

Chapitre 1. Effets de site topographiques

1.1. Séismes et leurs effets

1.1.1. Séismes

1.1.1.1. Généralités

« Un séisme ou tremblement de terre est le résultat de la libération brusque d'énergie accumulée dans l'écorce terrestre en relation avec les contraintes exercées sur les roches. Le résultat de la rupture des roches en surface s'appelle une faille. Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple). Il se produit de très nombreux séismes tous les jours, mais la plupart ne sont pas ressentis par les humains. Environ cent mille séismes sont enregistrés chaque année sur la planète. Les plus puissants d'entre eux comptent parmi les catastrophes naturelles les plus destructrices » (François, 2005^[63]).

Le séisme est une catastrophe naturelle majeure qui cause chaque année de nombreuses pertes humaines et d'importants dégâts matériels. En général, les séismes se différencient par leur mécanisme au foyer, leur magnitude et leur intensité. Beaucoup de travaux de recherche ont concerné ce phénomène avec pour objectifs une meilleure compréhension des processus physiques, une meilleure connaissance de l'aléa et une meilleure gestion des risques.

Au niveau mondial, la sismicité se concentre essentiellement le long des frontières des plaques tectoniques. La Figure 1 présente la carte de la sismicité mondiale pendant la période de 1973 à 2012, dans laquelle chaque symbole correspond à un épicerentre. La taille et la couleur du symbole représentent la magnitude de l'événement. Sur la carte, on n'observe que deux séismes de magnitude égale ou supérieure à 9, ce sont : le séisme de Sumatra (Indonésie) en 2004 avec la magnitude de 9.2 et le séisme du Japon en 2011 avec la magnitude de 9.

La France, à l'exception des Antilles et d'autres archipels français, est un pays à sismicité modérée. Chaque année, le territoire français est soumis à une centaine de séismes d'une magnitude supérieure à 3.0 et une vingtaine de séismes de magnitude supérieure à 3.5. La localisation et la magnitude des séismes mesurés en France métropolitaine pendant la période de 1963 à 2007 ont été rassemblées dans la Figure 2. La carte montre que la sismicité a tendance à être concentrée dans certaines parties du territoire : les Pyrénées, les Alpes, le Jura et le fossé Rhénan. Au contraire, une activité sismique très faible est observée dans le Bassin Parisien et le Bassin Aquitain.

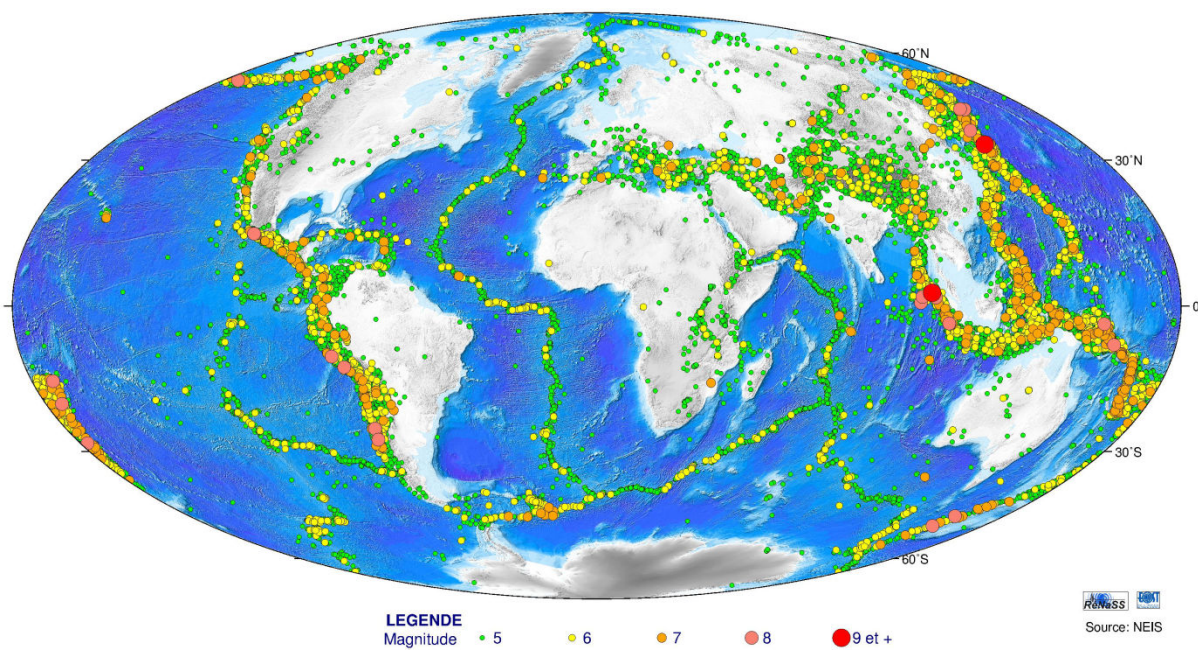


Figure 1. Carte de la sismicité mondiale, pendant la période 1973- 2012 (source National Earthquake Information Service-NEIS)

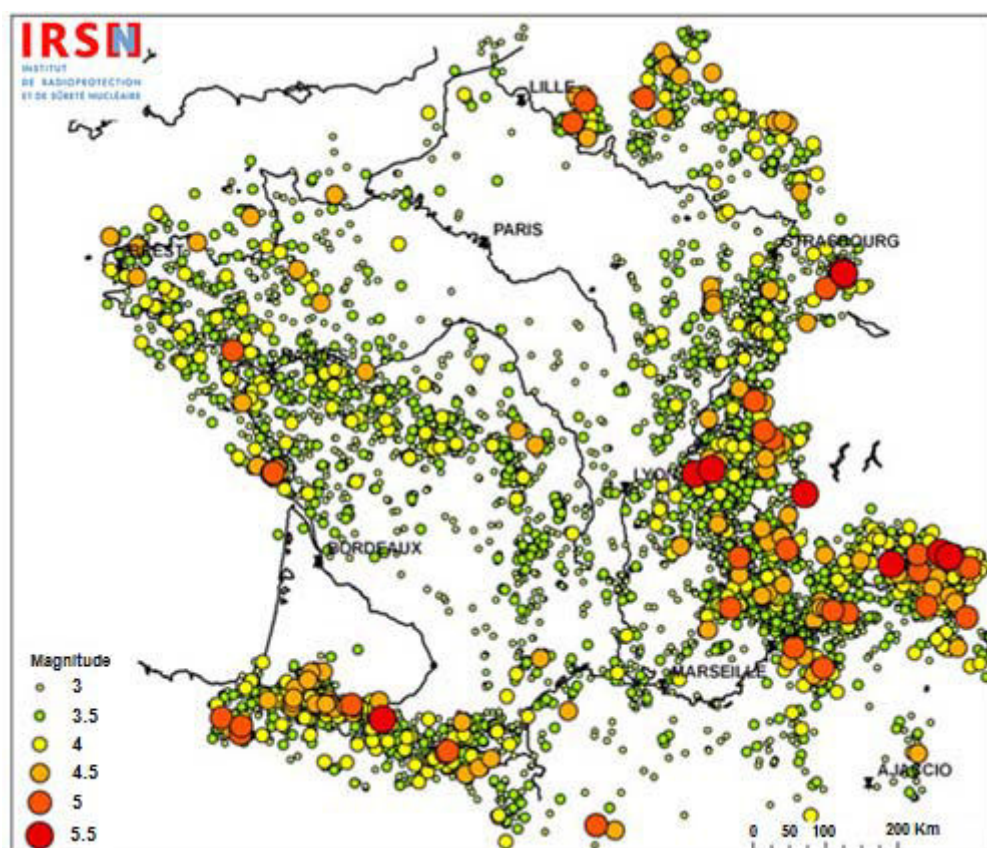
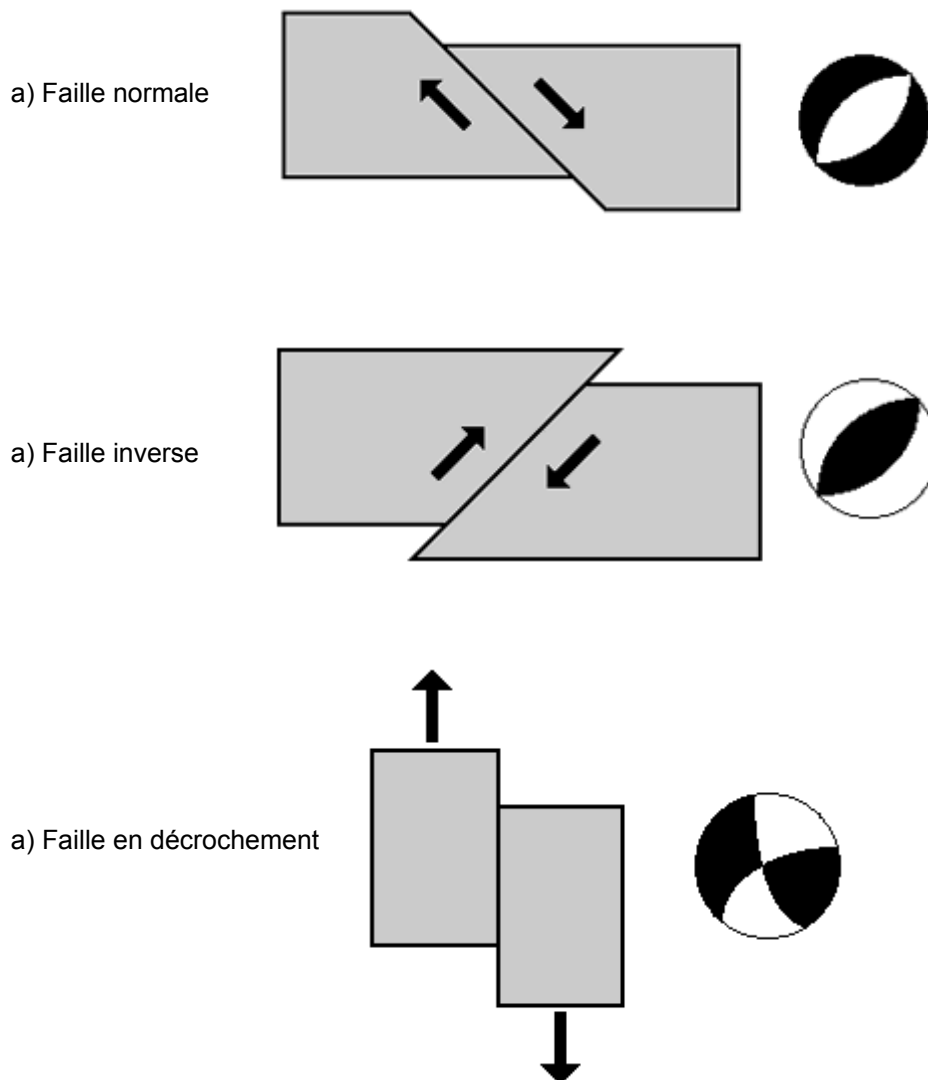


Figure 2. Carte de la sismicité en France, période 1963-2007, $M_w \geq 3.0$. Les localisations épicentrales et les magnitudes présentées sont calculées par le CEA et le RéNaSS (d'après IRSN, 2013^[86])

1.1.1.2. Mécanismes au foyer

Au niveau de la zone source du séisme (le foyer), la brusque libération d'énergie se traduit par un mouvement de cisaillement le long d'un plan de faille. Les premiers mouvements enregistrés aux stations sismiques (premier mouvement de compression ou de dilatation associé à l'arrivée de l'onde P) permettent de reconstituer le mécanisme au foyer. Il y a cependant non unicité de la solution, donc le retour aux données de terrain et au contexte tectonique régional est nécessaire pour identifier la faille active à l'origine du séisme avec ses caractéristiques de faille normale, faille inverse, faille en décrochement ou certaines combinaisons (faille normale décrochante, etc.). Une représentation stéréographique des mouvements enregistrés permet de bien visualiser le mécanisme au foyer ainsi que l'orientation de la faille active et du plan auxiliaire (Figure 3).



- ✓ Zone compressive : représentée par convention en noir
- ✓ Zone extensive : représentée par convention en blanc
- ✓ Plan de faille et plan auxiliaire : caractérisés par une amplitude nulle

Figure 3. Types de faille et diagrammes de mécanisme au foyer correspondants
(source du site de l'université Lyon 1)

1.1.1.3. Magnitude

L'énergie libérée au foyer d'un séisme peut être quantifiée par sa magnitude, notion proposée par Richter, 1935^[123] et qui a beaucoup évolué depuis. La magnitude est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation ou des témoignages de la population. L'échelle de magnitude est logarithmique. Lorsqu'on passe d'un degré au degré supérieur suivant, l'énergie libérée au foyer est multipliée par 30 environ ($10^{1.5}=31.62$). Il existe plusieurs échelles de magnitude dont les formules de calculs sont présentées dans l'annexe A. Parmi celles-ci, la magnitude de moment (M_w) est la plus utilisée aujourd'hui.

1.1.1.4. Intensité

«L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par ce séisme, qu'ils soient seulement observés ou ressentis par l'homme (réveil, chute d'objet, fissures...) ou qu'ils aient causé des dégâts plus ou moins importants aux constructions. On parle alors d'effets macrosismiques. L'intensité d'un séisme dépend du lieu d'observation des effets causés par le séisme. Elle décroît généralement lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre du séisme mais varie aussi selon la structure géologique. Une forte intensité est souvent associée à des roches molles (sable, vase, argile et remblais), alors qu'on note une faible intensité dans les zones de roche plus solide (grès). En général, on ne donne que l'intensité à l'épicentre, appelée l'intensité épiscopentrale et qui est souvent la plus forte. » (Musée de sismologie et magnétisme terrestre, 2012^[110]).

Basées sur l'intensité de la secousse ressentie par les personnes dans la région proche de l'épicentre et sur les dégâts matériels, plusieurs échelles d'intensité macrosismique ont été proposées.

