

*République Algérienne Démocratique et Populaire*

*Ministère de l'Enseignement Supérieur  
et de la Recherche Scientifique*

*Université des Sciences et de la Technologie*

*- Houari Boumediene -*

*FACULTE DE GENIE CIVIL*



# **Effet de site**

*Sujet proposé par : Professeur BENOUAR*

*Fait par : M.elle MAMERI Anissa*

*POST GRADUATION*

*Option : construction*

Année Universitaire 2008-2009

# Sommaire

- Introduction
- I- Définition de l'effet de site
- II- Méthodes d'évaluation de l'effet de site
  - a- Méthodes expérimentales.
  - b- Modélisations théoriques et numériques.
- III- Effets de site topographique : caractéristique, causes et paramètres
- IV- Quelques exemples sur l'effet de site
  - a- Mexico City, 1985
  - b- Baie de San Francisco (Loma Prieta), 1989
- V- Prévention contre l'effet de site
- VI- Conclusion
- Bibliographie

# Introduction

Tous les séismes récents ont, souvent dramatiquement, rappelé l'existence et l'importance de l'effet de site, qui contrôlent partiellement (comme à Kobé en 1995) ou totalement (Mexico 1985) la répartition spatiale des dommages. En effet, pour de nombreuses raisons (facilités de transport et de construction, approvisionnement en eau, ...), la plupart des grandes villes de par le monde sont établies sur de telles formations alluviales ou côtières. Un raccourci, brutal et sommaire mais parlant, consiste à établir un parallèle entre amplification d'un facteur 10 et une augmentation de la magnitude de 2 degrés : ainsi, un séisme modéré de magnitude 5 (soit de la taille de celui d'Annecy) peut, sur un site très défavorable, être ressenti aussi violemment qu'un séisme de magnitude 7 (soit de la taille de celui de Kobé en 1995)

Devant le constat des dégâts dus en partie aux effets de site lors des derniers séismes meurtriers, une meilleure estimation a priori de ces effets locaux apparaît indispensable pour mieux prévenir le risque sismique. Dans la réalité, les contraintes budgétaires pour ces risques à très longue période de retour, font du développement de méthodes d'estimation peu onéreuses un objectif crucial.

Dans cette étude nous nous intéressons à l'effet de site, qui apparaît éventuellement lors d'un tremblement de terre. Nous commençons par des généralités, puis abordons les méthodes d'évaluation des effets de site en général. Ensuite, nous aborderons quelques exemples sur cet effet. Enfin, nous nous intéresserons aux moyens de prévention contre l'effet de site.

## Définition de l'effet de site

Comme l'indique le terme même de "tremblement de terre", l'essentiel des effets des séismes provient des vibrations associées aux ondes émises par le glissement soudain des deux lèvres de la faille. Ces vibrations peuvent être caractérisées par leur fréquence (pouvant aller de 0.01 à 50 Hz), et leur amplitude ; les ondes qui les propagent sont elles caractérisées par leur type (par exemple compression ou cisaillement), et leur vitesse de propagation. Cette dernière, relativement stable en profondeur dans la croûte terrestre, devient très fortement variable à proximité immédiate de la surface, car elle est en relation directe avec la compacité des sols et roches : ainsi, la vitesse des ondes de cisaillement varie de 3 km/s dans du granite sain, à parfois moins de 500 m/s dans le même granite mais cette fois fortement altéré, et de près de 1000 m/s dans des sédiments très compactés, à moins de 50 m/s dans des vases et tourbes. Dès lors, la propagation de ces ondes est très fortement affectée par ces hétérogénéités de surface, et il en va de même pour la répartition spatiale de l'amplitude des vibrations sismiques associées. Cette variabilité spatiale liée à la géologie de surface est classiquement appelée "effets de site".

### **a. Effets de site dans les remplissages sédimentaires**

Il est admis que les dommages des constructions situées sur un remplissage sédimentaire sont généralement plus sévères que ceux des constructions situées sur un rocher. De nombreuses observations macrosismiques ont indiqué très clairement les effets préjudiciables associés aux sédiments de sols mous, et ont démontré comment les intensités sismiques locales, dans de telles conditions, peuvent augmenter de 2 ou 3 degrés (sur l'échelle de MM ou de MSK). Dans ces dernières décennies, les enregistrements ont aussi témoigné de la modification du signal sismique sur les remplissages sédimentaires, le plus souvent sous la forme d'une amplification qui correspond assez couramment à un facteur de l'ordre de 2 à 3, mais peut atteindre des valeurs sensiblement plus élevées. Ces observations montrent l'importance substantielle des effets de site dans les remplissages sédimentaires.

En pratique, est généralement acceptée l'hypothèse de la stratigraphie horizontale des couches de sol sous-jacentes. Cette hypothèse est raisonnable dans la grande majorité des cas (vallées peu encaissées, bassins sédimentaires). Les calculs unidimensionnels basés sur cette hypothèse ont été vérifiés par des mesures lors de nombreux séismes récents. Ces calculs sont en général capable d'illustrer les aspects essentiels de la réponse sismique en surface des sédiments. Par conséquent, l'évaluation des effets de site dans les sédimentations unidimensionnelles a été incorporée dans quelques codes parasismiques modernes (par exemple, Eurocode 8, PS 92/5.2.4). Cependant, dans plusieurs cas où la variation latérale du substratum sous-jacent n'est pas négligeable (vallées profondes), les calculs unidimensionnels ne peuvent pas expliquer la forte amplification ou la prolongation de la durée du mouvement du site. Des preuves théoriques et expérimentales ont montré des implications d'effets bi- ou tridimensionnels. Par exemple, la distribution localisée de dommages dans la ville de Skopje (ex-Yougoslavie), après le séisme de 1963, est liée aux hétérogénéités latérales souterraines. La concentration des ondes par les interfaces irrégulières souterraines est susceptible d'avoir l'amplification forte de mouvement dans certaines zones limitées de la ville [Poceski, 1969]. L'observation macrosismique, après le séisme de Hayward (Californie, Etats Unis) en 1868, a montré que l'effet le plus destructif s'est localisé sur la sédimentation alluviale et particulièrement le long de la ligne de contact entre cette sédimentation et le rocher. King et Tucker [1984], grâce à des mesures à vallée Chusal (Tadjikistan), ont indiqué que l'analyse unidimensionnelle peut prévoir la réponse moyenne du sédiment au voisinage du centre de la vallée, mais pas aux bords car les mouvements y

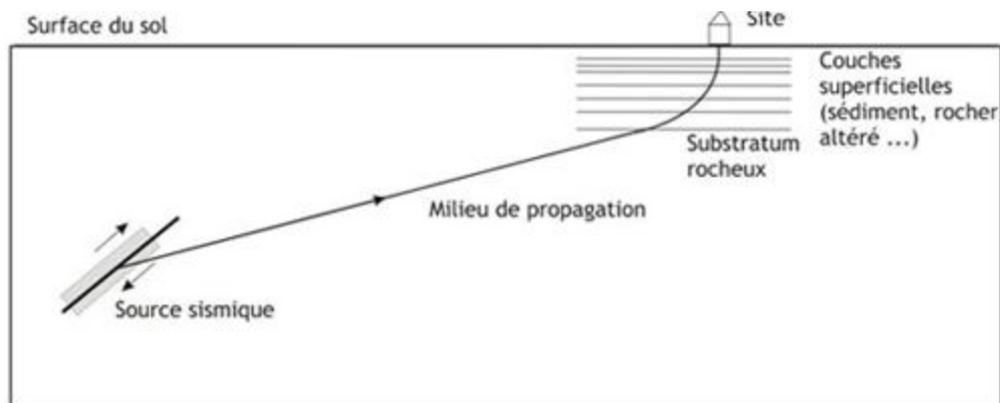
sont considérablement différents. Les effets similaires ont aussi été observés pour quelques autres vallées pendant différents séismes (Caracas, Venezuela en 1967; San Fernando, Etats Unis en 1971 ; Leninakan, Arménie en 1988).

## **b. Effet de site topographique**

L'amplification importante du mouvement sismique due à l'effet de site topographique est un phénomène bien identifié. L'observation macrosismique de la répartition de dégâts significatifs et l'enregistrement par instrumentation des mouvements forts du terrain de quelques séismes récents ont affirmé l'importance de cet effet. En effet, après des séismes destructifs, on a souvent signalé que les immeubles situés au sommet des falaises, des collines ou des montagnes subissent des dommages beaucoup plus intenses que ceux situés à la base. Par exemple, le séisme de Tokachi (Japon) en 1968 a produit des dommages considérables aux bâtiments près du bord d'une falaise, alors que des autres bâtiments situés à une certaine distance du bord ne présentaient aucun dommage. Un séisme récent, à Kozani (Grèce) en 1995, a apporté les preuves de dommages graves dans les villages construits sur des collines. D'autres exemples similaires peuvent être observés après les séismes de Friuli (Italie) en 1976, d'Irpinia (Italie) en 1980 ou au Chili en 1985. Par ailleurs, des enregistrements expérimentaux ont aussi montré que la topographie affecte considérablement l'amplitude et le contenu fréquentiel du mouvement du terrain. Par exemple, l'accéléro-graphe au barrage de Pacoima, dans le sud de la Californie, a enregistré une accélération horizontale maximale d'environ de 1.25 g dans les deux directions horizontales pendant le séisme de San Fernando (Etats-Unis) de magnitude  $M_L = 6.4$  [Trifunac et Hudson, 1971]. Cette valeur, qui était considérablement plus grande que prévue pour un séisme de cette magnitude, résultait de la configuration du site du barrage (vallée encaissée) et de la position de l'appareil enregistreur au sommet d'un des appuis (sans cette amplification topographique, l'accélération n'aurait été que de 0.73 g). Un autre exemple est la mesure sur un site dont la pente est très raide, dans les Alpes Maritimes (France), qui a révélé que les spectres dans une bande de fréquence étroite autour 5 Hz diffèrent d'un degré de magnitude entre la crête et la base [Nechtschein et al., 1995]. Un autre exemple bien connu (et mal compris) est l'enregistrement du mouvement à la station Tarzana, pendant le séisme de Northridge (Californie, Etat-Unis) en 1994, dans lequel le coefficient d'amplification spectral a atteint une valeur de 5 dans une bande de fréquence étroite, au voisinage de 3 Hz. Un aperçu de ces études expérimentales avec leurs résultats peut être trouvé dans [Geli et al., 1988], [Faccioli, 1991].

