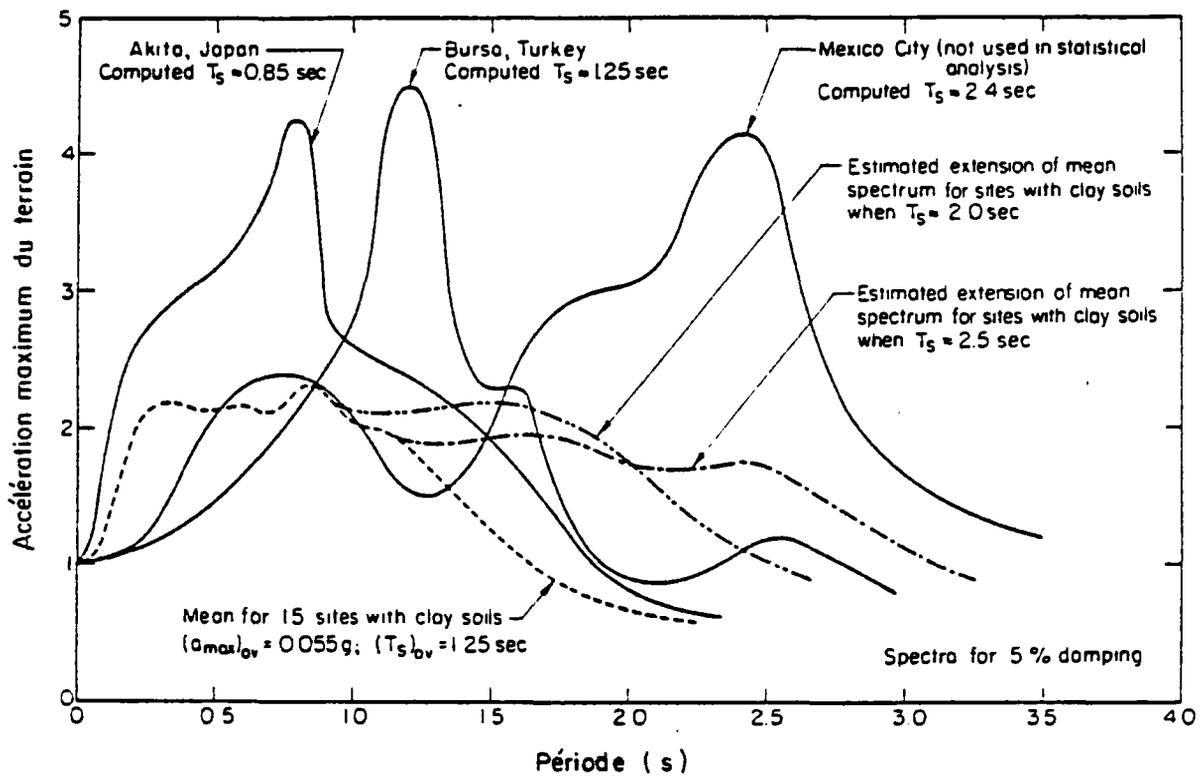


Fig. 23 : Comparaison de spectres de réponse à la surface de couches de sol de grande épaisseur

- Bursa (Turquie) voir fig. 24, 25, 26

- Mexico voir fig. 20

-.-.- spectre de sites avec argiles

D'après SEED [12]

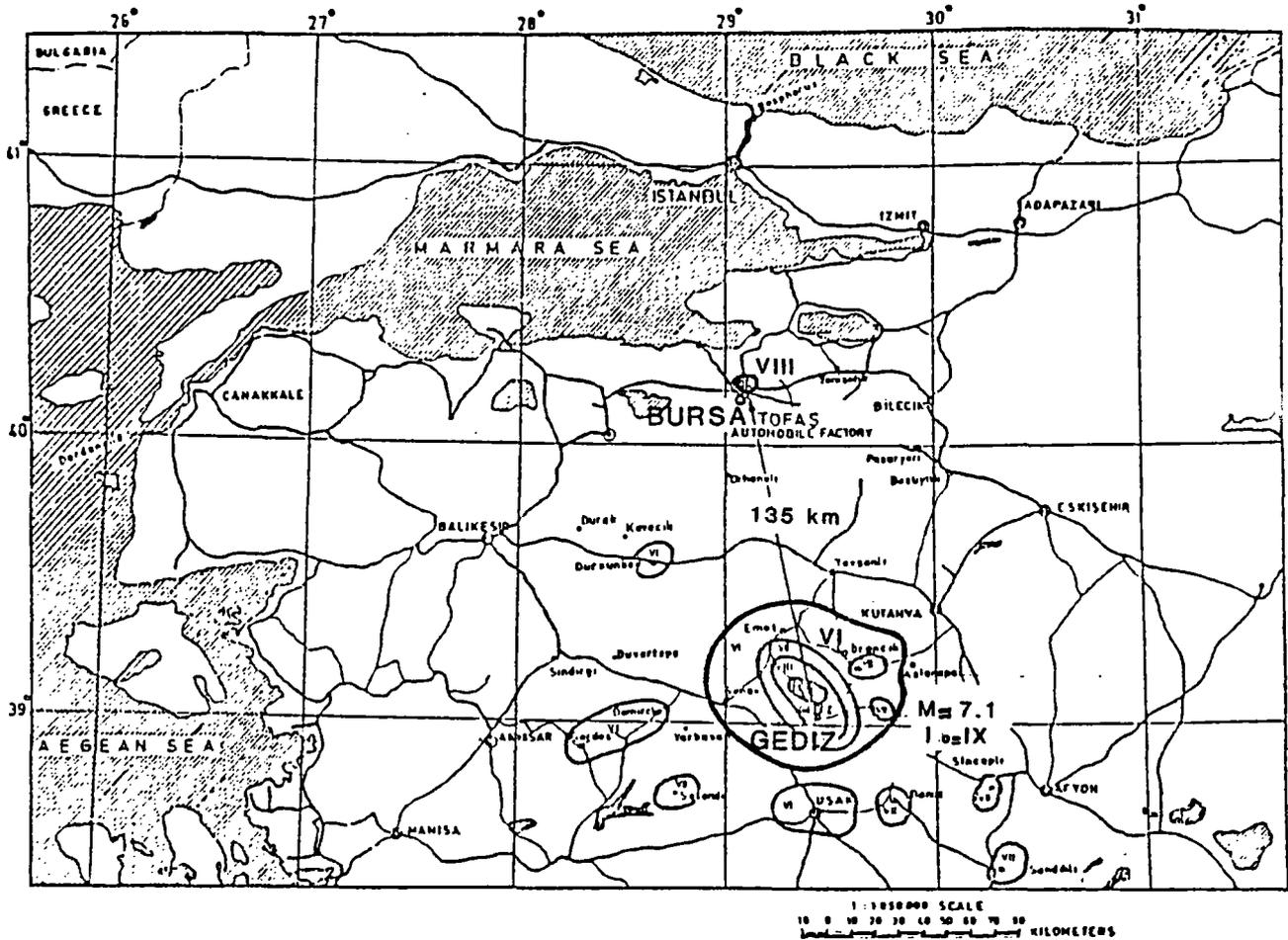


Fig. 24 : Plan de situation :

Epicentre du séisme de GEDIZ (Turquie) 1979 et ville de BURSA à 135 km où des effets de résonance et d'amplification ont provoqué la destruction d'un bâtiment de l'usine TOFAS

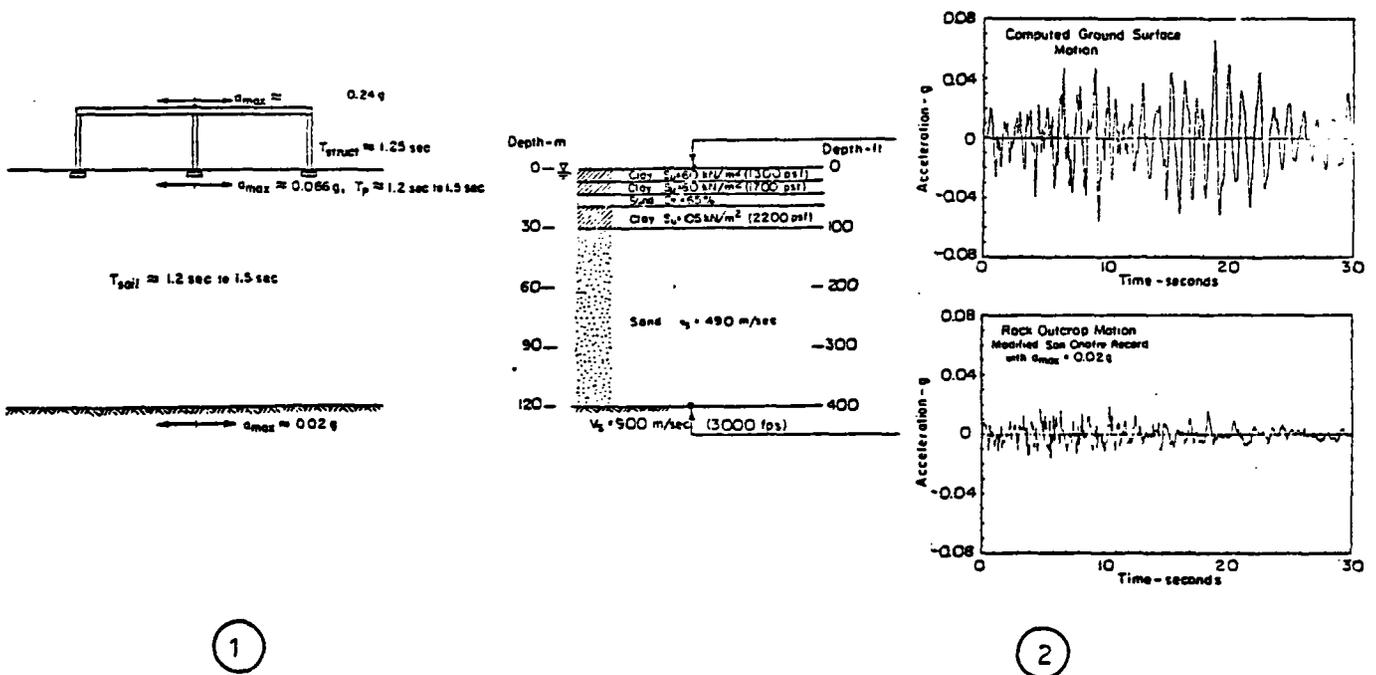


Fig. 25 : Illustration de l'effet d'amplification au site de BURSA (Turquie)

- ① - similitude des périodes propres du sol et de la structure (usine TOFAS) : résonance
- ② - analyse de la réponse du sol par programme SHAKE : amplification de l'accélération

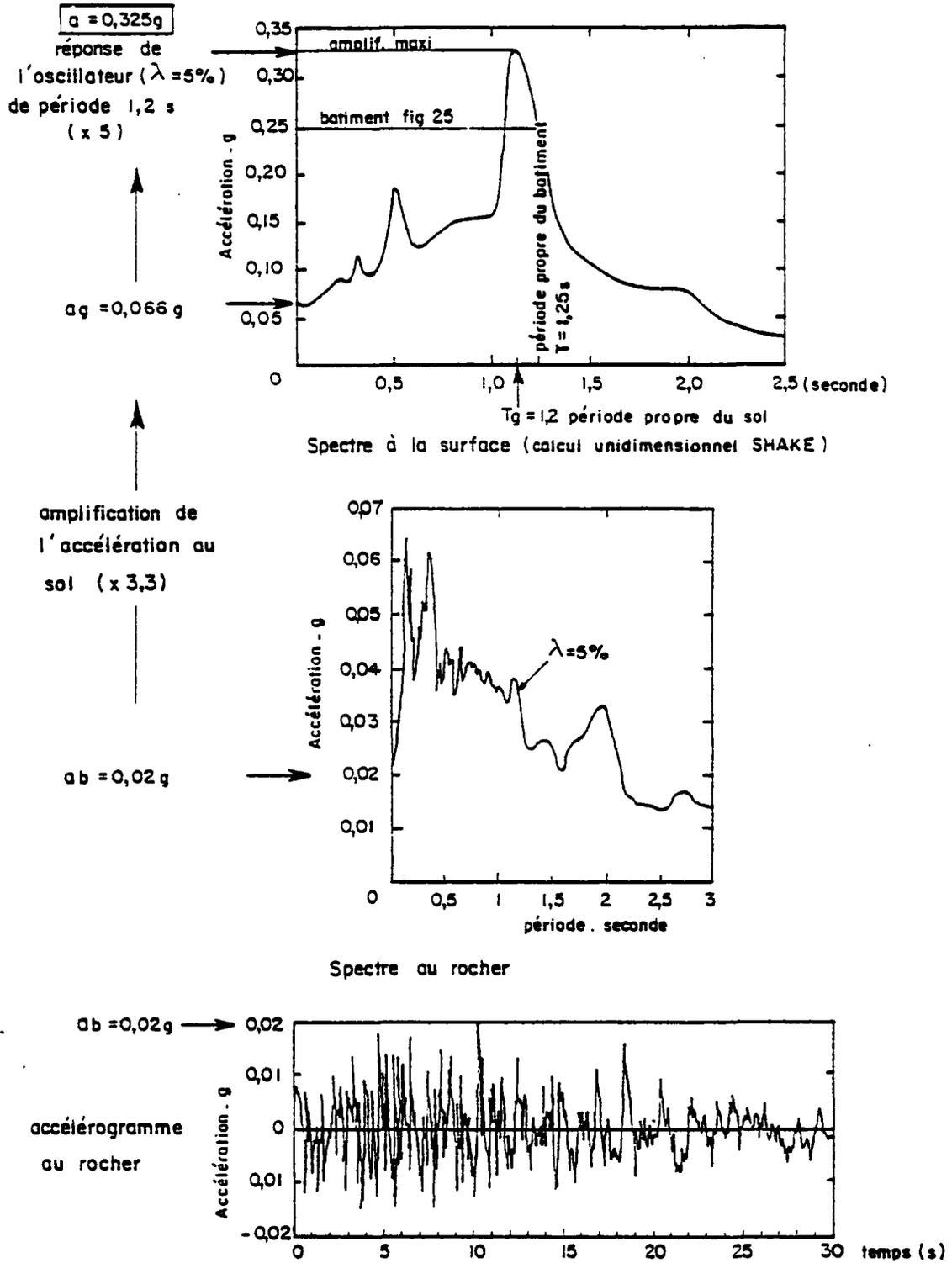


Fig. 26 : Séisme de Gediz (Turquie - 1970)
 Réponse au site de Bursa (calcul SHAKE)
 Amplification de l'accélération au sol et de réponse spectrale pour une période correspond à celle du bâtiment de l'usine TOFAS

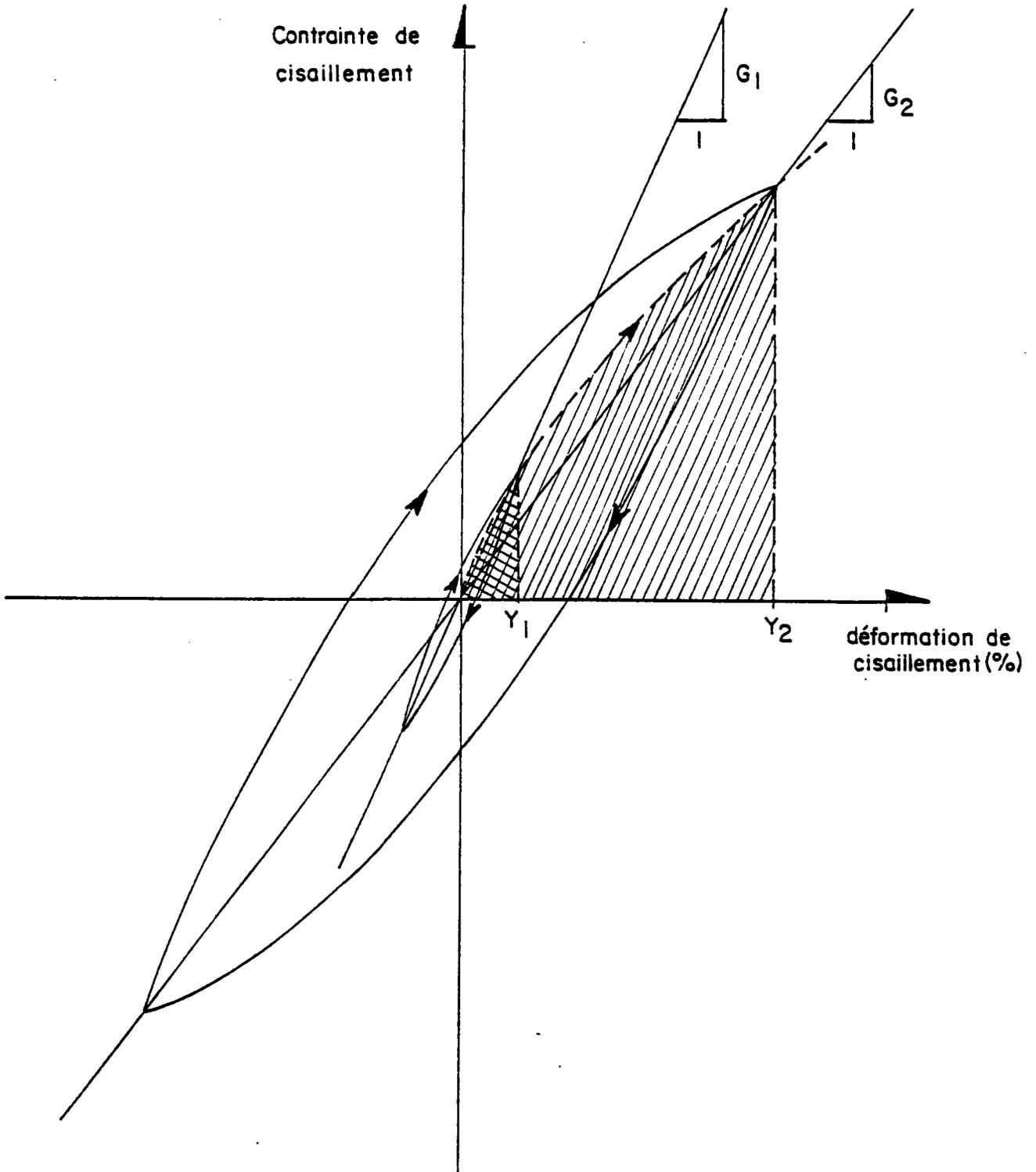


Fig. 27 : Loi de comportement non-linéaire d'un sol soumis à cycles de chargement - déchargement (effet d'hystérésis). Lorsque la déformation augmente, il y a :

- diminution du module de cisaillement sécant G
- augmentation de l'amortissement, proportionnel à l'aire hachurée

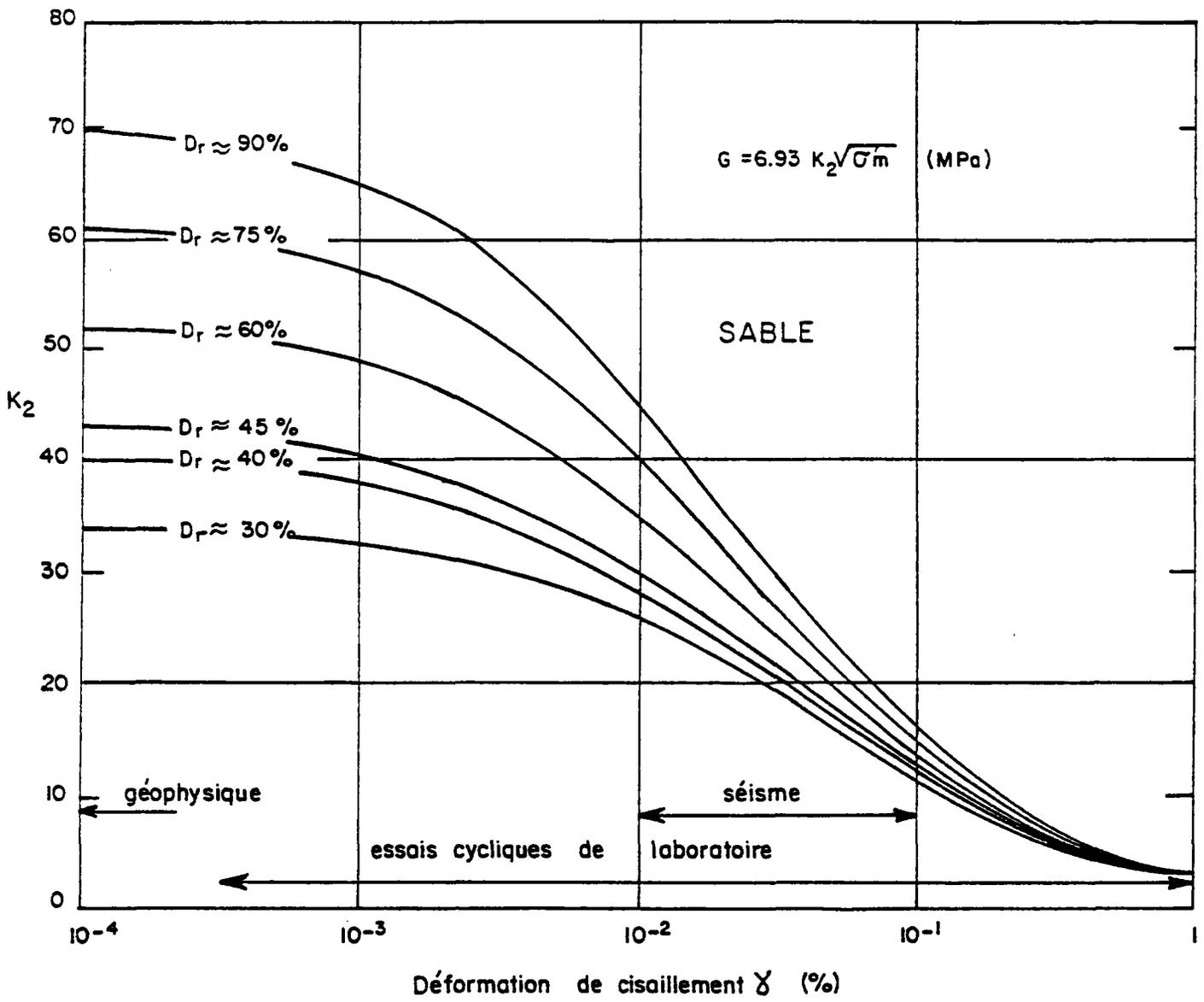


Fig. 28 : Module de cisaillement sécant G d'un sable en fonction de sa densité relative. D'après SEED [14]