- Échelle de Rossi-Forel
- Échelle de Shindo (Japon)
- Échelle de Mercalli en 1902, modifiée en 1956
- Échelle MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik) en 1964, modifiée en 1981 (Annexe A)
- Échelle EMS98 (Annexe A)

Parmi elles, les trois dernières (l'échelle de Mercalli, l'échelle MSK et l'échelle EMS98) sont les plus connues et les plus utilisées dans la bibliographie.

1.1.1.5. Caractéristiques des ondes sismiques

Le champ incident du signal sismique est constitué d'une superposition d'ondes de plusieurs natures (volumique, surfacique, plane, cylindrique, longitudinale, transversale...). Les deux principaux types d'onde sont les ondes de volume (onde de compression P, onde de cisaillement S) qui traversent la Terre et les ondes de surface (Rayleigh, Love,...) qui se propagent à la surface. Sur les enregistrements des sismographes, elles se succèdent ou se

superposent. La Figure 4 représente les différents temps d'arrivée des ondes : les ondes P sont les plus rapides, ensuite les ondes S et finalement les ondes de surface.

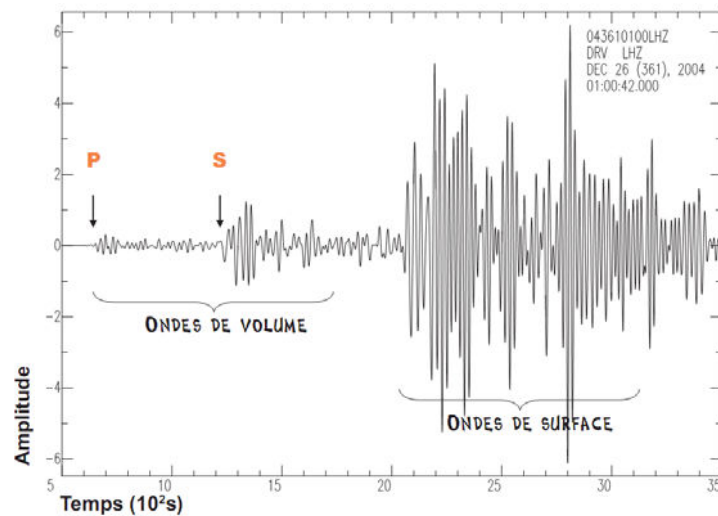


Figure 4. Enregistrement à la station de Dumont d'Urville (Terre Adélie) du séisme le 26 décembre 2004 à Sumatra, Mw=9.3 (site Ecole et Observation des Sciences de la Terre, 2010^[60])

La vitesse de propagation et l'amplitude des ondes sismiques sont modifiées par les structures géomorphologiques qu'elles traversent. Le signal enregistré est la combinaison des effets liés à la source (l'effet de source), à la distance et aux matériaux traversés lors de la propagation (l'effet de propagation), au contexte géologique et géomorphologique de la station (les effets de site) et à l'instrument de mesure (l'effet instrumental). La Figure 5 représente schématiquement la propagation des ondes sismiques de la source jusqu'au site étudié. Il est important de noter que la dégradation des caractéristiques mécaniques des couches superficielles est la cause du redressement des rais sismiques. Ainsi, les ondes sismiques se propagent verticalement quand elles s'approchent la surface.

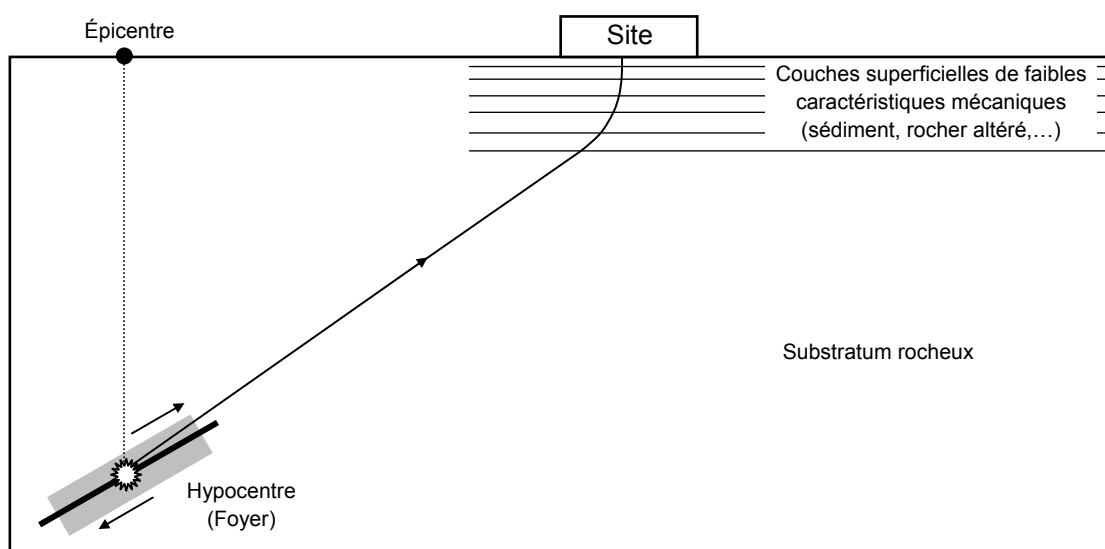


Figure 5. Schéma illustrant la propagation des ondes sismiques depuis la faille où elles sont générées jusqu'à la surface où elles sont observées

1.1.2. Effets induits du séisme

1.1.2.1. Effets induits associés à l'émergence de failles à la surface terrestre

a. Émergence de la faille à la surface terrestre

Il existe une relation entre l'énergie dissipée au foyer et la taille de la surface entrée en rupture. Si cette rupture atteint la surface terrestre, elle peut engendrer des déplacements majeurs. Ces déplacements verticaux ou horizontaux de la surface terrestre peuvent aggraver les dommages aux structures présentes en surface, voire modifier fortement le paysage. L'émergence en surface de la faille peut généralement se produire pour les séismes de magnitude supérieure à 6. Particulièrement pour les grands séismes liés à une faille normale ou inverse, les modifications de paysage peuvent être très importantes comme le cas du séisme à Taiwan en 1999 (Figure 6).



Figure 6. Déplacement vertical associé à l'émergence d'une faille lors du séisme de Chi-Chi à Taiwan, $M_w=7.6$, en 1999 (photo de IRSN/AFPS)

b. Tsunami

Dans le cas de grands séismes sous-marins, l'émergence d'une faille peut modifier de façon importante la topographie du fond marin. Il peut en résulter un déplacement brutal d'un grand volume d'eau qui engendre une onde dans l'océan. En domaine de grands fonds, cette onde a une amplitude faible, une grande longueur d'onde et une vitesse très grande, mais en approchant des terres, l'onde rencontre des fonds de plus en plus superficiels et l'amplitude de la vague augmente : le tsunami finit par inonder la côte. Il peut provoquer d'énormes dégâts sur les côtes où il se manifeste par une baisse du niveau de l'eau et un recul de la mer dans un premier temps, puis une élévation rapide du niveau des eaux pouvant atteindre 60 m, provoquant un courant puissant capable de pénétrer profondément à l'intérieur des terres lorsque le relief est assez plat.

À titre d'exemple, le tsunami déclenché par le séisme de magnitude 9.0, le 11 mars 2011 sur la côte Pacifique du Tohoku (Japon), est un des tsunamis les plus dévastateurs du monde. Le séisme de magnitude 9.0 par lui-même n'est responsable que de peu de victimes et dégâts grâce à la qualité des constructions parasismiques japonaises. Mais l'ampleur de cette catastrophe résulte essentiellement du tsunami qui s'ensuivit et qui est responsable de plus de 90 % des 18 079 morts et disparus, des blessés et des destructions de structures, ainsi que de l'accident nucléaire de Fukushima à l'origine de dégâts pérennes pour la santé des habitants et pour l'environnement.



Figure 7. Ville de Miyako (Japon) frappée par le tsunami provoqué par le séisme du 11 mars 2011 (Mw=9.0) sur la côte Pacifique du Tohoku (Photo du journal électronique The Atlantic)

1.1.2.2. Effets induits associés à la propagation des ondes sismiques

a. Liquéfaction

Lorsque des ondes sismiques se propagent à travers une couche de sol saturé, elles vont faire augmenter la pression interstitielle. Par conséquent, la contrainte effective du sol diminue d'après la relation de Terzaghi (équation [1]). Si cette contrainte devient nulle, le sol se comporte comme un liquide qui ne pourra plus supporter les charges. Ce phénomène est appelé la liquéfaction qui s'exprime parfois en surface sous la forme des cônes de sable (*sand volcano*) comme représentés dans la Figure 8. Les constructions dans cette zone sont alors déstabilisées et peuvent parfois littéralement s'enfoncer dans le sol.

$$\sigma' = \sigma - u \quad [1]$$

σ : la contrainte totale
 σ' : la contrainte effective
 u : la pression interstitielle



Figure 8. Phénomène de liquéfaction, avec formation de cônes de sable, causés par le séisme de Christchurch ($M_L=6.3$) du 22 février 2011 en Nouvelle-Zélande (photo de Wikipedia)

b. Mouvement des versants

Si les ondes sismiques se propagent à travers une région montagneuse, d'une part elles dégradent les qualités mécaniques des matériaux, et d'autre part elles peuvent être amplifiées en termes de durée et d'amplitude sous l'action des effets de site topographiques. La combinaison de ces effets menace alors la stabilité des versants. Une fois que l'instabilité survient, surtout quand elle touche une zone urbanisée, les dégâts peuvent être encore plus dévastateurs que les effets directs du séisme. De tels mouvements gravitaires peuvent entraîner une destruction totale d'une ville, voire d'une région urbanisée (Figure 9). Parfois, la masse glissée forme un barrage naturel sur une rivière (Figure 10), qui est alors à l'origine d'inondation en amont. Généralement, si l'on ne procède pas à la vidange de la retenue par creusement d'un chenal au sein du barrage, pompages dans la retenue ou creusement d'une galerie dans l'un des versants, le barrage viendra à se rompre, créant une crue dévastatrice pour l'aval sur des dizaines de kilomètres.

L'évaluation de la stabilité des pentes sous la sollicitation dynamique est très importante. En général, il y a 4 méthodes de calcul : la méthode pseudo-statique, la méthode de déplacement, la méthode de contrainte-déformation et la méthode statistique & semi-empirique. Le principe de chaque méthode ainsi que les approches proposées par plusieurs auteurs sont présentés dans l'annexe B.

Il est important de noter que l'évaluation de la stabilité des pentes doit être réalisée avec la prise en compte des effets de site. En effet, dans la région montagneuse, le signal sismique peut être fortement modifié sous l'action des conditions géomorphologiques spécifiques du site. L'omission de ces effets peut conduire à des sous-estimations considérables.



Figure 9. Glissement de Las Colinas (El Salvador, Amérique Centrale) déclenché par le séisme du 31 janvier 2001, Mw=7.6 (cliché USGS)



Figure 10. Le glissement de Tangjiashan sur la rivière de Jian, déclenché par le séisme de Sichuan (12-05-2008, $M_w=7.9$) a formé un lac artificiel de 240 million m^3 et a mis en danger 1.3 million d'habitants des villes de Beichuan et Mianyang en aval (Cojean et al., 2009^[49])

1.1.3. Effets de site

A part les effets directs du séisme ainsi que les effets induits, il existe encore les effets de site qui sont considérés comme un type d'effet supplémentaire lié principalement aux conditions géomorphologiques du site.

Plus précisément, quand un signal sismique traverse un relief ou un bassin sédimentaire, les ondes sismiques piégées dans le massif de versant ou dans la couche de sédiment conduisant à des réflexions d'onde multiples. Des phénomènes d'interférence entre ces ondes auront lieu alors plusieurs fois. Ce phénomène conduit à des modifications des caractéristiques du signal sismique comme son amplitude, sa durée et son contenu fréquentiel.

L'effet de site lié au phénomène d'emprisonnement des ondes sismiques dans une couche de faibles caractéristiques mécaniques est appelé effet de site géologique. Un exemple très connu dans la littérature est le cas de la ville de Mexico lors du séisme le 19 septembre 1985 de magnitude 8.2 (Figure 11). Malgré la grande distance de l'épicentre (environ 400 km), la ville a été frappée par des secousses extrêmement violentes pendant une longue durée, ceci a conduit à des dégâts très importants (de 5 000 à 10 000 morts, environ 30 000 blessés, 412 bâtiments effondrés et plus de 3 000 bâtiments gravement endommagés). Le coût des dommages matériels est estimé à 3 à 4 milliards USD.

L'effet de site lié à la morphologie du relief est appelé effet de site topographique. Il concerne les collines et également les pentes isolées (naturelles ou artificielles). Le signal sismique amplifié peut produire des dégâts importants sur les zones d'habitation sur la pente et sur la surface en amont de la pente. De plus, sous l'action de l'amplification, le mouvement sismique peut engendrer des accélérations supérieures à l'accélération critique du versant et déclencher alors des glissements de terrain qui vont mettre en danger les zones d'habitation en aval de la pente.

