

ETUDE DE L'EFFET DE SITE

1. Introduction

En 1824, Mac Murdo était le premier à constater que les édifices, situés sur un site rocheux sont beaucoup moins affectés par les secousses telluriques que ceux dont les fondations n'atteignent pas la couche inférieure du sol, d'où l'importance de la nature géologique sur la réponse de ce dernier lorsqu'il est soumis aux sollicitations produites par un séisme.

Ce phénomène est appelé "effet de site" par les sismologues et les géophysiciens. Après de longues recherches sur les séismes à travers le monde, il a été remarqué qu'il existe d'autres facteurs qui s'ajoutent à la nature géologique tels que la topographie et les effets non linéaires.

2. Définition

Les effets de sites sont des phénomènes vibratoires spécifiques qui se développent en présence de formations géologiques de caractéristiques mécaniques différentes ou de perturbations géométriques de la surface libre.

Ce phénomène est très important, car il concerne de nombreuses villes ou sites industriels qui se sont construits sur les dépôts sédimentaires récents pour tirer profit de la proximité de cours d'eau ou des étendues lacustres.

L'amplification des ondes sismiques résulte du piégeage de celles-ci qui se produisent dans certaines configurations stratigraphiques ou topographiques.

3. Origines du phénomène

Afin de comprendre ce phénomène, on procède à une analyse théorique confirmée par la suite à l'aide d'exemples concrets.

Aspect théorique :

Considérons l'exemple d'une couche de sol à stratigraphie horizontale qui repose sur un substratum rocheux (Figure 1).

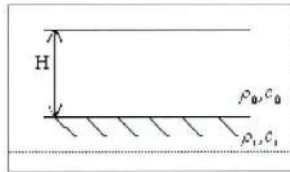


Figure 1 : Couche de sol sur un bed-rock

Dans le cas d'un champ d'excitation incident verticalement et linéairement (cas de faibles déformations), on peut calculer l'amplification au niveau du substratum et à la surface libre.

Soit :

$$G_0 = \rho_0 c_0^2 \quad (1)$$

Les paramètres G_0 et C_0 représentent respectivement le module de cisaillement et la vitesse de propagation dans la couche de sol. On désigne par λ le rapport d'impédance entre le bed-rock et le sol :

$$\lambda = \frac{\rho_1 c_1}{\rho_0 c_0} \quad (2)$$

Dans le cas linéaire (faibles déformations) l'amplification par la couche de sol peut être calculée analytiquement pour une onde incidente sinusoïdale de pulsation ω . L'amplification a_s à la surface libre admet pour expression :

$$a_s = (1+r) \left[\frac{\eta}{1+2\eta r \cos \theta + \eta^2 r^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

$$a_b = \frac{1+r}{2} \left[\frac{1+2\eta \cos \theta + \eta^2}{1+2\eta r \cos \theta + \eta^2 r^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

avec respectivement les amplifications à la surface libre et à la base de la couche.

$$r = \frac{\lambda - 1}{\lambda + 1}; \quad \theta = \frac{2\omega H}{c_0}; \quad \eta = \exp(-\theta \xi)$$

Posons :

où ξ désigne le taux d'amortissement dans la couche.

On définit la fréquence centrale des signaux sismiques par la relation suivante :

M. DJEDDI

Université de Boumerdes

Y. BERRICHE

Directeur de L'ENTP

M. MADACI

ENTP - Kouba

RÉSUMÉ

Le présent article consiste en l'étude de l'influence des conditions géologique et topographique sur l'amplification des ondes sismiques dans le sol ainsi que les facteurs influant sur les réponses des couches de subsurface.

MOTS CLÉS

amplification • cisaillement • Amortissement • impédance bassins sédimentaires.