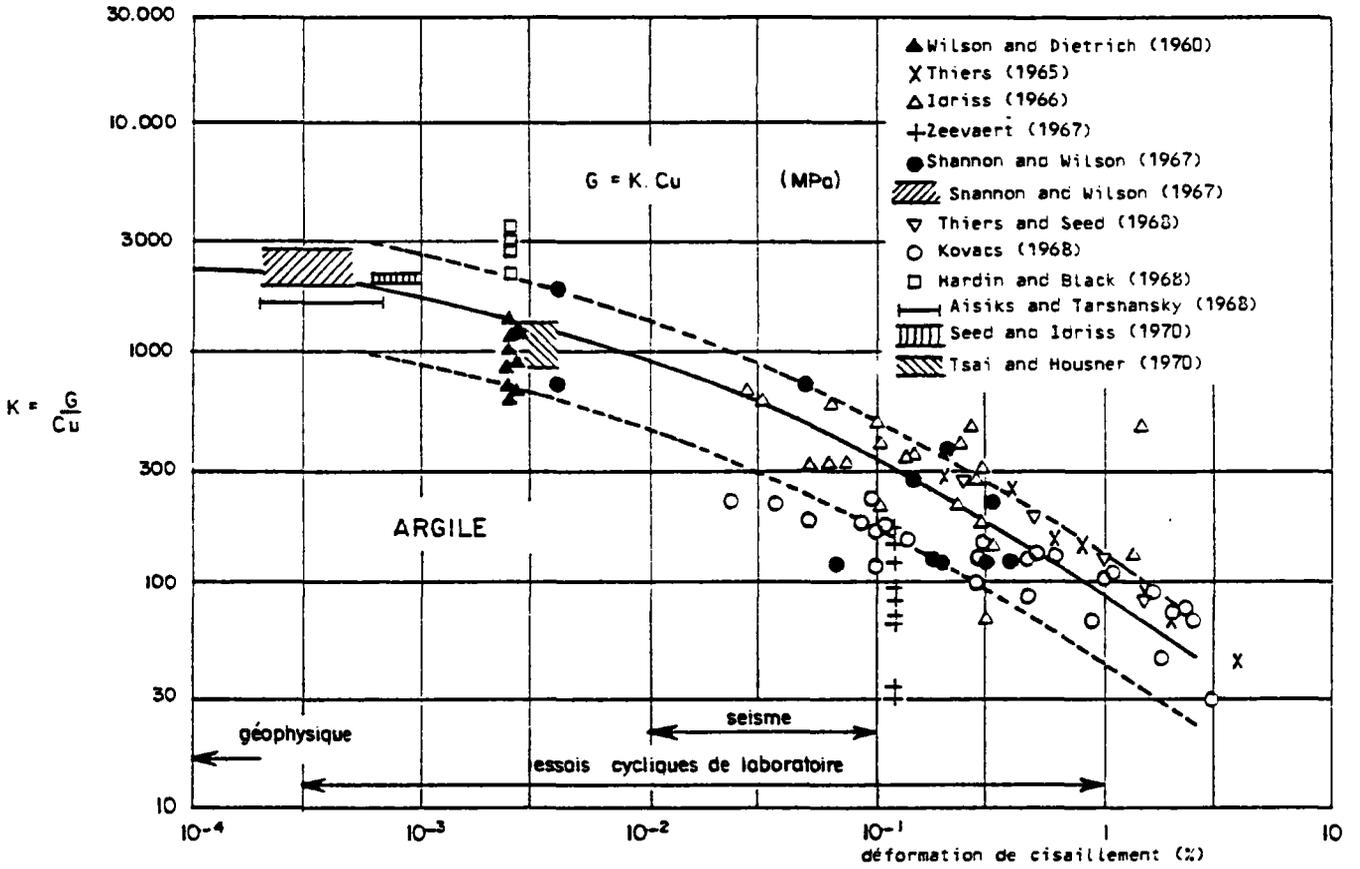


Fig. 29 : Module de cisaillement sécant G d'une argile en fonction de sa cohésion. D'après SEED [12]

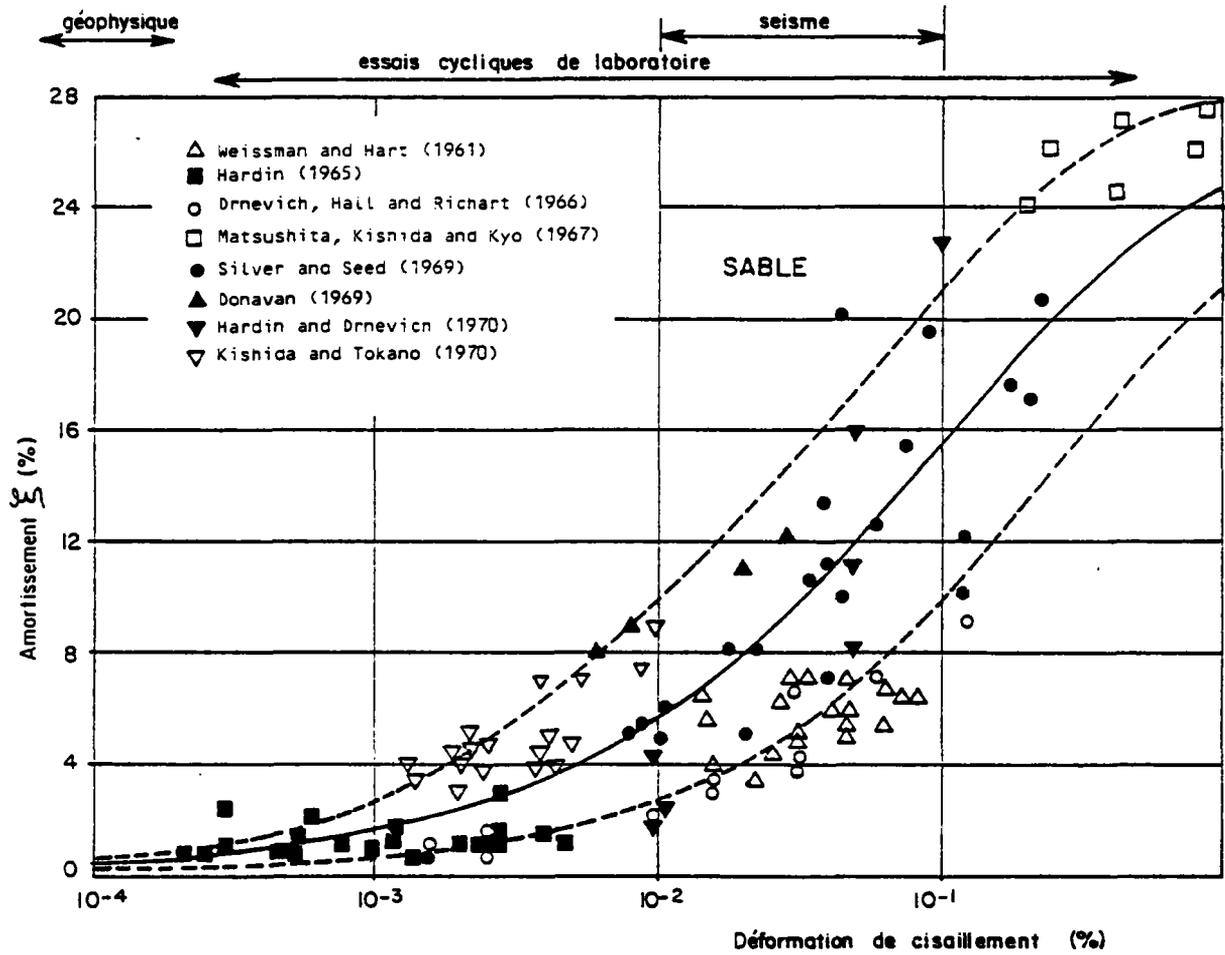


Fig. 30 : Amortissement pour un sable - d'après SEED [14]

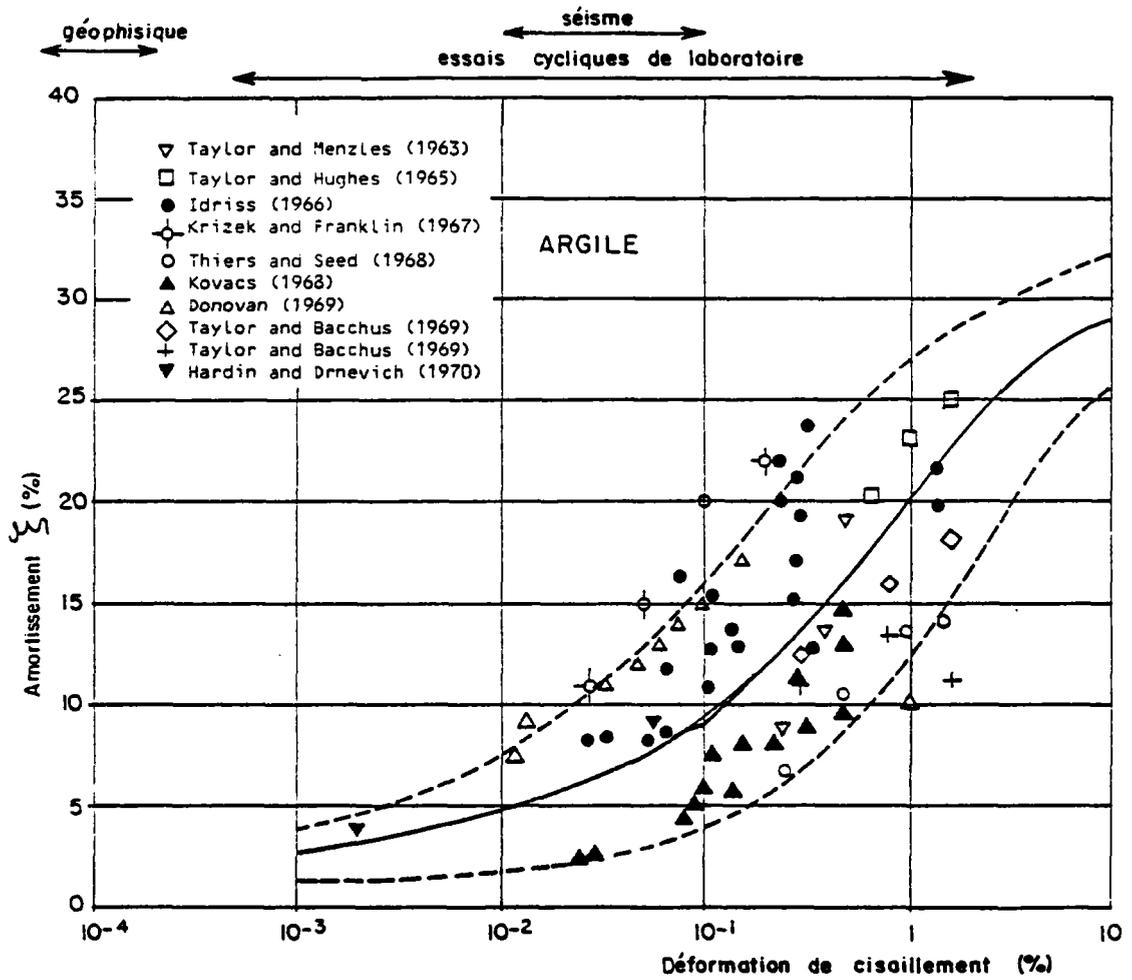


Fig. 31 : Amortissement pour une argile - d'après SEED [14]

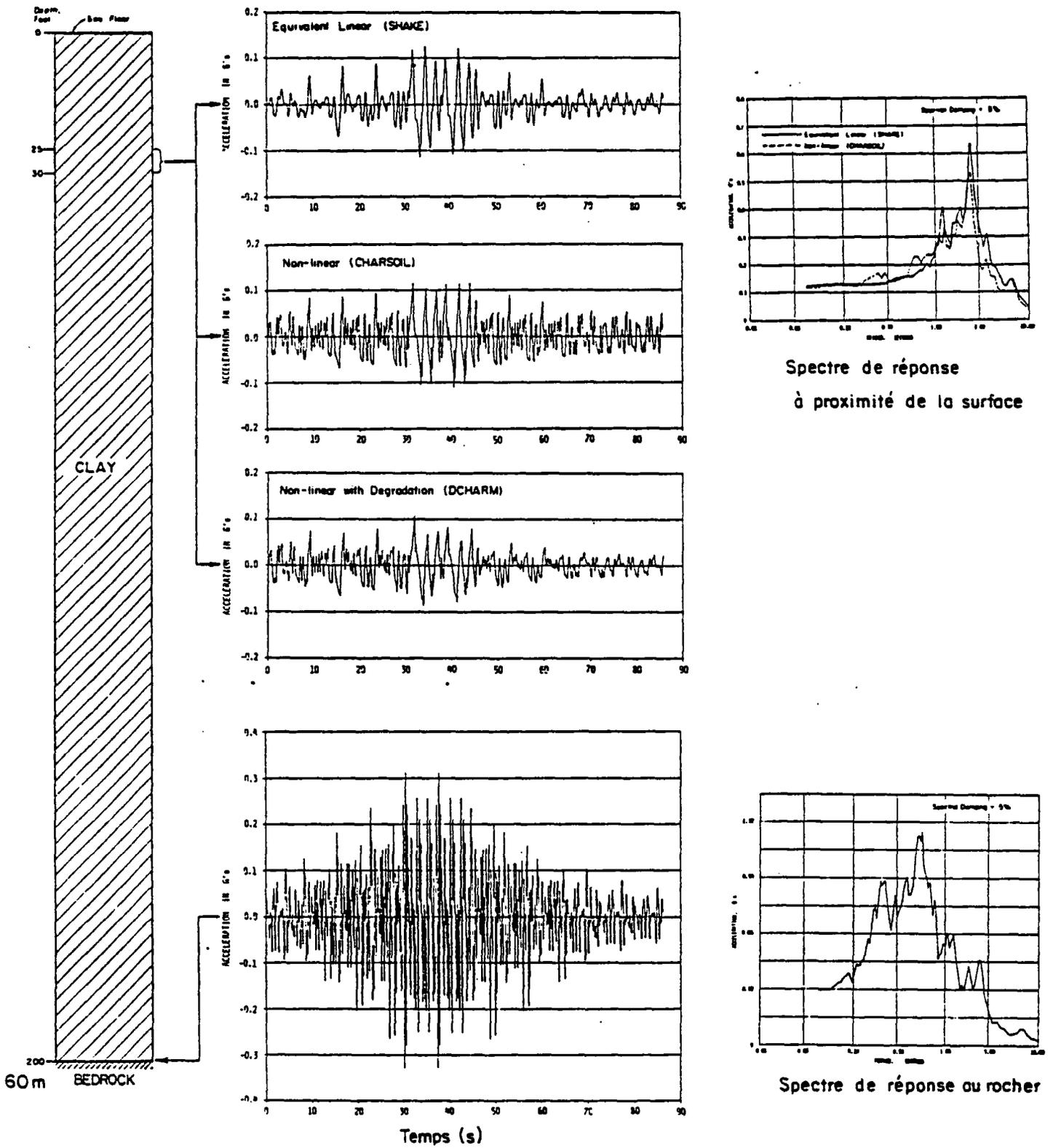


Fig. 32 : Exemple de calcul de la réponse d'un site de plate-forme en mer par différents programmes de calcul unidimensionnel [24]

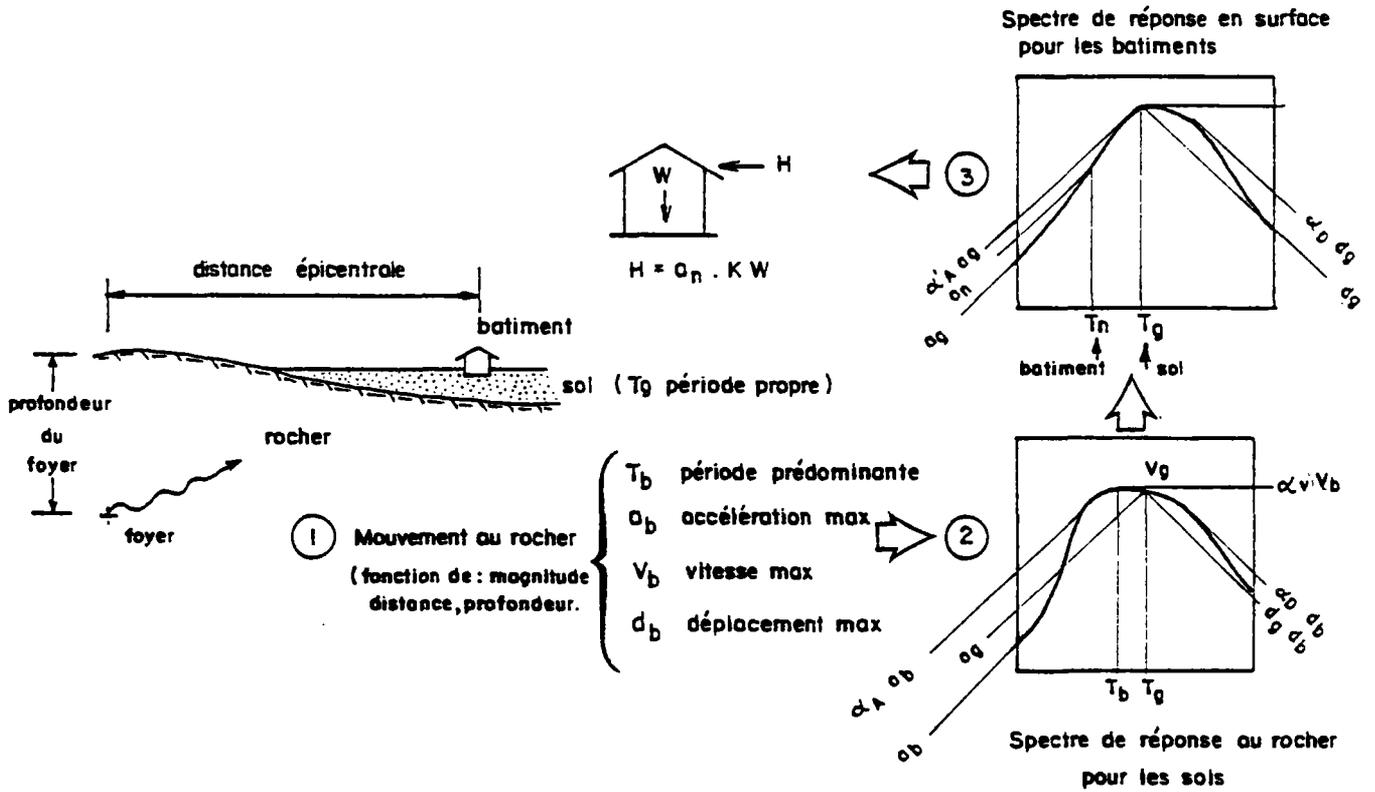
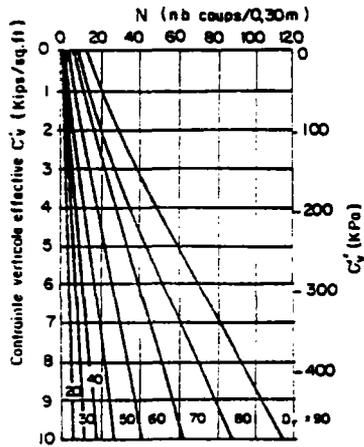
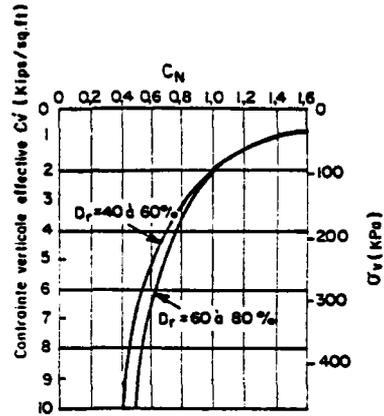


Fig. 33 : Méthode approximative pour estimer le coefficient sismique à appliquer à une structure à partir des données sismologiques



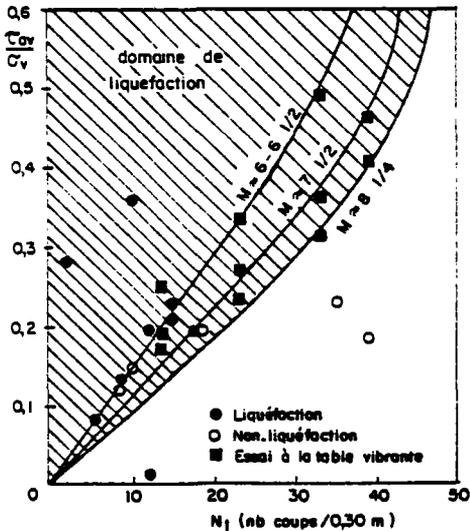
Densité relative apparente d'après les résultats SPT. Relation de Gibbs et Holtz (1957)



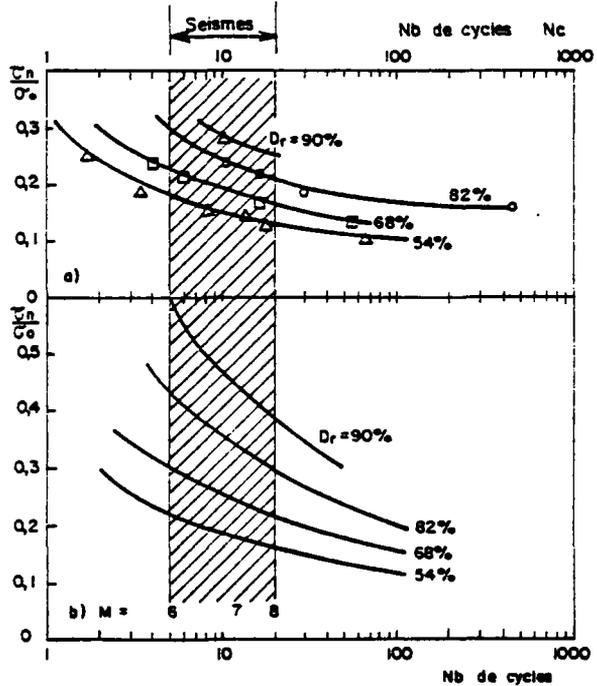
Courbes recommandées par Seed pour la détermination de C_v d'après les essais de MES (1979)

Correction de N SPT
 $N_1 = C_N \cdot N$

Densité relative D_r en fonction de N SPT



Corrélation entre la liquéfaction des sites et la résistance à la pénétration SPT complétée par des résultats à la table vibrante (Seed, 1979)



Essai à la table vibrante (Seed, 1975)

- a) - nombre de cycles pour atteindre la liquéfaction initiale
- b) - nombre de cycles pour atteindre ± 5 de distorsion