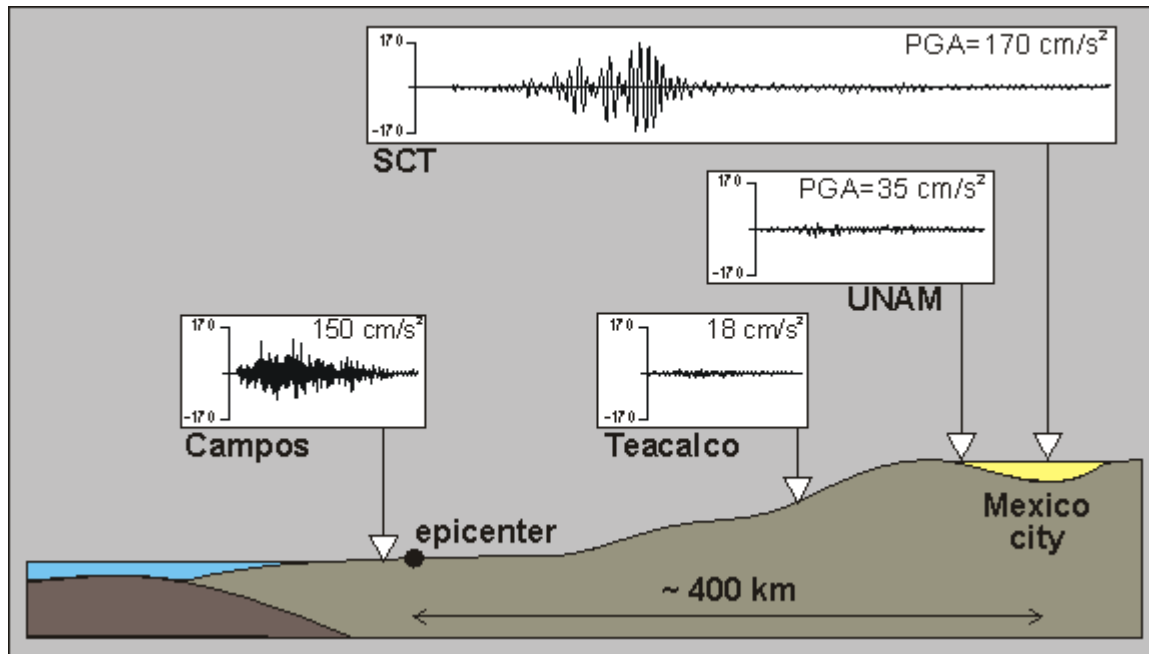


Figure 11. Amplification du signal sismique enregistré au bassin de Mexico (Mexique) lors du séisme de 1985, $M_w=8.2$ (Celebi et al., 1987^[43])

1.2. Observations expérimentales de l'impact des effets de site topographiques

1.2.1. Séisme de Lambesc (1909) et le cas du village de Rognes

Le séisme de 1909 en France, aussi appelé séisme de Lambesc, est un séisme de magnitude 6.2 qui s'est produit dans le Sud-Est de la France à 21h15 le 11 juin 1909. Il est connu comme le séisme le plus catastrophique qu'a connu la France durant le 20^e siècle. Son épicentre est localisé près du village de Lambesc (50 km au Nord de Marseille, 23 km au Nord-Ouest d'Aix-en-Provence et 55 km au Sud-Est d'Avignon) dans la région de risque sismique très élevé d'après la carte du zonage sismique de la France (Figure 12). En raison

de la faible profondeur du foyer (inférieure à 10 km), le séisme a été ressenti très nettement dans un rayon de 180 km autour de l'épicentre (Figure 13).

D'importants dégâts et destructions d'infrastructures ont été observés au sein des villes de Salon-de-Provence, Vernègues, Lambesc, Saint-Cannat et Rognes. Le bilan humain fait état de 46 morts (14 pour Rognes) et 250 blessés. Les dégâts matériels sont considérables : 3000 constructions endommagées, village de Lambesc entièrement détruit, une grande partie du village de Rognes gravement endommagée. Une étude réalisée par les centres d'étude technique de l'équipement (CETE) en 1982 a montré que si un séisme identique à celui de 1909 avait eu lieu en 1982, il aurait pu causer la mort de 400 à 970 personnes, de 1850 à 5650 blessés et les dégâts matériels jusqu'à 4.6 milliards de francs (par rapport à 1.5 milliards de francs en 1909).

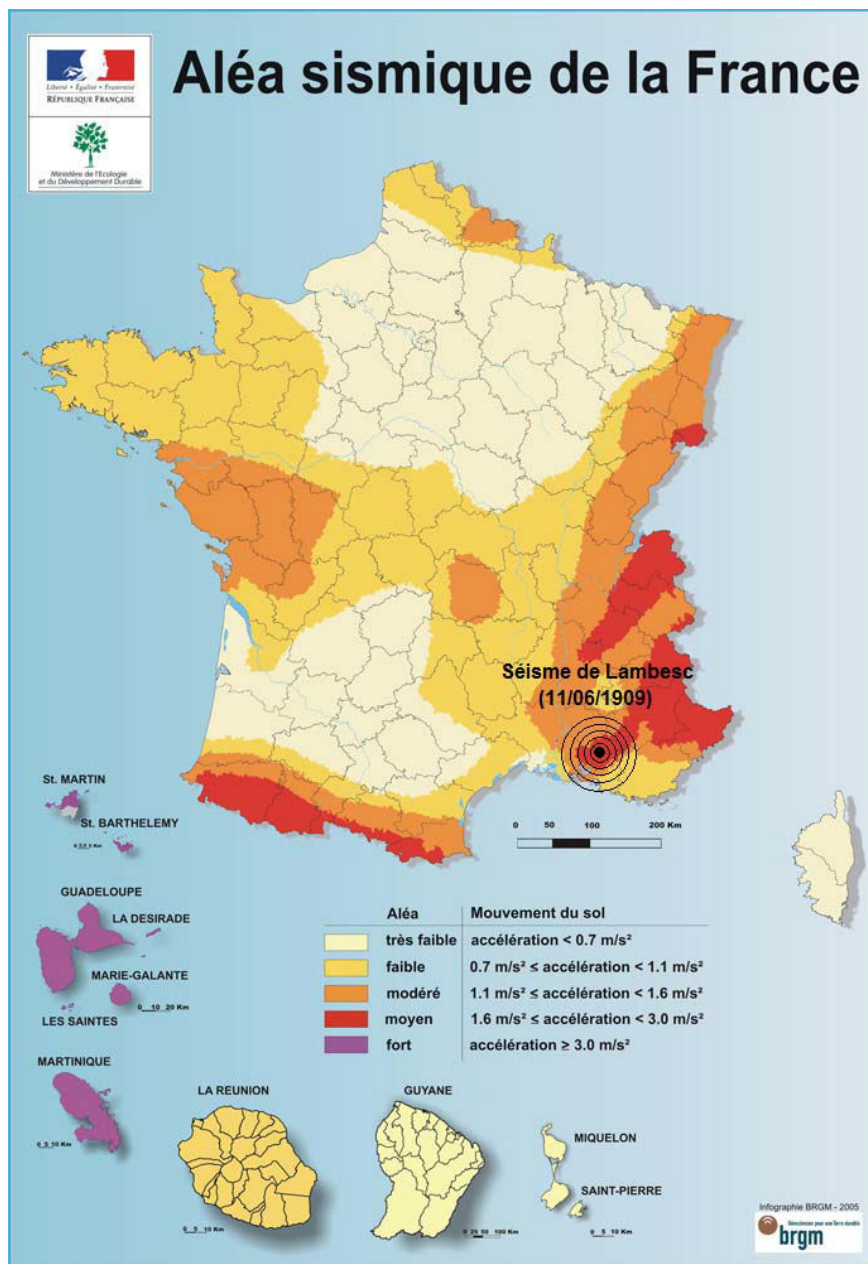
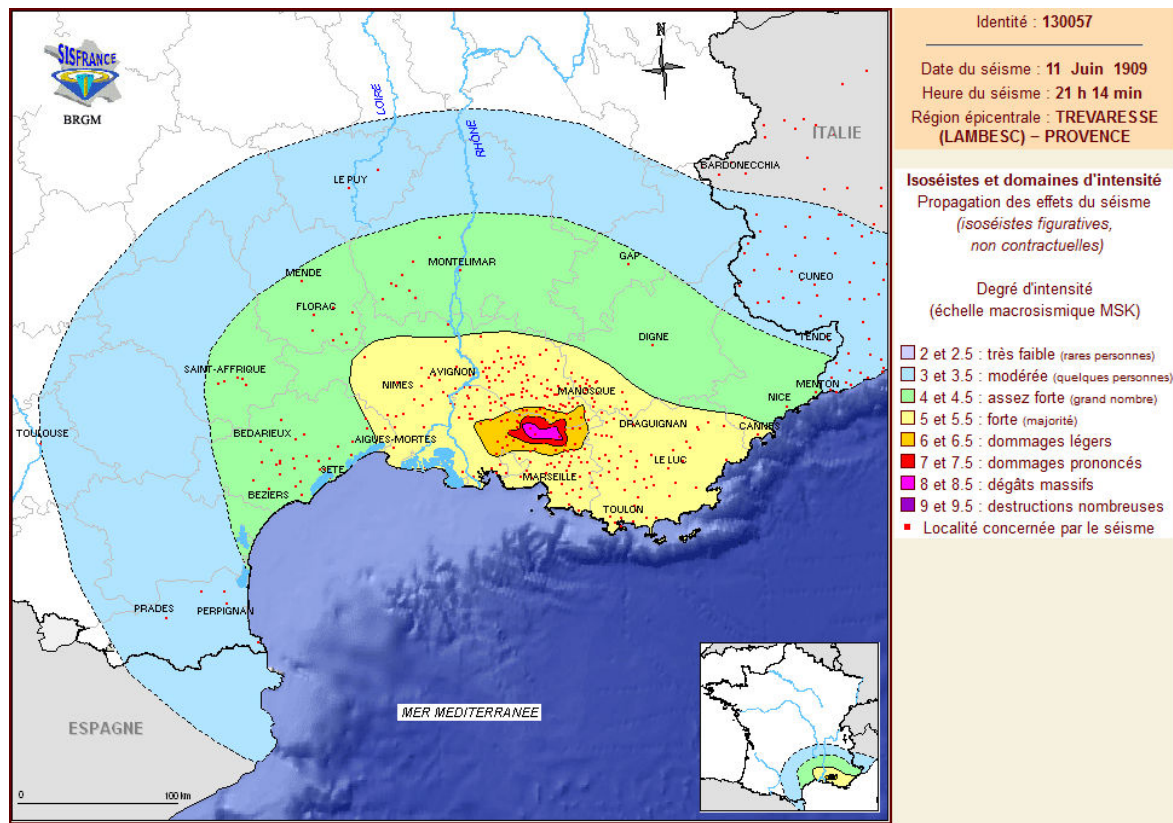


Figure 12. Localisation de l'épicentre du séisme de Lambesc 1909 sur la carte de zonage sismique de la France (source BRGM)



Source : BRGM, EDF, IRSN / SisFrance

Figure 13. Lignes isoséistes et domaines d'intensité à l'échelle du Sud-Est de la France lors du séisme de Lambesc 1909 (source du site IRSN)

Sous l'action du séisme de 1909, le village de Rognes, situé sur la colline de Foussa à 7 km à l'est de Lambesc (Figure 14) a subi des dommages très importants. D'après les témoignages :

« *Le Foussa est devenu une montagne de ruines, un enchevêtrement de pierres, de poutres et de tuiles.* »

« *Rognes, si pittoresque avec ses goules et ses maisons dorées n'est plus qu'un amoncellement de ruines. Toute la partie haute de l'agglomération est ravagée par le cataclysme.* »

Le village de Rognes a particulièrement attiré l'attention des scientifiques en raison de la forte variation spatiale des dégâts. Comme montré dans la Figure 15, la partie de ce village qui a été entièrement détruite par le séisme était située sur la pente du Foussa. Par contre, la partie basse du village a été beaucoup moins endommagée. En plus, les constructions sur la pente étaient bâties sur les formations de calcaire bien résistant, tandis que les habitations à la partie basse du village étaient construites sur des molasses miocènes de résistance plus faible. Les recherches récentes ont montré que c'est la topographie du site qui est la raison principale de tels dégâts. Elle a amplifié le mouvement sismique au voisinage du sommet et atténué les vibrations sur la partie inférieure de la pente. Ce phénomène est appelé l'effet de site topographique. Il est responsable de la différence des dommages entre la partie haute et la partie basse du village de Rognes.



Figure 14. Vue aérienne du village de Rognes et location du vieux village qui a été détruit par le séisme de Lambesc 1909



Figure 15. Variation spatiale des dégâts observée au village de Rognes (photo du site d'internet de l'association Les Amis du Vieux Rognes)

1.2.2. Séisme d'Athènes (1999) et le cas de la ville d'Adames

Le séisme d'Athènes a eu lieu le 7 septembre 1999 à 2h56. Cette partie de la Grèce est connue pour avoir le risque sismique le plus élevé d'Europe en général et d'Europe du Sud en particulier (Figure 16). Malgré une magnitude modérée ($M_s=5.9$) et une profondeur du foyer moyenne de 8 km (d'après Papadopoulos et al., 2000^[118]), il a causé des pertes humaines et des dégâts matériels très importants : 145 morts, plus de 2000 blessés, 80 résidences et bâtiments industriels effondrés et environ 1500 autres endommagés. Pour cette raison, ce séisme est considéré comme la catastrophe naturelle la plus meurtrière en Grèce depuis un demi-siècle.