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \frac{A}{V} \quad (5)$$

avec A et V respectivement l'accélération maximale et la vitesse maximale au rocher. Pour que l'amplification maximale estimée par l'expression donnant a_s (en remplaçant θ par π) puisse se manifester, il faut que la fréquence centrale du signal sismique soit voisine de la fréquence fondamentale f_s de la couche de sol, qui est obtenue à partir de la relation :

$$f_s = \frac{c_0}{4H} \quad (6)$$

Dans le cas non linéaire nous avons:

$$G = G_0 \frac{\gamma_r}{\gamma_r + \gamma} \quad (7)$$

$$A_{max} \left(2 \frac{c_0^2 \gamma_r}{H} \right)$$

Avec A_{max} l'accélération maximale à la surface, γ et γ_r respectivement les déformations de cisaillement et de référence. Dans le cas non linéaire, l'accélération A_s à la surface en cas de coïncidence de fréquence est donnée par :

$$A_s = a_s A_r = \left[\frac{2A_r^2}{1 + \frac{\pi}{2} \frac{\gamma}{\gamma_r}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

A_r désigne l'accélération au rocher. A partir de l'analyse d'enregistrements des mouvements forts sur sols mous, il apparaît que les effets non linéaires conduisent à une décroissance des facteurs d'amplification de l'accélération et un léger décalage vers les basses fréquences de la fréquence dominante (Figure 2).

Ces deux effets semblent cohérents avec l'entrée en plasticité du sol qui limite les contraintes. Donc les accélérations, qui augmentent la dissipation, et diminuent le "module de cisaillement apparent" du sol. Les estimations actuelles conduisent à penser que les effets de non-linéarité sont significatifs pour des accélérations supérieures à 0.1g à 0.2g.

A partir de cette analyse, on déduit que les paramètres qui interviennent dans le phénomène de l'amplification sont :

- Le contraste d'impédance acoustique avec le substratum sous-jacent, exprimé par le rapport d'impédance λ .
- Le rapport de fréquence entre la fréquence fondamentale f_s de la couche et la fréquence dominante f_c du signal incident.

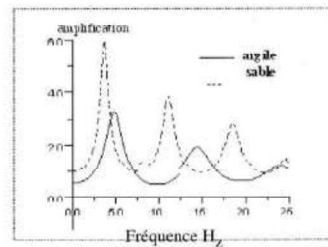


Figure 2 : Influence du type de sol sur l'amplification

4 Influence de la topographie sur l'amplification

Selon la configuration de la surface du sol, les déplacements vont être amplifiés. Si on considère la surface comme un coin d'angle ϕ le déplacement en surface sera amplifiés par rapport au déplacement dans le sol, d'un facteur A.

Ainsi, si on peut approcher la surface en un point par un angle droit, le mouvement de cette surface sera 4 fois plus important que le mouvement dans le sol, juste avant d'atteindre la surface. Il s'agit ici en fait d'un effet de focalisation d'autant plus important que l'angle est fermé, et que les ondes incidentes au niveau de la surface peuvent donc être concentrées en un point. On voit bien au contraire, que si la surface présente un angle supérieur à 180°, les ondes incidentes vont avoir tendance à être "diffractées" à cet endroit.

Cependant, les interactions entre ondes réflé-

chies sur ce genre de surfaces ne sont pas simples à analyser, et les phénomènes d'amplification ou d'atténuation ne sont donc pas simples. Des chercheurs ont montré, lors d'études théoriques, que le mouvement dans des régions où alternent des zones concaves et convexes était fortement modifié et devenait très complexe, voire chaotique. L'effet topographique peut souvent expliquer des amplifications locales de mouvement allant jusqu'à un facteur 2 ou 3 (Figure 3).

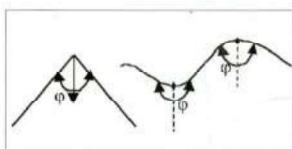


Figure 3 : Influence de la topographie sur l'amplification.

5 Amplification dans les bassins sédimentaires

L'influence des bassins sédimentaires est relativement intéressante étant donné que de nombreuses villes sont situées en bordure de rivières. Sur ces sites, le pourtour du bassin est constitué d'alluvions plus mous, et la profondeur de ces alluvions est plus faible qu'à l'intérieur du bassin. On définit alors souvent un contraste d'impédance acoustique λ tel que :

$$\lambda = \frac{\rho_1 \times c_1}{\rho_0 \times c_0} \quad (2)$$

Ce paramètre mesure en fait le rapport d'amplitude entre les ondes incidentes et réfléchies à l'interface entre deux milieux; dans notre cas il s'agit des alluvions proches de la surface et le sol plus dense situé en dessous (par exemple un sable).