Fig. 34 : Liquéfaction - méthode simple à partir du SPT

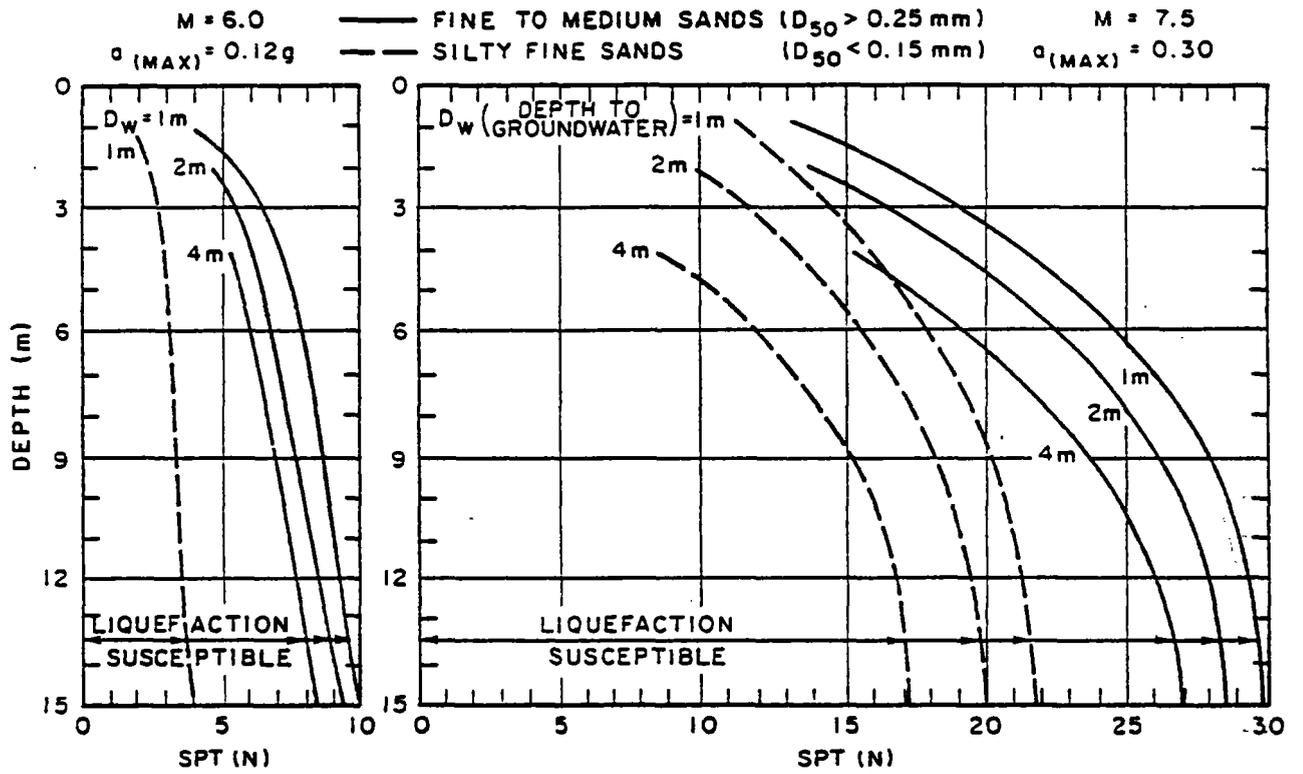
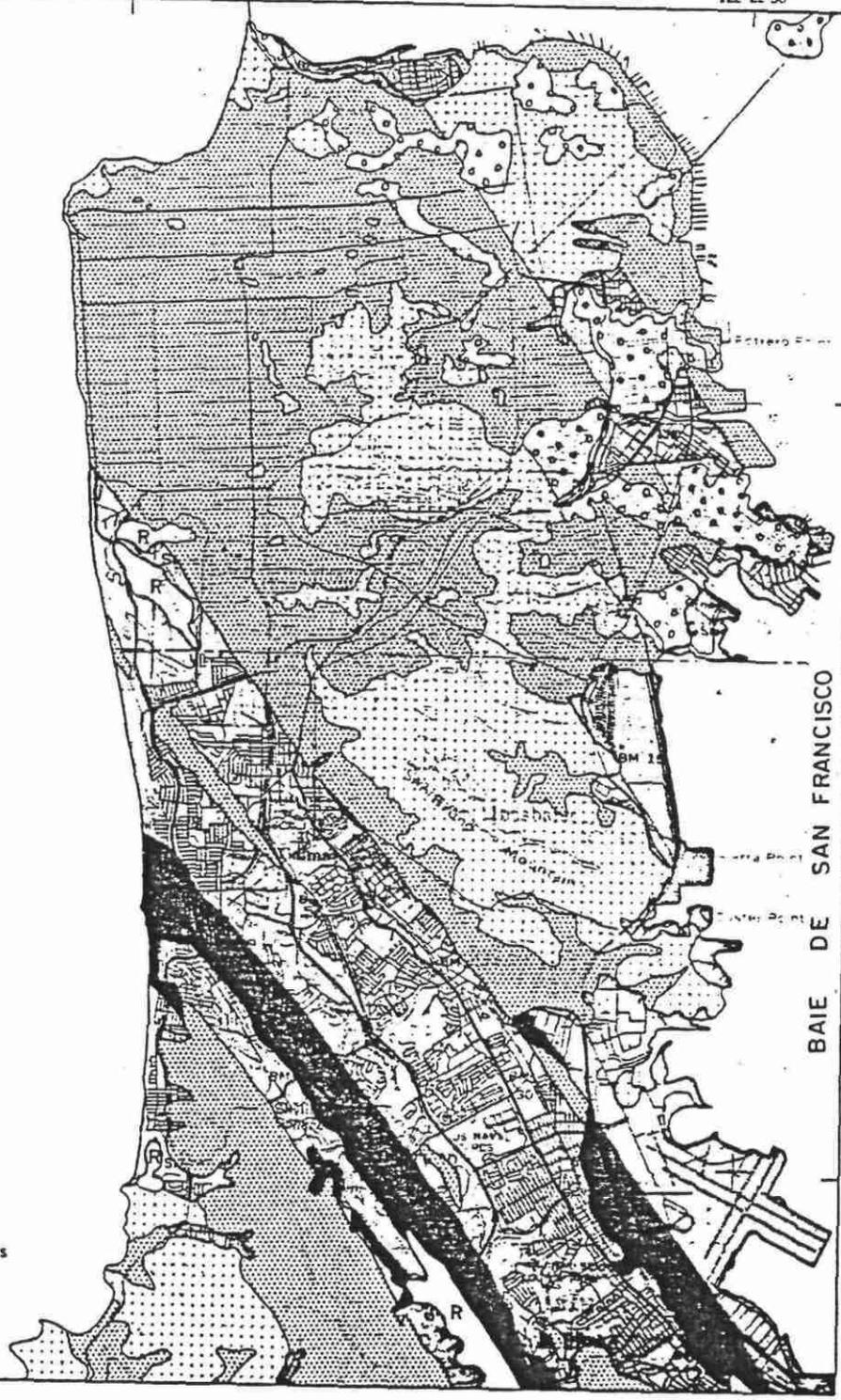
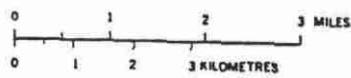


Fig. 35 : Abaques donnant la susceptibilité à la liquéfaction de sables et sables limoneux pour des séismes $M = 6$ et $M = 7.5$ d'après CETIN SOYDEMIR [31]

EXPLANATION
 PREDICTED MAXIMUM
 EARTHQUAKE INTENSITY
 (1906 SAN FRANCISCO
 SCALE)

- A  Very violent
- B  Violent
- C  Very strong
- D  Strong
- E  Weak

San Andreas fault
 R Reservoir



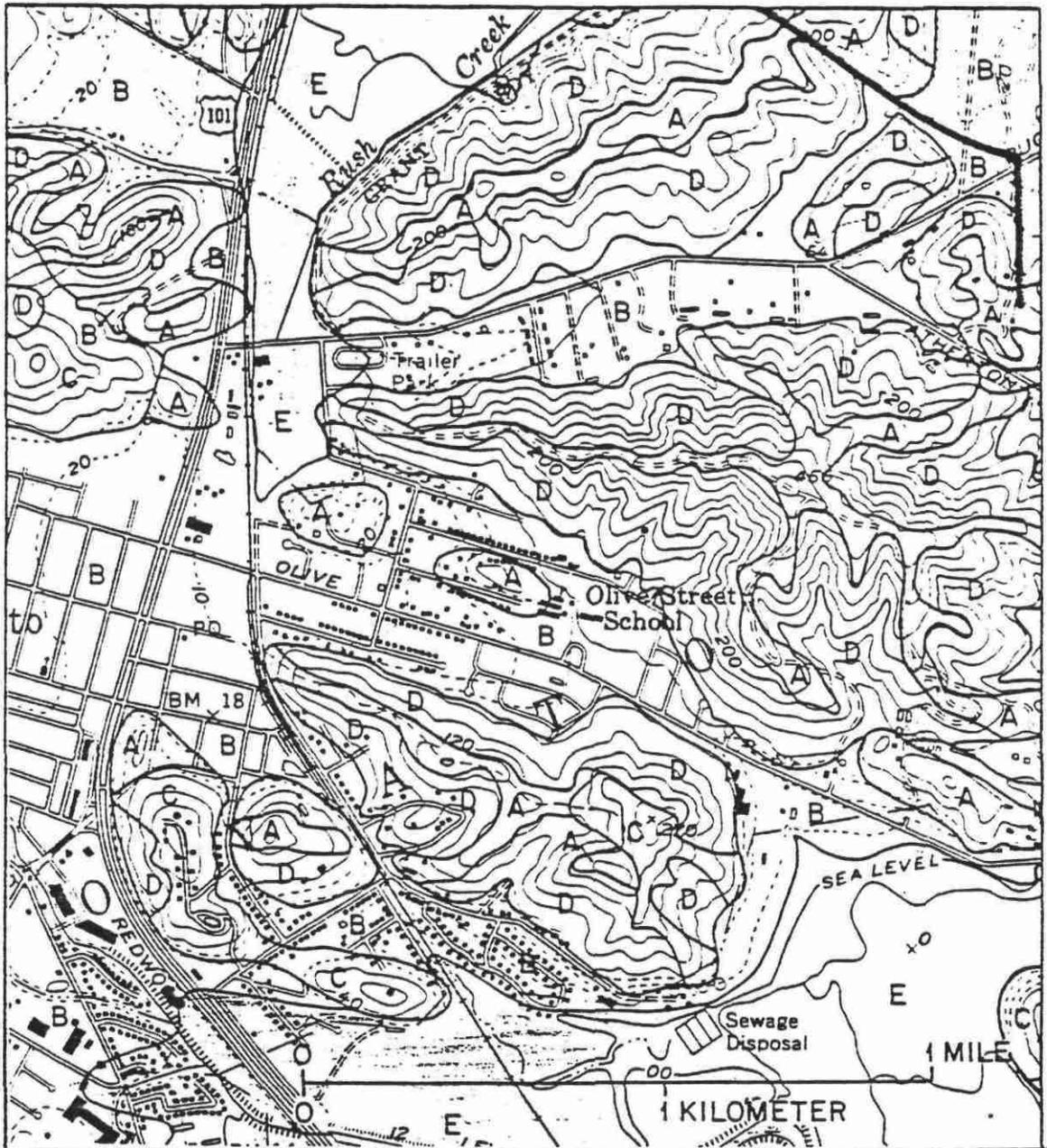
Geologie



Fig. 36 : San Francisco (Californie)

Carte des intensités maximum prévisibles résultant d'un séisme sur la faille de San Andréas ou de celle de Hayward. Les intensités sont déduites de relations empiriques établies à partir des observations du séisme de 1906 et de la carte géologique ci-contre : forte majoration des effets du séisme au voisinage de la faille et sur les formations vaseuses de la baie (Bay mud), moyenne sur les alluvions, faible sur le rocher.

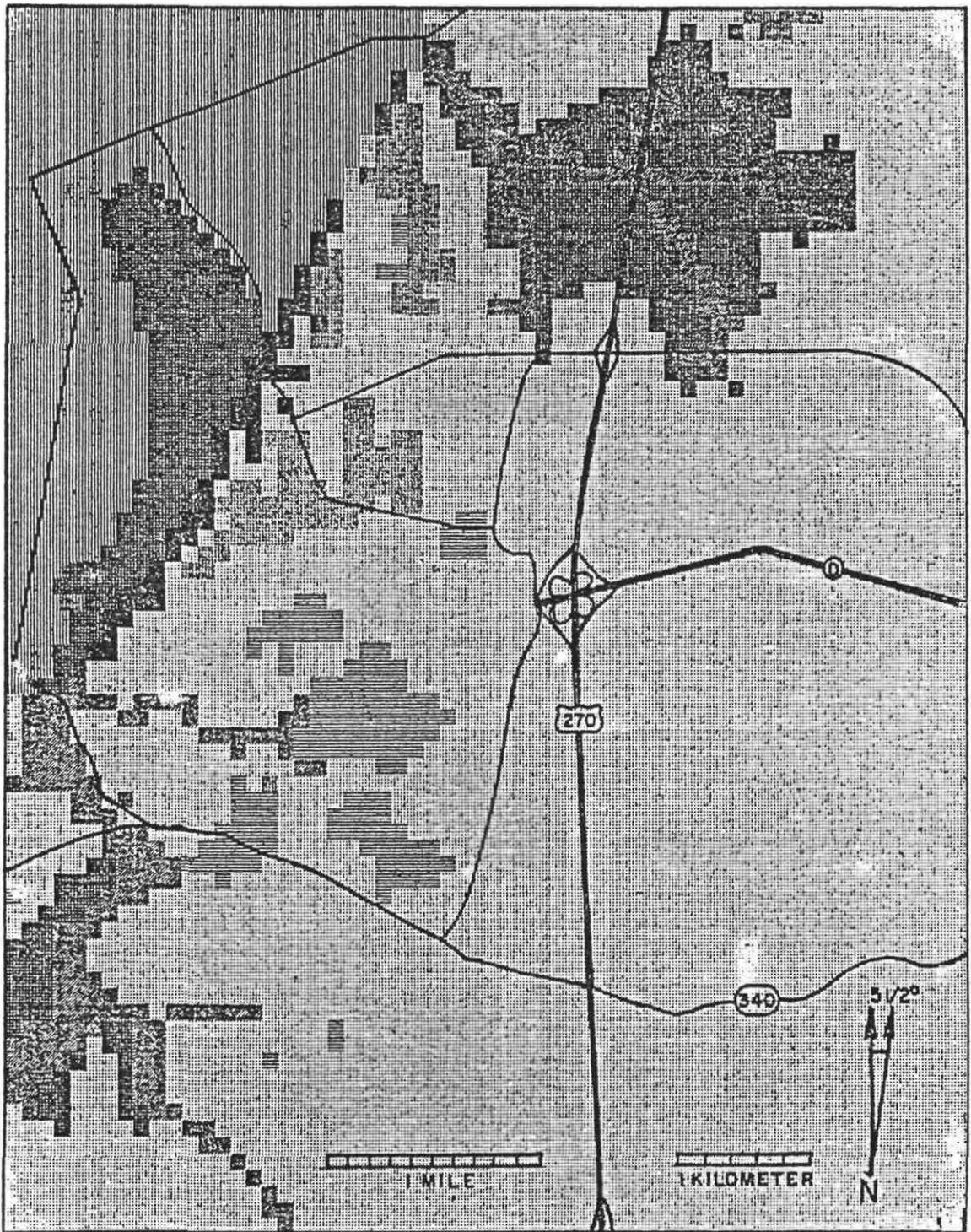
-  Bay mud
-  Alluvium
-  Bedrock
-  Recording location
-  Location of seismic and geologic logs



- A Areas of probable low damage. These areas are underlain by firm, relatively unweathered bedrock that crops out at the surface or is covered by only thin layers of soil or colluvium.
 - B Areas of probable low to moderate damage. These areas are underlain by relatively shallow, compacted alluvium and colluvium on flat or gently sloping surfaces.
 - C Areas of probable low to moderate damage. These areas are underlain by sheared bedrock.
 - D Areas of potentially high damage. These areas are underlain by landslide deposits and by thick deposits of colluvium or deeply weathered bedrock on steep slopes.
 - E Areas of probable high damage. These areas are underlain by bay mud ranging in thickness from a few feet to more than 100 feet.
- Fault

Fig. 37 : Marin County (Californie)

Extrait de la carte des zones de risque sismique



EXPLANATION

	0.47g BEDROCK		0.84g (MAP UNIT G)
	0.58g (MAP UNITS A, C)		0.87g (MAP UNIT D)
	0.65g (MAP UNIT B)		1.14g (MAP UNIT F)
	0.73g (MAP UNIT E)		

Fig. 39 : Saint Louis (Missouri)

Carte de microzonage, à l'aide de tracés sur ordinateur, de la réponse en accélération horizontale maximum pour un séisme en champ proche



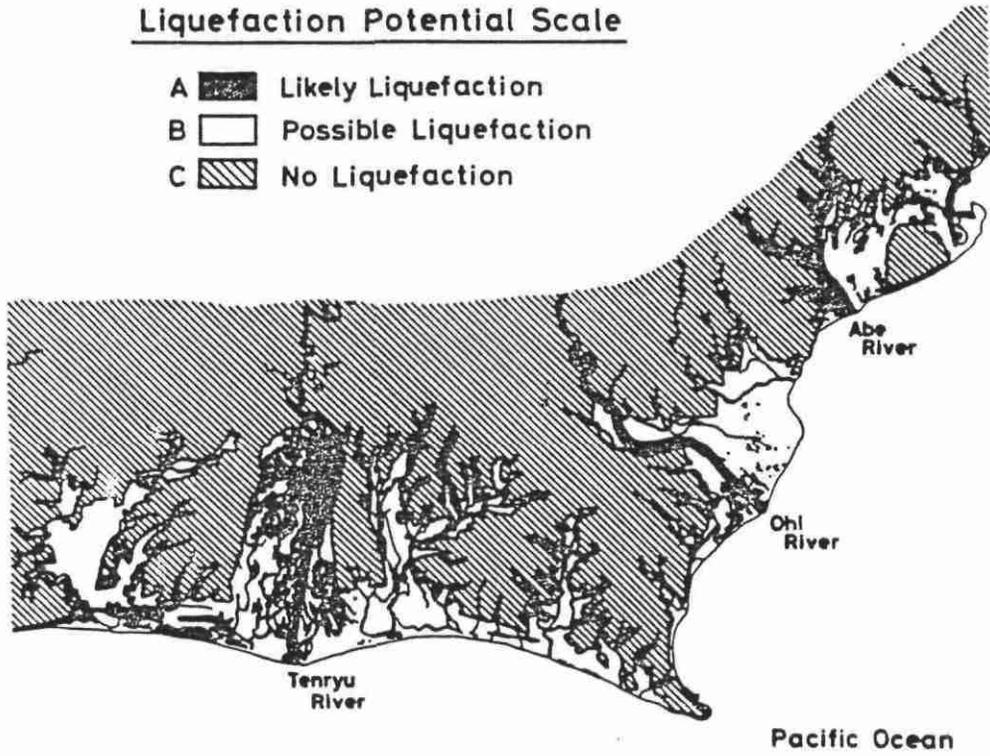
Fig. 40 : Tokyo (Japon)

Carte de microzonage de l'accélération maximale au sol
pour une accélération au rocher de 100 cm/s^2

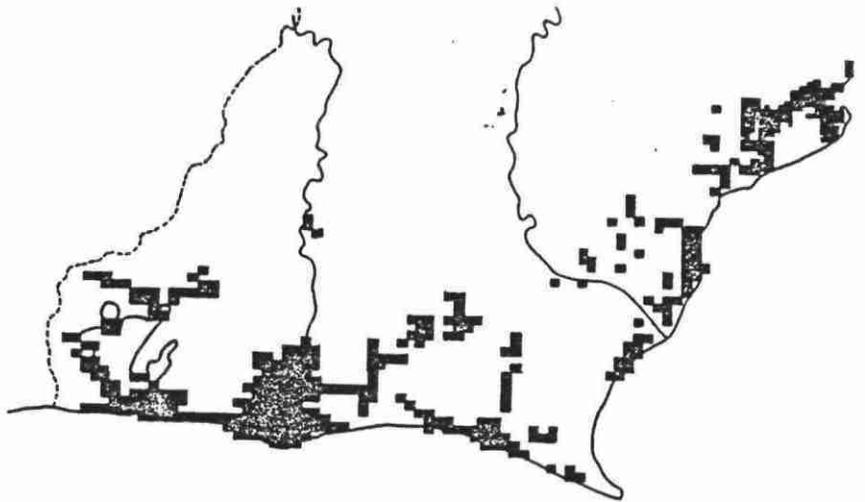
Liquefaction Potential Scale

- A  Likely Liquefaction
- B  Possible Liquefaction
- C  No Liquefaction

a) à partir de la topographie



b) à partir du potentiel de liquéfaction (méthode SPT) pour une accélération de 0,3 g



c) Liquéfaction observée lors de séismes

Recorded Liquefaction from Past Earthquakes

- Ansei (1854)
- Nohbi (1891)
- ◇ Shizuoka (1935)
- △ Tohankai (1944)
- Izuohshimakinkai (1978)

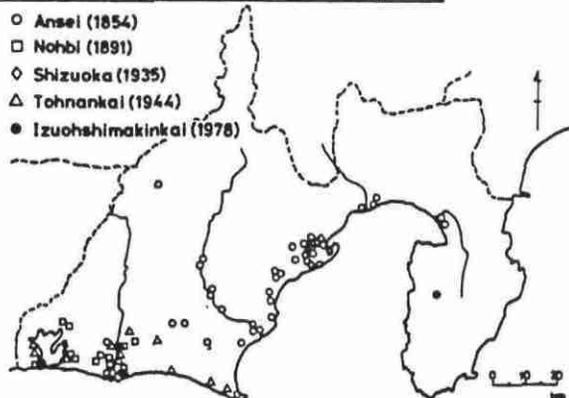
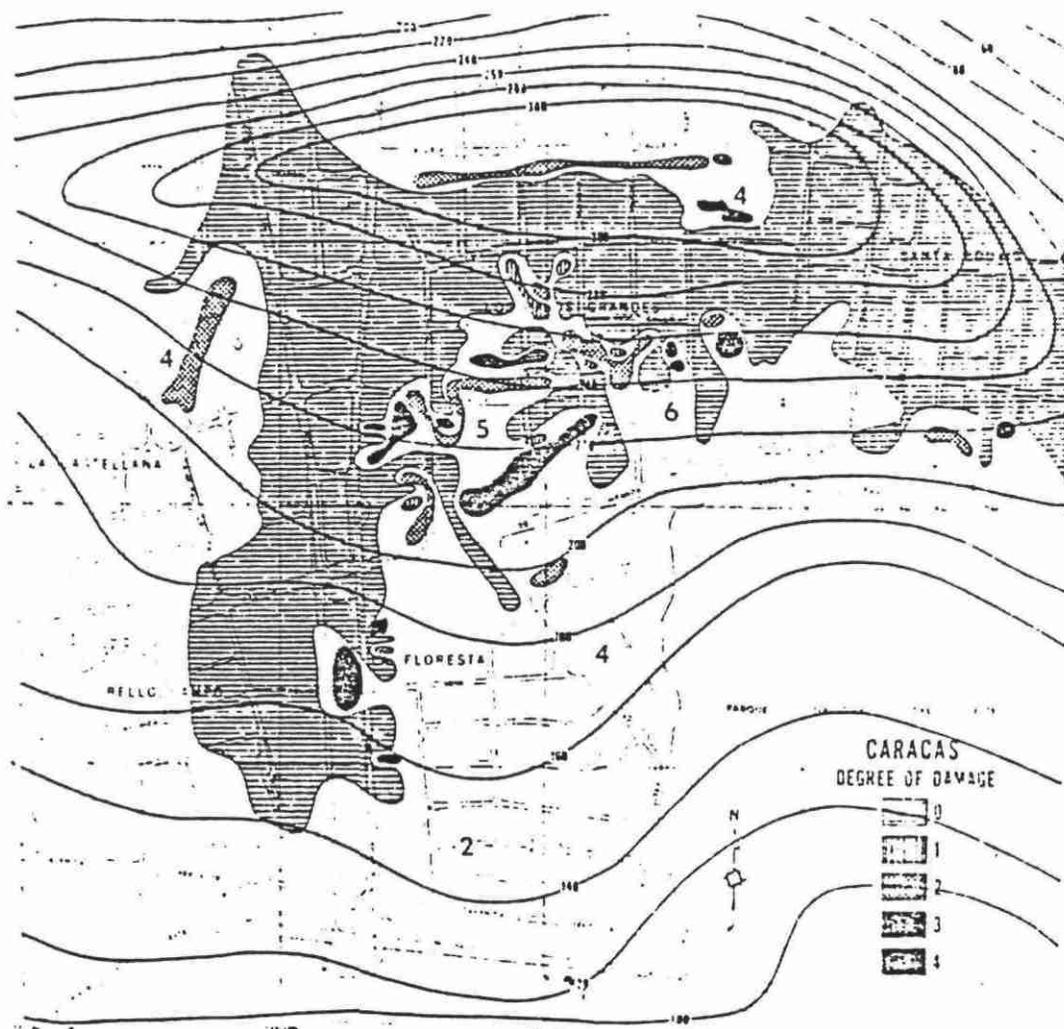