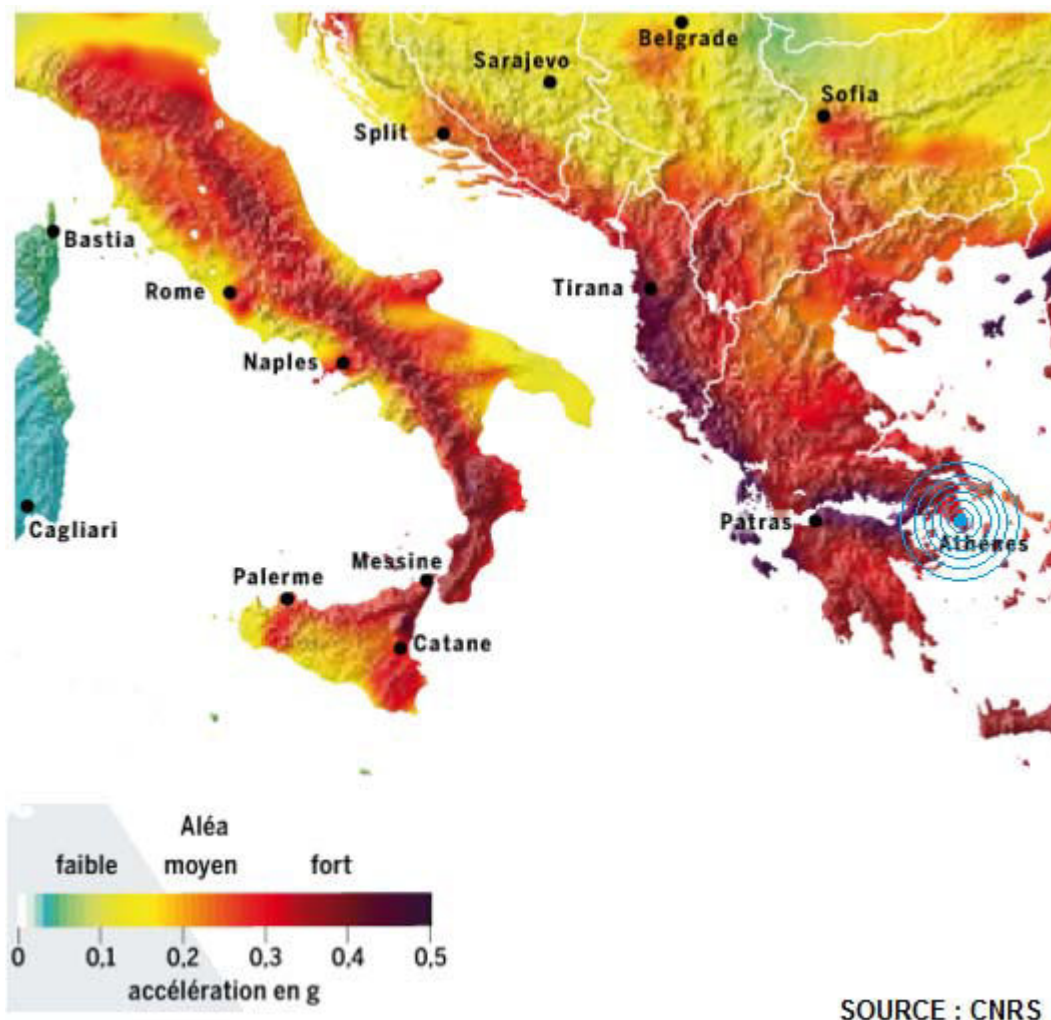


Figure 16. Localisation de l'épicentre du séisme d'Athènes 1999 sur la carte de l'aléa sismique de l'Europe du Sud

D'après le bilan après le séisme, aucun dommage important n'a été constaté sur les bâtiments situés dans la ville et en banlieue d'Athènes. Ses célèbres monuments ont également échappé à cette catastrophe. Ils étaient soit en état intact soit avec des dommages mineurs. Par contre, la ville Adames, située à la même distance de l'épicentre qu'Athènes mais sur les pentes de la rive est du canyon Kifissos (Figure 17), a subi des dommages très importants. Les bâtiments dans cette région ont été gravement endommagés ou entièrement effondrés malgré leur bonne qualité de construction (Figure 18).

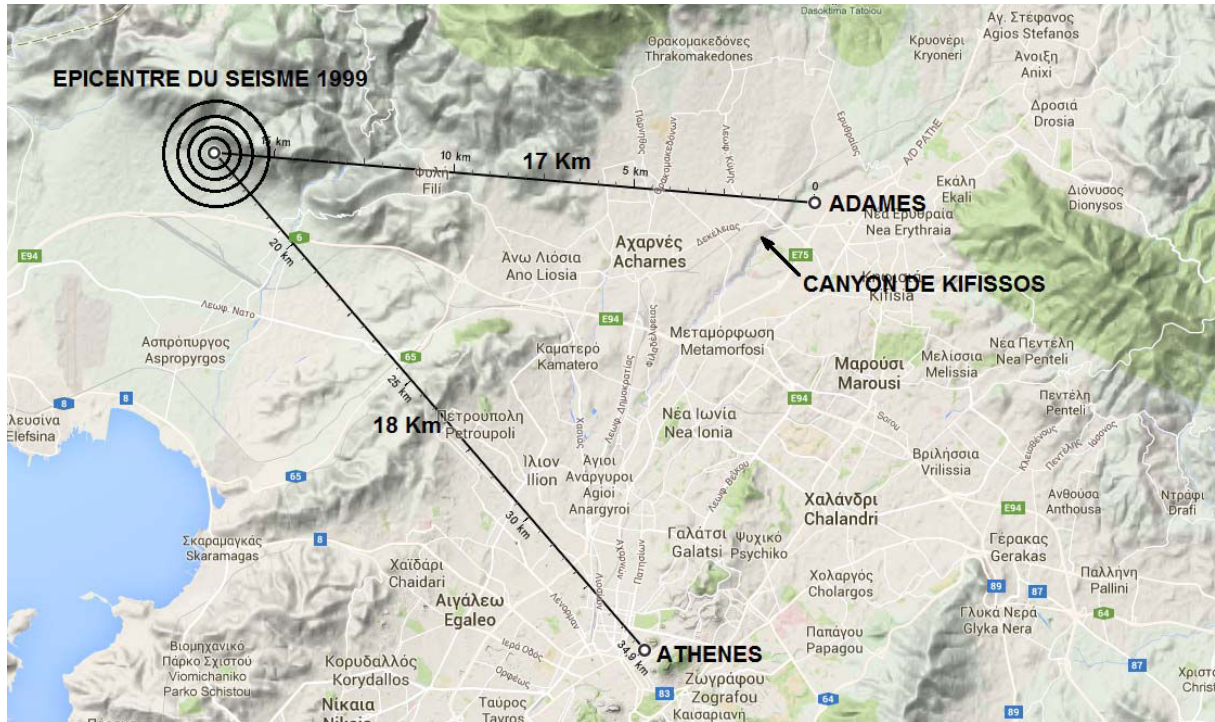
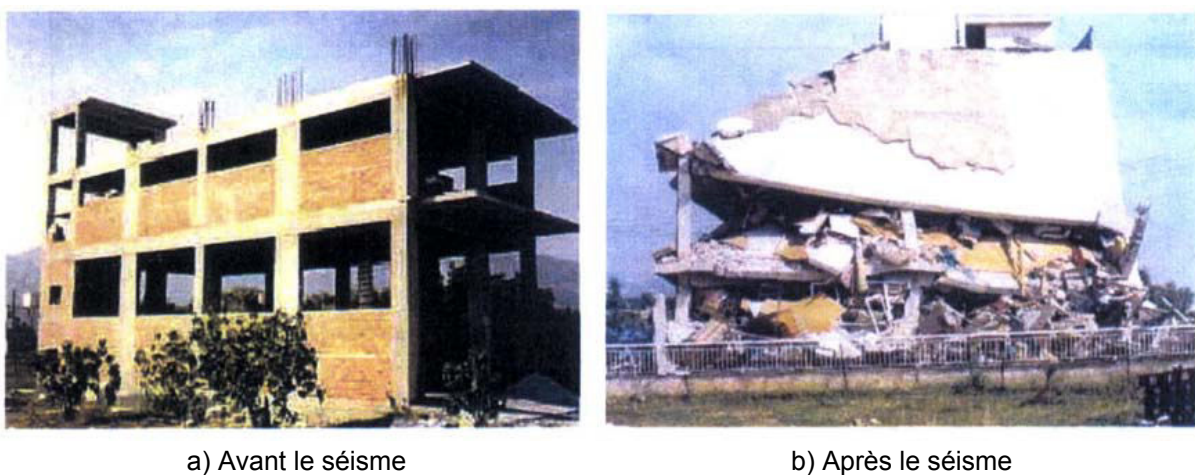


Figure 17. Distance de la ville d'Adames et d'Athènes par rapport à l'épicentre du séisme de 1999



a) Avant le séisme

b) Après le séisme

Figure 18. Bâtiment avec une structure parasismique située à moins de 50 m en arrière de la pente a) avant et b) après le séisme (Assimaki D, 2004^[10])

Cependant, les niveaux d'endommagement des constructions ne sont pas similaires dans toute la ville d'Adames. Comme montrés dans la Figure 19, ces dommages sont beaucoup plus marqués sur le site 3, situé à une distance de 10 à 50 m en arrière de la crête de la pente du canyon, par rapport aux sites 1 et 2 situés à environ 300 m de cette crête (Figure 19). Les études post-sismiques ont montré que la topographie du site est la raison principale de l'importance des dégâts dans cette ville ainsi que de la forte variation spatiale de ces dégâts.

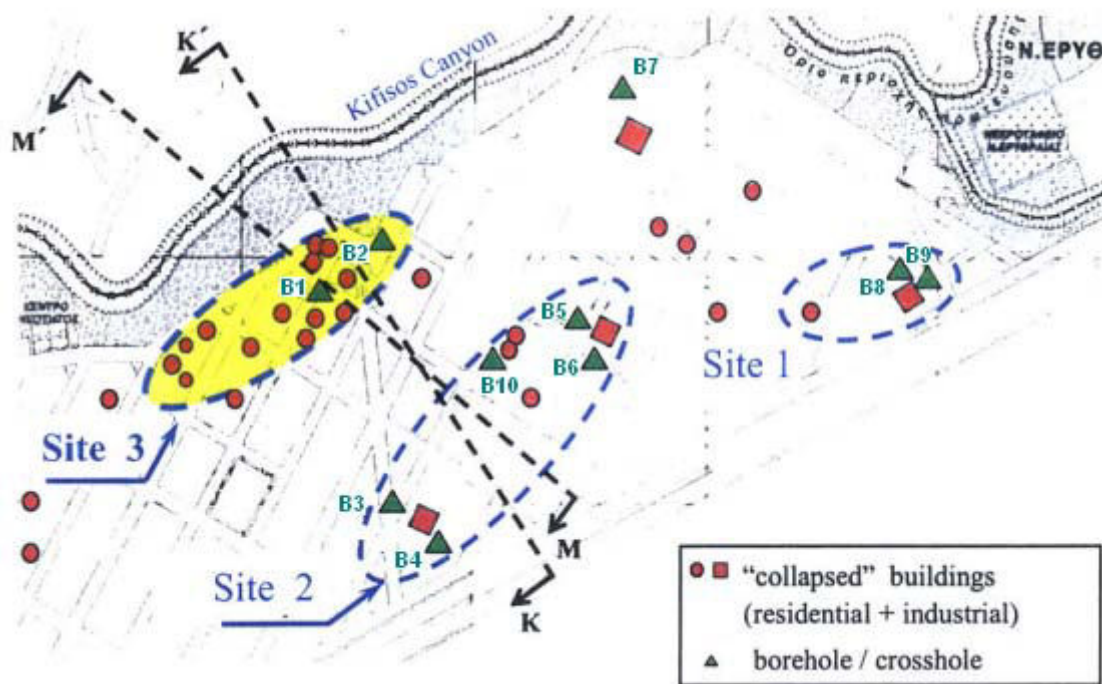


Figure 19. Ville de Adams avec localisation des constructions endommagées et des forages géotechniques (Assimaki D, 2004^[10])

Comme montré dans les sections transversales de la Figure 20, la ville d'Adames se situe au sommet du canyon de Kifissos dont la pente est de 30° et la hauteur de 40 m. De plus, les investigations géologiques ont montré que la couche géologique sur laquelle la ville a été construite est un dépôt meuble ($V_s=340\div 500\text{m/s}$) de 80 m d'épaisseur. Au-dessous de cette couche, on trouve un substratum rocheux de bonne caractéristique sismique ($V_s=800\text{m/s}$).

La pente de versant et la présence d'une couche meuble en surface sont les raisons principales du piégeage des ondes sismiques dans le versant et notamment dans la couche meuble. Dans ce cas, on peut parler d'un effet de site topographique combiné avec un effet de site lithologique. En conséquence, cette ville a été frappée par des vibrations de plus forte amplitude et de plus longue durée que la ville d'Athènes. Ceci a expliqué les dommages importants dans la ville. De plus, les études numériques réalisées par plusieurs auteurs (Bouckovalas et Kouretzis, 2001^[29]; Gazetas et al., 2002^[65]; Assimaki D, 2004^[10]; Assimaki D et al., 2005^[14]; Assimaki D et al., 2005^[11]; Assimaki D et al., 2005^[13]) ont montré que les plus fortes amplifications se trouvent au voisinage de la crête de la pente. Pour cette raison, les constructions sur le site 3 (plus proche de la crête) ont été beaucoup plus affectées que celles des sites 1 et 2 qui sont plus éloignées de la crête.

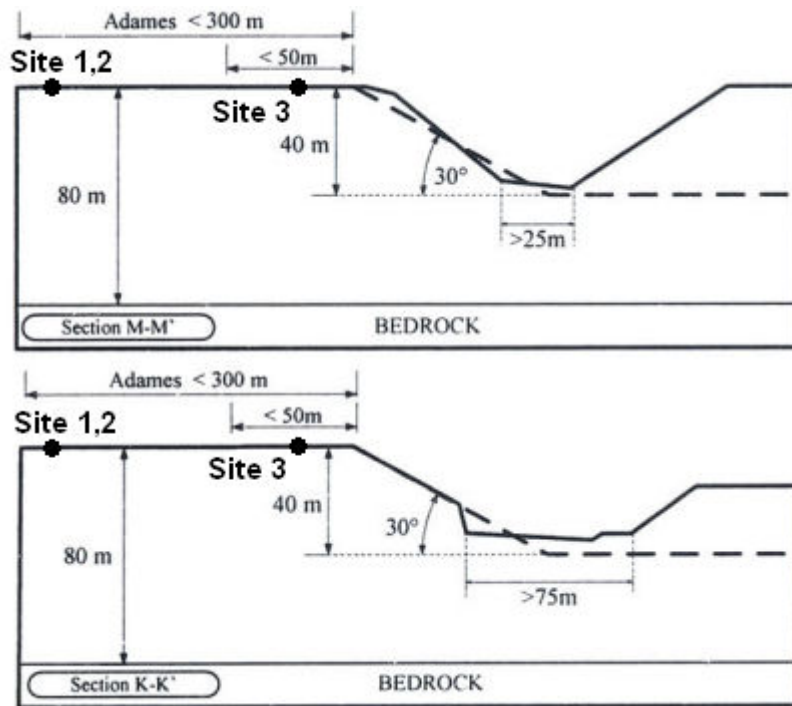


Figure 20. Sections transversales du relief du canyon de la rivière de Kifissos (Assimaki D, 2004^[10])

1.2.3. Conclusion

Les observations expérimentales ont montré que les morphologies de type colline ou versant isolé peuvent causer des amplifications ou des atténuations du mouvement sismique. Généralement, les plus fortes amplifications se trouvent au voisinage de la crête et elles diminuent vers le bas de la pente (pour les collines et les versants isolés) ou vers l'arrière de la crête (pour les versants isolés). De plus, l'effet de site topographique est encore plus important quand il est combiné avec un effet de site lithologique. Dans le cas du village de Rognes par exemple où une couche de matériaux plus meubles est présente en surface.