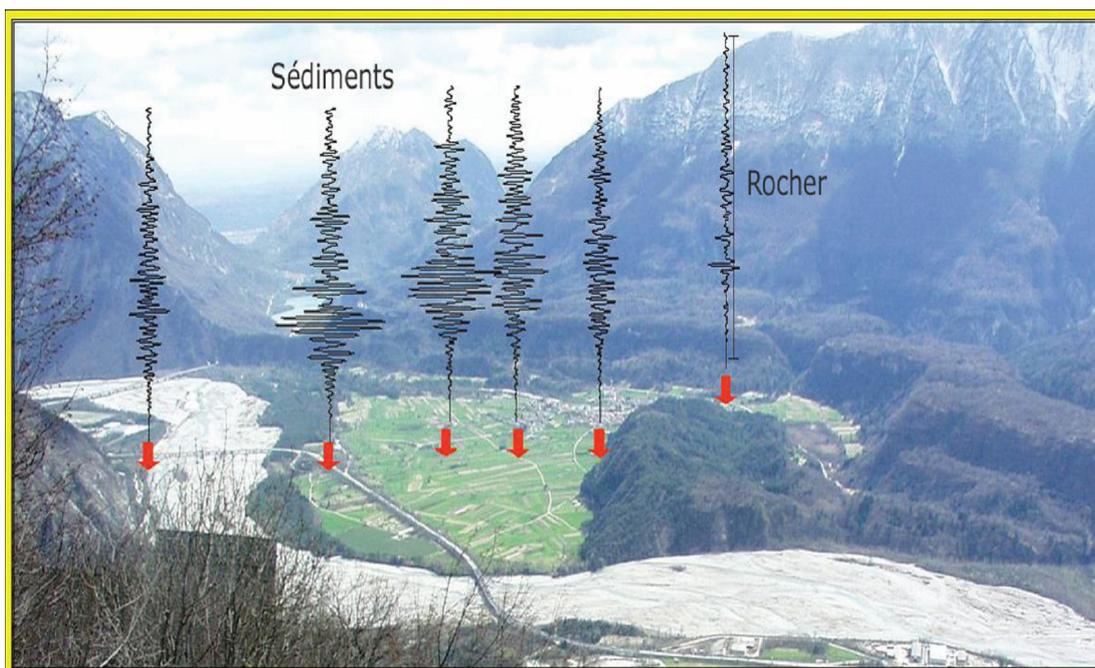
Une fois que les effets de site sont mis en évidence, des études approfondies sur ces effets deviennent vitales. En effet, la plupart des zones urbaines et industrielles, en particulier les plus grandes villes du monde, sont situées au-dessus de bassins sédimentaires. Les grands séismes, dans le passé, ont provoqué dans ces zones des pertes humaines et économiques immenses. En ce qui concerne l'effet de site topographique, il y a deux préoccupations. D'une part, les zones les plus sollicitées par des séismes sont fréquemment montagneuses et, pour des raisons de sécurité, beaucoup de villes et villages ont été construits sur des collines ou montagnes. D'autre part, cet effet est étroitement lié au phénomène de glissement de terrain, observé souvent pendant de forts séismes, qui ont causé des dommages et destructions extrêmement sévères. En conséquence, la prise en compte des effets de site dans les codes parasismiques est indispensable. Cependant, à l'heure actuelle, seul l'effet de site unidimensionnel est incorporé dans quelques codes modernes ; l'effet de bassin et l'effet de site topographique ne sont pas encore pris en compte de manière efficace dans ces codes. Ces derniers effets de site nécessitent donc des études approfondies pour une meilleure compréhension.

En d'autre terme, lors d'un séisme, le glissement sur la faille génère des ondes sismiques qui vont se propager dans la terre depuis le foyer du séisme jusqu'à la surface (Figure 1). Au cours de ce trajet, elles traversent des milieux géologiques aux propriétés mécaniques variées (densité, vitesse de propagation des ondes sismiques,...), ce qui va perturber leur propagation et accroître la complexité du signal sismique. En particulier, les couches les plus superficielles sont en général plus meubles (la vitesse des ondes y est plus faible), ce qui modifie notablement leurs caractéristiques et leur comportement mécanique. L'effet de site est le terme utilisé pour décrire la modification de la secousse sismique induite par la géologie locale.



**Figure 1** : Schéma illustrant la propagation des ondes sismiques depuis la faille où elles sont générées jusqu'à la surface où elles sont observées. Modifié d'après Kramer (1996).

Les effets de site se traduisent fréquemment par une augmentation de l'amplitude des enregistrements de la secousse sismique et de sa durée. Ce phénomène peut être illustré en comparant les secousses sismiques enregistrées sur un sol dur (rocher) et sur un sol mou (alluvions) à proximité (Figure 2).

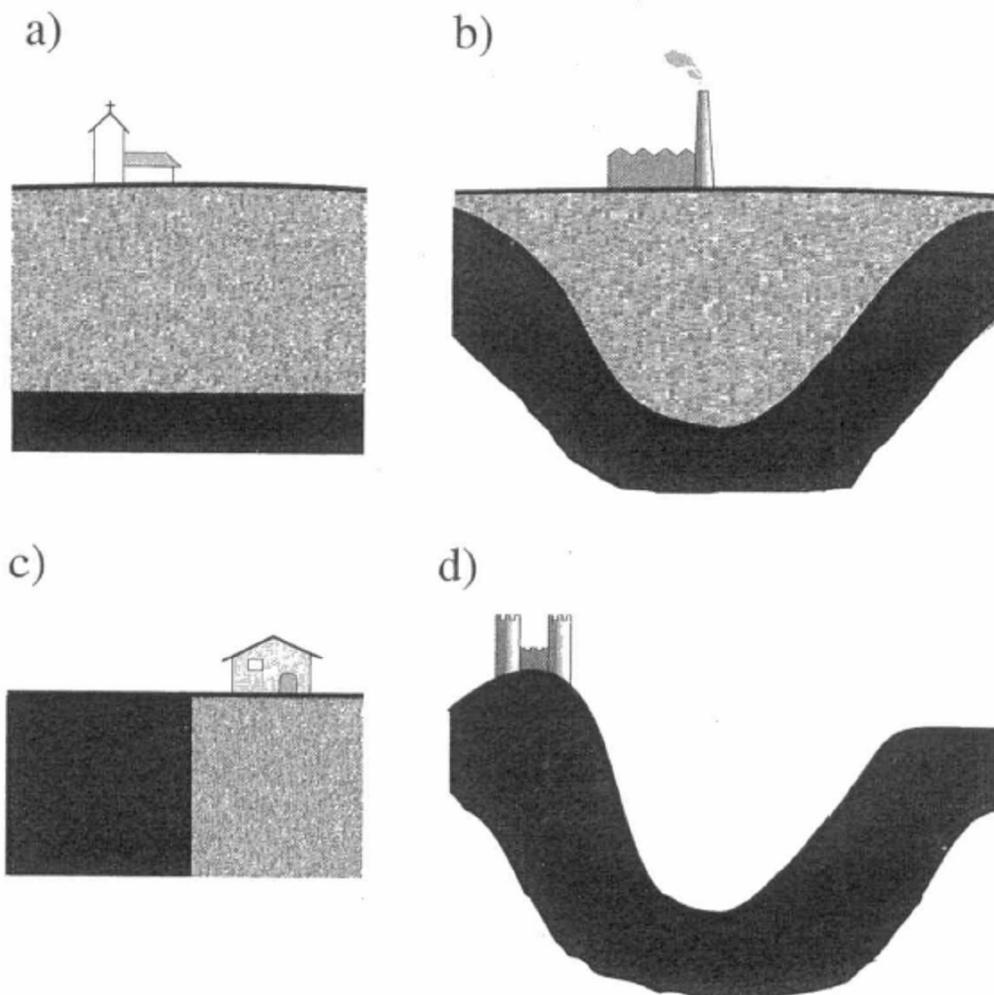


**Figure 2** : Effet de site dans la vallée de Tagliamento (Italie) : l'amplitude et la durée des sismogrammes sont plus élevés dans les sédiments que sur le rocher.

Dans des milieux géologiques à géométrie complexe (vallée glaciaire), les ondes sismiques se réverbèrent sur les interfaces géologiques du fait de l'existence d'un fort contraste entre les propriétés mécaniques des couches situées au centre de la vallée (remplissage sédimentaire) et la roche encaissante. Les ondes sismiques sont piégées : la durée et l'amplitude de la secousse sont fortement accrues. Les dégâts provoqués par les tremblements de terre sont fréquemment la conséquence d'effets de site locaux (concentration des dommages dans les vallées).

Sur la « figure 3 » sont représentées quatre configurations typiques pour lesquelles différentes formes d'effets de site peuvent se manifester. Les cas (a), (b) et (c) sont caractérisés par le contraste de raideur (ou d'impédance) entre un rocher et un sol relativement mou. L'influence de la variation latérale du substratum sous-jacent est aussi présente dans le cas (b). Le cas (d) correspond à l'effet de site dû à la topographie en surface.

Le cas (a) est rencontré très fréquemment dans les zones consacrées à l'urbanisation et à l'aménagement industriel. C'est le cas le plus simple, car il peut se prêter à des modélisations unidimensionnelles pour des ondes à propagation verticale. Dans ce cas, la connaissance précise des caractéristiques géométriques et mécaniques des différentes couches de terrain est assez facilement acquise, puisqu'elle ne nécessite que des reconnaissances géotechniques limitées



**Figure. 3 :** Quatre configurations souvent à l'origine des effets de site, (a) stratigraphie horizontale (b) relief souterrain : bassin, vallée sédimentaire (c) discontinuité latérale (d) topographie : colline, vallée, pente

Par ailleurs, l'hypothèse d'un champ d'ondes incident à propagation verticale constitue une hypothèse habituelle pour la définition du mouvement sismique. Le cas (a) est ainsi le cas le plus étudié et appliqué dans la pratique. Relatifs à des structures géotechniques complexes, les cas (b), (c) et (d) font intervenir des effets bi ou tridimensionnels. La réponse sismique du site, dans ces cas, devient très compliquée par rapport à celle du cas (a). La prévision du mouvement sismique du terrain, dans ces cas, pose de vraies difficultés sur le plan théorique mais aussi sur le plan expérimental. En effet, la méthode théorique ou numérique utilisée pour la prévision doit être suffisamment robuste afin de tenir compte, d'une part, de la diffraction et de l'interférence des ondes et, d'autre part, du caractère ouvert de l'espace semi-infini. L'acquisition des données géotechniques nécessite aussi de nombreuses reconnaissances avancées. Vu la complexité et la difficulté du problème, l'étude des effets de site de ces trois derniers cas est jusqu'à présent réservée à des opérations à caractère de recherche et à quelques grands projets (ouvrages exceptionnels ou sites de grandes zones urbaines) ; sa prise en compte éventuelle dans les codes parasismiques est plutôt conventionnelle.