Fig. 41 : Shizuoka (Japon)
Cartes de liquéfaction



- [Cross-hatch symbol] 1: distribution des dommages lors du séisme
- 4 : facteur d'amplification mesuré par une station d'écoute lors de vibrations artificielles
- —120—: épaisseur des alluvions

Fig. 42 : Caracas (Vénézuéla)
Carte des effets du séisme du 29/07/1967

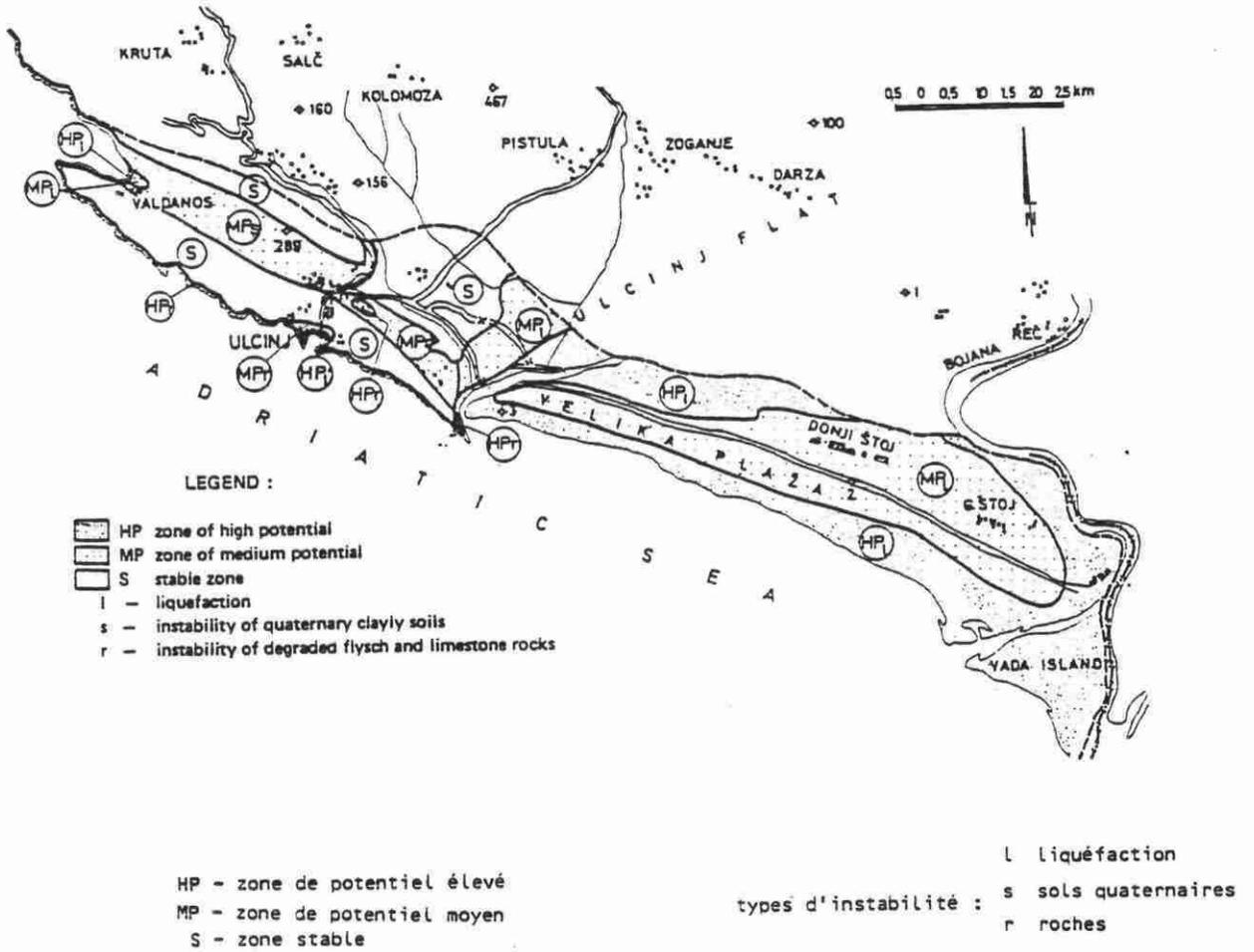
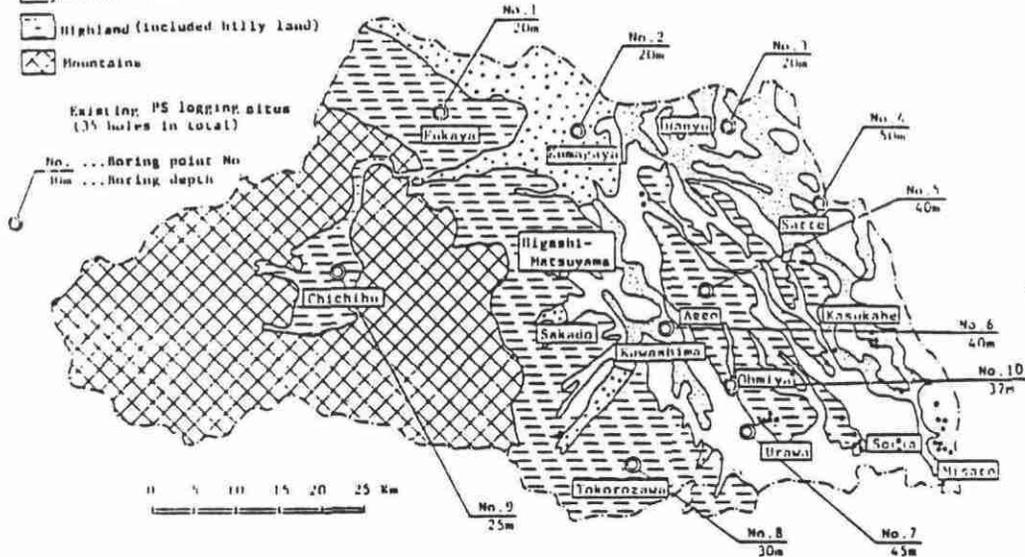


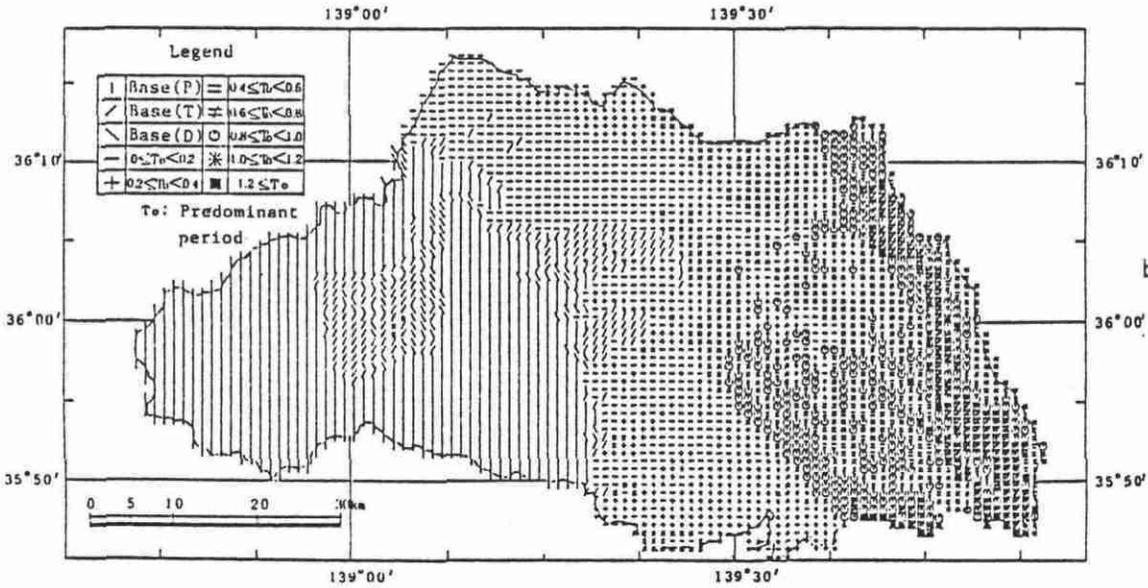
Fig. 43 : Utčinj (Yougoslavie)

Carte du potentiel d'instabilité dynamique

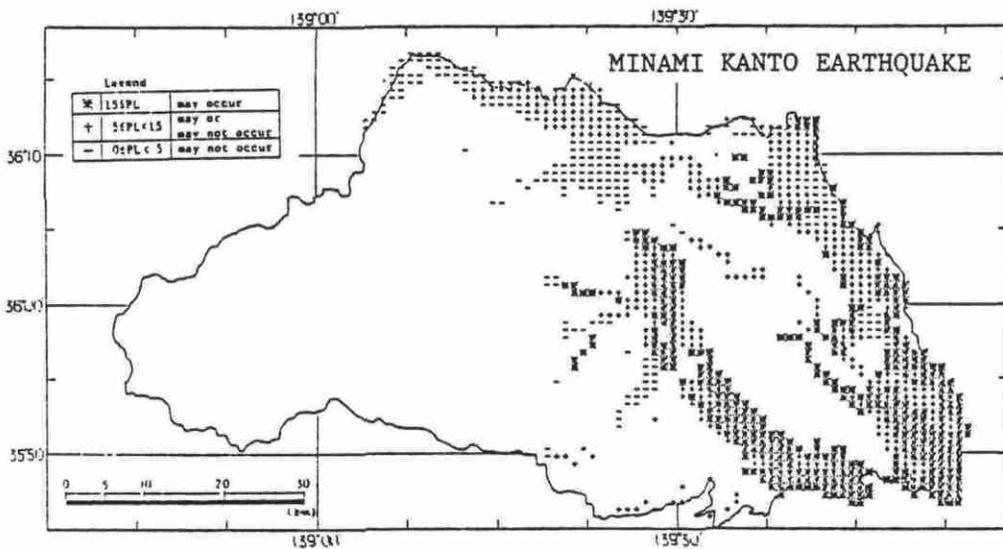
- lowland (delta and back marsh)
- lowland (natural levee)
- lowland (fan)
- Highland (included hilly land)
- Mountains



a) topographie et géologie



b) période prédominante



c) susceptibilité à la liquéfaction

Fig. 44 : Saitama (Japon)

Cartes de microzonage

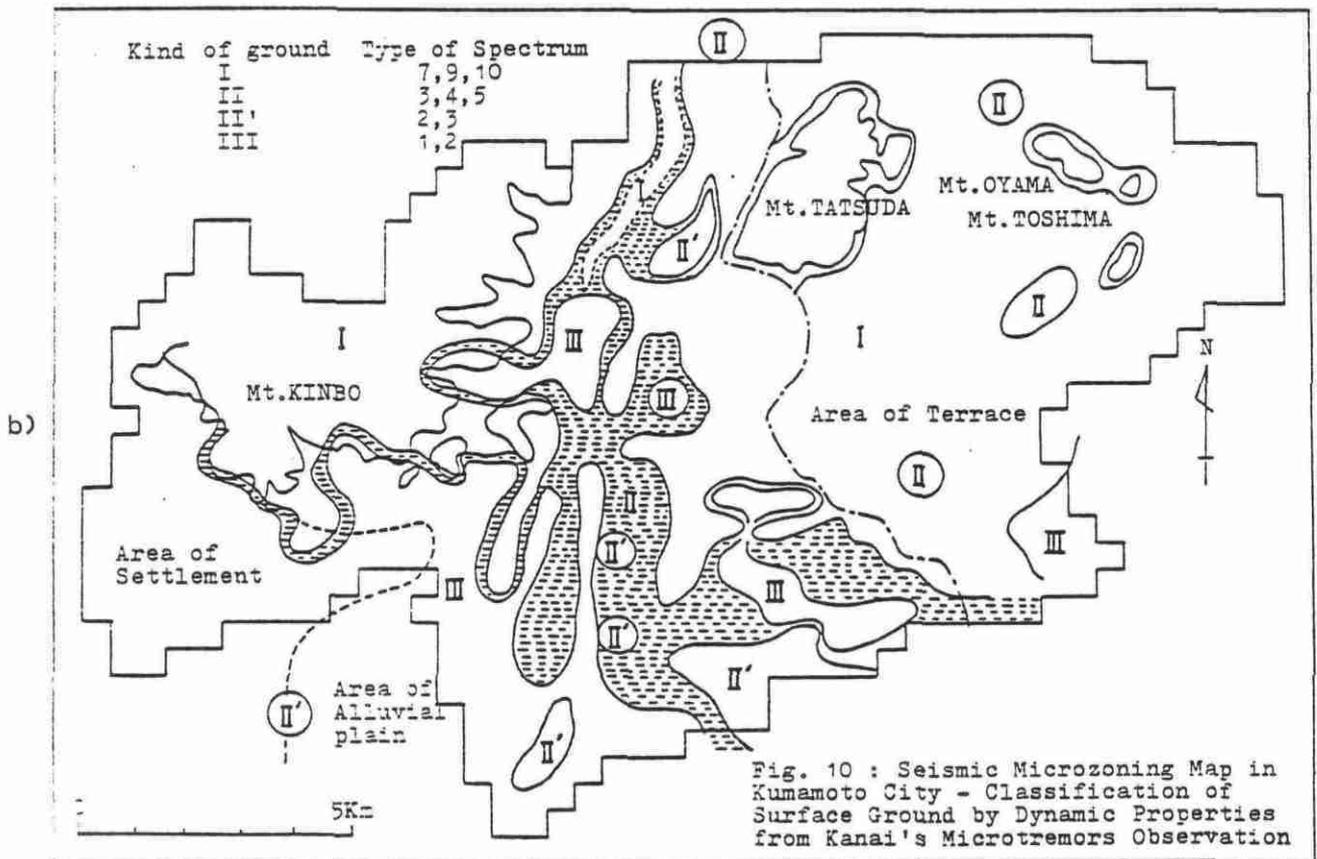
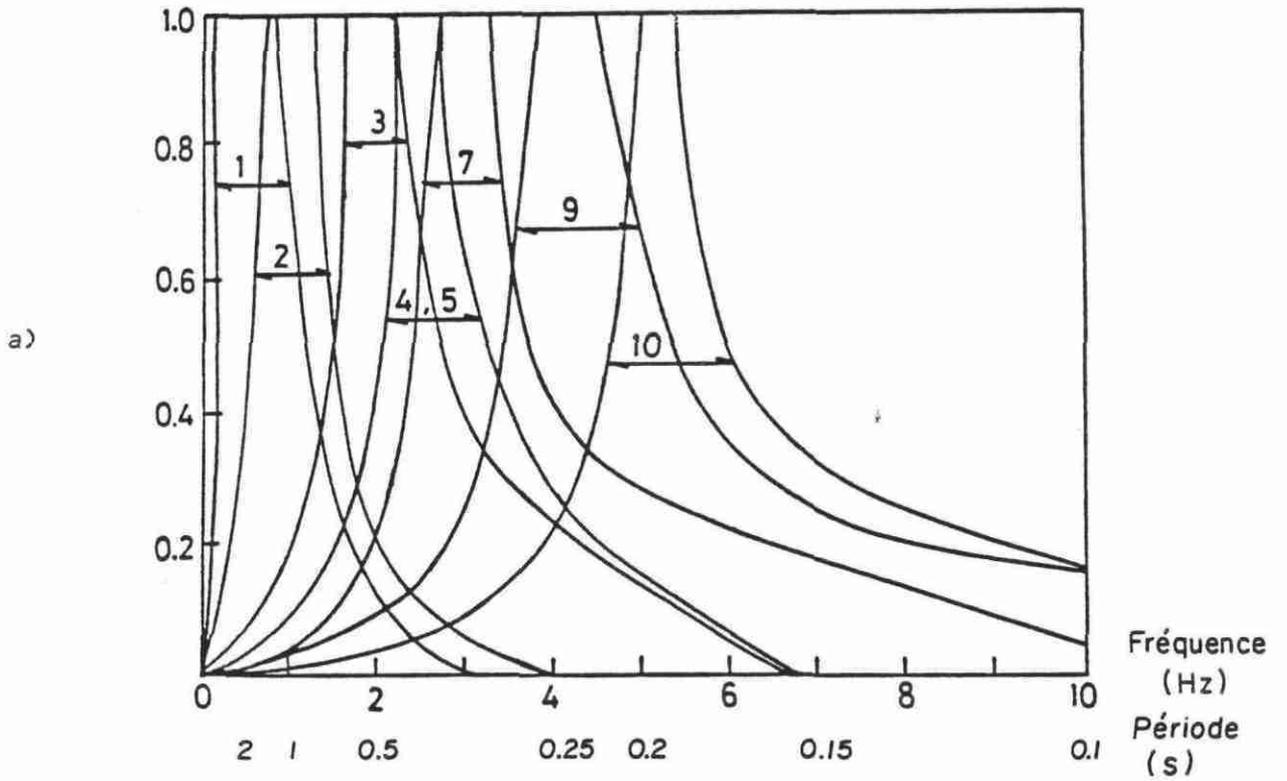


Fig. 45 : Kumamoto (Japon)

Carte de microzonage

- a) spectres de Fourier - types des vibrations transmises par le sol
 b) microzonage : classement en types de sols en fonction des spectres de Fourier obtenus.

Paramètres d'identification des Sols

TYPE DE SOL	Pené- tré- mètre Statique: résis- tance (MPa)	Pression-Atre		Résis- tance Compres- sion simple (MPa)	SPT Nombre de coups	Densité relative (%)	Indice de compres- sion E_c	Vitesse des ondes de cisail- lement (m/s)	Vitesse des on- des longitudinales	
		Module résis- tance (MPa)	Pression limite (MPa)						Sous la nappe (m/s)	hors nappe (m/s)
Sols de bonne à très bonne résistance mécanique	Ⓡ Rochers sains et Craies dures				> 50			> 800		> 2500
	Sols granulaires compacts	> 15	> 20	> 2	> 30	> 60		> 400	> 1800	> 800
	Sols cohérents (argiles ou marnes dures)	> 5	> 25	> 2	> 0.4		< 0.02			> 1800
Sols de résis- tance mécani- que moyenne	Ⓟ Rocher altéré		50 à 100	2.5 à 5				300 à 800		400 à 2500
	Sols granulaires moyennement compacts	5 à 15	6 à 20	1 à 2	10 à 30	40 à 60		150 à 400	1500 à 1800	500 à 800
	Sols cohérents moyennement consistants et Craies tendres	1.5 à 5	5 à 25	0.5 à 2	0.1 à 0.4		0.02 à 0.10			1000 à 8000
Sols de faible résistance mécanique	Ⓞ Sols granulaires lâches	< 5	< 6	< 1	< 10	< 40		< 150	< 1500	< 500
	Sols cohérents mous (argiles molles ou vases) et craies altérées	< 1.5	< 5	< 0.5	< 2		> 0.10			

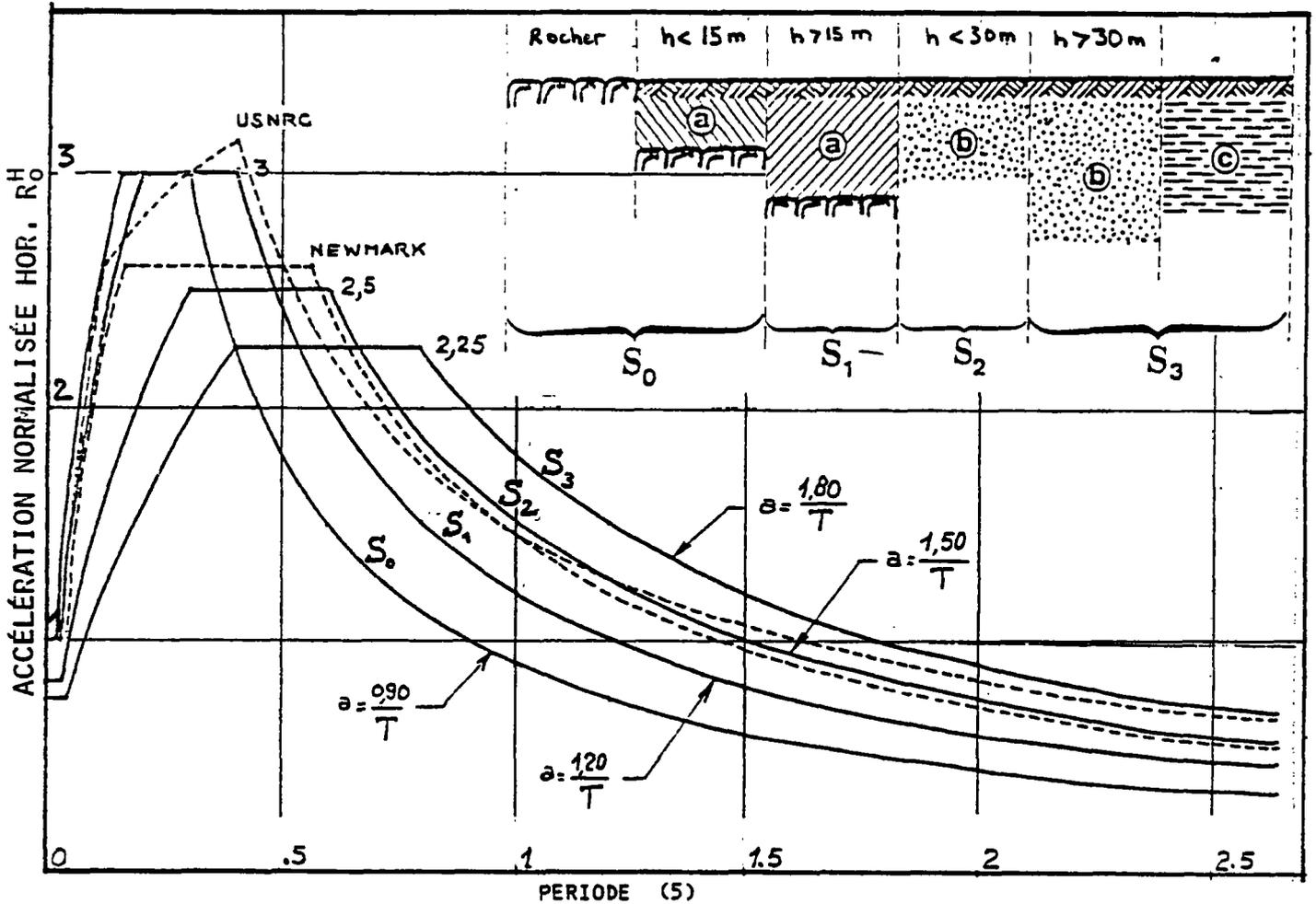


Fig. 46 : Spectres des futures règles PS 83 en fonction des catégories de site et des types de sol

ANNEXE N° 1

SPECTRE DE REponse

PROGRAMME SPECTRE

*D'après note technique n° 15/83 du département GEG
par M. VIARGUES*

Le programme S P E C T R E permet de calculer le spectre de réponse d'un accélérogramme. Il s'agit d'étudier en premier lieu la réponse d'un oscillateur simple à une excitation constituée par un mouvement imprimé par le sol à la base de cet oscillateur. Cette excitation est définie par la loi des accélérations en fonction du temps soit $\gamma (t)$.