Pour les constructions en région montagneuse, il est donc nécessaire et important de prendre en compte l'impact de l'effet de site topographique et éventuellement de l'effet de site lithologique, car ils peuvent amplifier de manière considérable le signal sismique incident. Une omission ou une sous-estimation de ces effets peut entraîner des graves conséquences en cas de séisme. Pour cette raison, l'évaluation des effets de site ou plus concrètement l'estimation des amplifications maximales est une étape importante qui doit être réalisée avant la réalisation de toute construction dans la région. Les approches proposées par plusieurs travaux de recherche ainsi que par les réglementations sismiques présentées dans la partie 1.3 peuvent être utilisées pour les premières estimations des facteurs d'amplification.

1.3. Évaluation de l'effet de site topographique

1.3.1. Introduction

Une des premières études numériques de l'effet de site topographique pur a été réalisée par Boore, 1972^[23] en appliquant la méthode des éléments finis. Par la suite, de nombreux travaux ont été menés par plusieurs auteurs. Différentes méthodes ont été utilisées telles que la méthode des éléments finis (Smith, 1975^[139]), la méthode des éléments frontières (Sanchez-Sesma et al., 1982^[128]) ou la méthode des nombres d'ondes discrets (Bard, 1982^[18])... La plupart de ces études s'intéressent à la réponse sismique d'une butte en 2D, isolée et reposant sur un demi espace infini. Une synthèse détaillée a été effectuée par Geli et al., 1988^[66]. Ces auteurs ont comparé les résultats numériques (Boore, 1972^[23]; Smith, 1975^[139]; Sills, 1978^[134]; Zhenpeng et al., 1980^[156]; Bard, 1982^[18]; Zahradnik et Urban, 1984^[155]) avec des observations expérimentales (Davis et West, 1973^[54]; Rogers et al., 1974^[126]; Griffiths et Bollinger, 1979^[71]; Tucker et al., 1984^[147]). Ils ont observé que les résultats numériques et les mesures expérimentales sont cohérents d'un point de vue qualitatif, mais qu'il y a des écarts non négligeables, voire très importants, dans certains cas. Dans le but de trouver une explication pour ces différences, ils ont réalisé les calculs numériques sur les modèles complexes qui représentent les caractéristiques géomorphologiques proches du site réel. Ces modèles prennent en compte la présence des couches de sub-surface ou la présence des reliefs autour du site étudié. Le travail de Geli et al. a mis en évidence les points suivants :

- Les observations expérimentales et numériques ont confirmé l'existence de l'effet de site topographique qui est responsable de l'amplification du mouvement sismique au voisinage du sommet et d'une alternance de zone avec amplification et « dés-amplification » le long de la pente.
- Les résultats des calculs numériques montrent que les amplifications observées sur des modèles sollicités par des ondes sismiques de type SV sont généralement plus élevées qu'avec des ondes SH ou P.
- Les observations numériques montrent également que le facteur d'amplification peut atteindre son maximum quand la longueur d'onde sismique incidente est proche de la largeur de la butte.
- Cependant, il y a un désaccord entre les résultats numériques et les observations expérimentales au niveau de la grandeur du facteur d'amplification. Les valeurs observées dans la réalité sont souvent plus élevées que les résultats numériques. Cette différence peut être expliquée par plusieurs raisons :
 - Le site étudié présente une morphologie 3D très marquée, une représentation en 2D n'est donc pas appropriée.
 - Le site peut présenter des couches de sub-surface qui n'ont pas été prises en compte dans le modèle.

- L'impact de la présence des reliefs au voisinage du site étudié n'a pas été pris en compte dans les calculs numériques.

Comme indiqué dans le premier paragraphe, la plupart des études de l'effet de site topographique réalisées jusqu'à récemment ont porté sur les configurations de type colline. Il y a encore très peu de travaux qui se sont intéressés aux versants infinis : les falaises, les rebords de plateau,... D'un point de vue général, ce type de configuration présente une pente suivie d'une zone subhorizontale ouverte. Ainsi, les ondes sismiques peuvent s'échapper soit vers le substratum en bas, soit vers le côté ouvert. Ceci est différent du cas des collines où les ondes sont emprisonnées entre les flancs, l'échappement des ondes ne pouvant se faire que vers le substratum. Pour cette raison, les observations effectuées avec les collines ne sont pas totalement appropriées pour les cas de versant.

Parmi les premiers travaux de recherche qui se sont intéressés aux effets de site topographiques de versant, on peut citer les travaux d'Idriss *et al.* (Idriss et Seed, 1967^[85]; Idriss, 1968^[83]; Idriss, 1978^[84]). Au travers des observations sur site (des glissements de terrain déclenchés par le séisme de 1964 en Alaska aux Etats-Unis, $M_w=9.2$) et les résultats obtenus à partir des simulations numériques, les auteurs ont montré que :

- Le long de la pente du versant, l'accélération en crête est toujours plus élevée que celle des points plus bas.
- Les auteurs observent que les accélérations au voisinage de la crête sont toujours plus élevées que celles en arrière de la crête. Cette différence est parfois très importante et parfois moins remarquable.
- L'application d'un mouvement purement horizontal à la base du modèle peut engendrer un mouvement vertical au sein du versant, notamment dans les zones au voisinage de la crête.

Concernant la deuxième conclusion, les auteurs ont expliqué que l'épaisseur de la couche de sub-surface en amont de la pente joue peut-être un rôle plus important que le versant lui-même. En 1971, Kovacs *et al.* ont confirmé, dans leurs travaux de recherche (Kovacs *et al.*, 1971^[96]), cette explication. Sur la base des résultats des simulations numériques et expérimentales au laboratoire, ces auteurs ont conclu que la couche de sub-surface en amont de la pente est le facteur principal qui contrôle la réponse sismique du site. Ceci est également responsable des fortes amplifications mesurées sur le site plutôt que la morphologie de la pente. Autrement dit, c'est l'effet de site géologique lié à la présence d'une couche de sol superficielle qui contribue à une partie importante de la réponse sismique finale du versant, comparé avec l'effet de site purement lié à la topographie du versant. Plusieurs questions se sont donc posées :

- Ces deux types d'effet de site peuvent-ils être étudiés séparément ?
- Quels sont les paramètres prédominants de chaque type d'effet de site.
- L'impact des effets de site est-il pris en compte dans les réglementations parasismiques ? Si c'est le cas, comment est-il déterminé ?

Les travaux de recherche et les extraits des normes présentés dans les parties suivantes apportent des réponses à ces questions.

1.3.2. Méthodes d'évaluation des effets de site

Avant d'aborder les résultats de différents travaux de recherche représentatifs, il est nécessaire de présenter les méthodes couramment utilisées pour évaluer les effets de site. Généralement, il y a deux méthodes : la méthode S/R (Site/Référence) qui compare une grandeur mesurée ou calculée sur le site d'étude avec celle sur un site de référence, la méthode H/V (Horizontal/Vertical), proposée par Nakamura (Nakamura, 1989^[111]), qui fait le rapport des spectres entre les composantes horizontale et verticale du signal mesuré ou calculé. Pour l'étude des effets de site topographiques, la méthode S/R est préférée, tandis que la méthode H/V est plus adaptée pour l'étude des effets de site géologiques. Dans le cadre de ce projet de recherche, la méthode S/R est utilisée. Le principe général est de faire le rapport des mesures du site étudié où il y a les effets de site avec celles du site de référence qui ne présente pas d'effet de site topographique. Ce site de référence concerne souvent un site rocheux avec une morphologie plane (champ libre). Le rapport peut être réalisé dans le domaine temporel ou fréquentiel :

- Méthode temporelle : le facteur d'amplification (appelé amplification temporelle) est déterminé par le rapport entre la mesure maximale du mouvement sismique (en accélération, en vitesse ou en déplacement) du site étudié et la mesure maximale du mouvement sismique enregistré au site de référence. La valeur de l'amplification déterminée par cette méthode peut être influencée par la nature et la distance de la source ainsi que la précision de l'instrument d'enregistrement.
- Méthode fréquentielle : les spectres de fréquence des enregistrements du site étudié et du site référence sont d'abord calculés par transformée de Fourier. Ensuite, le rapport de ces deux spectres permet de déduire la fonction de transfert qui représente les valeurs de l'amplification en fonction de la fréquence. Finalement, le facteur d'amplification (appelée amplification spectrale) est le pic maximal de la fonction de transfert dans la bande des fréquences étudiées qui varient généralement de 1 à 10 Hz (bande de fréquence observés pour des séismes).

La notion d'amplification spectrale (l'amplification calculée dans le domaine fréquentiel) a été utilisée pour la première fois par Borchardt (Borchardt, 1970^[25]). L'avantage majeur de cette méthode est la capacité d'éliminer les effets non souhaitables et de mettre en évidence les effets de site. Cette procédure comprend les étapes suivantes :

- L'enregistrement du mouvement sismique en un point donné résulte de la combinaison de plusieurs effets comme présenté dans le schéma suivant.

$$\boxed{i(t)} \rightarrow \boxed{h_e(t)} \rightarrow \boxed{h_g(t)} \rightarrow \boxed{h_r(t)} \rightarrow s(t) \quad [2]$$

- $i(t)$: l'effet de la source sismique elle-même
- $h_e(t)$: l'effet de la propagation des ondes entre la source et la zone d'étude
- $h_g(t)$: la modification du signal liée aux caractéristiques géomorphologiques du site d'enregistrement
- $h_r(t)$: la réponse de l'instrument d'enregistrement
- $s(t)$: l'enregistrement du séisme sur le site considéré

- On considère que ces effets peuvent être traités séparément. Le sismogramme final peut donc être représenté comme la convolution des effets sous la forme de l'équation [3].

$$s(t) = i(t) * h_e(t) * h_g(t) * h_r(t) \quad [3]$$

- Dans le domaine fréquentiel, l'équation [3] est représentée par l'équation [4] avec S , I , H_e , H_g , H_r qui sont respectivement les transformées de Fourier de s , i , h_e , h_g , h_r .

$$S(f) = I(f) H_e(f) H_g(f) H_r(f) \quad [4]$$

- Le rapport des spectres des sismogrammes enregistrés pour un même séisme sur le site étudié et sur un site de référence (la distance site étudié-site de référence est supposée petite devant la distance épacentrale) conduit à éliminer les effets de la source, de la propagation et de l'instrument. Il ne reste que les effets de site.

$$\frac{|S_s(f)|}{|S_b(f)|} = \frac{|H_{g_s}(f)|}{|H_{g_b}(f)|} \quad [5]$$

- S_s : transformée de Fourier du sismogramme au site étudié
- S_b : transformée de Fourier du sismogramme au site de référence

Il est nécessaire de noter que, dans le cas du signal sismique de type mono-fréquence ou quasi mono-fréquence, quel que soit le domaine de calcul (temporel ou fréquentiel), on obtient le même résultat (l'amplification temporelle = l'amplification spectrale) car la transformation de Fourier d'un signal mono-fréquentiel est lui-même. Cette note peut concerner les cas des calculs numériques paramétriques où la bande des fréquences prédominantes est limitée pour mettre en évidence l'impact des autres paramètres. Par contre, pour les cas du signal sismique réel, la synthèse de Geli et al., 1988^[66] a montré que l'amplification spectrale est souvent plus élevée que l'amplification temporelle, cette différence peut être parfois considérable.

1.3.3. Résultats des principaux travaux de recherche relatifs aux effets de site topographiques

1.3.3.1. Travaux d'Ashford et al. (1997)

a. Méthodologie

Ashford et al. ont réalisé des études paramétriques sur un modèle de versant simple (Ashford et al., 1997^[9]). La hauteur totale du modèle de sol est Z et celle du versant est H . Tout le massif, y compris le versant, est considéré comme reposant sur un substratum rocheux (Figure 21). La formation géologique est caractérisée par sa fréquence naturelle, nommée « fréquence propre géologique (f_n) », et la topographie de la pente est caractérisée

par « la fréquence propre topographique (f_t) ». Ces paramètres intrinsèques peuvent être déterminés en utilisant les équations [6] et [7] (Ashford et Sitar, 1997^[8]).

$$f_n = \frac{V_s}{4Z} \quad [6]$$

$$f_t = \frac{V_s}{5H} \quad [7]$$

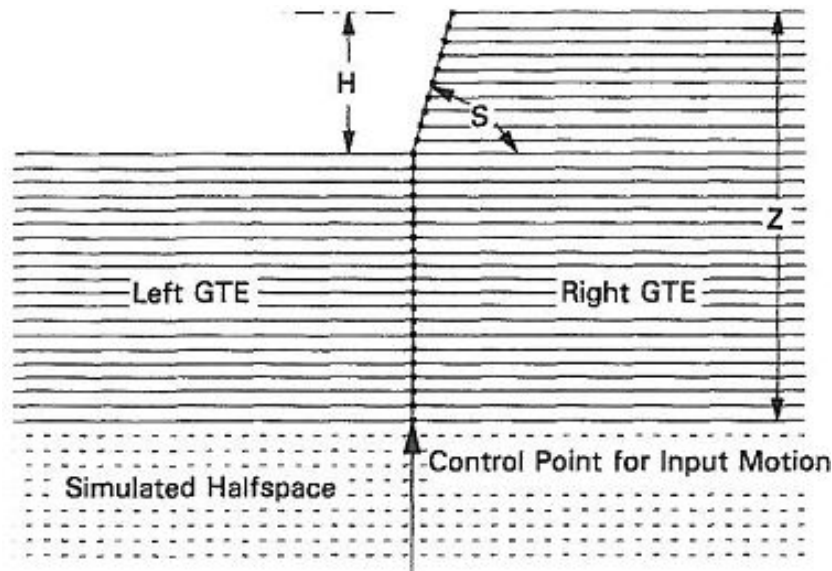


Figure 21. Modèle numérique du versant dans une formation meuble (épaisseur Z) reposant sur un substratum rocheux, sollicité par le mouvement sismique à la base du modèle (Ashford et al., 1997^[9])

Les critères d'interprétation des effets de site en différents points de la surface considérés par les auteurs dans cette étude sont :

- La fonction de transfert de l'accélération horizontale : le rapport du spectre de fréquence de l'accélération horizontale du point étudié au spectre de fréquence de l'accélération horizontale au point de contrôle de la source du signal (*Control Point for Input Motion* dans la Figure 21)
- La fonction de transfert de l'accélération verticale : le rapport du spectre de fréquence de l'accélération verticale du point étudié au spectre de fréquence de l'accélération horizontale du point de contrôle de la source du signal (*Control Point for Input Motion* dans la Figure 21). Comme le signal sismique utilisé est de type SH ou SV et ne contient donc qu'une composante horizontale, la composante verticale au point de contrôle de la source est alors nulle. Ainsi, la composante horizontale à ce point est utilisée pour normaliser l'accélération verticale obtenue au point étudié.
- L'amplification horizontale : l'accélération horizontale du point étudié à une fréquence donnée normalisée par l'accélération horizontale à un point sur le site de référence (champ libre correspondant à la surface horizontale en amont loin en arrière de la pente) à la même fréquence.