## Méthodes d'évaluation de l'effet de site

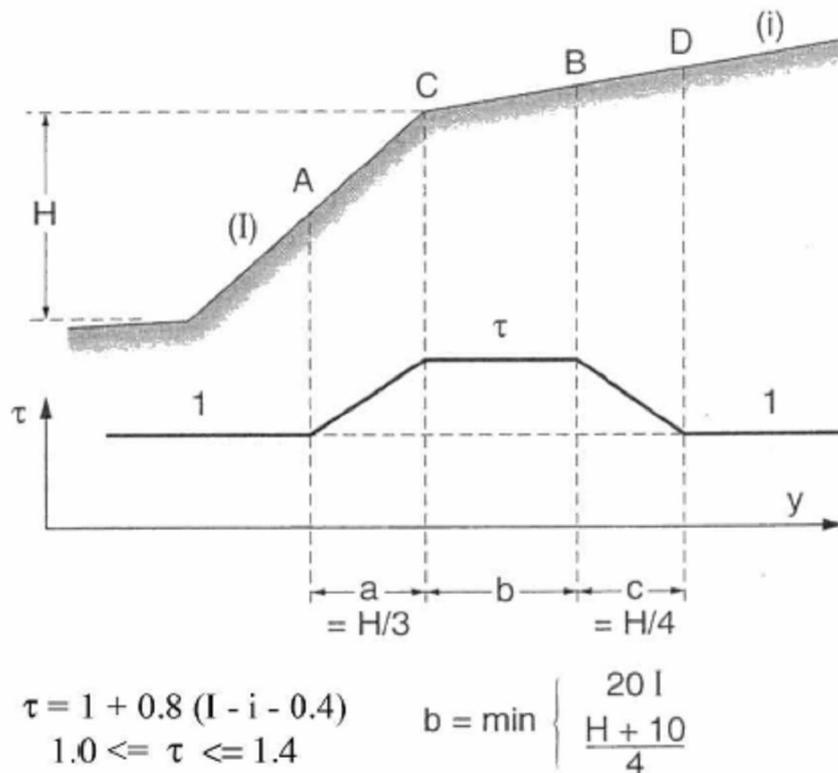
Il y a deux approches fondamentales afin d'estimer les effets de site : soit par des observations et /ou mesures in-situ, soit par des modélisations théoriques ou numériques basées sur les informations géotechniques disponibles du site. La première approche est basée indispensable pour une meilleure compréhension des effets de site, qui ne sont pas jusqu'à présent complètement compris. La deuxième approche à aussi un rôle primordial, non seulement pour la compréhension, mais aussi pour la capacité de prévention des effets de site.

Ainsi, toutes les deux approches sont certainement importantes, le choix de la méthode utilisé dépend de l'importance de chaque projet et aussi du 'coût' (argent, temps ) et de la fiabilité de chaque méthode :

### **a- Méthodes expérimentales :**

Considérons que, vers la fin des années '70 et dans les années 80' les développements s'étaient concentrés sur l'approche numérique, la situation est plus équilibrée ces dernières années. L'expérimentation a connu un grand développement depuis environ 1990. Plusieurs projets d'investigation expérimentale, basés sur des nouvelles techniques, ont été développés et ont apporté des résultats de valeur. En général, l'expérimentation des effets de site comporte trois aspects essentiels.

Le premier est l'établissement de formules ou relations empiriques permettant de calculer la valeur de certains paramètres du mouvement (intensité sismique, coefficient d'amplification, spectre de réponse) à partir des caractéristiques géologique, géotechniques ou géométriques des terrains du site. Ces relations empiriques, dérivées d'un jeu de données d'un site particulier ou les observations macrosismiques et les informations sur les conditions géologiques locales sont disponibles , sont particulièrement utiles pour la première estimation des effets de site le (pré-) dimensionnement des structures ou des ouvrages. Mais elles sont souvent extrêmement simple, parfois forfaitaires : alors ces précisions ne sont pas toujours garantie. Un exemple typique concerne les spectres réglementaires dans les codes parasismiques (PS 92/5.2.4, Eurocode 8) qui relie le spectre de réponse du mouvement en surface avec la condition géologique du site. Un autre exemple est la définition d'un coefficient d'amplification topographique (recommandation AFPS 90/5.3.3) comme présentée sur la figure 4.



**Figure 4** : Variation du coefficient d'amplification  $r$  suivant la topographie du site (PS 92/5.2.4, AFPS 90/5.3.3)

Le second aspect est la détermination des traits dominants de la réponse du site (fréquence fondamentale, coefficients d'amplification) par des mesures in-situ. À l'heure actuelle, cette mission est réalisée soit par la mesure du bruit de fond, soit par la mesure de la micro sismicité.

1. La première technique consiste à utiliser le bruit de fond du sous-sol, c'est-à-dire des mouvements de faible amplitude résultant des perturbations naturelles ou artificielles (le vent, les vagues, le trafic, les activités industrielles), comme source d'excitation 'gratuite'. Cette technique, proposée et utilisée notamment au Japon, est devenue répandue au niveau international par sa variante de Nakaruma [Nakamura, 1989] (méthode H/V), qui a mis en évidence la corrélation entre la fréquence de résonance de couches superficielles avec les valeurs de pic du rapport du spectre de Fourier de la composante horizontale à celui de la composante verticale. Bien que ses résultats ne soient pas clairement expliqués, cette technique constitue un moyen fiable de détermination de la fréquence fondamentale. De plus, cette technique est facile à mettre en oeuvre et peu coûteuse. Néanmoins, il est assez aventureux de vouloir en tirer d'autres informations sur les caractéristiques du site.

2. La deuxième technique utilise, soit des signaux sismiques de faible niveau résultant de petits séismes relativement fréquents, soit des 'séismes' artificiels (explosion nucléaire, exploitation minière...). Cette technique est assez simple; les facteurs d'amplification peuvent être déduits de manière assez fiable par son utilisation; plusieurs problèmes de la technique 'bruit de fond' n'existent plus. C'est pourquoi elle a été fréquemment utilisée ces dernières décennies. Toutefois,

cette technique est assez coûteuse et lourde, car elle nécessite, en général, une campagne d'observations de plusieurs mois et un travail important d'analyse et d'interprétation des mesures. Il faut, en effet, s'affranchir des particularités liées aux sources et aux effets de propagation, pour déduire des enregistrements des effets qui sont propres au site étudié. Enfin, le dernier aspect est l'analyse des effets des séismes antérieurs ressentis sur le site, même s'ils n'ont pas donné lieu à des enregistrements. On a constaté que la carte de dommages a souvent présenté une forte corrélation avec la géologie du terrain sous-jacent. Par conséquent, des observations macrosismiques (l'inventaire des dégâts causés par des séismes passés), peuvent également apporter des informations très utiles. Elles constituent un moyen d'estimation, au moins qualitative, de l'importance des effets de site.

## **b. Modélisations théoriques et numériques**

Les effets de site peuvent impliquer divers phénomènes complexes concernant le champ d'ondes incident (champ proche ou champ lointain, onde de volume ou onde de surface), la structure géologique locale (1D, 2D ou 3D, homogène ou hétérogène), le comportement du sol (élastique ou anélastique, linéaire ou non-linéaire, sec ou saturé, fissuré ou non,...). Le domaine est donc très étendu. Des modélisations théoriques ou numériques, plus ou moins sophistiquées, sont destinées à examiner quelques aspects des effets de site (aucun modèle n'est capable d'examiner simultanément tous ses aspects). Ces modèles sont des représentations plus ou moins simplifiées des milieux et des éléments étudiés. Chaque méthode a donc son domaine de validité en fonction des simplifications qu'elle suppose. Ces trois dernières décennies, beaucoup de méthodes ont été proposées et développées. La littérature sur cette approche théorique pour l'estimation des effets de site est très abondante ; elle semble plus abondante que celle de l'approche expérimentale. Cette section est donc limitée à présenter un aperçu des travaux récents et destinée à fournir une idée globale des méthodes théoriques et numériques pour estimer les effets de site.

Selon un ordre croissant de la dimension du problème considéré, les modèles sont regroupés en trois catégories. Les modèles unidimensionnels intègrent une représentation stratigraphique du sous-sol ; ils ne sont donc valables qu'à l'échelle très locale d'un ouvrage isolé ou dans le cas des bassins alluvionnaires très peu encaissés. De par leur simplicité de mise en oeuvre et d'application, ils sont fréquemment utilisés en génie parasismique ou sismologie. L'analyse unidimensionnelle est également la base des normes parasismiques pour la prise en compte de l'influence de l'hétérogénéité verticale du sol sur le mouvement sismique de surface. Quand l'hétérogénéité latérale n'est pas négligeable, c'est-à-dire qu'il existe des irrégularités topographiques en surface ou souterraines, des modèles bi- ou tri-dimensionnels doivent être envisagés. Le problème, dans ces cas, devient nettement compliqué par rapport au problème unidimensionnel, car de nouveaux phénomènes physiques apparaissent. En comparaison avec les cas 2D, les problèmes 3D sont significativement coûteux en volume de calcul. En réalité, les phénomènes physiques en 3D sont les mêmes que ceux en 2D, sauf qu'ils se manifestent en trois dimensions. Diverses études montrent qu'il y a moins de différences, en termes d'augmentation de l'amplification, dans le passage du 2D au 3D que dans celui du 1D au 2D. En conséquence, la majorité des méthodes se concentre à étudier les problèmes 2D. Parmi des méthodes capables d'analyser les effets de site 2D ou 3D, on peut globalement distinguer trois catégories essentielles : les solutions analytiques, les méthodes numériques traitées 'dans le domaine', les méthodes numériques traitées 'sur la frontière'.

## **Solutions analytiques**

Comme le problème est compliqué, il n'existe pas beaucoup de solutions analytiques. Les solutions existantes ne sont valables que pour des configurations relativement simples. Les problèmes les plus simples concernent la diffraction bidimensionnelle des ondes SH qui peuvent être analysées séparément des autres ondes. En utilisant la séparation des variables, Trifunac [1971, 1973] a obtenu la solution exacte pour la diffraction des ondes SH par une vallée alluviale et par une vallée vide demi-circulaire ; Wong et Trifunac [1974a, 1974b] ont trouvé la solution similaire pour le cas d'une vallée alluviale et d'une vallée demi-elliptique. Un résultat très simple a été montré par Sanchez-Sesma [1985] pour le cas d'une colline triangulaire. Par contre, pour les problèmes impliquant les ondes SV ou P, les solutions exactes sont difficiles à trouver. Quelques solutions ont été obtenues de manière approximative sous certaines conditions simplifiées. On peut citer le résultat de Lee [1982] pour le cas d'une vallée vide semi-sphérique ; cette approche est cependant limitée aux basses fréquences. Sanchez-Sesma [1990] a aussi obtenu la réponse d'une colline triangulaire pour quelques circonstances spéciales.