Les axes auxquels est rapportée la déformation sont les axes Oz, Ox liés au sol. Ils constituent un repère mobile animé par rapport au trièdre absolu de référence du mouvement défini par $\gamma (t)$.

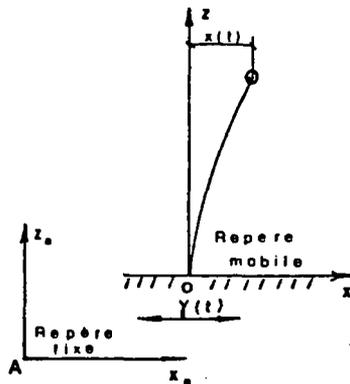


Figure 1
Oscillateur simple soumis à une excitation sismique.

Le déplacement $x (t)$ de la masse et ses dérivées $\dot{x} (t)$ et $\ddot{x} (t)$, la vitesse et l'accélération sont relatifs dans la trièdre du mobile. L'accélération absolue est : $\ddot{x}_a (t) = \ddot{x} (t) + \gamma (t)$.

L'équation fondamentale de la dynamique s'écrit :

$$m\ddot{x} + c\dot{x} + kx = - m \gamma (t).$$

Sa forme canonique en fonction des paramètres ω et ζ (pulsation et degré d'amortissement de l'oscillateur exprimé en fraction de l'amortissement critique) est :

$$\ddot{x} + 2 \zeta \omega \dot{x} + \omega^2 x = - \gamma (t)$$

On en déduit $x (t) : (- 1/\omega') \int_0^1 \gamma (\tau) e^{- \zeta \omega (t-\tau)} \sin \omega' (t-\tau) d\tau$

$$\dot{x} (t) = - \int_0^1 \gamma (\tau) e^{- \zeta \omega (t-\tau)} \cos \omega' (t-\tau) d\tau - \zeta \omega x (t)$$

$$\ddot{x}_a (t) = - \omega^2 x (t) - 2 \zeta \omega \dot{x} (t)$$

avec $\omega' = \omega \sqrt{1 - \zeta^2}$

Si l'on désigne par d_m , v_m , a_m les maximums des valeurs absolues de $x(t)$, $\dot{x}(t)$, $\ddot{x}_a(t)$, les tracés des variations de d_m , v_m , a_m en fonction de la fréquence ω (ou période T) de l'oscillateur et pour diverses valeurs de l'amortissement ζ constituent les spectres de réponse des déplacements (relatifs), des vitesses (relatives), des accélérations (absolues).

Représentation des spectres.

Il existe de nombreuses représentations des spectres :

1 - représentation des déplacements ou vitesses ou accélérations en fonction de la période (cf figures de l'exemple traité)

Il faut remarquer que les spectres d'accélération ont, quelque soit l'amortissement, une ordonnée à l'origine commune égale à l'accélération maximale du sol et admettent l'axe des périodes comme asymptote. Il y a amplification des accélérations par rapport à l'accélération au sol dans la zone des basses périodes et au contraire atténuation pour les grandes périodes.

Les spectres des déplacements passent tous par l'origine et admettent une asymptote horizontale correspondant au déplacement maximal du sol. Il y a amplification des déplacements pour les moyennes et grandes périodes.

2 - représentation tri-log

2.1 - Pseudo-vitesse - Pseudo-accélération

Lorsque $x(t)$ passe par un maximum, $\dot{x}(t)$ est nulle. Il s'ensuit que pour le maximum maximum d_m :

$$\ddot{x}_a(t) = -\omega^2 d_m$$

Cette valeur est proche de a_m . Elle lui est égale lorsque ζ est nul. C'est la pseudo-accélération a'_m .

Pour ce qui est des vitesses, on montre également que :

$v'_m = -\omega d_m$ dite pseudo-vitesse est très proche du maximum v_m sauf aux basses fréquences.

Compte tenu des relations liant les pseudo-vitesses et les pseudo-accélérations aux déplacements, il est possible de représenter ces trois éléments sur un même tracé par la représentation trilogarithmique. En abscisses sont portées les périodes, en ordonnées, les pseudo-vitesses. Les déplacements et les pseudo-accélérations se lisent sur les échelles logarithmiques inclinées à 45° de part et d'autre.

Les spectres relatifs aux différents degrés d'amortissement ont du côté des hautes fréquences une première asymptote commune (inclinée à 45°) correspondant à l'accélération maximale au sol ; du côté des basses fréquences, ils ont une deuxième asymptote (à 45° dans l'autre sens) correspondant au déplacement maximal du sol. Le palier intermédiaire correspond à la vitesse maximale (cf figure de l'exemple traité).

HELENA MONTANA 1935 INITIAL

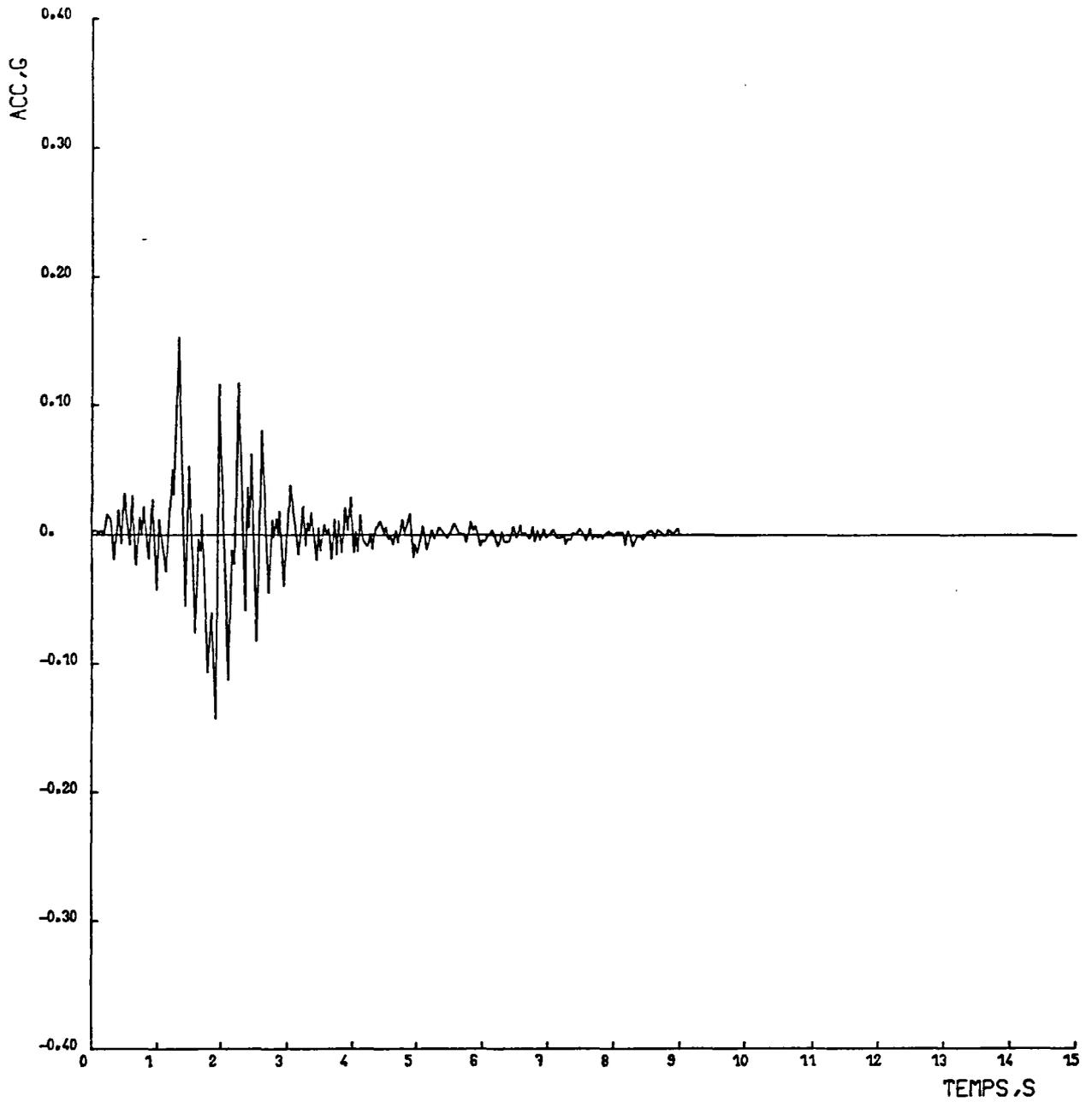


FIGURE 2

Représentation de l'accélérogramme
dont on calcule le spectre de réponse

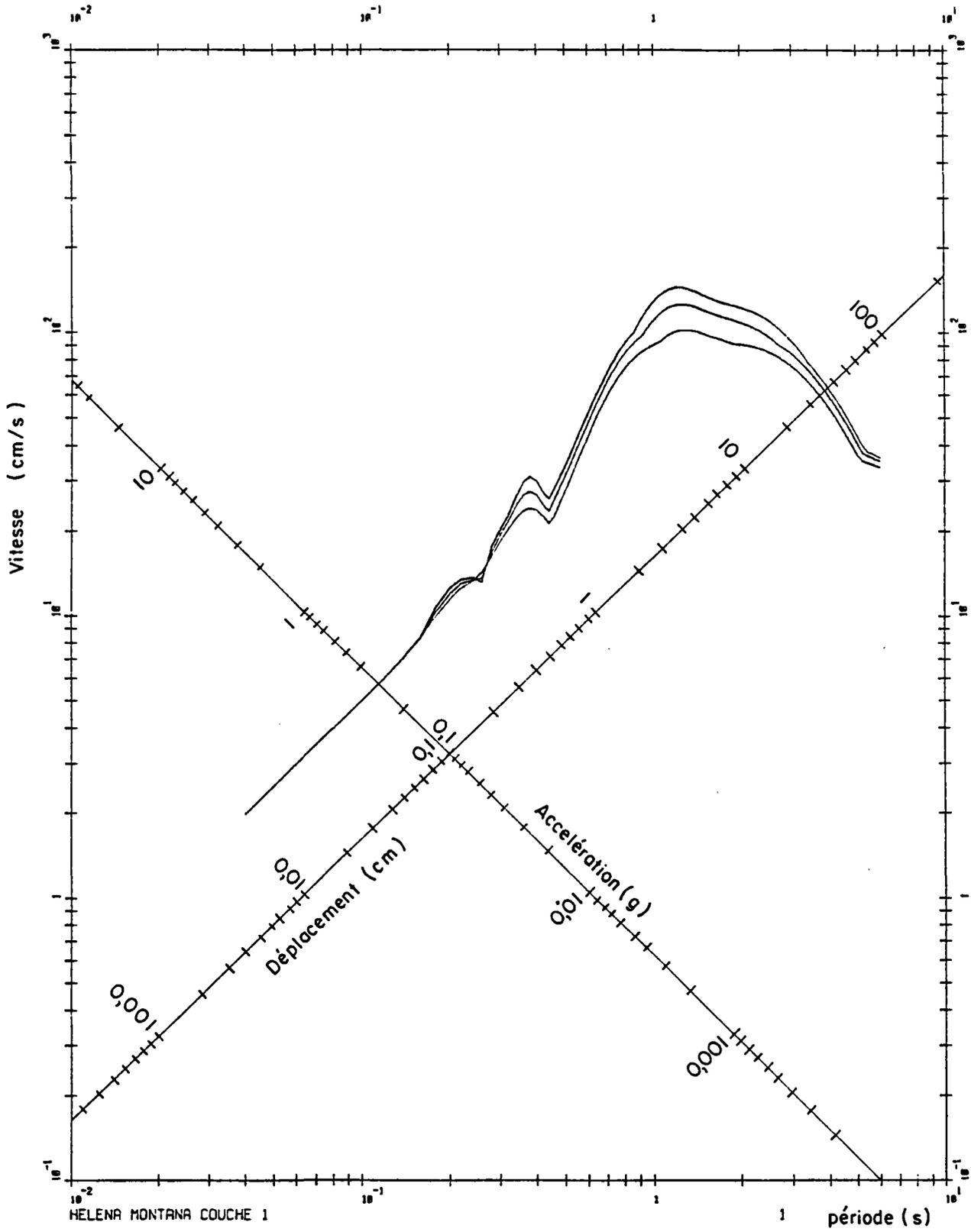


FIGURE 3

Représentation tri-logarithmique d'un spectre de réponse

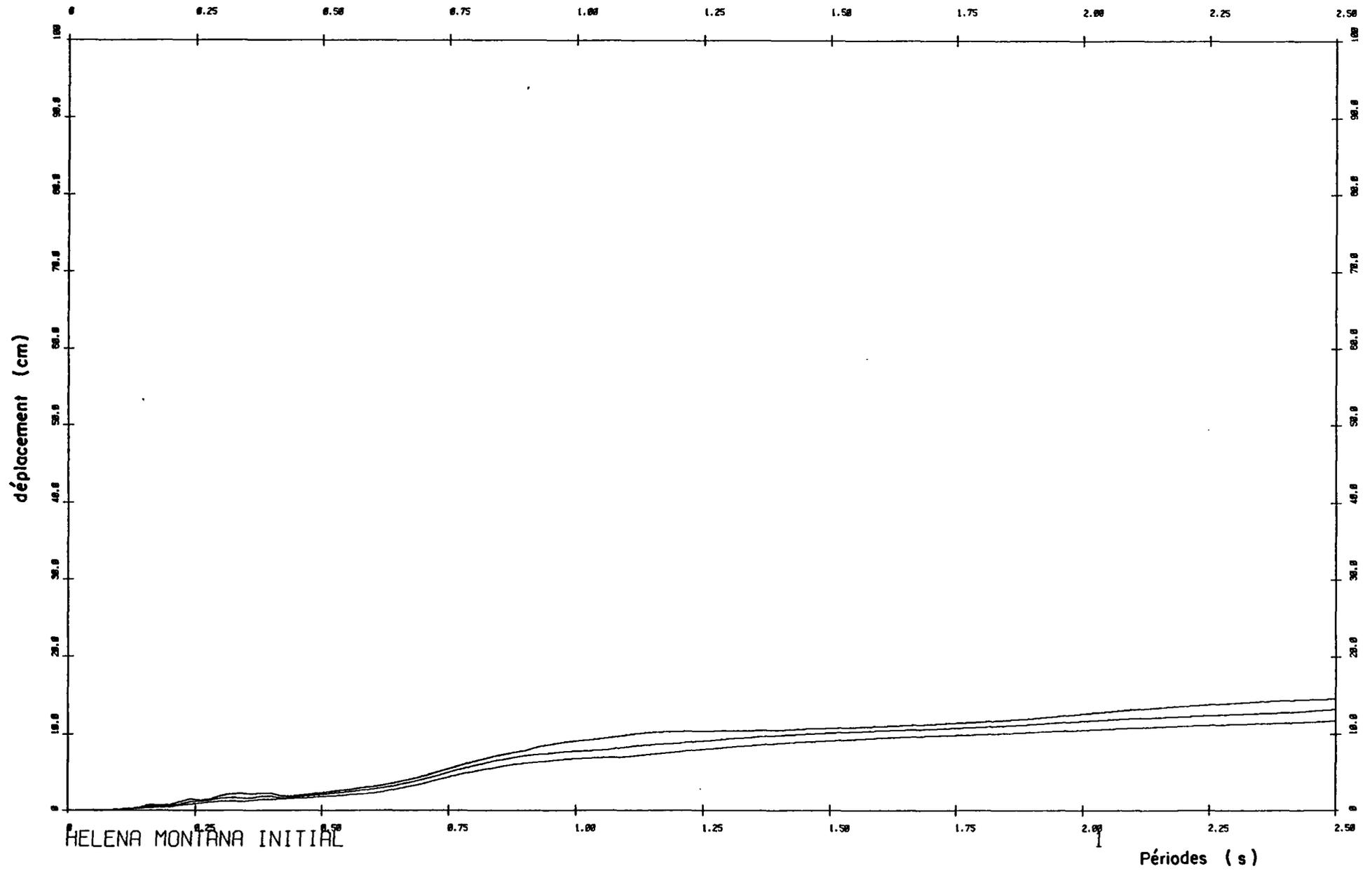


FIGURE 4 - Spectre de réponse des déplacements

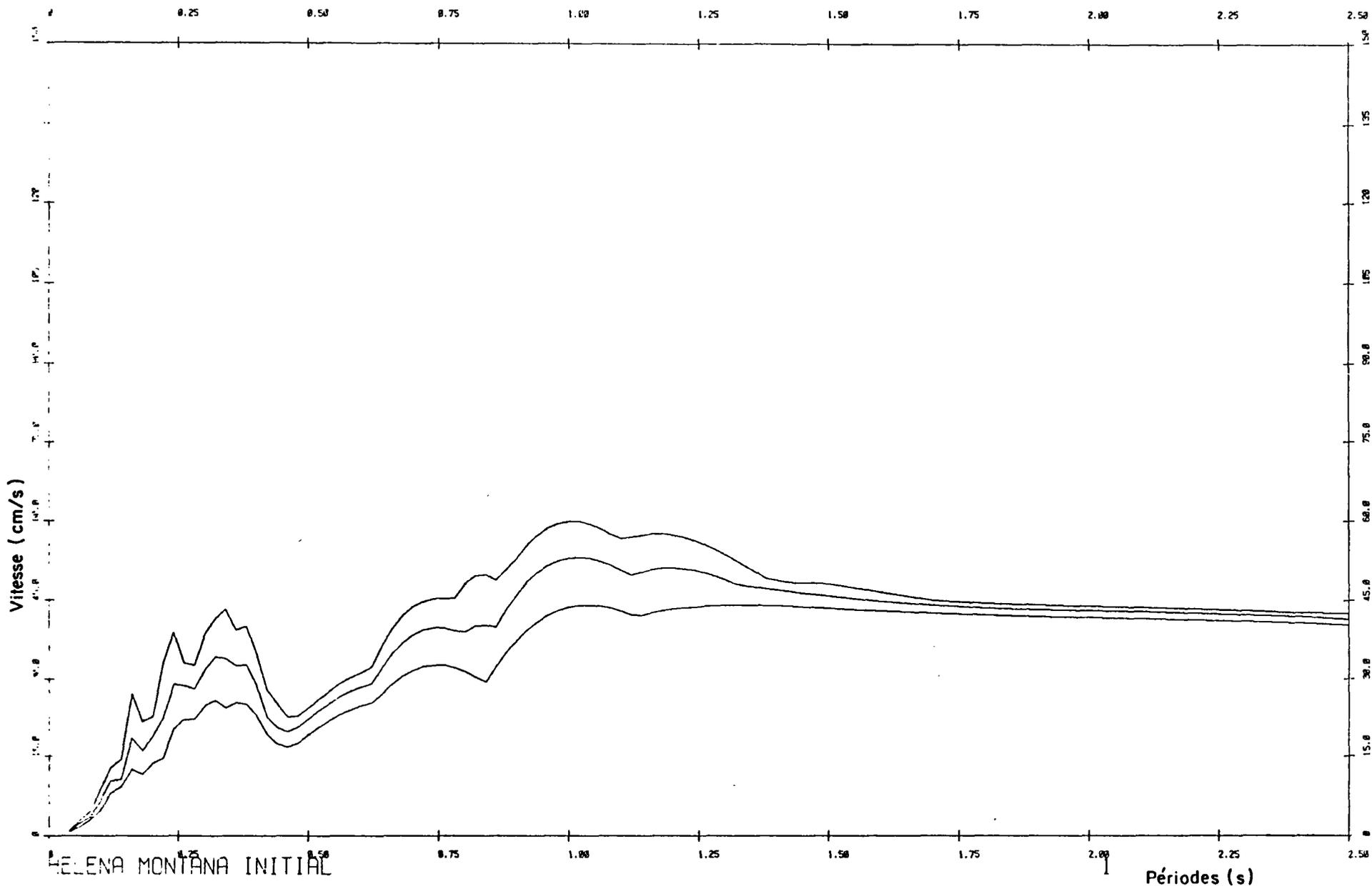


FIGURE 5 - Spectre de réponse des vitesses

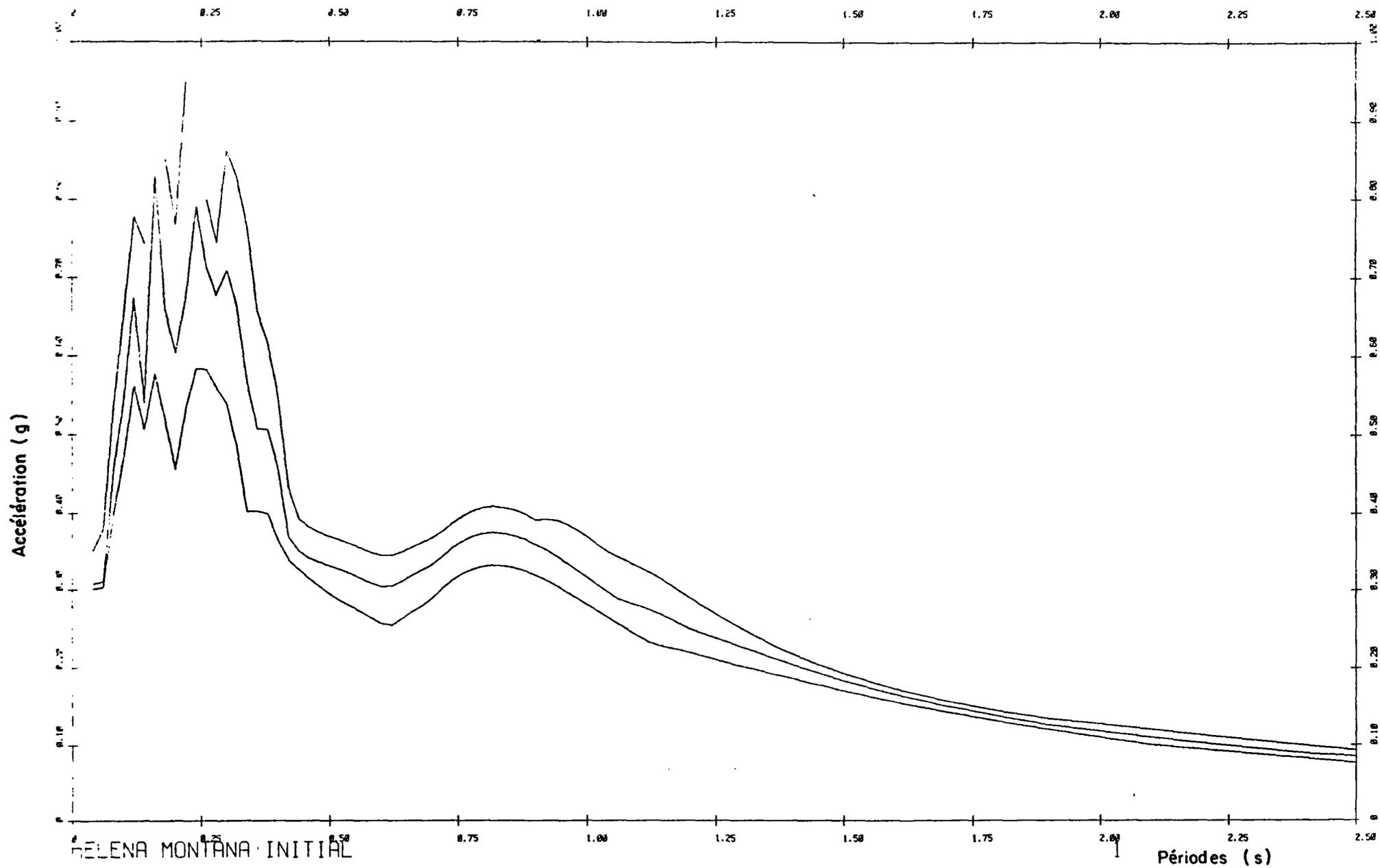


FIGURE 6 - Spectre de réponse des accélérations

A N N E X E N ° 2

P R O G R A M M E S H A K E

*d'après note technique n° 19/83 du département GEG
par M. VIARGUES*

NOTICE D'EMPLOI DU PROGRAMME S H A K E

Le programme S H A K E permet l'évaluation de la réponse sismique d'un profil de sol. Il prend en compte le comportement non linéaire des sols. L'excitation sismique imprimée au sol est une onde de cisaillement horizontale se propageant verticalement.