- L'amplification verticale : l'accélération verticale du point étudié à une fréquence donnée normalisée par l'accélération horizontale à un point sur le site de référence à la même fréquence.

Les simulations numériques ont été réalisées sur un modèle de versant de hauteur $H = 30$ m. L'épaisseur de la formation Z est variable entre 1.5 et 2 fois la longueur d'onde (λ) du signal sismique. Le matériau a un comportement viscoélastique avec un coefficient de Poisson $\nu = 0.3$ et un taux d'amortissement ξ variable entre 1 % et 20 %. Les ondes sismiques appliquées sont de type SV ou SH avec une vitesse de propagation de 300 m/s (la forme de l'onde n'est pas précisée dans l'article). Le point de contrôle de la source du signal (*control point for input motion*) est situé à 90 m au-dessous de la base du versant. Les amplifications présentées dans ces travaux sont les amplifications spectrales qui ont été calculées dans une bande des fréquences de 0.1 à 10 Hz pour les ondes SV et de 0.5 à 10 Hz pour les ondes SH.

b. Résultats

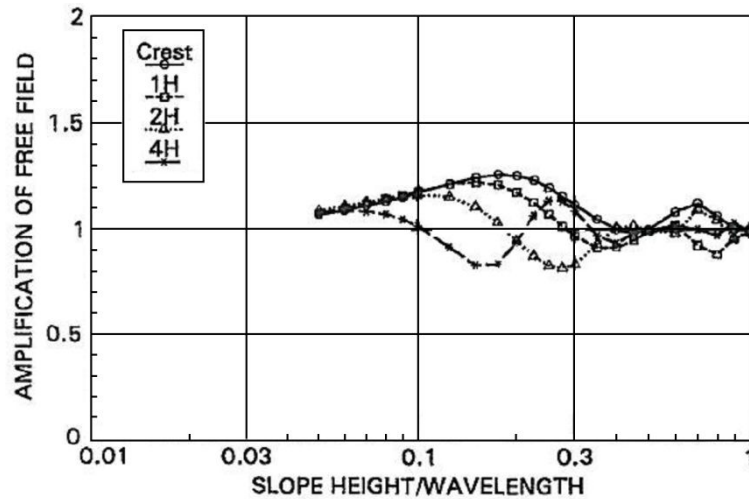
Dans la littérature, le paramètre « fréquence normalisée » (*normalized frequency*) qui est déterminé par le rapport de la hauteur (H) du versant et la longueur d'onde (λ) a été utilisé dans plusieurs travaux sur les effets de site topographiques des versants (Boore, 1972^[23]; Boore, 1973^[24]; May, 1980^[105]; Geli et al., 1988^[66]; Dakoulas, 1993^[53]). Les travaux d' Ashford et al. ont encore une fois confirmé le rôle important de ce paramètre. En effet, il peut être utilisé comme un indicateur important pour caractériser les effets de site topographique d'un versant.

Dans l'intervalle du rapport H/λ étudié ([0.01, 1] pour les ondes SV et [0.05, 1] pour les ondes SH), deux pics d'amplification de l'accélération horizontale en crête du versant ont été observés. Le 1^{er} pic se trouve à la valeur de H/λ égale à 0.2, il correspond à une amplification presque de 30 % pour les ondes SH (Figure 22a) et d'environ 50 % pour les ondes SV (Figure 22b). La fréquence normalisée correspondant au 1^{er} pic ($H/\lambda = 0.2$) est proche du premier mode de vibration de la colonne de sol d'épaisseur H ($H/\lambda = 0.25$), pour laquelle Boore (1972^[23]) et Geli et al. (1988^[66]) ont obtenu la réponse maximale dans leurs études sur une colline. Le 2^e pic d'amplification est obtenu pour une valeur proche de $H/\lambda = 0.7$ avec les ondes SH, et pour $H/\lambda = 1.0$ avec les ondes SV (Figure 22a et b).

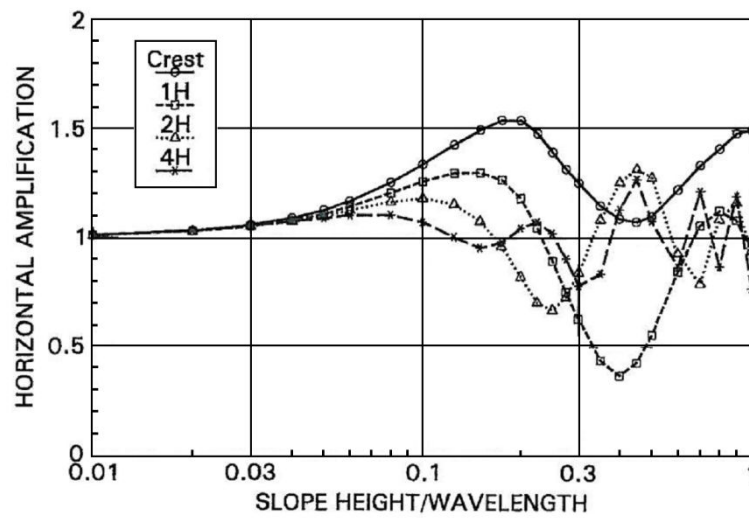
Pour la composante verticale de l'accélération obtenue en crête du versant, il apparaît que son amplification a tendance à augmenter avec l'augmentation de H/λ et indépendante de la fréquence propre du site (Figure 22c).

Concernant l'impact de la pente du versant, la Figure 23 montre que, pour les pentes étudiées (de 30° à 90°), le 1^{er} pic d'amplification horizontale se trouve toujours à la valeur de $H/\lambda = 0.2$ (pour les deux types d'onde d'excitation SH et SV). Plus précisément, dans cet intervalle de pente, une augmentation de 15 % à 25 % peut être observée pour le 1^{er} pic d'amplification pour les ondes SH et une augmentation plus importante de 15 % à 55 %, peut être observée pour les ondes SV. Généralement, l'amplification horizontale et aussi verticale (Figure 23c) a tendance à augmenter avec l'augmentation de la pente.

a)



b)



c)

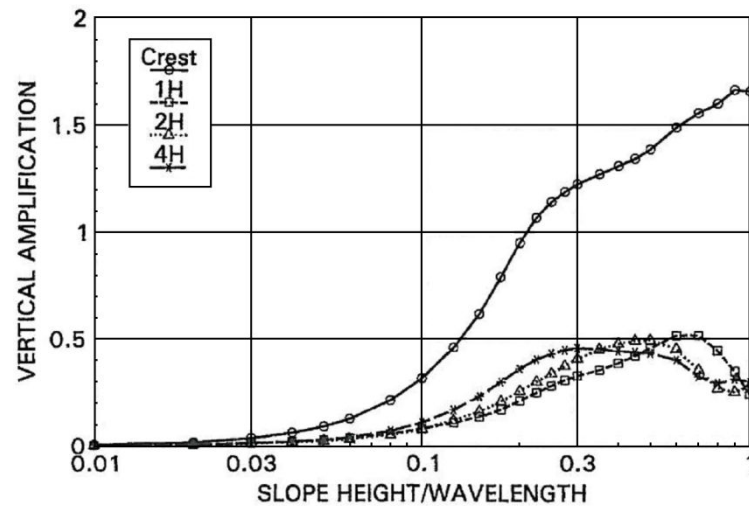
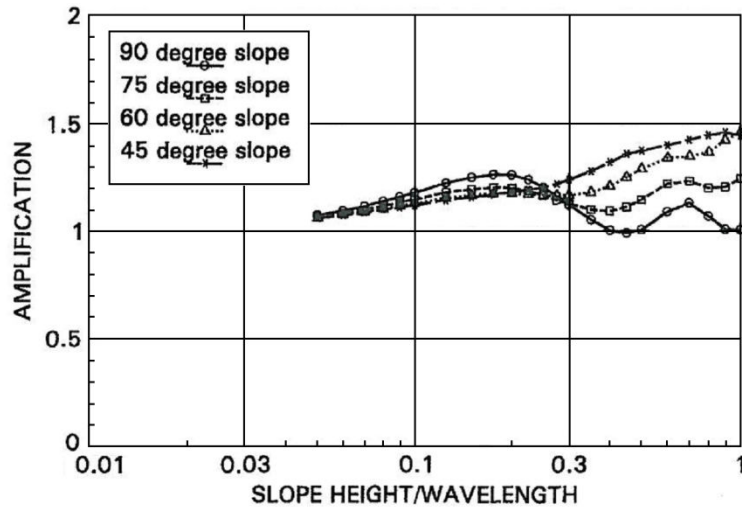
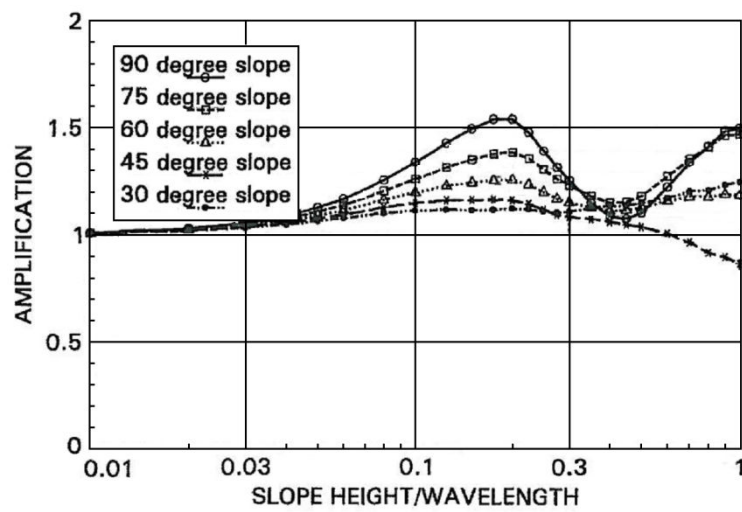


Figure 22. Amplification de l'accélération a) horizontale perpendiculaire au plan du modèle b) horizontale dans le plan du modèle et c) verticale en différents points situés à une distance de $1H$, $2H$, et $4H$ derrière la crête, sous la sollicitation des ondes planes SH (a) et SV (b et c) se propageant verticalement à partir de la base, avec un taux d'amortissement $\xi=1\%$ (Ashford et al., 1997^[9])

a)



b)



c)

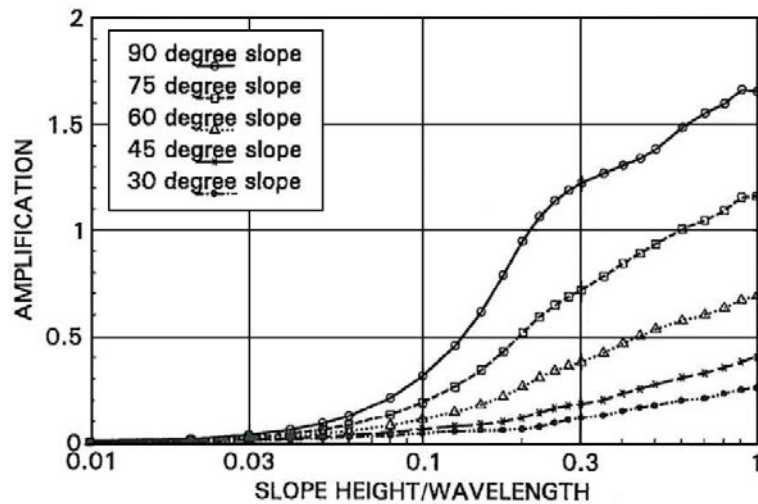


Figure 23. Amplification de l'accélération a) horizontale perpendiculaire au plan du modèle b) horizontale dans le plan du modèle et c) verticale en crête du versant sous la sollicitation des ondes planes SH (a) et SV (b et c) se propageant verticalement à partir de la base du versant, avec le taux d'amortissement $\xi=1\%$ (Ashford et al., 1997^[9])

Pour le cas d'un versant dans une formation meuble située au-dessus d'un substratum rocheux, la fréquence propre de la formation meuble contrôle la réponse. Cette remarque est en accord avec les observations de Kovacs et al., 1971^[96] et de Sitar et Clough, 1983^[136]. De plus, l'amplification du mouvement sismique est beaucoup plus importante si cette fréquence propre est proche de la fréquence propre de la topographie ($f_n/f_t \approx 1$). La Figure 24 montre qu'une amplification aux alentours de 75 % peut être obtenue quand f_n est proche de f_t . Dans cette figure, T_{nc} est la fonction de transfert en crête du versant à la fréquence f_n , et T_{nf} est la fonction de transfert du site de référence (champ libre loin en arrière de la pente) à la fréquence f_n .