En somme, les solutions analytiques ne sont pas nombreuses et elles ne correspondent qu'à des cas très simples. Toutefois, ces solutions sont profitables pour comprendre les aspects fondamentaux des phénomènes. Elles sont aussi des références pour vérifier les méthodes numériques. Bien que les configurations étudiées soient simples, on constate que les réponses sont vraiment complexes. Cette constatation montre la nécessité du développement des méthodes numériques pour traiter des problèmes plus compliqués (configuration plus complexe ou loi de comportement du sol plus élaborée).

## **Méthodes numériques traitées 'dans le domaine'**

Ces méthodes sont caractérisées par une discrétisation effectuée dans tout le domaine considéré. On peut distinguer deux approches principales : la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis.

La méthode des différences finies a été utilisée par Boore [1972] pour évaluer l'effet de site topographique provoqué par une colline, et par Boore et al. [1981] pour le cas d'une pente. Liao et al. [1980] ont appliqué cette méthode afin d'étudier le cas des topographies axisymétriques. Harmsen et Harding [1981] ont aussi utilisé cette technique pour examiner l'effet de bassin. Cette méthode est théoriquement capable de modéliser des configurations complexes et le comportement non-linéaire du sol, mais la taille du problème augmente très vite avec la complexité du problème considéré, ainsi le volume de calcul dépasse facilement la capacité de calcul des ordinateurs courants.

Méthode numérique assez universelle, la méthode des éléments finis a aussi été employée pour étudier des effets de site [Castellani et al., 1982], [Lysmer et Drake, 1972]. Elle est particulièrement adaptée pour des problèmes faisant intervenir des domaines à comportement inélastique, non-linéaire et hétérogène. Pourtant, elle rencontre des difficultés pour prendre en compte la radiation d'ondes vers l'infini dans les problèmes dynamiques faisant intervenir un domaine 'semi-)infini. Bien que différentes techniques de frontière absorbante [Ang et Newmark, 1971] ou d'éléments infinis [Zhao et Valliappan, 1993] soit proposées pour surmonter cette difficulté, cette méthode n'est pas couramment utilisée seule en dynamique des sols. Toutefois, sa combinaison avec d'autres méthodes est favorable : par exemple, sa

combinaison avec la méthode de différences finies [Ohtsuki et Harumi, 1983] ou avec la méthode des éléments frontières [Mossesian et Dravinski, 1992].

### **Méthodes numériques traitées 'sur la frontière'**

À l'opposé des méthodes mentionnées précédemment, la discrétisation de ces méthodes n'est réalisée que sur la frontière, et non dans tout le domaine d'étude. Leurs avantages essentiels consistent dans la réduction d'une dimension du problème considéré (3D à 2D, 2D à 1D) et l'absence des frontières artificielles simulant un domaine (semi-)infini. C'est pour cette raison que ces méthodes sont bien appropriées aux calculs de propagation d'ondes dans les milieux ouverts. Par conséquent, elles sont en constant développement ces dernières années.

En générale on peut classer ces méthodes en deux groupes principaux : les méthodes directes et les méthodes indirectes. Beaucoup d'études ont été effectuées en utilisant des méthodes directes, parmi lesquelles on peut citer le travail de Wong et Jennings (1975) pour le cas d'une vallée de forme arbitraire, l'étude de Reinoso et al. (1994) et de Shinozaki et Yoshida (1992) pour la repense 2D et 3D d'un bassin sédimentaire. Les méthodes indirectes, quant à elles, ont été appliquées dans les travaux de Sanchez-Sesma et Campillo (1993), Sanchez-Sesma et al (1993), Pederson et al (1995)

Les méthodes des éléments de frontières rencontrent des difficultés pour tenir compte de la non linéarité et de l'inélasticité du comportement du sol. Pour surmonter ces difficultés, une possibilité est de les coupler avec le méthode des élément finis. Cette méthode hybride a été appliquée avec succès par mossesian & Dravinski (1992) Gatmiri et Kamalian (2002). L'autre type de difficulté des méthodes des éléments frontières concerne l'évaluation des intégrales fortement singulières ou hyper-singulières. Une possibilité pour résoudre ce problème est la combinaison avec la méthode de nombre d'ondes discrètes qui a été utilisée par Gaffet et Bouchon (1989). Compillo et Bouchon (1985), Kawase (1988), (Kawase et Aki, 1989). Avec cette combinaison, la singularité des fonctions de green n'existe pas dans les termes du développement en nombre d'onde, d'où l'intégration le long de la frontière peut s'effectuer facilement et la convergence est aussi améliorée. Cette procédure cependant demande des ressources d'ordinateur considérable.

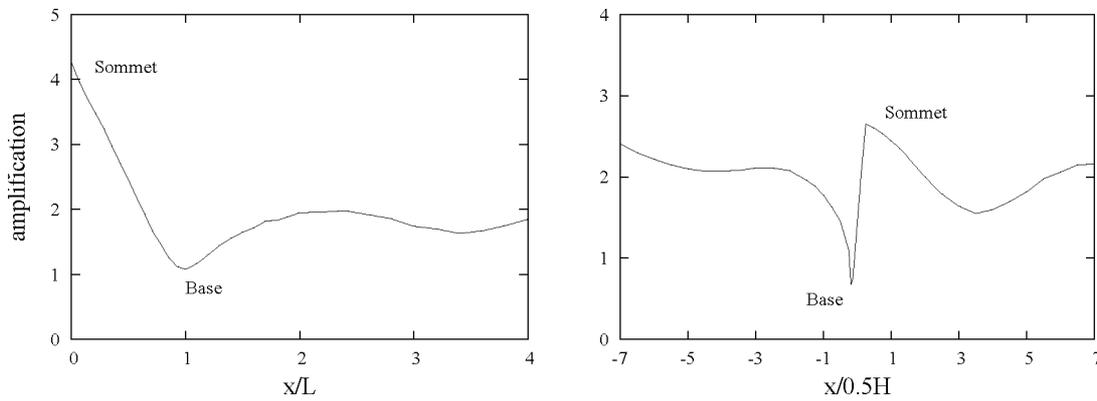
A part les méthodes présentées plus haut, il existe dans la littérature d'autres méthodes, telles que la méthode d'optique généralisée, la méthode de nombre d'ondes discrètes, etc.

# Effets de site topographique : caractéristique, causes et paramètres

## **1 Caractéristiques principales**

Nous avons mentionné précédemment la nécessité des études expérimentales, mais la mise en œuvre des investigations expérimentales sur l'effet de site topographique bi- ou tridimensionnels dans des sites réels est actuellement limitée. Le nombre de ces investigations est si faible qu'il est difficile de réaliser une analyse statistique fiable à partir des données existantes. Par contre, de très nombreux cas d'école ont été étudiés par des méthodes numériques. Ces études ne correspondent généralement qu'à des cas simplifiés, voire idéalisés : configuration simple du relief; comportement linéaire, élastique, isotrope, homogène du sol ; composition simple du signal sismique (SH, SV, P ou Rayleigh). Néanmoins, elles ont permis de dégager des tendances générales qui confirment certains résultats macrosismiques et expérimentaux observés en réalité. On peut résumer ici trois caractéristiques principales de l'effet de site topographique :

1. dans le cas des collines et des pentes, on aperçoit systématiquement une amplification significative du mouvement en crête et une atténuation assez faible à la base. Par contre, dans le cas des vallées, le mouvement est souvent atténué à la base et légèrement amplifié aux bords. L'effet d'amplification (ou d'atténuation) est généralement plus intense pour les composantes horizontales que pour la composante verticale. C'est pour cette amplification que l'on a constaté des dégâts sévères d'immeubles situés sur les collines ou près du bord des pentes. La figure 5 illustre les cas d'une pente et d'une colline. On aperçoit clairement que le mouvement au sommet de la colline double, alors que celui à la base de la colline diminue deux fois par comparaison avec le mouvement du terrain sans relief. Néanmoins, la constatation ci-dessus n'est pas toujours théoriquement justifiée. Ainsi, une tentative de prévenir une amplification du mouvement aux reliefs convexes et une atténuation du mouvement aux reliefs concaves [Bard et Riepl-Thomas, 2000] nécessite une vérification consciencieuse.



(a) Colline  
triangulaire

(b)  
Pente

**Figure 5 :** Coefficient d'amplification du mouvement en surface libre soumise à l'incidence verticale des ondes planes SV harmoniques, (a) Cas d'une colline triangulaire : demi-largeur  $L = 1$ , hauteur  $H = 1$ , coefficient de Poisson  $\nu = 0.3$ , vitesse de l'onde de cisaillement  $v_s = 1$ , fréquence adimensionnelle  $r\backslash = 2Lf/v_s = 0.5$ . (b) Cas d'une pente : hauteur  $H = 1$ , angle d'inclinaison  $a = 75^\circ$ , coefficient de Poisson  $\nu = 0.3$ , vitesse de l'onde de cisaillement  $v_s = 1$ , fréquence adimensionnelle  $i\j = H/v_s = 0.25$

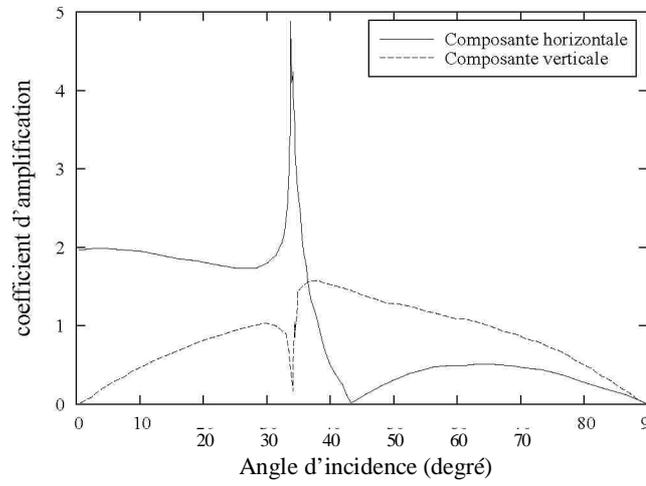
2. il apparaît des mouvements différentiels notables sur les pentes des reliefs. La figure 5 montre une forte variation de l'amplitude sur les pentes ; la phase de vibrations varie aussi beaucoup. Ces mouvements différentiels se produisent aussi sur la surface libre à proximité du relief. En comparaison avec le cas de l'espace semi-infini sans relief dont la réponse sismique est identique partout sur la surface libre, l'amplitude et la phase de la vibration d'un point d'observation sur la surface libre dans ce cas dépendent de la distance relative de ce point au relief. Il pourrait donc y avoir un impact important sur la réponse dynamique des grands ouvrages comme les barrages, les ponts ou les oléoducs situés proche du relief.
3. la réponse du site dépend nettement du contenu fréquentiel de l'excitation. Cette influence se manifeste de manière différente suivant la position du point considéré (et pouvant aller jusqu'à l'atténuation totale). L'ampleur de cette influence est contrôlée par le rapport de la longueur d'onde à la dimension caractéristique du relief.