1 - METHODE DE CALCUL

Supposons un profil de sols constitué de couches horizontales infinies viscoélastiques sur un rocher. Chaque couche est homogène, isotrope et caractérisée par son épaisseur, sa densité, son module de cisaillement et son coefficient d'amortissement (figure 1).

La propagation verticale d'une onde de cisaillement horizontale dans ce profil s'exprime par l'équation :

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} \quad (1)$$

où $u = u(x, t)$ déplacement horizontal
 ρ = densité du sol
 G = module de cisaillement
 η = viscosité

La viscosité η et le coefficient d'amortissement β sont liés par la relation :

$$\omega \eta = 2G\beta \quad \text{où } \omega \text{ est la fréquence}$$

G est le module de cisaillement

De nombreuses expériences ont montré que G et β variaient peu avec la fréquence.

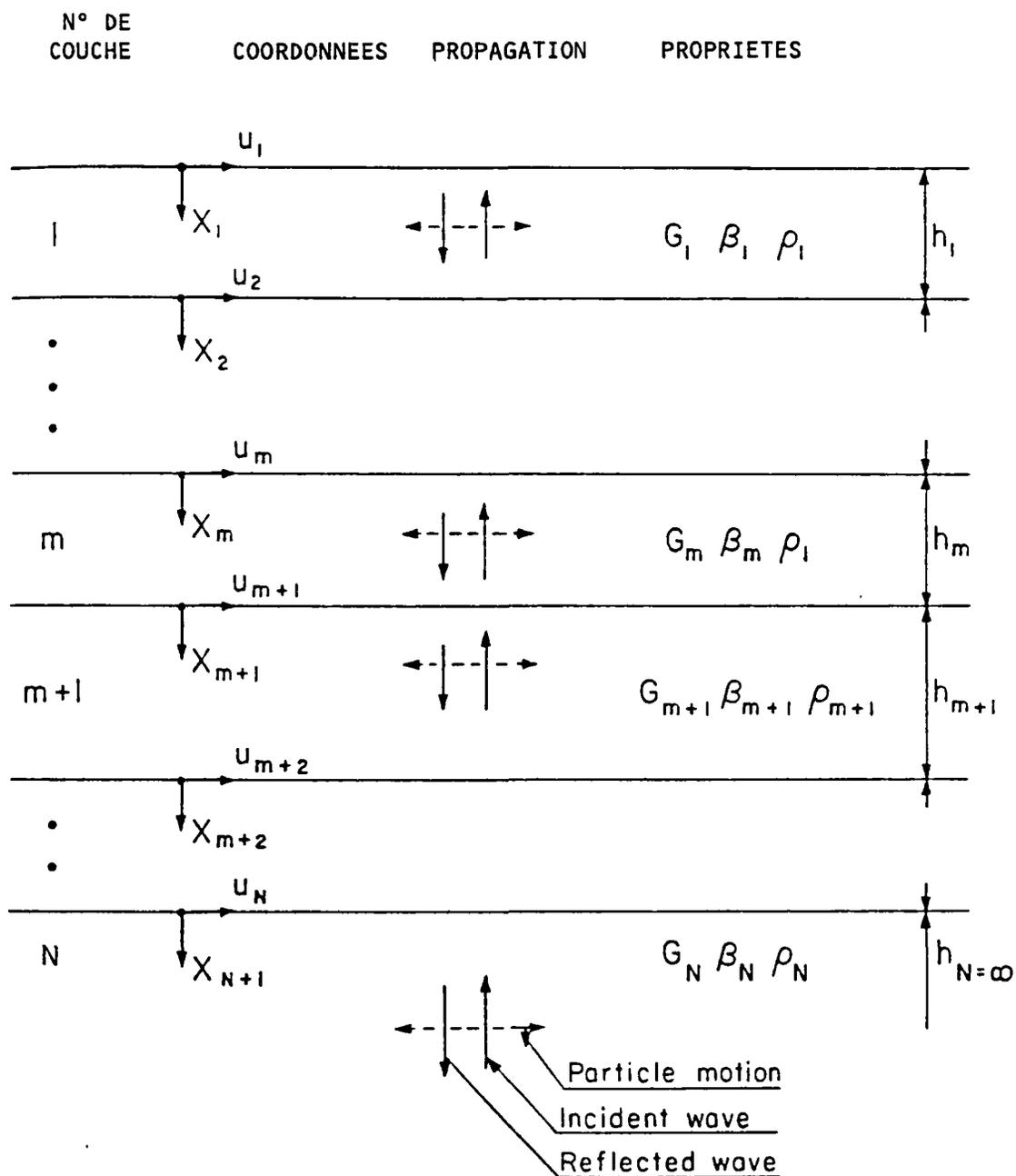


Fig. 1 : Profil de sol

La méthode d'intégration est une méthode fréquentielle par l'intermédiaire des transformées de Fourier.

Les variations du module de cisaillement et du coefficient d'amortissement en fonction des déformations sont celles déterminées par SEED et IDRIS, 1970 (figures 28, 29, 30, 31).

2 - HYPOTHESES DE BASE DU PROGRAMME S H A K E

Les hypothèses de base du programme sont les suivantes :

- 1 - Les couches constituant le massif sont infinies dans le sens horizontal.
- 2 - Chaque couche est définie par :
 - son module de cisaillement,
 - son coefficient d'amortissement critique,
 - sa densité,
 - son épaisseur.

Ces variables sont indépendantes de la fréquence.

- 3 - La réponse du système est provoquée par une propagation verticale d'ondes de cisaillement transmises par le rocher sous le massif.
- 4 - Les ondes de cisaillement sont fournies par l'intermédiaire d'un accélérogramme de pas de temps fixe.
- 5 - Les variations du module de cisaillement et du coefficient d'amortissement sont calculées par une procédure linéaire équivalente fondées sur un niveau de déformation effectif moyen calculé pour chaque couche.

Le programme peut prendre en compte des coefficients d'amortissement variables d'une couche à l'autre et l'effet d'une base élastique. L'accélérogramme est fourni pour une couche au système. Le programme calcule alors de nouveaux accélérogrammes pour n'importe quelle autre couche.

3 - OPTIONS PROPOSEES PAR LE PROGRAMME S H A K E

0 - *arrêt du programme*

1 - *lecture d'un accélérogramme brut.* L'option 1 calcule l'accélération maximale. Les valeurs des accélérations peuvent être multipliées par un facteur choisi par l'utilisateur. L'accélérogramme peut être calé à une accélération maximale choisie par l'utilisateur. Ces deux dernières options s'excluent mutuellement. Il est également possible d'éliminer des valeurs d'accélération correspondant à des fréquences supérieures à une fréquence choisie par l'utilisateur. L'utilisateur doit enfin fournir un nombre MA nécessaire pour les transformées de Fourier. Ce nombre est de la forme 2^n . MA doit être le plus petit possible, mais supérieur au nombre de points de l'accélérogramme.

2 - *lecture des propriétés des couches de sol.* Il y a possibilité d'introduire des sous-couches. L'option 2 calcule les pressions effectives au milieu de chaque sous-couche et la période fondamentale du profil.

Quatre types de sol peuvent être employés :

1 - *argile* : dans ce cas, la relation liant le module de cisaillement au facteur K (défini dans les courbes de SEED et IDRISSE cf. ci-dessus) est :

$$G = K C_u \quad \text{où } C_u \text{ est la résistance au cisaillement non drainé}$$

2 - *sable de type 1 :*

$$G = K(\sigma'_m)^{1/2} \quad \text{où } \sigma'_m \text{ est la contrainte effective moyenne}$$

3 - *matériau rocheux :*

$$G = K G_1 \quad \text{où } G_1 \text{ est le module de cisaillement aux faibles déformations}$$

4 - *sable de type 2 :*

$$G = K(\sigma'_{\max})^{1/3} \quad \text{où } \sigma'_{\max} \text{ est la contrainte effective maximale.}$$

3 - *lecture du numéro de la sous-couche* à laquelle est imprimé l'accélérogramme, lecture du type d'accélérogramme utilisé. Deux cas sont possibles :

- l'accélérogramme est imprimé à la couche affleurante,
- l'accélérogramme est imprimé à l'intérieur de la couche.

Il a été prouvé en effet, que l'amplitude du mouvement à la base du rocher était environ 65 % celle du mouvement du rocher affleurant.

Cette option présente l'intérêt de pouvoir utiliser un accélérogramme, enregistré dans une station en surface, à l'intérieur d'un profil.

4 - *Calcul des propriétés des sols en relation avec les déformations*

Les déformations maximales, les contraintes maximales ainsi que les temps correspondant à ces maximums sont calculés aux milieux de chaque couche.

Les déformations effectives sont obtenues à partir de déformations maximales et utilisées pour calculer les nouvelles propriétés du sol. Le rapport entre la déformation maximale et la déformation effective a été trouvé, empiriquement, compris entre 0,5 et 0,7. Cependant, les réponses ne varient pas de manière considérable avec ce rapport. Le prendre entre 0,55 et 0,65 est une bonne approximation.

5 - *Cette option permet le calcul d'un accélérogramme résultat au sommet d'une ou plusieurs sous-couches.*

Les accélérations maximales sont calculées ainsi que le temps correspondant à ces maximums. L'accélérogramme peut être punché pour un tracé éventuel.

L'accélérogramme obtenu peut l'être en surface ou à l'intérieur du profil.

6 - *Impression et/ou punch de l'accélérogramme d'entrée*

L'accélérogramme maximum et le temps auquel se produit l'accélération maximale sont calculés.

7 - *Utilisation d'un nouvel accélérogramme d'entrée*

L'ancien accélérogramme d'entrée peut être réutilisé modifié (en changeant ses caractéristiques, pas de temps, facteur multiplicatif) ou un accélérogramme calculé peut être utilisé comme accélérogramme d'entrée. Il y a possibilité également de changer ses caractéristiques.

8 - *Lecture des relations module de cisaillement, coefficient d'amortissement en fonction des déformations (relations de SEED, IDRISSE cf introduction ci-dessus).* Il y a possibilité de tracé listing de ces relations.

9 - Calcul du spectre de réponse et de l'accélérogramme d'entrée ou d'un accélérogramme calculé

Le principe du spectre de réponse n'est pas explicité ici, se reporter à l'utilisation du programme S P E C T R E, note technique n° 15/83.

10 - Augmentation du pas de temps de calcul

Le facteur d'augmentation du pas de temps doit être un multiple de 2. Par exemple, considérons un accélérogramme de 2048 points dont le pas est 0,01s. Si le facteur d'augmentation du pas de temps est pris égal à 2, le nouvel accélérogramme aura 1024 points et un pas de temps de 0,02s. Il y a également variation de la fréquence maximale qui est divisée par deux dans le nouvel accélérogramme et donc perte des fréquences comprises entre les fréquences maximales des ancien et nouvel accélérogrammes.

L'augmentation du pas de temps de l'accélérogramme diminue le temps de calcul du programme.

11 - Diminution du pas de temps de calcul

Le facteur de diminution du pas du temps doit être un multiple de 2.

12 - Calcul du spectre de Fourier de l'accélérogramme d'entrée

Si on considère une excitation q(t) nulle avant le temps t = 0 et redevenant nulle après le temps t₁, sa transformée de Fourier est :

$$Q(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} q(t) e^{-i\omega t} dt = \int_0^{t_1} q(t) e^{-i\omega t} dt$$

Q(ω) est une fonction complexe dont on peut séparer les parties réelle et imaginaire :

$$R(\omega) = \int_0^{t_1} q(t) \cos \omega t dt \quad (\text{fonction paire})$$

$$I(\omega) = \int_0^{t_1} q(t) \sin \omega t dt \quad (\text{fonction impaire})$$

Le module de l'amplitude est :

$$|Q(\omega)| = \sqrt{R^2 + I^2}$$

et l'angle de phase est défini par :

$$\text{tg}\phi = I/R$$

On peut représenter sur le même graphique les fonctions $R(\omega)$ et $I(\omega)$ ou sur deux graphiques différents l'amplitude $Q(\omega)$ et l'angle de phase. Ces deux représentations équivalentes portent le nom de spectre de Fourier (cf. fig.).

$I(\omega)$ est au facteur $\frac{1}{\omega}$ près, la réponse au temps t_1 (déplacement) de l'oscillateur non amorti de fréquence ω .

$R(\omega)$ est sa vitesse au même instant. Le carré de l'amplitude $|Q(\omega)|^2$ représente deux fois l'énergie potentielle par unité de masse présente dans le système lorsque l'excitation a pris fin.

13 - *Calcul du spectre de Fourier pour un accélérogramme calculé*

14 - *Tracé listing de l'accélérogramme d'entrée* ou calculé après avoir utilisé l'option 7.

15 - *Calcul des spectres d'amplifications dans deux sous-couches de sol*

L'amplification maximale et la période correspondante sont éditées. Le spectre d'amplification peut être tracé (listing).

16 - *Calcul des contraintes et des déformations* en fonction du temps au milieu de 2 sous-couches désignées. Les résultats peuvent être punchés ou tracés (listing).

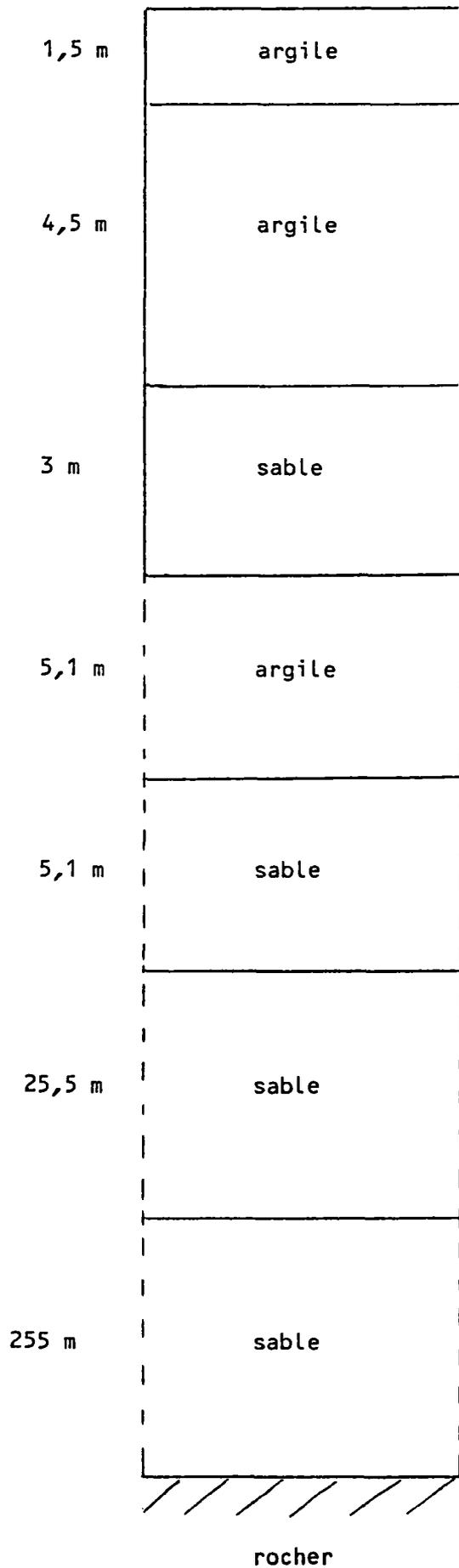


Fig. 6 : Profil de sol étudié
(les profondeurs seront
converties en pieds (ft)
dans le programme)

HELENA MONTANA 1935 INITIAL

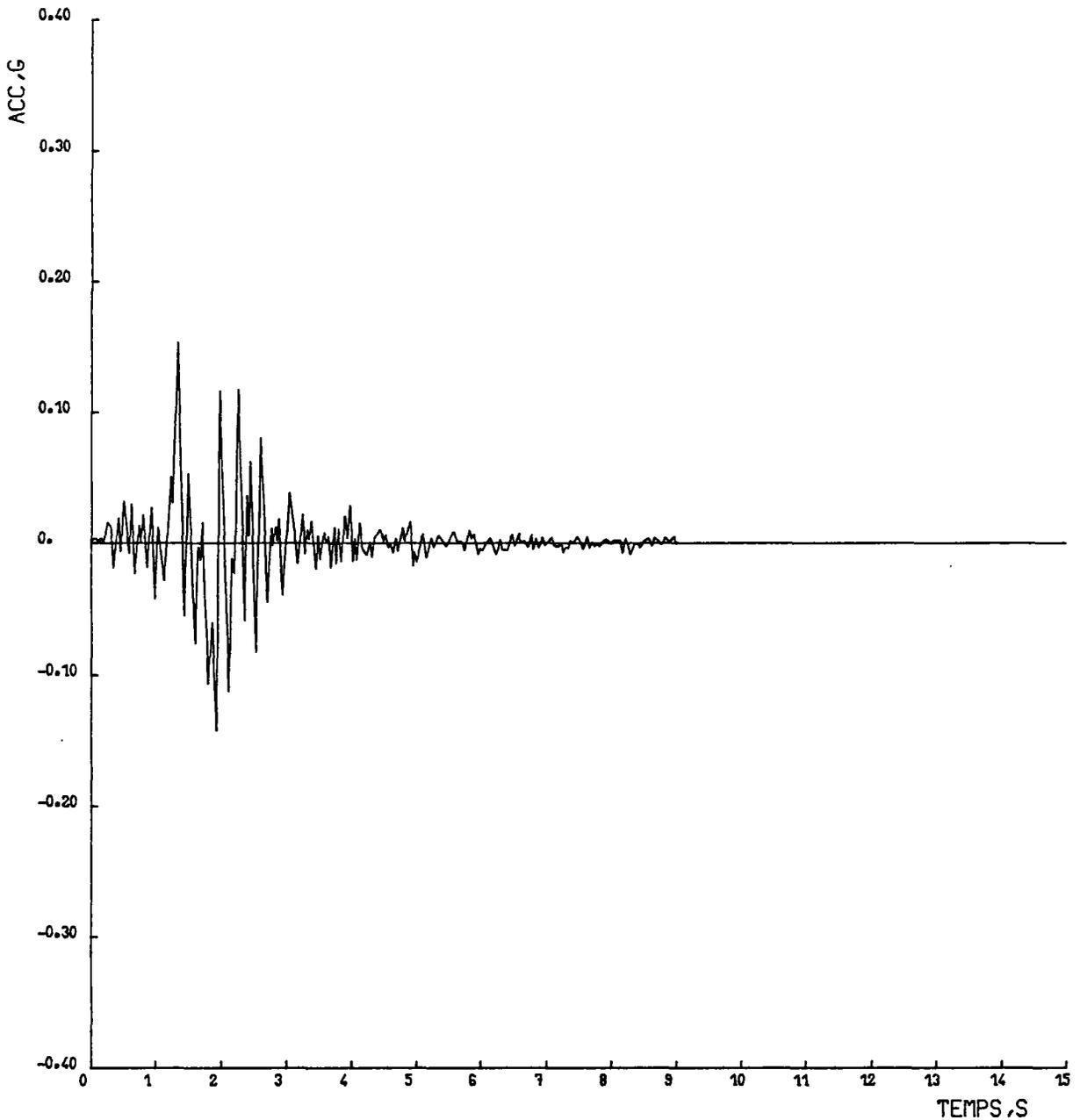


Fig. 7 : Accélérogramme original utilisé dans l'exemple (sans calage)