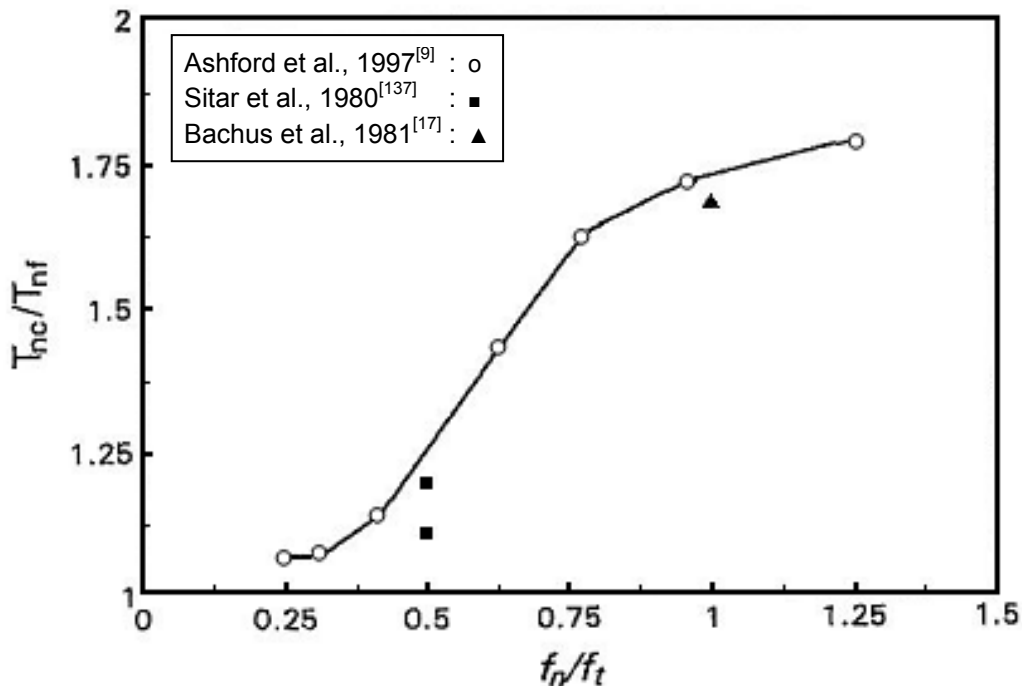


Figure 24. Comparaison du rapport des fonctions de transfert T_{nc}/T_{nf} en fonction du rapport des fréquences f_n/f_t (Ashford et al., 1997^[9])

En faisant varier la hauteur totale du modèle et la fréquence du signal incident, la fonction de transfert en crête T_{nc} qui représente la combinaison de l'effet de site topographique pur et l'effet de site lithologique est variable. Par contre, l'effet de site lithologique représenté par la fonction de transfert T_{nf} est toujours stable (Figure 25). Le rapport T_{nc}/T_{nf} représente alors l'effet de site topographique pur. Ainsi, l'effet de site lié uniquement à la topographie du versant peut être étudié séparément de l'effet lithologique lié aux caractéristiques géologiques du site.

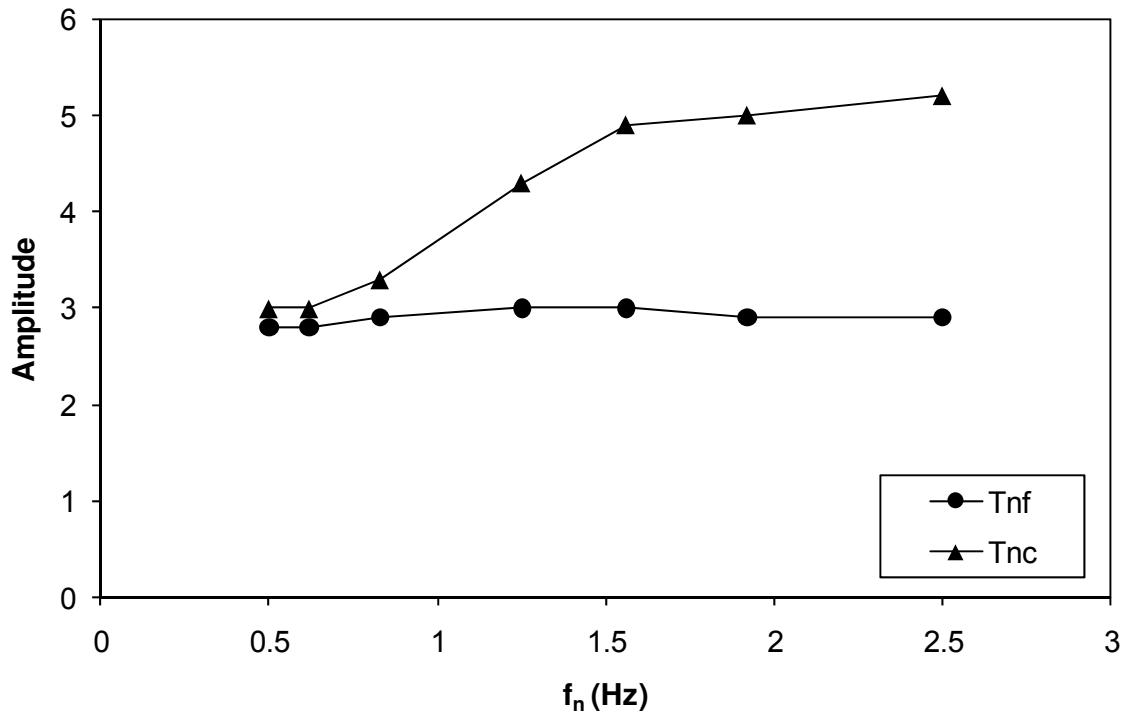


Figure 25. Fonctions de transfert en crête du versant (T_{nc}) et fonctions de transfert en champ libre très loin en arrière de la crête (T_{nf})

C. Conclusion

Ces travaux de recherche ont mis en évidence le rôle du rapport H/λ ainsi que l'effet de résonance topographique (H/λ proche de 0.2). De plus, l'angle de la pente est aussi un paramètre important qui influence considérablement la valeur de l'amplification. En général, plus ces paramètres sont élevés, plus les valeurs d'amplification obtenues en crête sont importantes. Particulièrement pour le cas de l'amplification horizontale, celle-ci augmente avec le paramètre H/λ seulement quand H/λ est inférieur à 0.2.

Les résultats des simulations numériques ont montré que la présence de la pente est à l'origine de la génération de la composante verticale du signal sismique dans le versant. La grandeur de cette composante est parfois très importante et non négligeable.

Cette étude a souligné un point important qui joue le rôle comme la prémisse de plusieurs études portant sur les effets de site. C'est qu'il est possible d'isoler l'effet de site topographique et l'effet de site lithologique. Ce constat permet de séparer chaque type d'effet de site et de les étudier séparément.

1.3.3.2. Travaux de Bouckovalas et Papadimitriou (2005)

a. Méthodologie

Bouckovalas et Papadimitriou ont effectué les analyses numériques sur un modèle de versant 2D, avec un matériau viscoélastique ($\nu=1/3$, $\rho=2000\text{kg/m}^3$, $V_s=500\text{m/s}$, $\xi=0\div 20\%$). Ce versant de hauteur 50 m est sollicité par les ondes sismiques de cisaillement (SV) qui se propagent verticalement depuis la base du modèle. Au niveau des bords latéraux du modèle, les auteurs ont mis les conditions aux limites de type « *Free Field* » qui utilisent les amortisseurs visqueux pour absorber l'énergie des ondes sismiques (Figure 26). Ceci évite que ces ondes se réfléchissent sur les bords et reviennent dans le modèle. Ainsi, ces limites fonctionnent comme un champ libre dans la réalité, les ondes s'échappent du massif de versant, s'atténuent au fur et à mesure du temps et ne reviennent pas dans le massif. Au niveau de la base du modèle, une limite absorbante appelée « *Quiet Boundary* » est appliquée. Les amortisseurs visqueux sont utilisés pour absorber l'énergie des ondes de retour de la surface libre et par cette manière, empêcher les ondes réfléchies sur la base du modèle.

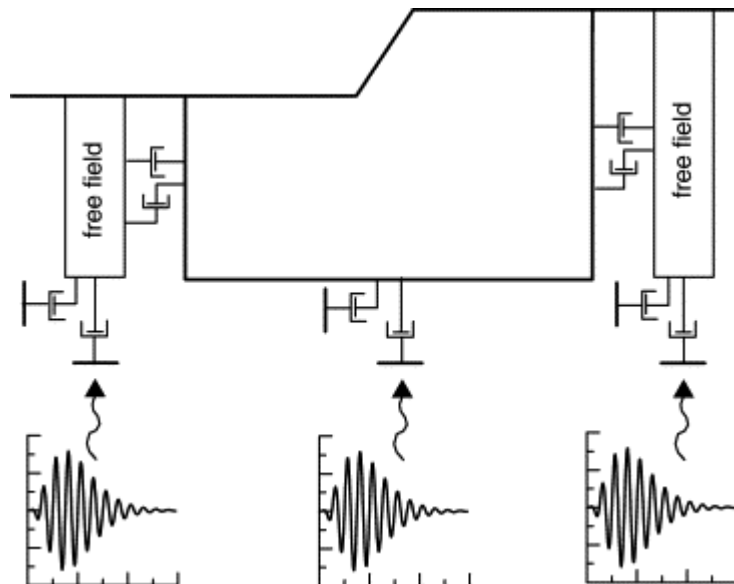


Figure 26. Illustration schématique du modèle de calcul pour les analyses numériques de l'effet de site topographique de versant (Bouckovalas et Papadimitriou, 2005^[31])

Cette étude vise à évaluer l'effet de la géométrie du versant, des caractéristiques du signal sismique (la fréquence prédominante, la durée) et des caractéristiques du matériau constituant le massif sur la réponse du mouvement sismique du versant. 90 analyses paramétriques ont été réalisées. Les valeurs des paramètres ont varié comme présenté dans le Tableau 1 et le Tableau 2.

Le paramètre « hauteur normalisée » (*normalized height*) exprimé par le rapport de la hauteur H à la longueur d'onde λ du signal a été utilisé dans les analyses de ces auteurs comme un paramètre essentiel pour analyser le phénomène. Ce paramètre est identique à

celui appelé « fréquence adimensionnelle » (*dimensionless frequency*) proposé par Dakoulas, 1993^[53] ou « la fréquence normalisée » (*normalized frequency*) dans les travaux de Ashford et al., 1997^[9] (paragraphe 1.3.3.1).

Tableau 1. Valeurs de la hauteur normalisée H/λ et de la pente i utilisées dans les analyses paramétriques, avec un taux d'amortissement faible ($\xi \leq 5\%$)

i (°)	H/λ									
	0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.45	0.70	1.00	1.30	2.00
10		x		x		x		x		
20		x		x		x		x		
30	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
45	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
60	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
75		x		x		x		x		
90		x		x		x		x		

Tableau 2. Valeurs des cycles d'excitation N et taux d'amortissement ξ utilisées dans les analyses paramétriques des versants avec $H/\lambda=2.0$ et $i=30^\circ$ (x) ou $H/\lambda=0.2$ et $i=75^\circ$ (o)

ξ (%)	N						
	1	2	3	4	6	8	12
0	x	x, o	x	x	x, o	x	x, o
2	x	x	x	x	x	x	x
5	x	x	x	x	x	x	x
10	x	x, o	x	x	x, o	x	x, o
20	x	x, o	x	x	x, o	x	x, o

b. Résultats

Les auteurs ont effectué les analyses statistiques sur les résultats obtenus par les 90 simulations numériques. Les résultats ont été synthétisés par les équations de régression [8] à [11] qui donnent les valeurs approchées d'amplification de l'accélération horizontale et verticale ainsi que les dimensions de la zone d'amplification. Il faut noter que l'amplification utilisée dans cette étude est l'amplification temporelle (voir § 1.3.2). Les formes analytiques des fonctions F , G , H et J sont données par le Tableau 3.

$$A_{h,max} = 1 + F_{Ah} \left(\frac{H}{\lambda} \right) G_{Ah}(I) H_{Ah}(\xi) J_{Ah}(N) \quad [8]$$

$$A_{v,max} = F_{Av} \left(\frac{H}{\lambda} \right) G_{Av}(I) H_{Av}(\xi) J_{Av}(N) \quad [9]$$

$$D_h / H = F_{Dh} \left(\frac{H}{\lambda} \right) G_{Dh}(I) H_{Dh}(\xi) J_{Dh}(N) \quad [10]$$

$$D_v / H = F_{Dv} \left(\frac{H}{\lambda} \right) G_{Dv}(I) H_{Dv}(\xi) J_{Dv}(N) \quad [11]$$

$A_{h,max}$: amplification de l'accélération horizontale, déterminée par le rapport de l'accélération horizontale maximale en surface supérieure du versant (a_h) à l'accélération horizontale maximale en surface du champ libre $a_{h,ff}$ (site de référence) : $A_{h,max} = a_h / a_{h,ff}$

$A_{v,max}$: amplification de l'accélération verticale, déterminée par le rapport de l'accélération verticale maximale en surface supérieure du versant (a_v) à l'accélération horizontale maximale en surface du champ libre $a_{h,ff}$ (site de référence) : $A_{v,max} = a_v / a_{h,ff}$

D_h : distance derrière la crête, pour laquelle le facteur d'amplification horizontale est significatif ($A_h > 1.10$)

D_v : distance derrière la crête, pour laquelle le facteur d'amplification verticale est significatif ($A_v > 0.10$)

H : hauteur du versant

λ : longueur d'onde incidente

I : valeur normalisée de la pente du versant ($I=i/90$)

ξ : taux d'amortissement

N : nombre de cycles du signal d'excitation

Tableau 3. Formes analytiques des fonctions F , G , H et J dans les relations d'approximation proposées pour l'évaluation de l'effet de site topographique

Paramètre	$F(H/\lambda)$	$G(I)$	$H(\xi)$	$J(N)$
$A_{h,max}$	$(H/\lambda)^{0.4}$	$(I^2+2I^6)/(I^3+0.02)$	$1/(1+0.9\xi)$	0.225
$A_{v,max}$	$(H/\lambda)^{0.8}$	$I^{0.5}+1.5I^5$	$1/(1+0.15\xi^{0.5})$	0.75
D_h/H	$(H/\lambda)/((H/\lambda)^2+0.2)$	$(I^{1.5}+3.3I^8)/(I^4+0.07)$	$1/(0.71+3.33\xi)$	$N^{0.43}$
D_v/H	$(H/\lambda)/((H/\lambda)^2+0.2)$	$(I^{1.5}+3.3I^8)/(I^4+0.07)$	$0.233/\xi^{0.78}$	1.00

Pour les cas fréquents dans la réalité (i.e. $H/\lambda = 0.2 \div 1.0$, $i = 25 \div 75^\circ$ et $\xi = 5 \div 15 \%$), les auteurs ont trouvé que:

- Les intervalles des valeurs maximales de l'amplification horizontale et verticale derrière la crête sont respectivement $A_{h,max} = 1.20 \div 1.50$ et $A_{v,max} = 0.10 \div 1.10$.
- Les distances D_h et D_v en arrière de la crête sur lesquelles les amplifications respectivement horizontales et verticales sont significatives ($A_h > 1.1$ et $A_v > 0.1$ comme représenté dans la Figure 27) varient entre $2H$ et $8H$ (H est la hauteur du versant). Au-delà, les effets de site topographiques sont négligeables, le mouvement sismique obtenu est proche de celui en champ libre.