## 2 Phénomènes physiques principaux

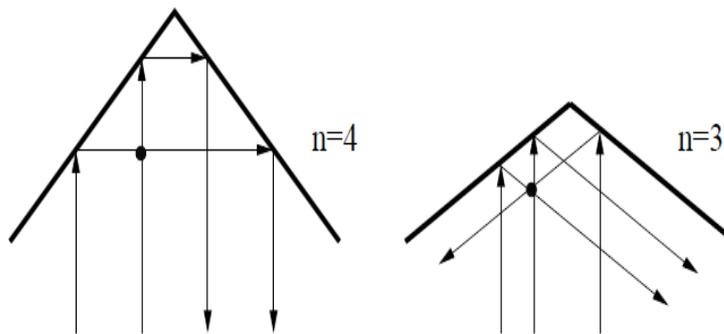
Les causes des effets de site sont assez nombreuses. On peut les grouper en deux catégories principales. La première catégorie concerne la rupture du sol comme le glissement de terrain ou la liquéfaction. Ces phénomènes attirent beaucoup l'attention des ingénieurs et des scientifiques, car leurs conséquences sont, bien évidemment, très significatives. La deuxième catégorie est liée aux phénomènes de propagations d'ondes dans le sol (ou la roche). Ces phénomènes sont très fréquemment constatés dans la réalité ; ils sont des causes principales des effets de site et, en conséquence, ont un impact important sur la conception des constructions et des ouvrages. Dans ce travail, nous ne traitons que cette deuxième catégorie. En principe, il existe quatre phénomènes physiques principaux :

**Sensibilité du mouvement en surface du terrain à la direction des ondes incidentes** : cette sensibilité ne touche pas les ondes SH polarisées perpendiculairement au plan d'incidence, elle ne concerne que les ondes SV et P polarisées dans le plan d'incidence. Elle est particulièrement marquée pour les ondes SV à angle d'incidence autour de l'angle critique. En effet, si l'angle d'incidence de l'onde SV est égale à l'angle critique, l'onde P réfléchie se propage horizontalement ; au-delà de l'angle critique, l'onde P réfléchie devient l'onde de surface. Sur la figure 6 on constate que le coefficient d'amplification atteint une valeur d'environ de 5 pour une bande étroite de l'angle d'incidence ( $1^\circ$ ). On note que cette sensibilité est indépendante de la fréquence.

**Focalisation des ondes à l'intérieur d'un relief convexe** : ce phénomène peut être illustré par l'exemple très simple [Sanchez-Sesma, 1990] d'une colline triangulaire symétrique soumise à l'excitation de l'onde SH à propagation verticale (figure 7). Si l'angle  $a$  au sommet de la colline est égal à  $2\pi/n$ , un point quelconque à l'intérieur de la colline voit passer  $n$  ondes différentes (onde incidente plus  $n - 1$  ondes réfléchies). Comme ces ondes sont en phase à la crête de la colline, l'amplitude du mouvement en point doit être  $n$  fois plus grand que celle de l'onde incidente. Dans cet exemple, l'amplitude du mouvement à la crête de la colline est indépendante de la fréquence, tandis que le mouvement des autres points est fonction de la fréquence. Cette dépendance se manifeste de manière différente suivant la position du point considéré et elle est contrôlée par le rapport de la longueur d'onde à la dimension caractéristique du site.



**Figure 6 :** Amplitudes normalisées du mouvement en surface libre à l'excitation des ondes SV en fonction de l'angle d'incidence (coefficient de Poisson  $\nu = 0.25$ )



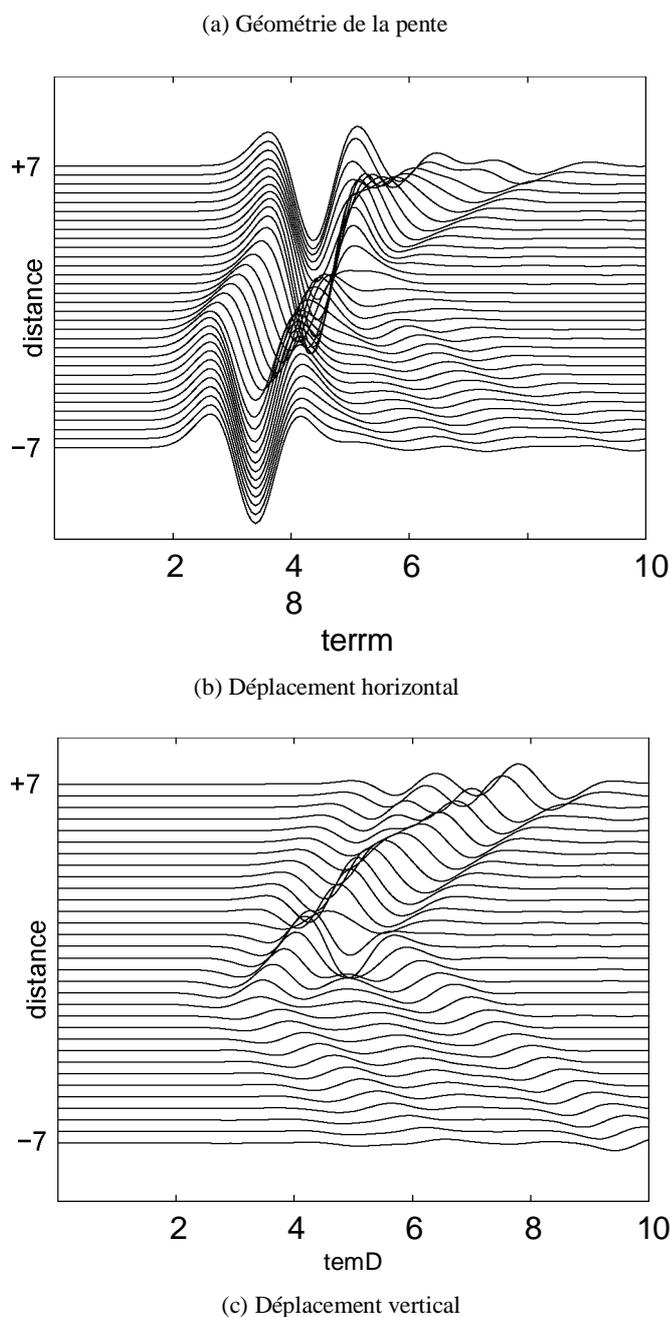
**Figure 7 :** réponse des collines triangulaires aux ondes SH incidentes à propagation vertical

**Diffraction des ondes de volume et la naissance des ondes de surface** : la diffraction apparaît toujours sauf si la dimension du relief est trop petite par rapport à la longueur d'onde incidente. L'onde diffractée se produit au point singulier du relief (aux bords, au sommet ou à la base). Si l'onde incidente est l'onde SH dont la polarisation est perpendiculaire au plan d'incidence, l'onde diffractée est aussi de type SH. Dans le cas d'incidence de l'onde P ou de l'onde SV, l'onde diffractée contient non seulement l'onde P ou l'onde SV mais aussi l'onde de surface de Rayleigh. La naissance de l'onde de Rayleigh est bien illustrée sur les figures 8 et 9. Dans le cas de la pente (figure 8), les ondes de Rayleigh sont générées aux coins inférieur et supérieur de la pente ; elles se propagent le long de la surface de la pente et vers les surfaces libres à gauche et à droite de la pente. Il est cependant difficile de distinguer sur la surface supérieure l'onde de surface de l'onde SV réfléchi sur la pente. Dans le cas de la vallée (figure 3.9), les ondes diffractées sont engendrées à la base et aux bords de la vallée ; elles propagent le long de la pente à l'intérieur de la vallée et vers les surfaces libres à l'extérieur de la vallée. La propagation de ces ondes diffractées à l'intérieur de la vallée est le mouvement principal observé après l'arrivée de l'onde incidente. Dans ce cas, on peut détecter séparément l'arrivée de l'onde SV réfléchi sur la pente de la vallée et l'arrivée des ondes diffractées. De manière similaire, les ondes diffractées se produisent au sommet et aux bords dans le cas de la colline. L'apparition des ondes diffractées provoque un mouvement différentiel important sur la pente des reliefs.