Ces milieux plus mous ont tendance à piéger les ondes qui se convertissent alors en ondes de surface, et non plus volumiques. Ces nouvelles ondes peuvent être beaucoup plus destructrices que les ondes de cisaille-

ment classiques se propageant verticalement. De plus leurs périodes peuvent atteindre la dizaine de secondes dans les vallées étendues ce qui les rend plus faciles à mettre en évidence tout en rendant leur action sur les structures plus longues. Les modèles utilisés d'habitude rendent alors assez bien compte du mouvement au centre de la vallée sur les bords. Ceci est un inconvénient dans la mesure où les ouvrages d'art tels que les ponts, assez fragiles, ont tendance à s'étendre de part et d'autre de la vallée donc en prenant appui sur les bords.

Remarquons enfin que dans des vallées les plus étroites, ces ondes de surface ont une période plus faible, et peuvent interférer avec les ondes de volume initialement présentes. Ceci rend la prédiction du mouvement d'autant plus complexe par suite de l'influence de la topographie sur la propagation des ondes, accompagnée d'une nouvelle amplification dans le cas d'interférence constructive entre les deux types d'ondes.

6 Estimation des effets de site

6.1 approches expérimentales mesures in-situ

L'idée à la base de ces méthodes est de déduire des informations sur les effets locaux à partir d'enregistrements in situ.

6.1.1 méthodes fondées sur les enregistrements des mouvements faibles

La source de ces mouvements faibles est soit naturelle (séismes de faible magnitude, répliques de séismes forts) soit artificielle (explosion de ruine ou de carrière). Les enregistrements s'obtiennent avec les sismomètres à haute sensibilité utilisée habituellement en sismologie pour les analyses de la microsismicité et de la sismotectonique.

La méthode faisant appel à un site de référence a été initié par (Borcherdt et Gibbs, 1976) le principe consiste à comparer la réponse de différents sites de référence, à l'aide de rapports spectraux lissés. Les sites doivent être suffisamment proches les uns

des autres pour que le champ généré par la source sismique soit identique pour tous, s'il n'y a pas d'effet de site au point de référence (situé par exemple sur un plateau rocheux) cette technique donne une estimation valable de la fonction de transfert aux différents points.

Cette méthode est très utilisée car elle permet d'évaluer directement les effets de site, il faut cependant prendre soin à éliminer les enregistrements dont le rapport signal sur bruit est inférieur à 3 (Field et Jacob, 1994). Signalons enfin que le problème principal posé par cette méthode est la non prise en compte des effets non linéaires

6.1.2 les méthodes utilisant les mouvements forts

Ces méthodes analysent les mouvements observés au cours d'importants séismes, les effets non linéaires sont intégrés dans les mesures. Toutefois, elles nécessitent l'installation d'un réseau d'accéléromètres de mouvement forts, les principes d'analyses des enregistrements sont les mêmes qu'en faibles mouvements. Cette méthode très performante, est utilisée dans les villes situées dans les zones sismiquement actives telles que Mexico, Tokyo, Los Angeles.....

6.1.3 les méthodes théoriques et numériques

la procédure d'estimation de la réponse d'un site par une approche numérique, se décompose en trois étapes :

- la collecte de données fiables sur le comportement mécanique des terrains formant le site.

- la modélisation théorique de la structure étudiée.

- la troisième étape consiste à transcrire numériquement le modèle et à résoudre le problème de propagation d'onde dans le site.

Seules les deux dernières étapes font strictement partie du champ numérique. Cependant, il faut toujours garder à l'esprit que les données initiales jouent un rôle essentiel et que même si l'approche numérique est correcte, les résultats peuvent être totale-

ment faussés par une erreur ou des imprécisions sur les paramètres mécaniques ou géométriques.

Les méthodes élémentaires permettent d'estimer l'amplification due aux couches superficielles. Le calcul pour une seule couche, donne les fréquences propres ne dépendant que des propriétés de la couche et de l'amplification.

Dans le cas d'un milieu multicouche, des calculs approchés fournissent une valeur raisonnable de la fréquence propre sous l'incidence d'une onde SH verticale (avec une sous-estimation de l'ordre de 10%). Deux méthodes se présentent :

- Approximation par la vitesse moyenne : le milieu multicouche est remplacé par un milieu homogène dont la vitesse est la moyenne des vitesses. En notant pour la couche i , l'épaisseur H_i , le module μ_i , la densité ρ_i et la vitesse sera alors $V_i = \sqrt{\frac{\mu_i}{\rho_i}}$, la fréquence

propre fondamentale est donné par :

$$f_s = \frac{V_m}{4H}$$

avec

$$H = \sum H_i$$

$$V_m = \frac{\sum V_i H_i}{H} \quad (9)$$

- Approximation par le module moyen :