HELENA MONTANA 1935 COUCHE 1

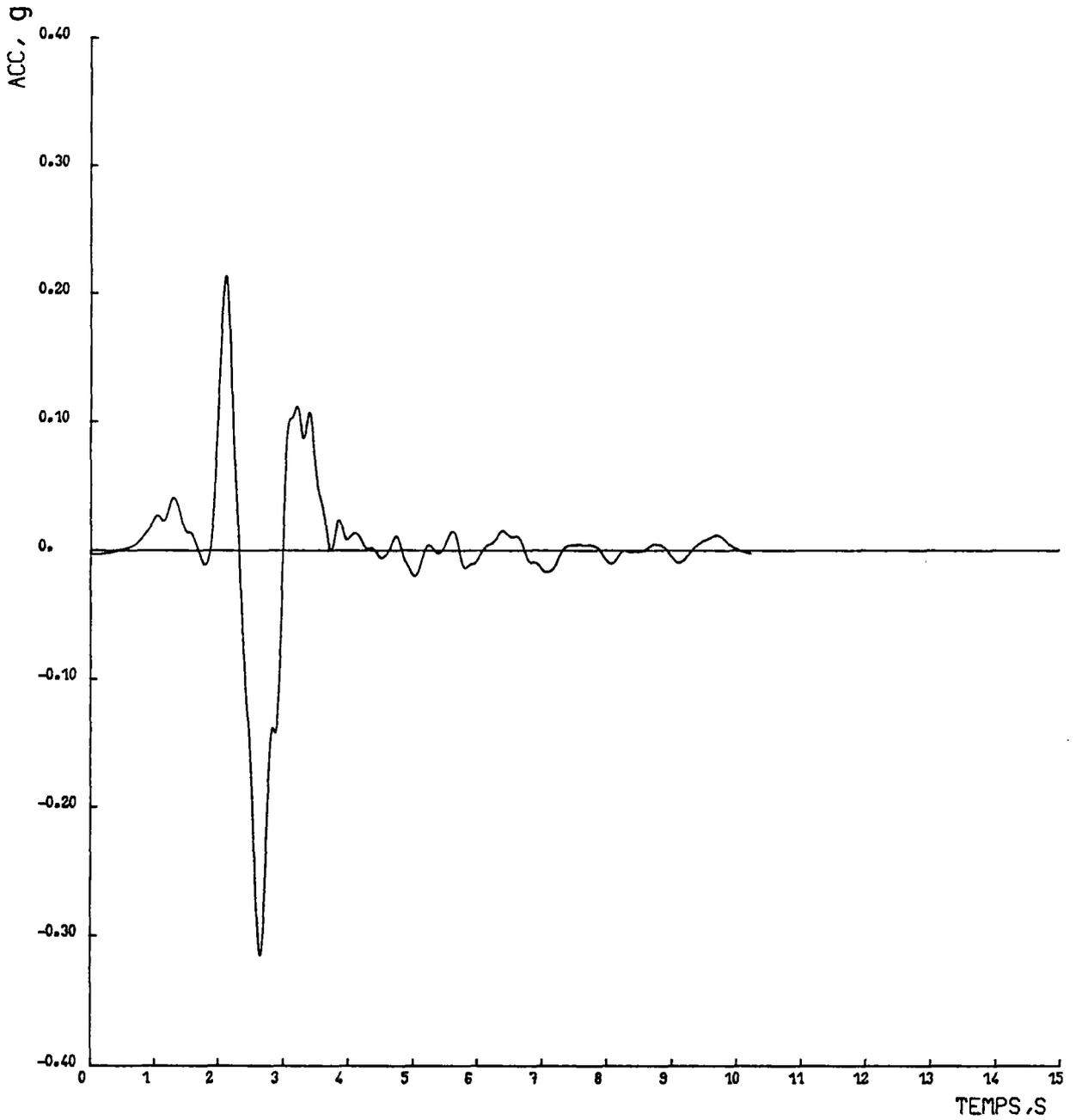


Fig. 8 : Accélérogramme calculé dans la couche 1

HELENA MONTANA 1935 COUCHE 5

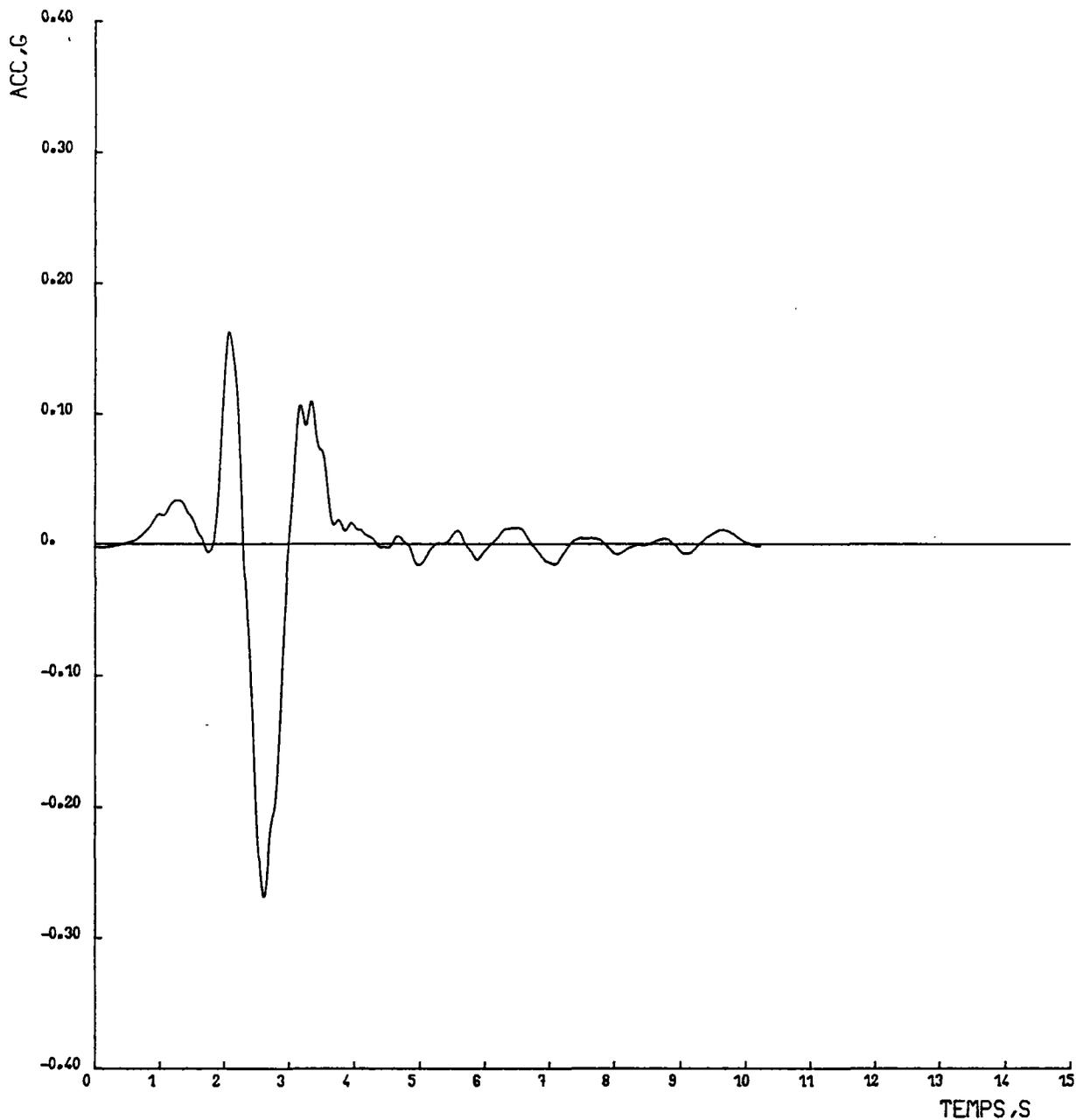


Fig. 9 : Accélérogramme calculé dans la couche 5

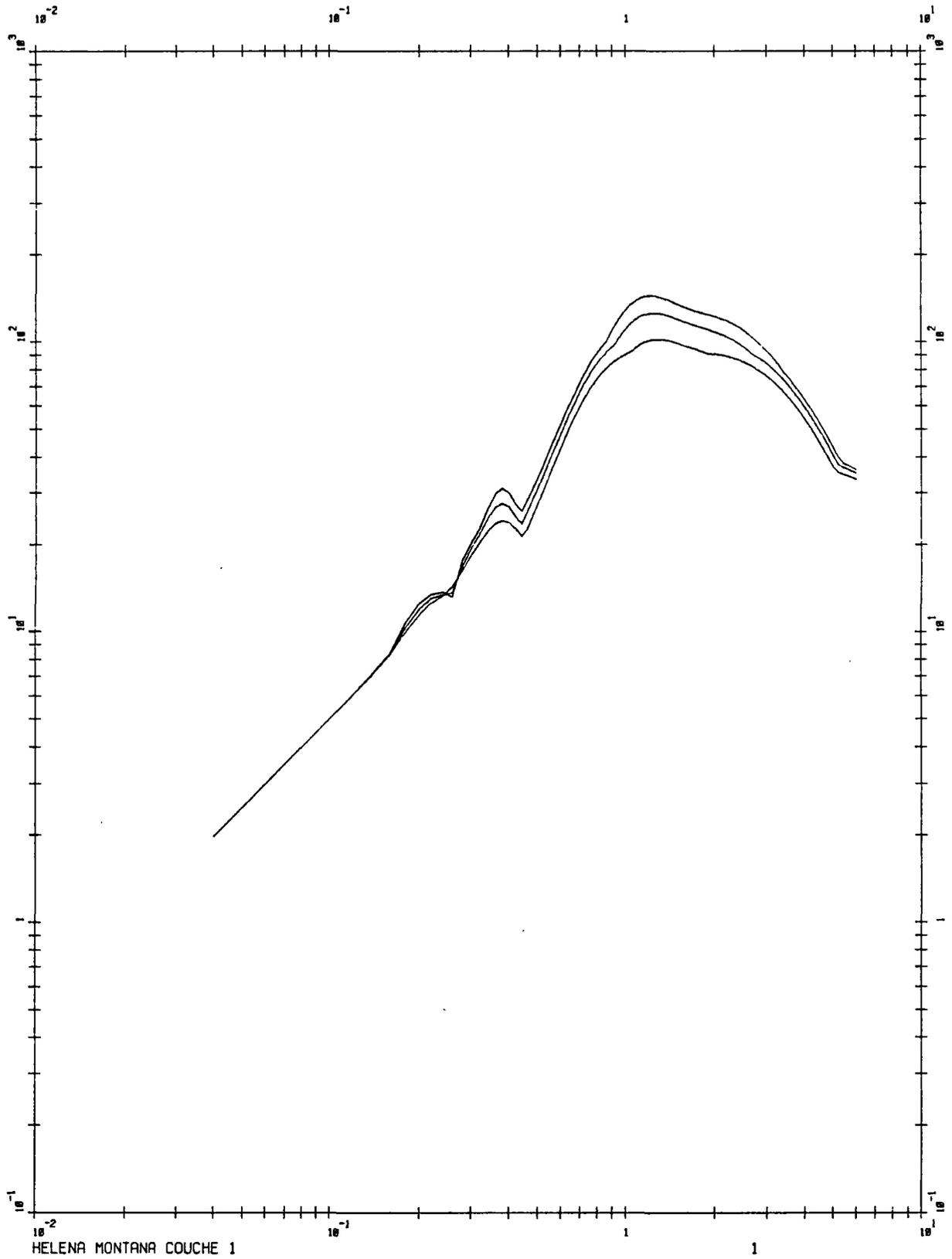


Fig. 10 : Représentation tri-logarithmique du spectre de réponse obtenu pour la couche 1

A N N E X E N ° 3

P R O G R A M M E Q U A B 4

*d'après note technique n° 18/83 du département GEG
par M. VIARGUES*

LE PROGRAMME Q U A B 4B

Le programme Q U A B 4B permet l'évaluation de la réponse sismique d'un sol par une procédure utilisant la méthode des éléments finis. Les études peuvent donc s'effectuer sur des structures bidimensionnelles. Le programme prend en compte le comportement non linéaire des sols. L'excitation sismique imprimée au sol est une onde de cisaillement horizontale se propageant verticalement.

LA METHODE DE CALCUL

Dans le cas d'une réponse sismique, les équations de la dynamique sont les suivantes :

$$[M] \{\ddot{u}\} + [C] \{\dot{u}\} + [K] \{u\} = \{R(t)\} \quad (1)$$

[M] : matrice de masse globale

[C] : matrice d'amortissement globale

[K] : matrice de raideur globale

{u} : vecteur déplacement d'un noeud

{R(t)} : vecteur charge extérieure fonction du séisme.

L'originalité du programme, dans le cas d'une excitation sismique, est la possibilité de prendre en compte un coefficient d'amortissement variable d'un élément à l'autre de la structure. Ceci est nécessaire car l'amortissement dépend des déformations. Or dans certains cas, les déformations sont telles que la prise en compte d'un coefficient d'amortissement homogène dans la structure entraîne des résultats faux.

Une matrice d'amortissement est formulée pour chaque élément et les matrices élémentaires sont additionnées dans une matrice globale identique aux autres matrices globales.

La matrice d'amortissement utilise le coefficient d'amortissement de Rayleigh. Pour un élément :

$$[c]_q = \alpha_q [m]_q + \beta_q [k]_q$$

où $[c]_q$, $[m]_q$, $[k]_q$ sont les matrices respectivement d'amortissement, de masse et de raideur pour l'élément q . α_q et β_q sont des paramètres fonctions de l'amortissement et de la raideur de l'élément q . Ils sont donnés par les expressions suivantes :

$$\alpha_q = \lambda_q \cdot \omega_1$$

$$\beta_q = \lambda_q / \omega_1$$

La valeur de λ_q qui représente le coefficient d'amortissement pour l'élément q est fonction de la déformation développée dans l'élément. ω_1 est égal à la fréquence fondamentale du système et est obtenu en résolvant l'équation suivante pour $n = 1$:

$$[K] \left\{ \phi^n \right\} = \omega_n^2 [M] \left\{ \phi^n \right\}$$

où $\left\{ \phi^n \right\}$ représente le mode forme du $n^{\text{ième}}$ mode de vibration dont la fréquence naturelle est ω_n .

RESOLUTION DU SYSTEME

Il s'agit donc de résoudre l'équation (1). Les équations de mouvement sont résolues par une méthode d'intégration directe comme la méthode pas à pas [1]. Si on considère une variation linéaire de l'accélération pendant le pas de temps d'intégration, Δt , la réponse aux noeuds au temps t est exprimée en fonction des valeurs connues au temps $t - \Delta t$.

Les équations sont les suivantes :

$$\{u\}_t = [\bar{K}]^{-1} \{\bar{R}\}_t$$

$$[\bar{K}] = [K] + 6 [M]/\Delta t^2 + 3 [C]/\Delta t$$

$$\{\bar{R}\}_t = \{R\}_t + \{A\}_t^T \times [M] + \{B\}_t^T \times [C]$$

$$\{A\}_t = \frac{6}{\Delta t^2} \{u\}_{t-\Delta t} + \frac{6}{\Delta t} \{\dot{u}\}_{t-\Delta t} + 2 \{\ddot{u}\}_{t-\Delta t}$$

$$\{B\}_t = \frac{3}{\Delta t} \{u\}_{t-\Delta t} + 2 \{\dot{u}\}_{t-\Delta t} + \frac{\Delta t}{2} \{\ddot{u}\}_{t-\Delta t}$$

$$\{\dot{u}\}_t = \frac{3}{\Delta t} \{u\}_t - \{B\}_t$$

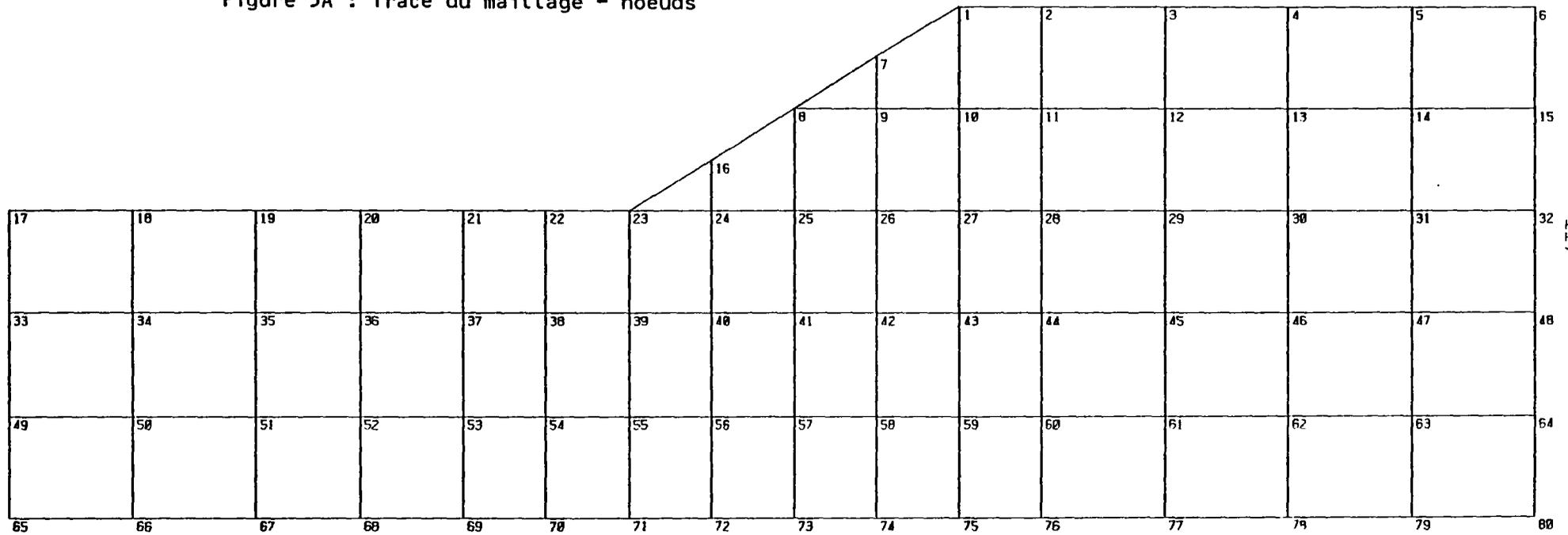
$$\{\ddot{u}\}_t = \frac{6}{\Delta t^2} \{u\}_t - \{A\}_t$$

Les valeurs des contraintes et des déformations dans chaque élément peuvent être calculées, connaissant $\{u\}_t$.

Le programme Q U A D 4B permet donc d'évaluer la réponse d'une structure de sol à une excitation sismique. Le programme permet d'introduire des éléments en déformations planes triangulaires ou quadrilatères.

Le programme affecte à chaque élément un module de cisaillement et un coefficient d'amortissement. Ceux-ci dépendent des déformations, la méthode de calcul est donc itérative. Des valeurs initiales sont fournies. En utilisant les valeurs des déformations moyennes calculées dans chaque élément, de nouvelles valeurs du module de cisaillement et du coefficient d'amortissement sont évaluées, ceci en utilisant les relations liant ces variables fournies par Seed et Idriss [2] d'une part, Hardin et Drnevich [3] d'autre part. Ces courbes sont représentées sur les figures 28 et 30 pour les sables, 29 et 31 pour les argiles.

Figure 5A : Tracé du maillage - noeuds

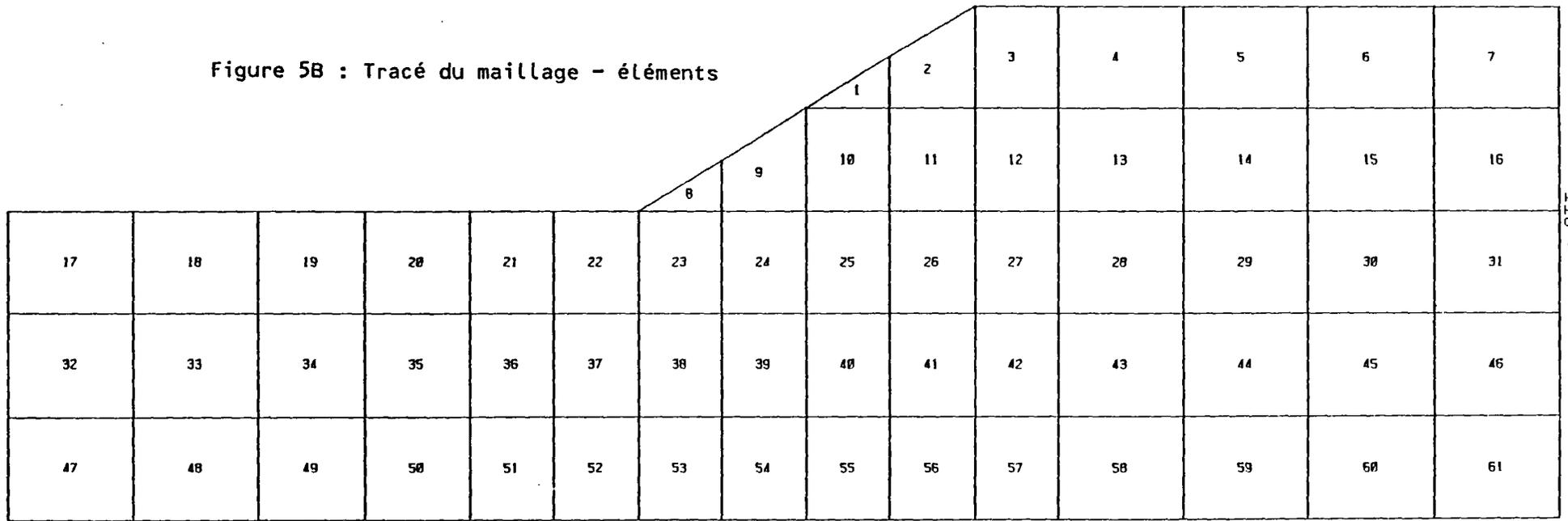


- 117 -

LONGUEURS 1CM=40.00 FT

EXEMPLE TALUS

Figure 5B : Tracé du maillage - éléments



- 118 -

LONGUEURS 1CM=40.00 FT

EXEMPLE TALUS

HELENA MONTANA INITIAL 1935 (2)