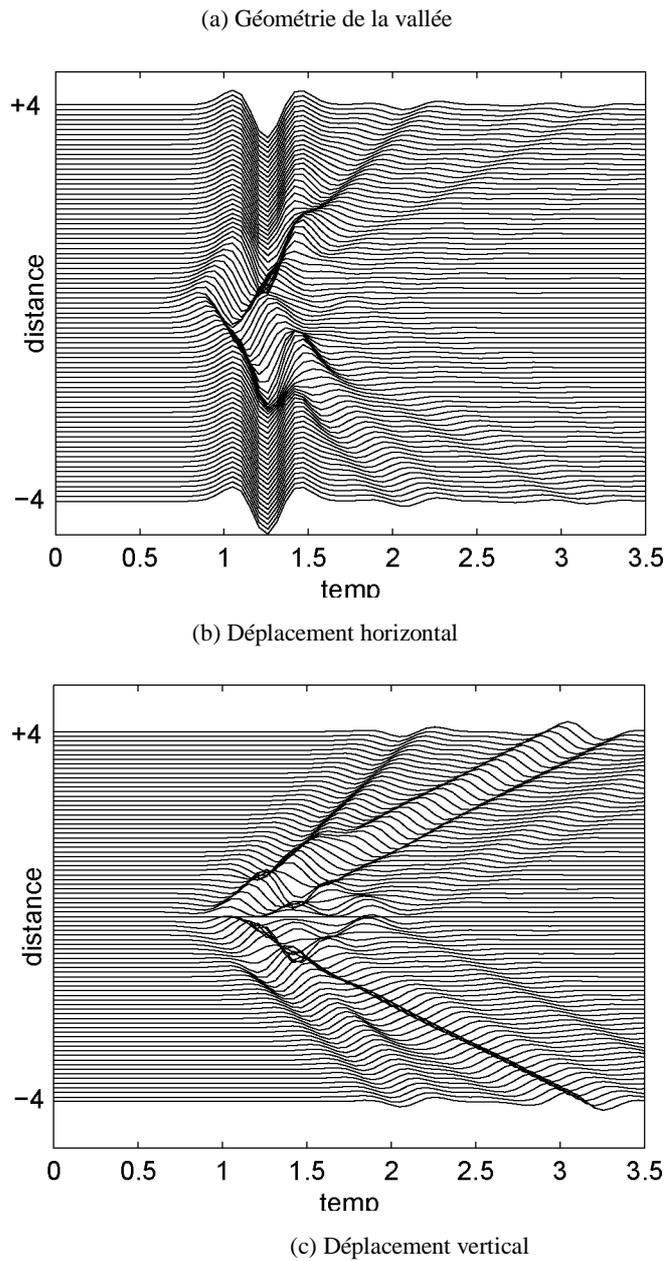
**Interférence de différents types d'ondes** : le mouvement d'un point sur la surface libre est excité non seulement par l'onde incidente mais aussi par d'autres ondes différentes qui viennent par différents chemins (phénomène dit "scattering" en anglais). Dans le cas de l'onde SH incidente, il n'existe que 3 types d'ondes : l'onde SH incidente, l'onde SH réfléchi et l'onde SH diffractée. L'interaction de ces ondes est assez complexe. Dans le cas de l'onde SV ou de l'onde P, la situation devient plus complexe : comme il existe la conversion d'énergie entre l'onde P et l'onde SV, les ondes réfléchies se composent de l'onde P, de l'onde SV et éventuellement de l'onde de surface si l'onde incidente est l'onde SV ; les ondes diffractées, à leur tour, contiennent l'onde P, l'onde SV et l'onde de Rayleigh. L'interférence de ces différentes ondes est complexe et l'effet de site topographique dans le cas des ondes P, SV est évidemment plus accentué que celui dans le cas de l'onde SH. Certainement, la conséquence directe de l'interférence des ondes est la dépendance en fréquence de l'excitation du mouvement en surface et l'existence du mouvement différentiel, non seulement à l'intérieur du relief mais aussi sur la surface libre à proximité du relief.

Les quatre phénomènes présentés ci-dessus sont des causes principales de l'effet de site topographique. Cependant, il faut garder à l'esprit qu'il est couramment constaté des écarts importants entre les observations expérimentales et les résultats obtenus au moyen de modèles théoriques. Ces écarts sont parfois grands : certains enregistrements mettent en évidence des coefficients d'amplification 3 à 4 fois plus grand que ceux calculés. Un exemple typique est le cas du site de Cedar Hill Nursery à Tarzana au nord de l'agglomération de Los Angeles : ce site a montré, lors du séisme de Northridge en 1994, un enregistrement de l'accélération énorme atteignant 1.8 g sur une des composantes horizontales, c'est-à-dire 2 à 4 fois plus grand que le mouvement d'autres sites au voisinage ; or ce phénomène d'amplification spectaculaire n'avait pas été observé lors des séismes Big Bear et Landers en 1992. On peut alors se demander s'il n'y a pas d'autres causes que celles mentionnées ci-avant. La question est encore ouverte. En conséquence, pour une meilleure compréhension des phénomènes impliqués dans l'effet de site topographique, des investigations

expérimentales in-situ avec une densité forte de mesures et une reconnaissance géotechnique détaillée seront indispensables.



**Figure 8 :** Réponse en domaine temporel d'une pente aux ondes SV incidentes à propagation verticale. Hauteur de la pente  $H = 2$ , angle d'inclinaison  $\alpha = 30^\circ$ , coefficient de Poisson  $\nu = 0.3$ , vitesse de l'onde de cisaillement  $v_s = 1$ , signal incident de type Ricker (fréquence centrale adimensionnelle  $r\lambda = Hf/v_s = 2$ ). Le mouvement en surface est calculé en des points équidistants entre  $x/0.5H = -7$  et  $x/0.5H = +7$ . Il est supposé que  $H/v_s = 1s$  pour l'échelle de temps



**Figure 9 :** Réponse en domaine temporel d'une vallée triangulaire aux ondes SV incidentes à propagation verticale. Demi-largeur de la vallée  $L = 1$ , profondeur  $H = 0.4$ , coefficient de Poisson  $\nu = 0.3$ , vitesse de l'onde de cisaillement  $v_s = 1$ , signal incident de type Ricker

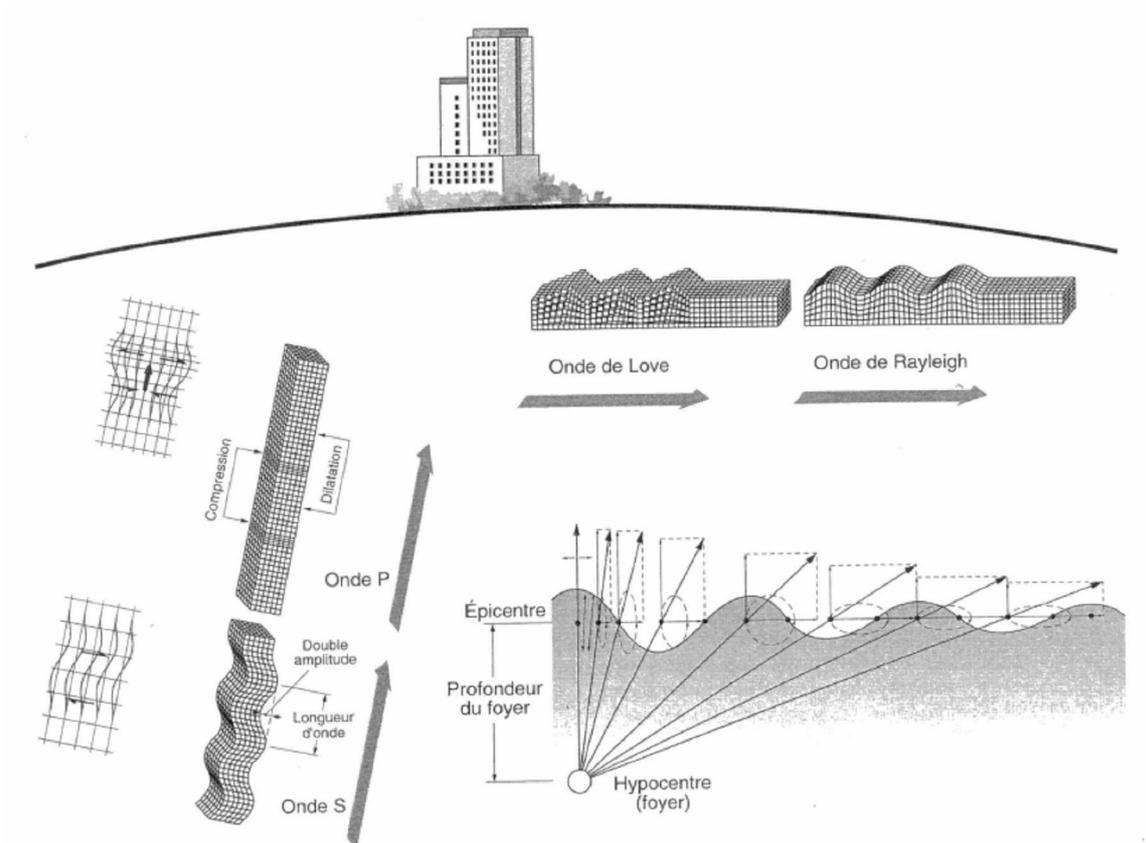
### 3 Paramètres principaux

Le nom même d'effet de site laisse entendre que des modifications constatées dans les mouvements sont dues uniquement aux conditions locales du site. En réalité d'autres causes liées aux caractéristiques du champ d'onde incidente peuvent aussi jouer leur rôle. Dans le cas d'un effet de site dû à la condition topographique locale, on distingue différents facteurs principaux qui influence la réponse sismique du site. Ces facteurs concernent le champ d'ondes incidentes (type d'onde, direction, contenu fréquentiel), les conditions géotechniques du site et le relief lui-même.

**Type d'onde incidente** : on distingue généralement deux types d'ondes : les ondes de volume (onde longitudinale P et ondes transversales SV, SH) et les ondes de surface (Rayleigh ou Love). Les ondes de volume, émises par la libération de l'énergie sur le plan de faille, se propagent dans la croûte terrestre ; quand ces ondes atteignent la surface, une partie de leur énergie peut être convertie en ondes de surface (figure 10). La vibration en surface est essentiellement provoquée par des ondes transversales, dont l'amplitude est nettement supérieure à celle de l'onde longitudinale, et par des ondes de surface. Plus on s'éloigne de l'épicentre, plus la prépondérance des ondes de surface s'accroît en raison de la faible atténuation géométrique de ces ondes (décroissance en  $1/y/R$ ,  $R$  étant la distance épacentrale, au lieu de  $1/R$  pour les ondes de volume). Ainsi, le champ d'onde incidente arrivent à la surface est une combinaison souvent très complexe de différents types d'onde. Néanmoins, pour évaluer clairement l'importance de chaque type d'onde, il est préférable de les examiner séparément.

L'étude de l'effet de l'onde SH est le cas le plus simple car le mouvement anti-plan produit par cette onde est découplé de celui provoqué par les autres ondes ; dans certains contextes simples, des solutions analytiques exactes existent. Beaucoup d'études analytiques et numériques ont été menées et nous avons jusqu'à présent une connaissance assez approfondie de l'effet de site topographique provoqué par des ondes SH. Par contre, le cas des ondes SV et P est plus compliqué car les mouvements produits par ces deux ondes sont couplés et il existe des modes de conversion d'énergie entre ces deux ondes et avec des ondes de surface. Dans ces cas, aucune solution analytique n'existe. Parmi ces deux types d'ondes, l'étude de l'effet de l'onde P est théoriquement intéressante mais elle est peu importante du point de vue pratique du fait de la faible amplitude de l'onde P comparée à celle de l'onde SV. Ainsi, nous avons choisi d'étudier l'effet de site topographique sous l'action de l'onde SV. L'étude de l'effet de l'onde Rayleigh est intéressante et importante ; elle n'est cependant pas abordé dans ce travail, mais devrait faire l'objet des études ultérieures.

**Direction de propagation de l'onde incidente** : l'angle d'incidence de l'onde sismique peut être quelconque, mais en pratique l'hypothèse de la verticalité de la direction de l'onde incidente est habituellement acceptée. Dans la majorité des cas, cette hypothèse est raisonnable. En effet, quand la rigidité des couches de sol augmente avec la profondeur, ce qui est souvent le cas, les rais sismiques se 'redressent' en s'approchant de la surface qu'ils atteignent sous une incidence presque verticale. Dans ce qui suit, nous n'examinons donc que des ondes à propagation verticale.