Le milieu multicouche est approché par un milieu dont les caractéristiques sont la rigidité moyenne et densité moyenne, ce qui conduit à :

$$f_s = \frac{V_a}{4H}, \quad \text{ou} \quad V_a = \sqrt{\frac{\mu_m}{\rho_m}} \quad (10)$$

avec

$$\mu_m = \frac{\sum \mu_i H_i}{H} \quad \text{et} \quad \rho_m = \frac{\sum \rho_i H_i}{H}$$

L'approche numérique la plus simple, qui est maintenant souvent utilisée en ingénierie consiste à calculer la réponse d'une colonne de sol soumise à une onde SH d'incidence verticale. Cette méthode permet de prendre en compte les effets non linéaires.

Généralement ceux-ci sont introduits par l'approche (linéaire équivalente) ou le module tangent correspondant au niveau de déformation est obtenu par itération.

7. Exemples d'effet de site

7.1 Séisme de Mexico City, 1985

Le séisme du 19 Septembre 1985 qui a frappé la région de Michoacan ne causa que des dégâts modérés près de son épicentre, mais provoqua de sérieuses avaries à Mexico City, à 350 km de là. Ce constat donnait à penser que l'effet de site au niveau de Mexico City avait joué un rôle important dans l'amplification des effets du séisme. Nous nous n'intéresserons pas ici à une étude détaillée du sol de Mexico City, mais nous indiquerons tout simplement quelques effets remarquables de la géologie locale, manifestation responsables des dégâts observés.

Le sol de Mexico City peut être divisé en trois catégories (Figure 4) :

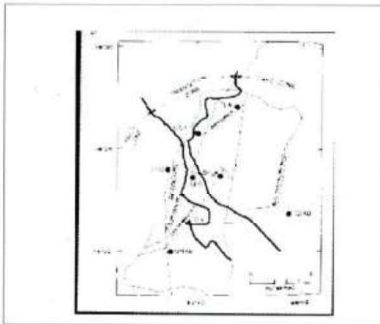


Figure 4 : cartographie du sol de Mexico City.

1. Foothill Zone (FZ) : sol granulaire, basalte, située au sud-ouest de la ville.
2. Lake Zone (LZ) : épais dépôts de sols mous, constitués de limons, argiles, cendres provenant des volcans.
3. Transition Zone (TZ) : intercalée entre les deux catégories sus-citées avec chevauchement des deux types de sols précédents.

Le séisme de Michoacan étant situé assez loin de Mexico City, il n'a provoqué que de faibles accélérations au niveau de la FZ (0,03 à 0,04 g). Dans la TZ, les accélérations ont été sensiblement identiques, alors que dans la LZ, elles ont été jusqu'à 5 fois supérieures. De plus, le contenu fréquentiel des accélérations est différent selon que l'on considère la LZ ou la FZ. Ainsi pour une période d'excitation de 2 s, les accélérations étaient 10 fois supérieures dans la FZ. Partant de caractéristiques géologiques et géométriques de ce site, on peut déterminer la période propre, définie par :

$$T_s = \frac{4H}{v_s} = 2s \quad (11)$$

L'effet de résonance observé pour la LZ, comme illustré sur la figure 5 (document UNAM : Universidad Nacional Autonoma de Mexico, dans la FZ, SCT = Secretary of Communication and Transportation, dans la LZ), conjugué à une caractéristique propre aux structures est responsable des nombreux dégâts matériels survenus à Mexico City au cours de ce séisme d'où l'importance de ce phénomène. En effet, il a été constaté que les immeubles de faible hauteur (moins de 5 étages) et les nouvelles constructions de plus de 20 étages, avaient peu souffert, comparés aux constructions de 5 à 20 étages lesquelles étaient totalement ou partiellement effondrées.

Il est à noter que la plupart des constructions considérées avaient une période propre égale ou très proche à celle du site, d'où une double résonance désastreuse.