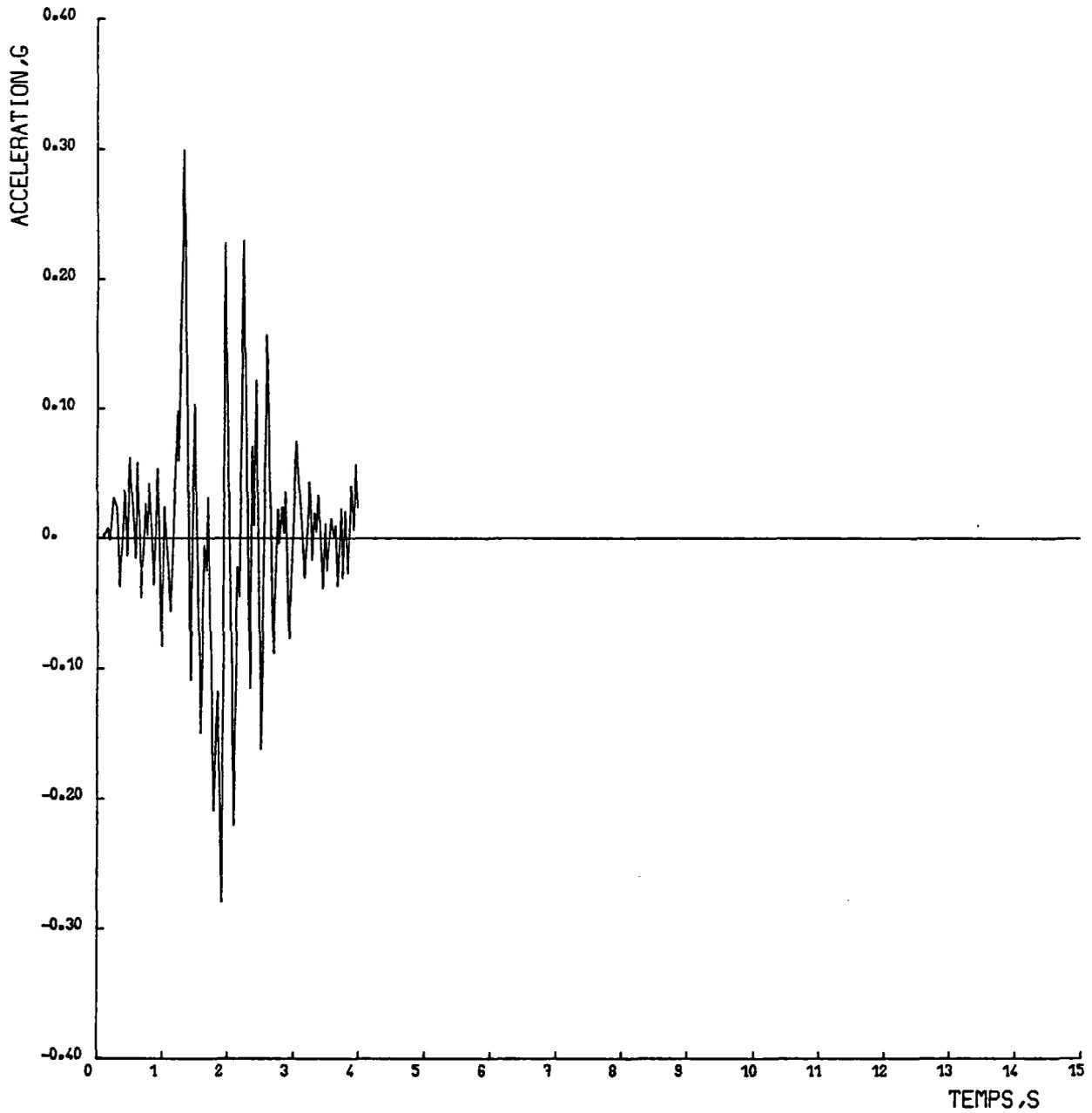


Fig. 6 : Accélérogramme initial auquel est soumis le talus

ACCELERATION NOEUD 1

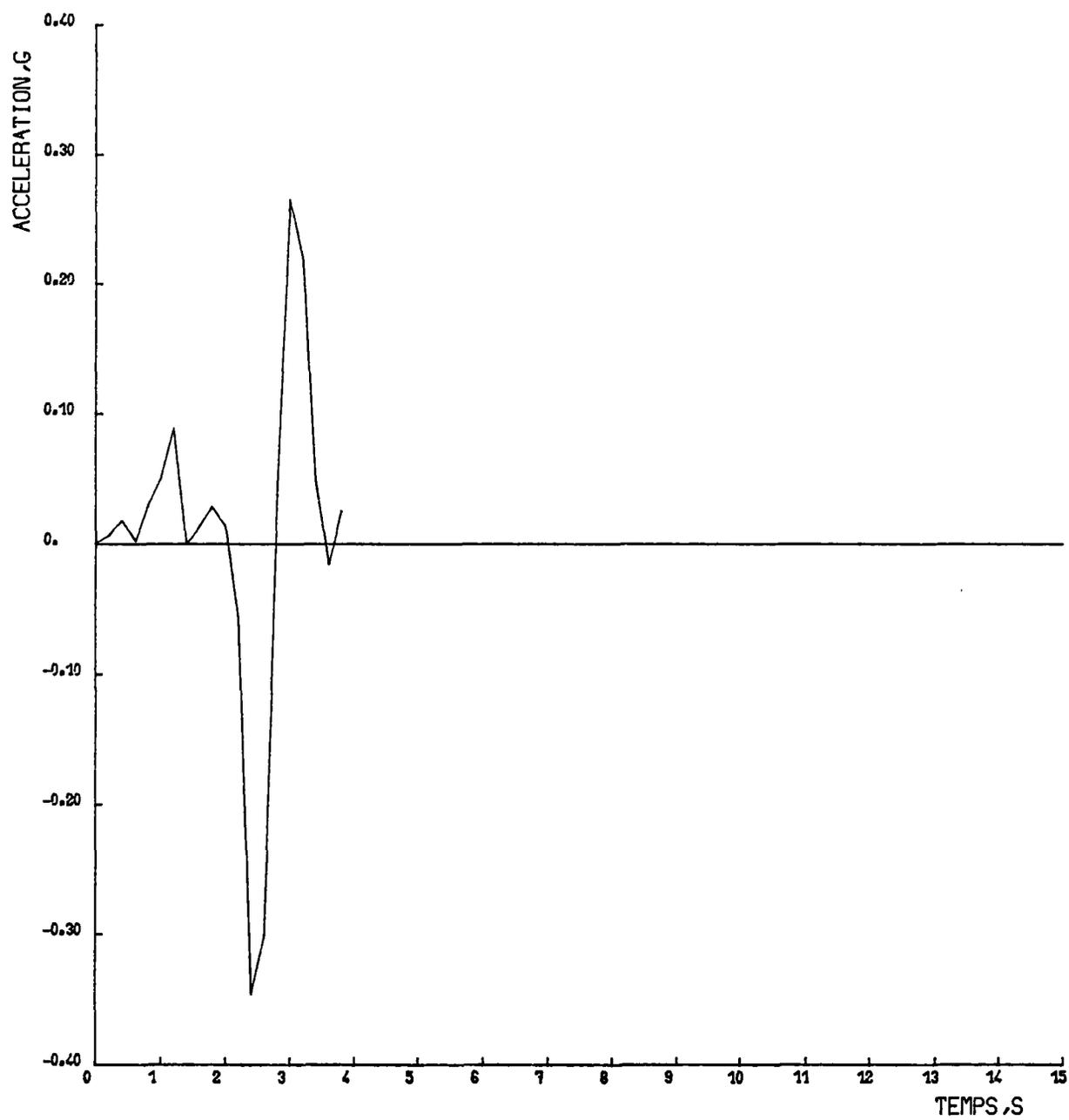


Fig. 7 : Accélérogramme du noeud 1

ACCELERATION NOEUD 23

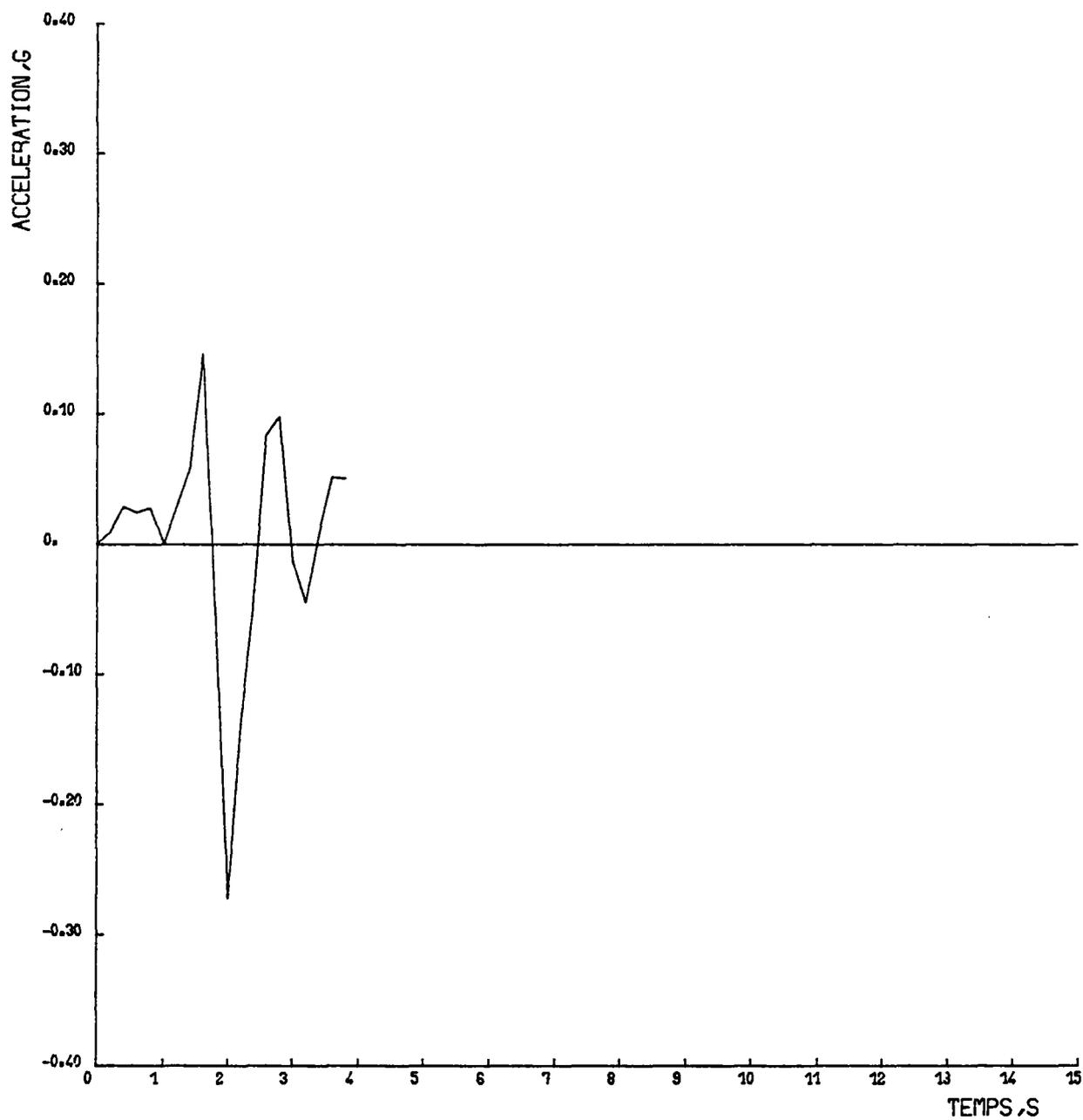


Fig. 8 : Accélération du noeud 23

CONT CISAILLEMENT ELT 2

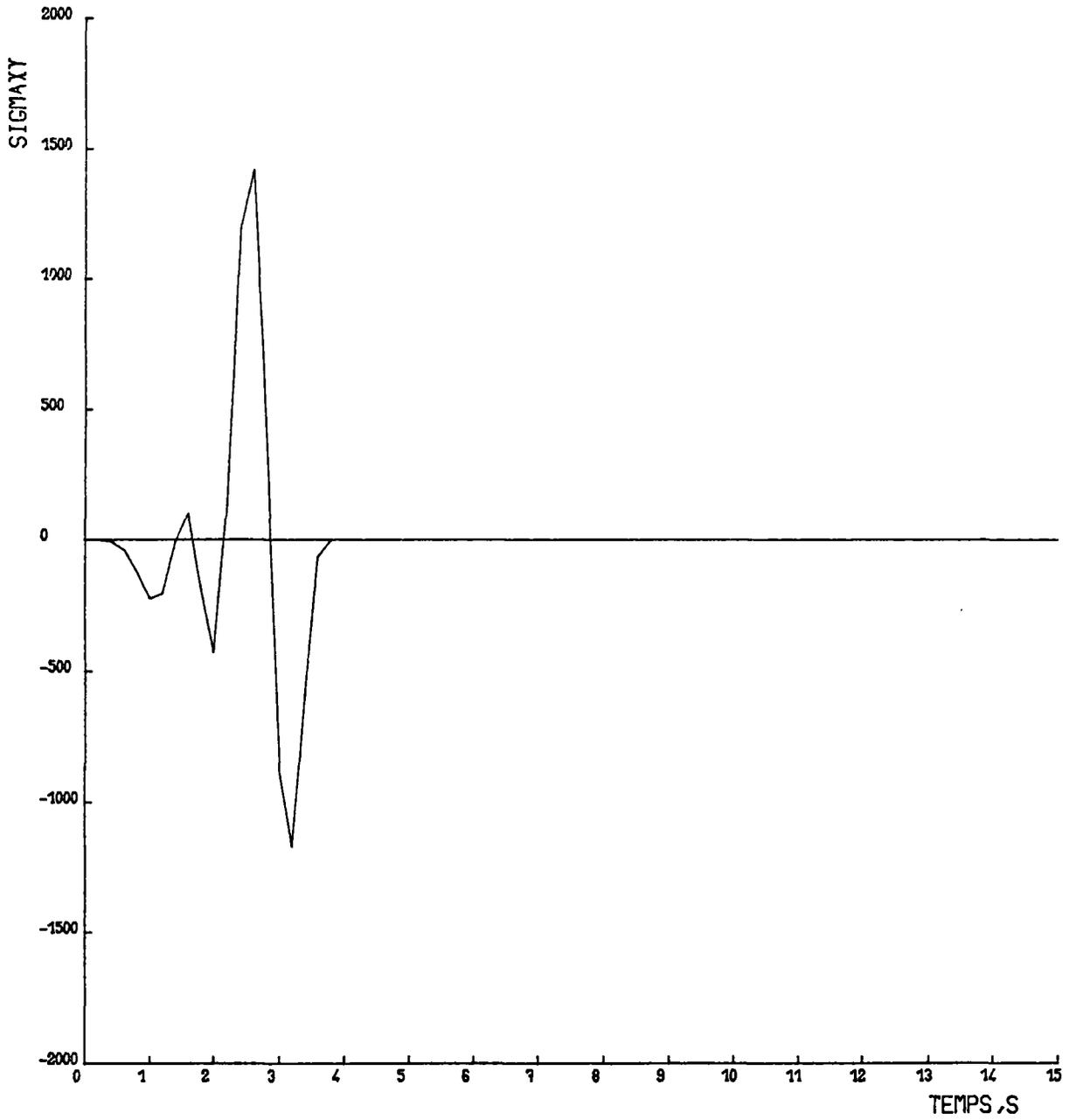


Fig. 9 : Contrainte de cisaillement dans l'élément 2

CONT CISAILLEMENT ELT 7

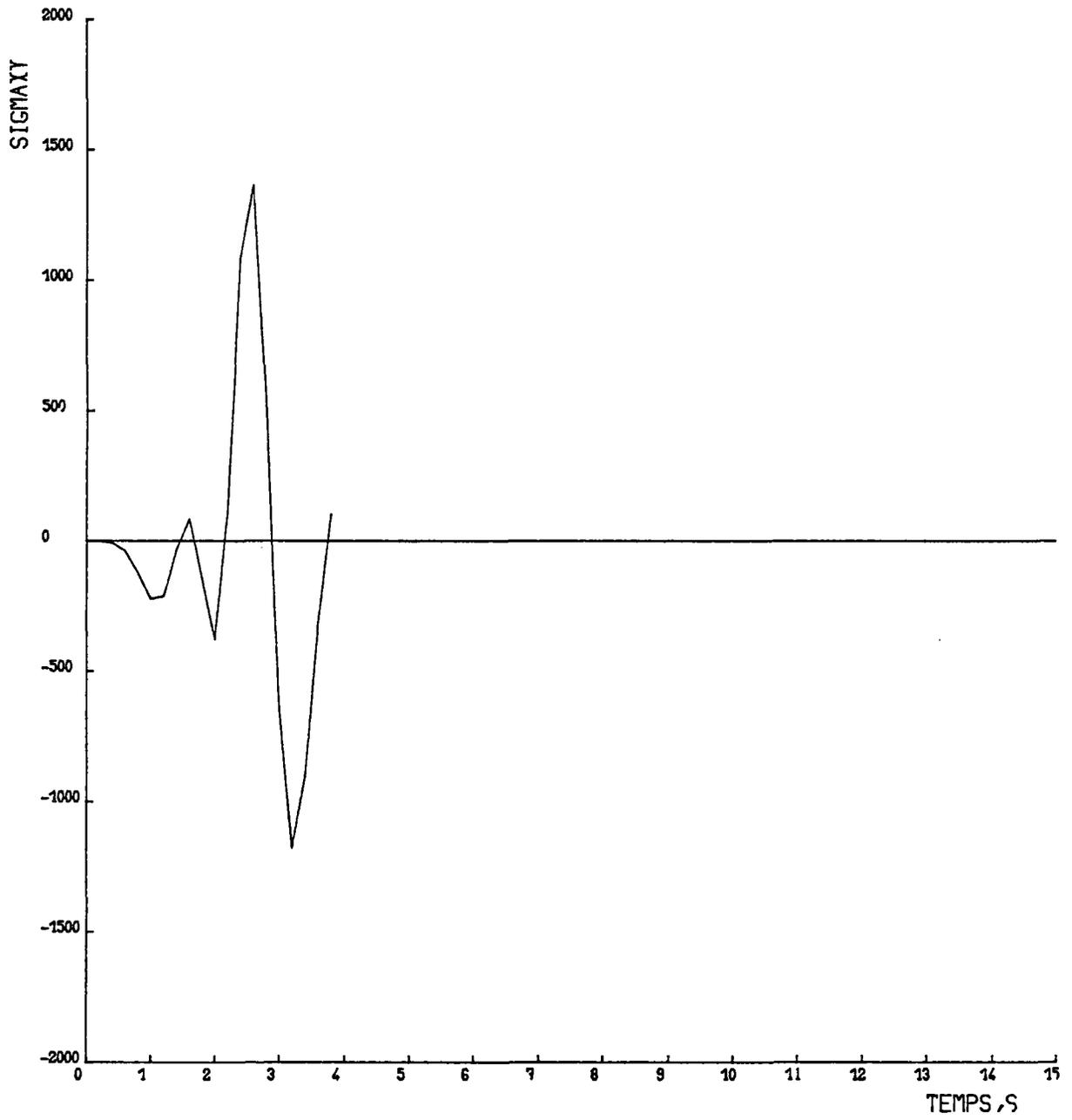


Fig. 10 : Contrainte de cisaillement dans l'élément 7

CONT CISAILLEMENT ELT 8

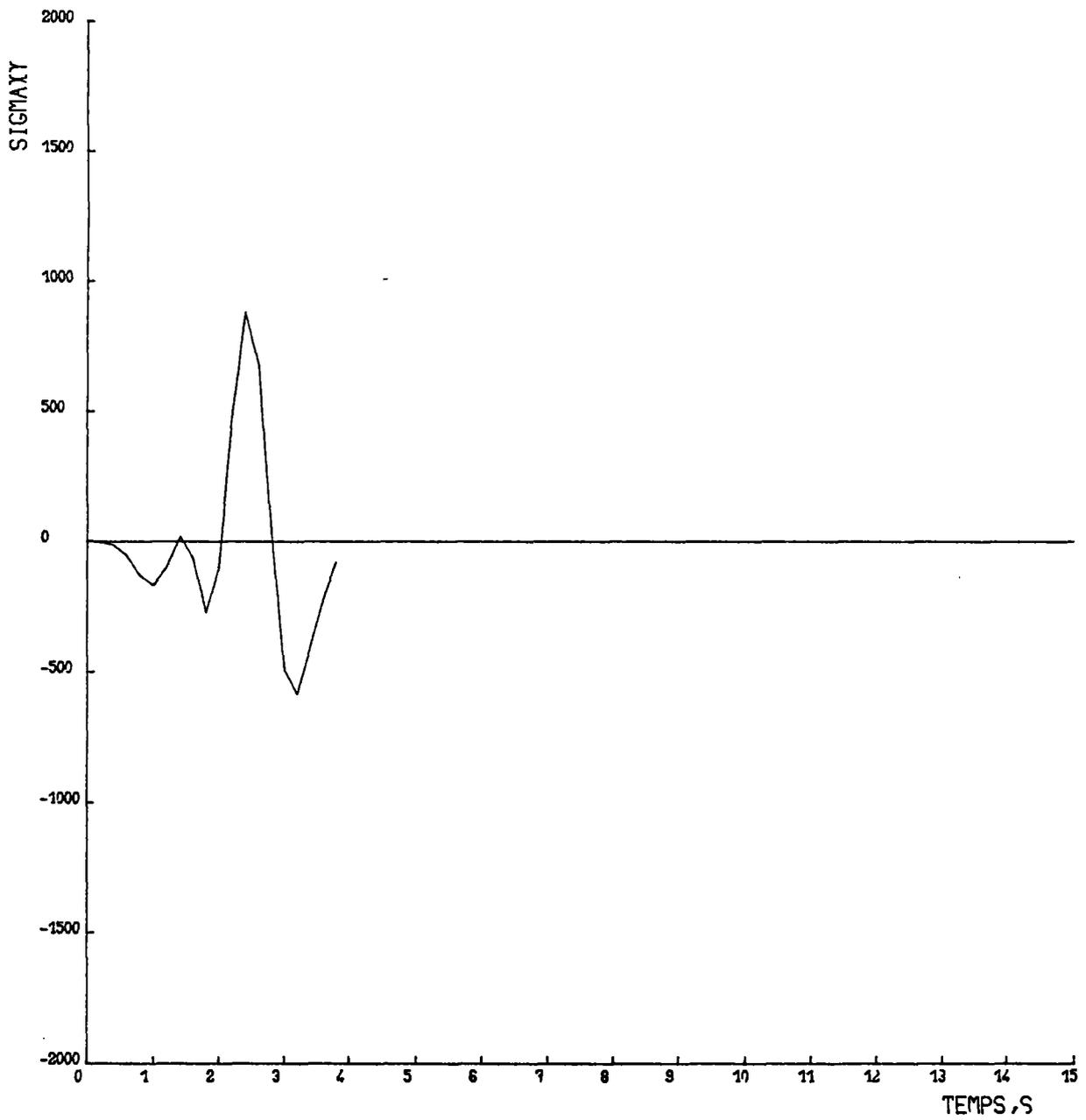


Fig. 11 : Contrainte de cisaillement dans l'élément 8

CONT CISAILLEMENT ELT 17

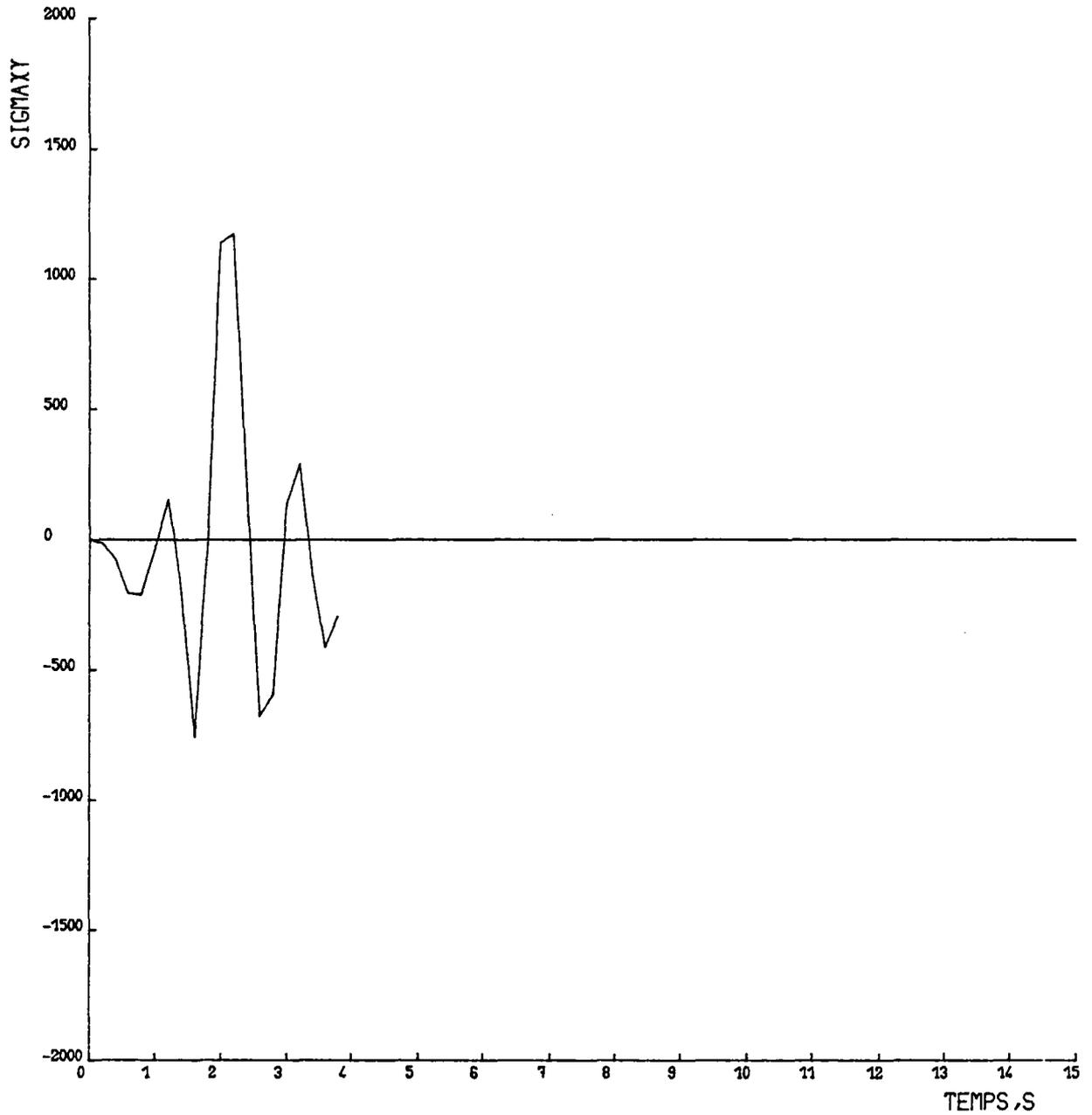


Fig. 12 : Contrainte de cisaillement dans l'élément 17