**Figure 10 :** Principales ondes sismiques

Caractéristiques mécaniques du sol parmi lesquels la vitesse des ondes transversales  $v_s$  est la valeur la plus importante : dans les calculs parasismiques ou sismologiques, le sol est couramment supposé élastique linéaire. Cette hypothèse est, en général, suffisante pour déterminer les caractéristiques les plus importantes de la réponse sismique, pour les niveaux courants de l'excitation sismique, où le niveau des déformations du sol pendant les séismes reste modeste. En réalité, l'application de cette hypothèse aux calculs quantitatifs des phénomènes sismiques connaît un grand succès. Bien évidemment, il faut tenir compte du comportement non-linéaire et irréversible du sol dans les cas où le degré de la non-linéarité (ou plasticité) du comportement du sol n'est pas négligeable (sol très mou ou séisme de forte intensité). Dans les sections qui suivent, le sol est supposé homogène, isotrope et élastique linéaire.

**Dimension et la forme de l'irrégularité topographique** : nous considérons trois types principaux de topographie : les pentes, les vallées et les collines. La dimension d'une pente est caractérisée par sa hauteur  $H$  et l'angle d'inclinaison  $\alpha$ , alors que la dimension d'une vallée ou d'une colline est généralement déterminée par sa hauteur  $H$  (pour une colline) ou sa profondeur  $H$  (pour une vallée) et sa demi-largeur  $L$ . La forme d'une vallée (ou d'une colline) peut être diverse, mais on peut distinguer des configurations de base : triangle, trapèze (rectangle), demi-ellipse (demi-cercle).

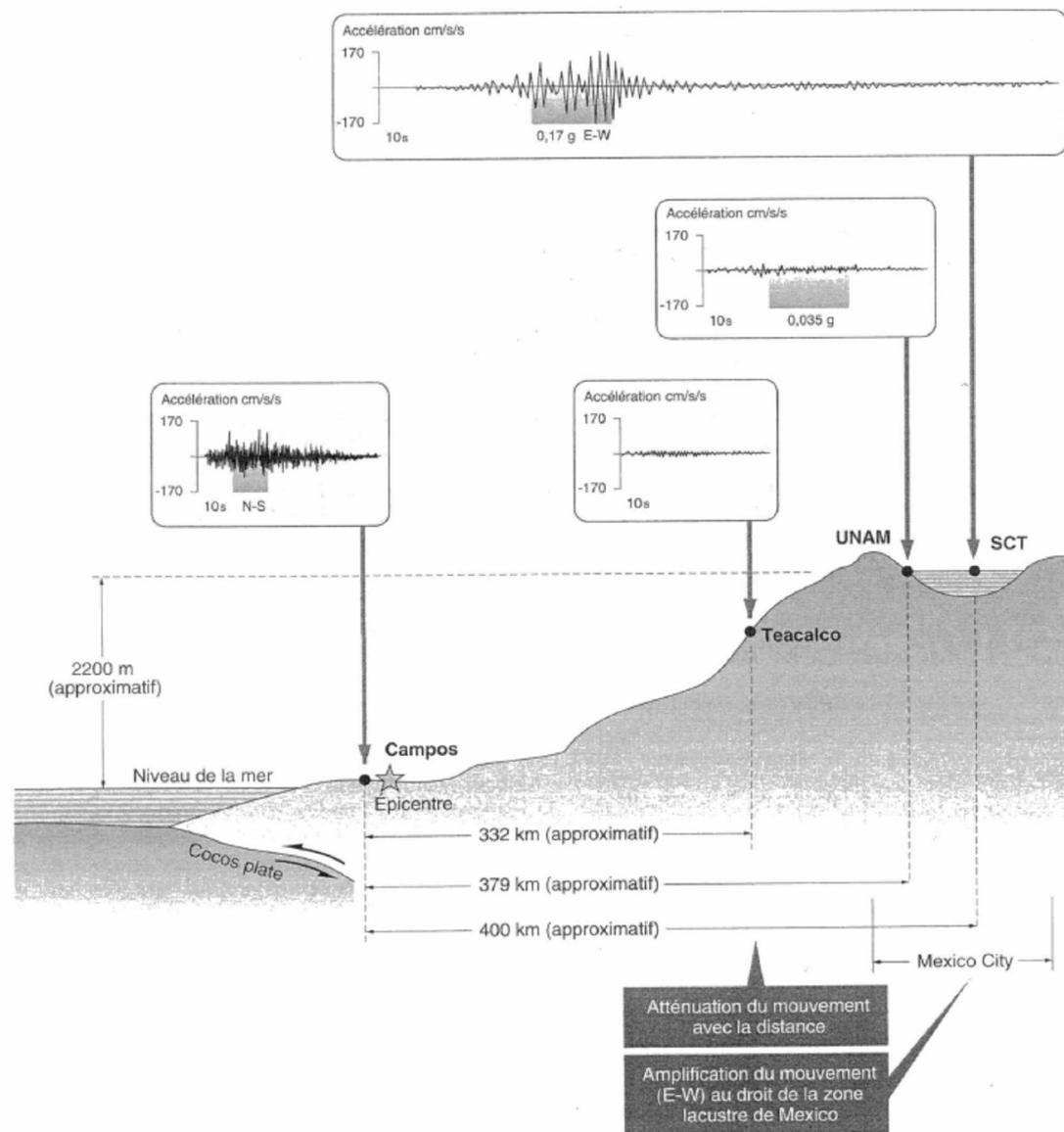
**Contenu fréquentiel et particulièrement la fréquence prédominante du champ d'onde incidente** : un signal sismique est normalement multi-fréquentiel avec une gamme de fréquences significatives, qui s'étend de 0,5 Hz à 10 Hz dans la grande majorité des cas. Toutefois, pour mieux comprendre l'influence de la fréquence du signal d'excitation, nous considérons des signaux monochromes. Afin d'assurer la généralité de l'étude, une fréquence adimensionnelle, qui combine en même temps l'effet de la fréquence, de la dimension de la topographie et de la vitesse de propagation d'onde, est considérée. Pour les pentes, il s'agit de  $r = \frac{H}{\lambda} = \frac{H}{v_s / f}$ , où  $f$  et  $\lambda$  sont la fréquence et la longueur de l'onde incidente,  $v_s$  est la vitesse de l'onde de cisaillement de l'espace semi-infini. Pour les vallées ou les collines,  $r = \frac{L}{\lambda} = \frac{L}{v_s / f}$ . Ce paramètre présente physiquement le rapport entre la dimension effective de l'irrégularité et la longueur de l'onde incidente. La valeur  $r = 1$  correspond au cas où la longueur de l'onde incidente est comparable à la dimension caractéristique du relief.

Dans les sections suivantes, nous effectuerons une étude paramétrique portant sur l'effet de site topographique des pentes, des vallées et des collines soumises à l'excitation des ondes SV harmoniques à propagation verticale. Les problèmes traités sont bidimensionnels, c'est-à-dire que la longueur du relief est importante par rapport aux deux autres dimensions. Pour ne pas perdre de généralité, toutes les quantités sont sans dimension.

## Quelques exemples sur l'effet de site

### Mexico City, 1985

Le 19 Septembre 1985, le séisme de Michoacán (Ms) 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. . Après ce séisme, les dégâts des bâtiments dans le bassin sédimentaire de Mexico City étaient considérablement plus graves que ceux des bâtiments sur le rocher affleurant le bassin. Des enregistrements par instruments ont montré que le mouvement à l'intérieur de Mexico City a été notablement amplifié en comparaison avec celui à l'extérieur de la ville (figure 4). Une autre preuve est le cas du séisme de Lima (Pérou) en 1974. Pendant ce séisme, les accélérogrammes enregistrés en deux sites de presque même distance épacentrale ont montré des dissimilitudes prononcées. Le premier site, dans le centre de Lima, a éprouvé seulement des secousses mineures. Le second site, situé sur le bassin sédimentaire de La Molina, a été soumis à des secousses graves pendant le même séisme. À part ces deux exemples, les séismes de Loma Prieta (Etats Unis) en 1989, de Northridge (Etats Unis) en 1995, d'Arménie en 1988, d'Iran en 1990, aux Philippines 1990 sont aussi des exemples typiques qui montrent le rôle important des conditions géotechniques locales sur la réponse sismique du site.

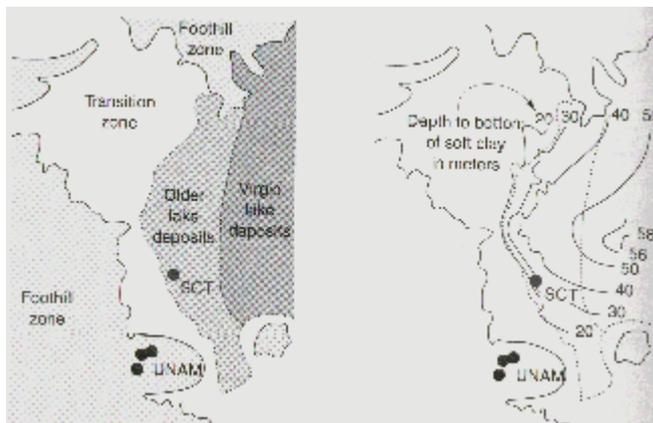


**Figure 11 :** Accélorogrammes du séisme de Michoacan (Mexique) du 19 septembre 1985

Nous ne nous intéresserons pas ici à une étude détaillée du sol de Mexico City, mais nous indiquerons simplement quelques effets remarquables de la géologie locale, manifestement responsables des dégâts observés.

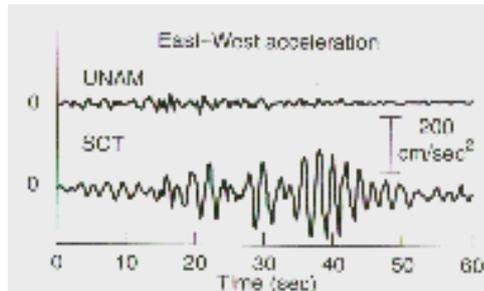
Le sol de Mexico City peut être divisé en trois sous-parties :

1. Foothill Zone (FZ) : sol granulaire, basalte, située au sud-ouest de la ville.
2. Lake Zone (LZ) : d'épais dépôts de sols mous, constitués de limons, argile, cendres provenant des volcans alentour.
3. Transition Zone (TZ) : située entre les deux précédentes, où les deux type se sols précédents se chevauchent.