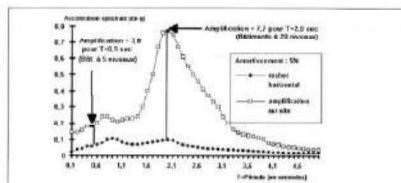


Figure 5 : influence du site de Mexico City sur l'amplification.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] CP. Abbis seismic amplification-mexico City 1989.
- [2] J. Betbeder-Matibet 3ème colloque national AFPS, saint-rémy-lès-chevreuse(France), 1993.
- [3] H. Bolton Seed, M.Asce and Izzat M Idriss, A.M. Asce journal of the soil mechanics and foundations division proceedings of the american society of civil engineers 1969.
- [4] M.Djeddî, K Baddari elements de sismologie.OPU 1994.
- [5] Jm.roësset, soil amplification of earthquakes. Numerical methods in geotechnical engineering. Ed-dessai CS,christian JT, Mc Graw Hill 1977.
- [6] Shake : a coputer program for Earthquake response analysis of horizontally layered sites. By, J.laysmer et H.B.Seed, EERC 72-12, 1972

7.2 Baie de San Francisco (Loma Prieta), 1989

Le 19 Octobre 1989 un séisme de magnitude de surface $M_s=7,1$ a frappé la région du Mont Loma Prieta, à 100 km au sud de San Francisco. Son intensité a été fortement ressentie à San Francisco qu'à l'épicentre. De plus et le fait que ce séisme ait provoqué d'importants dégâts dans certaines régions de la ville, et pas dans d'autres, laisse supposer que l'effet de site avait eu un rôle important. Dans la baie de San Francisco, le sol est essentiellement composé d'alluvions, surconsolidés et dans d'autres cas pas. Il en résulte que cette baie peut être divisée en trois régions, l'une de boue dite de San Francisco (argile limoneuse normalement consolidée), une autre d'alluvions, et la dernière de roches.

L'analyse des amplitudes maximales selon les zones, laisse remarquer que l'atténuation des ondes sismiques se produit beaucoup plus rapidement dans la zone rocheuse. Deux instruments situés dans la baie, sur deux îles très proches mais de natures géologiques différentes, Yerba Buena Island et Treasure Island nous donnent les réponses montrées sur la figure 6.

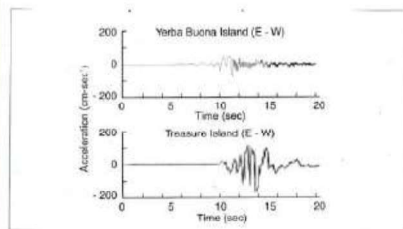


Figure 6 : Accélération dans les sites de Yerba Buena et Treasure Island

La première zone épargnée par l'activité humaine, la seconde profondément modifiée ont été disposés respectivement sur un affleurement rocheux et un banc de sable. Entre ce banc de sable et l'île, une couche d'une quinzaine de mètres de boue de San Francisco est intercalée. De fait, et lors du séisme, les deux instruments,

bien que spatialement très proches, ont enregistré des accélérations très différentes : par exemple 0,06 g pour Yerba Buena contre 0,16 g pour Treasure, dans la direction Est-Ouest. Ici encore, c'est la présence d'une couche plus "molle" (la boue de San Francisco) qui a provoqué l'amplification du mouvement au niveau de Treasure Island.

Il est à noter que le même effet a provoqué la destruction du Cypress Viaduct: une partie de cet ouvrage reposait sur un sol mou (la boue de San Francisco) tandis que l'autre partie qui a résisté, ne l'était pas. L'intérêt de compréhension et de maîtrise de ces phénomènes, nécessite une étude au cas par cas.

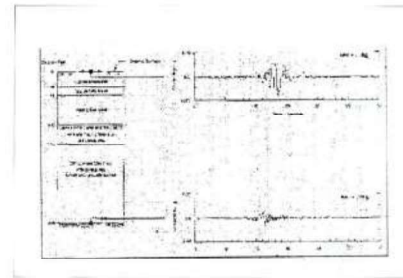


Figure 7 : Influence des conditions géologiques locales sur l'amplification à Loma Prieta

8. Conclusion

Le phénomène d'amplification se caractérise par son importance vu les effets dévastateurs qui peuvent causer la destruction des édifices urbains et industriels et en pertes humaines et dommages matériels d'où la nécessité de comprendre le mécanisme à travers des approches à la fois théorique et pratique. Ce phénomène dépend de la géologie et de la topographie des sites à risques. Il est donc recommandé d'éviter d'y ériger des édifices stratégiques telles que les centrales nucléaires, les raffineries de pétrole etc.. ■