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 g à 0,04 g). Dans la TZ, les accélérations ont été sensiblement identiques. Mais dans la LZ, elles ont été jusqu'à 5 fois supérieures. De plus, le contenu fréquentiel des accélérations montre lui aussi une différence entre les sites de la LZ et ceux de la FZ : pour une période d'excitation de 2 s, les accélérations étaient 10 supérieures dans la FZ. Or un rapide calcul, étant donné les caractéristiques géologiques et géométriques de ce site, nous permet de voir que sa période propre valait :  $T_s = 4H/v_s = 4*37.5/75 = 2s$

D'où l'effet de résonance observé pour la LZ, comme le montre l'enregistrement suivant (UNAM = Universidad Nacional Autonoma de Mexico, dans la FZ, SCT = Secretary of Communication and Transportation, dans la LZ).

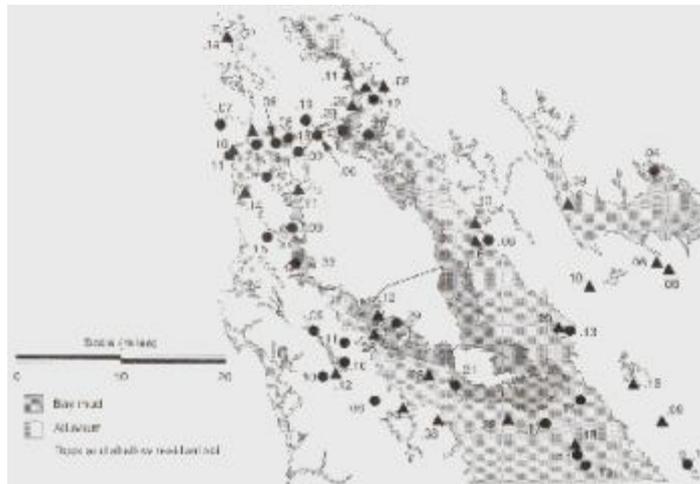


A ce premier phénomène, on peut en ajouter un autre, propre aux bâtiments, responsable des nombreux dégâts matériels survenus à Mexico City ce jour-là, et qui illustre bien le principe de résonance. En effet, les observateurs ont noté que lors du séisme, les immeubles de moins de 5 étages, ou les nouveaux immeubles modernes, de plus de 20 étages, avaient été assez peu touchés. Au contraire, la plupart des bâtiments de 5 à 20 étages s'étaient effondrés, ou étaient presque détruits. Il apparaît alors, en considérant que la période caractéristique d'un immeuble de N étages est : que le plupart des immeubles considérés avaient une période propre égale ou très proche à celle du site, d'où une double résonance désastreuse

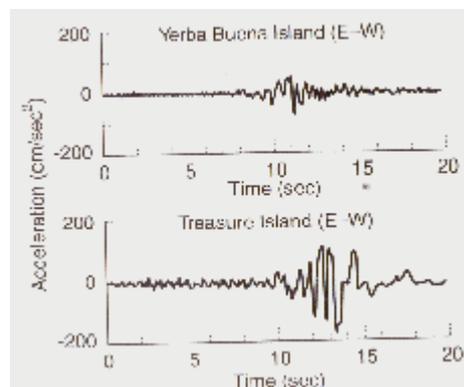
### **Baie de San Francisco (Loma Prieta), 1989**

Le 19 Octobre 1989, un tremblement de terre de magnitude  $M_s=7,1$  s'est produit au Mont Loma Prieta, à 100 km qu sud de San Francisco. Son intensité a été, là encore, plus forte à San Francisco qu'à l'épicentre. De plus le fait que ce séisme ait provoqué des dégâts importants dans certaines régions de la ville, et pas dans d'autres, laissait supposer que l'effet de site avait eu un rôle important.

Dans la baie de San Francisco, le sol est essentiellement composé d'alluvions, et ceux-ci ont dans certains cas été surconsolidés, et dans d'autres cas pas. Il en résulte que cette baie peut être divisée en trois régions, l'une de boue de San Francisco (argile limoneuse normalement consolidée), une autre d'alluvions, et la dernière de roche.



De manière générale, on remarque 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 nature géologique différentes : Yerba Buena Island et Treasure Island. La première est naturelle, et est en fait un affleurement de la roche. La seconde a été créée par l'homme, et repose sur un banc de sable. Entre ce banc de sable et l'île, on trouve une quinzaine de mètres de boue de San Francisco. De fait, 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.



C'est le même effet qui 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 elle a résisté, ne l'était pas. D'où l'intérêt de comprendre et de maîtriser ces phénomènes, quand bien même ils deviendraient complexes et particuliers, comme dans le cas de l'effet de site, qui requiert une étude au cas par cas.

## Prévention contre l'effet de site

Pour limiter l'impact des effets de site lors d'un séisme, plusieurs solutions sont envisageables : d'abord, la mesure la plus radicale consisterait à ne pas construire sur des sédiments non consolidés, où l'amplification des vibrations est maximale. Les pressions d'urbanisation sont telles que cette solution n'est en général pas adaptée aux contraintes économiques. Pour concilier urbanisation et sécurité, rappelons nous que l'effet de site « cible ses victimes » par fréquences. En effet, la principale cause des destructions vient du fait que les bâtiments entrent en résonance. Si on évite cette fameuse gamme de fréquence, on réduit considérablement le risque de démolition. Au centre du bassin de Mexico, la gamme de fréquence de résonance se situe autour de 0,5Hz. Les maisons basses ou les tours de très grande hauteur seront donc moins sensibles aux effets de site que les immeubles de plusieurs étages dont la fréquence est proche de ce 0.5 Hz. A Grenoble, la bande des fréquences amplifiées est en revanche beaucoup plus large du fait de la configuration 3D de la vallée et tous les types de bâtiments

Devraient être affectés par l'effet de site. L'application des normes parasismiques est donc particulièrement importante : ces normes permettent une meilleure résistance des bâtiments en renforçant l'existant ou en adaptant les structures des nouvelles constructions.

Mais le degré de sécurité souhaité n'est pas le même pour un hangar à foin et un hôpital ! C'est pourquoi, les règles de constructions parasismiques changent selon le type du bâtiment et la nature du sol. En France, il existe 3 « catégories » de sol et 4 types de bâtiments classés en fonction de leur activité et du nombre de personnes qu'ils accueillent. Pour des zones à risque élevé, des plans de prévention contre le risque sismique (PPRS) sont mis en place pour apporter des mesures adaptées à la région considérée.

Par exemple, dans le cas des vallées alpines sujettes à d'importants effets de site, un PPRS prévoyant des micro zonages est envisagé. Ainsi il permettrait un découpage précis des zones sismiques et donc une meilleure efficacité du bâti parasismique. Les résultats récents du projet de recherche Sismoalp proposent ainsi de distinguer trois zones dans le cadre d'une réglementation spécifiquement adaptée aux vallées alpines (le centre du bassin, le bord de la vallée et le rocher à l'extérieur de celle-ci). A chaque zone correspond une réponse particulière du sous-sol et donc une proposition de norme différente.

## Conclusion

Les séismes de Mexico, de Kobé, de Bhuj, ont régulièrement rappelé l'importance des effets de site ; ceux de d'Agadir (1959), San Salvador (1986), d'Italie centrale (1997), d'Athènes (1999) nous ont aussi montré à quel point des séismes modérés (magnitude inférieure à 6) survenant en zone urbaine peuvent engendrer des dommages très importants.

Pour un même séisme, le risque encouru par les habitations va être différent selon la nature du sol sur laquelle elles reposent. Les habitations situées sur des terrains peu consolidés comme les alluvions sont plus soumises au risque sismique que celle située sur de la roche consolidée type granite par exemple.

Les objectifs essentiels de cette étude sont la mise en évidence des phénomènes physiques principaux et l'influence des paramètres importants de l'effet de site topographique. Grâce aux études paramétriques réalisées portant sur l'effet de site topographique de différentes configurations nous pouvons conclure :

Dans la majorité des cas, le mouvement est amplifié à la crête des collines, au sommet des pentes et aux bords des vallées ; il est systématiquement atténué à la base de ces reliefs. Cette observation est vérifiée surtout pour les cas de basse fréquence. Cependant, si la fréquence de l'excitation est haute, cette observation dans certaines conditions n'est plus valable (le mouvement à la base de la vallée et le mouvement au pied de la colline peuvent être amplifiés). Une exception est l'amplification de la crête de la colline, quelle que soit la fréquence de l'excitation, car cette amplification est principalement due à la focalisation des ondes à l'intérieur de la colline.

Le mouvement en surface n'est plus homogène comme dans le cas de l'espace semi-infini, mais il varie fortement sur la surface libre. Il existe successivement des zones dont le mouvement est amplifié et d'autres zones dont le mouvement est atténué. L'amplitude et la phase de vibration d'un point d'observation sur la surface libre sont fonction de la distance relative de ce point au relief. À une distance suffisamment grande, la réponse du site s'approche de celle de l'espace semi-infini. Cette distance est fonction du contenu fréquentiel de l'excitation, du relief lui-même et surtout de la viscosité du sol, qui peut atténuer les ondes de surfaces. Cette propriété peut être considérée lors de la procédure de microzonage.

Il existe des mouvements différentiels notables à l'intérieur du relief et aussi sur la surface libre à proximité du relief. Ce type de mouvement, dû à l'existence des ondes de surface et son interférence avec des ondes incidentes, peut avoir un impact important sur la réponse sismique des ouvrages importants (barrages, ponts, oléoducs..) situés près du relief. Il est donc nécessaire de prendre en compte cet aspect lors du dimensionnement de ces ouvrages

## Bibliographie

-1- Pierre-Yves Bard, « Les effet de site de la cuvette grenoblois »  
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (Observatoire de Grenoble) et Laboratoire  
Central des Ponts-et-Chaussées. Risques Infos n°13 - Juin 2002

-2- N. Bouden-Romdhane  
“Effet de site sismique, méthodes dévaluation: application au site de la ville de Tunis »  
P. Mechler  
Département de Géophysique Appliquée,  
Université Pierre et Marie Curie ,France

-3- Héloïse Cadet , sujet de thèse : « Prise en compte des effets de site sismiques »  
science de la terre Le 26 fév 2009.

-4- Khoa Van NGUYEN , sujet de thèse : « Etude des effets de site dus aux conditions  
topographiques et géotechnique par une méthode hybride éléments finis / élément frontières »  
Le 17 janvier 2005 à l’E.N.P.C

-5- Marion Bard et Fabrice Cotton

« Les Effets de Site : Compréhension, Modélisation et Prévention »

Fiche de synthèse et de vulgarisation réalisée dans le cadre du programme de recherche Sismoalp (Interreg 3B Espace Alpin).