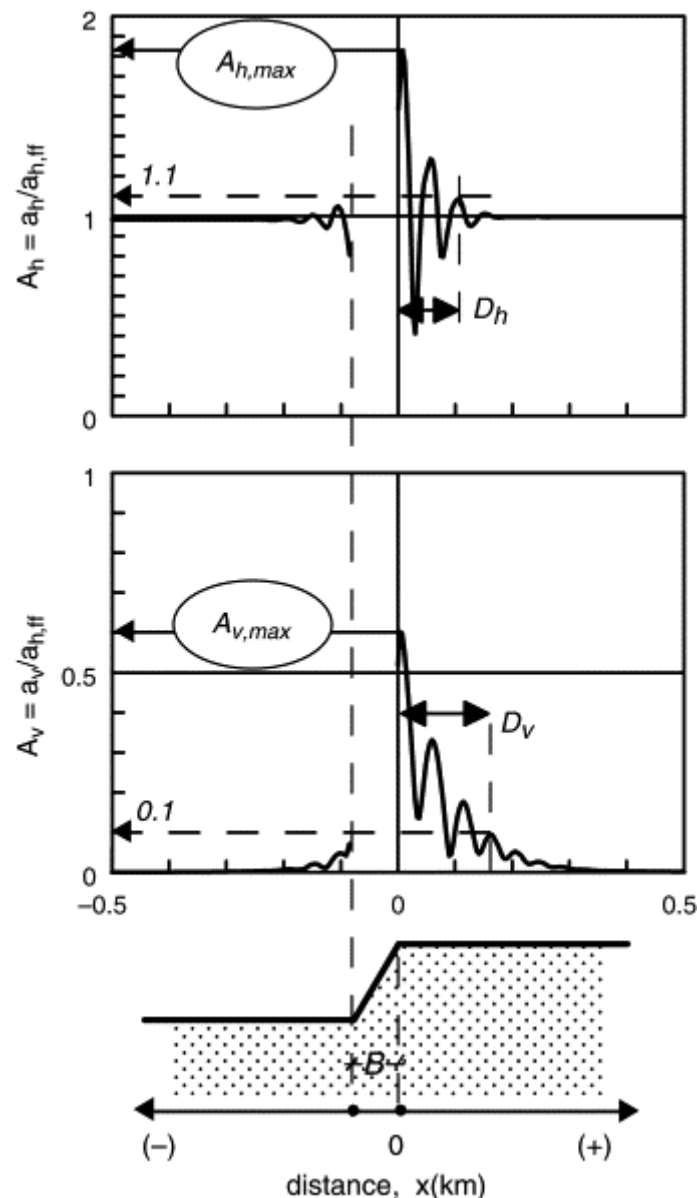


Figure 27. Exemple de résultats pour l'amplification topographique en accélération horizontale A_h et verticale A_v en fonction de la distance x , (cas $H/\lambda=2.0$, $i=30^\circ$, $N=6$, $\xi=5\%$), repris dans Bouckovalas et Papadimitriou, 2005^[31]

En traçant les courbes d'iso-valeurs du facteur d'amplification (Figure 28), les auteurs ont obtenu les limites inférieures et supérieures des amplifications liées aux effets de site topographiques.

- Si $H/\lambda > 0.03$ et $i > 10^\circ$, l'amplification de l'accélération horizontale $A_{h,max}$ atteint une valeur d'au moins 1.10.
- Si $H/\lambda > 0.16$ et $i > 17^\circ$, l'amplification de l'accélération horizontale $A_{h,max}$ atteint une valeur d'au moins 1.20.

Étant donné que les limites inférieures préconisées par les normes ne sont pas présentées sous forme de valeurs normalisées, mais en valeurs réelles: $H > 10$ m, $i > 22^\circ$ pour PS-92 et $H > 30$ m, $i > 15^\circ$ pour l'Eurocode 8, les auteurs ont traduit les limites obtenues en valeur réelle : si $H > 13$ m et $i > 17^\circ$, le phénomène de l'effet de site topographique doit être pris en compte avec une amplification au moins de 1.20.

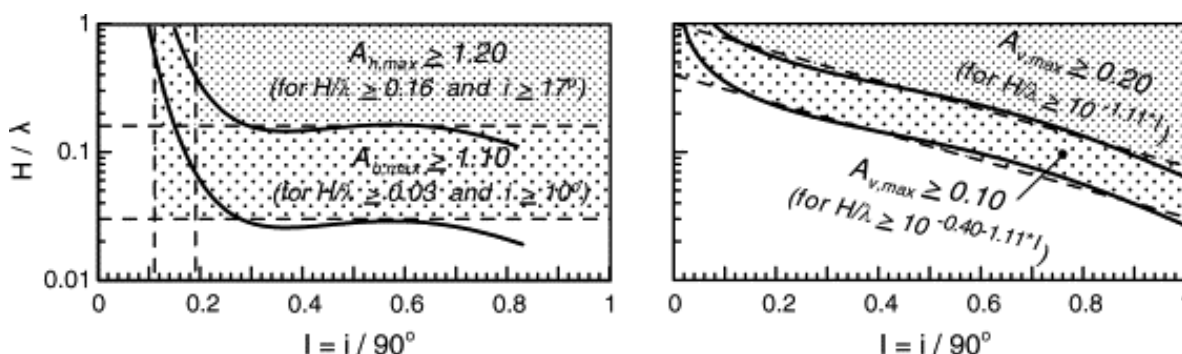


Figure 28. Limites inférieures de la hauteur normalisée H/λ et de l'angle de la pente i , à partir desquelles l'effet de site topographique devient significatif (Bouckovalas et Papadimitriou, 2005^[31])

C. Conclusion

Cette étude a pris en compte plusieurs paramètres importants tels que le rapport H/λ , l'angle de la pente et la capacité d'atténuation du mouvement sismique du matériau de versant. Par rapport aux autres études paramétriques qui donnent souvent les résultats qualitatifs, les approches numériques proposées par ces auteurs sont un outil pratique pour quantifier l'effet de site topographique.

Cependant, ces travaux de recherche s'intéressent uniquement à la manifestation des effets de site sur la surface en amont de la pente. La présence des effets de site le long de la pente ou éventuellement dans le massif du versant n'a pas été étudiée.

1.3.3.3. *Travaux de Bourdeau (2005)*

a. Méthodologie

Bourdeau a réalisé des simulations numériques pour des versants de topographie simple soumis à un signal sismique SV de type Ricker ou sinusoïdal. Des analyses paramétriques ont été effectuées pour évaluer le rôle des paramètres caractérisant les conditions géomorphologiques du versant (la hauteur, la pente, la couche de sub-surface,...) et des paramètres du signal sismique (le PGA, la fréquence) dans l'aggravation des effets de site et dans le déclenchement du mouvement de versant (Bourdeau, 2005^[33])

L'auteur a choisi de calculer l'effet de site topographique en évaluant des facteurs d'amplification de l'accélération horizontale dans le domaine temporel. De plus, la distribution des zones amplifiées au sein du massif de versant a été également déterminée.

b. Influence de la fréquence prédominante du signal sismique

En analysant les résultats obtenus en surface et dans le massif du versant, Bourdeau a remarqué que l'amplification maximale est toujours plus grande en surface du versant qu'en profondeur quels que soient le type de signal sismique incident et son contenu fréquentiel. De plus, les représentations graphiques montrent que les plus fortes amplifications, qui sont représentées par la zone rouge dans les graphiques de la Figure 29, sont localisées généralement dans le voisinage de la crête du versant.

D'un autre côté, les résultats numériques montrent que plus la fréquence prédominante du signal sismique augmente plus l'amplification maximale dans le versant est importante et plus la zone affectée est réduite. Une étude de l'apparition des fortes amplifications en fonction du temps a été réalisée. L'auteur a donc conclu que « *Pour ce type de configuration de pente, les signaux sismiques de basse fréquence produisent des mouvements forts et pérennes sur un plus grand volume à l'intérieur du versant que les signaux sismiques de haute fréquence* ».

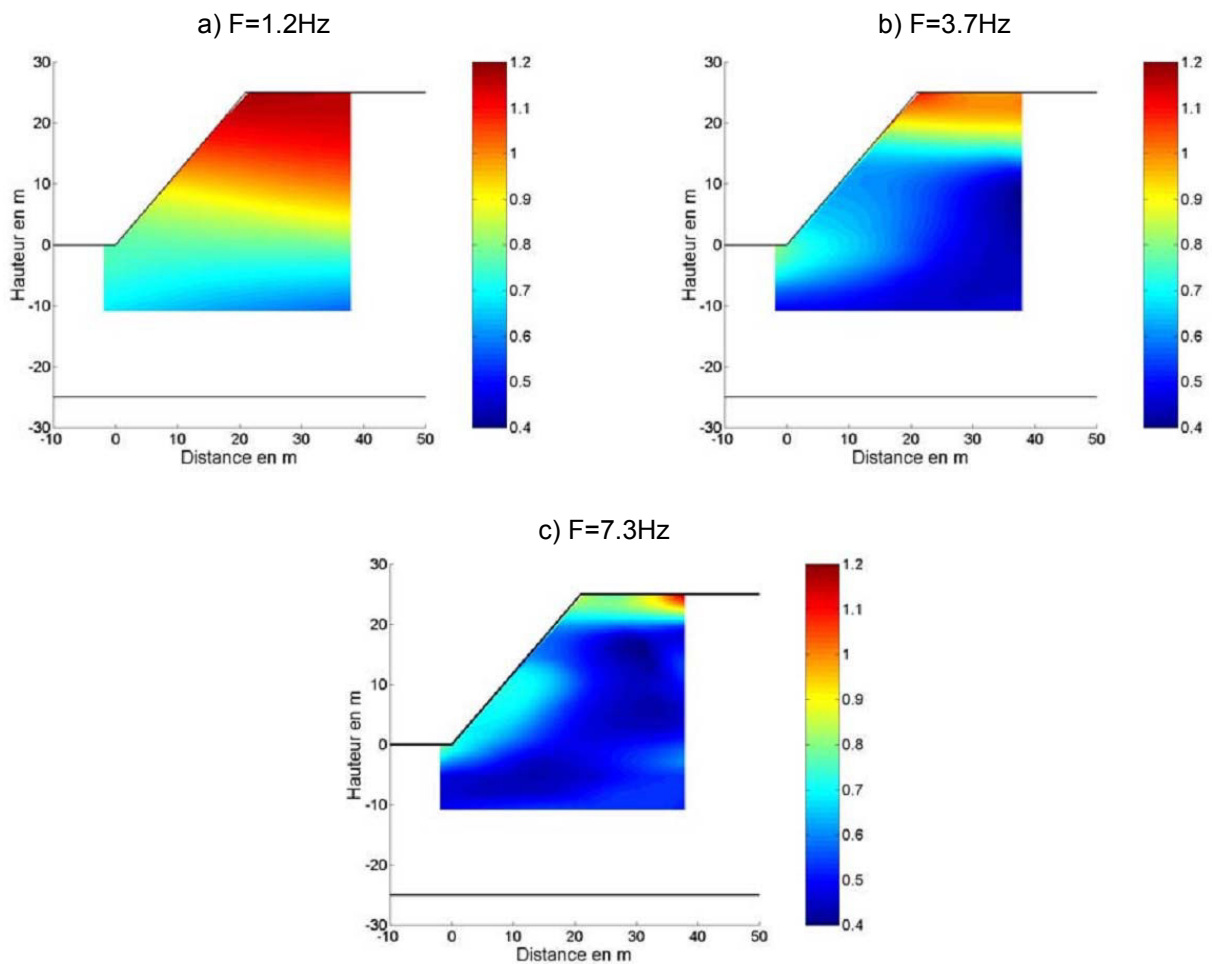


Figure 29. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène de hauteur $H=25\text{m}$ et de pente $\alpha=50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz (a), 3.7Hz (b) et 7.3Hz (c)

C. Influence de la géologie de sub-surface

Dans un versant présentant une couche de matériau de plus faibles caractéristiques sismiques en surface (matériau altéré ou fortement fracturé) d'épaisseur h_1 égale à 10 m (Figure 30a) ou 20 m (Figure 30b), l'amplification en crête du versant est d'autant plus importante que la fréquence prédominante du signal sismique s'approche la fréquence de résonance (f_{res}) de la couche ($f_{res} = 6.3\text{ Hz}$ pour $h_1 = 10\text{ m}$, $f_{res} = 3.1\text{ Hz}$ pour $h_1 = 20\text{ m}$).

En comparaison avec le cas des versants homogènes, on constate que la présence d'une telle couche en surface augmente considérablement l'amplification maximale dans le versant, de moins de 1.3 dans un versant homogène (Figure 29) à plus de 2.5 dans un versant bicouche (Figure 30).

Ces observations permettent de conclure que les amplifications de l'accélération horizontale qui se produisent à la surface du versant sont contrôlées par la morphologie du versant et par la géologie de la sub-surface, mais aussi par le contenu fréquentiel du signal sismique incident.

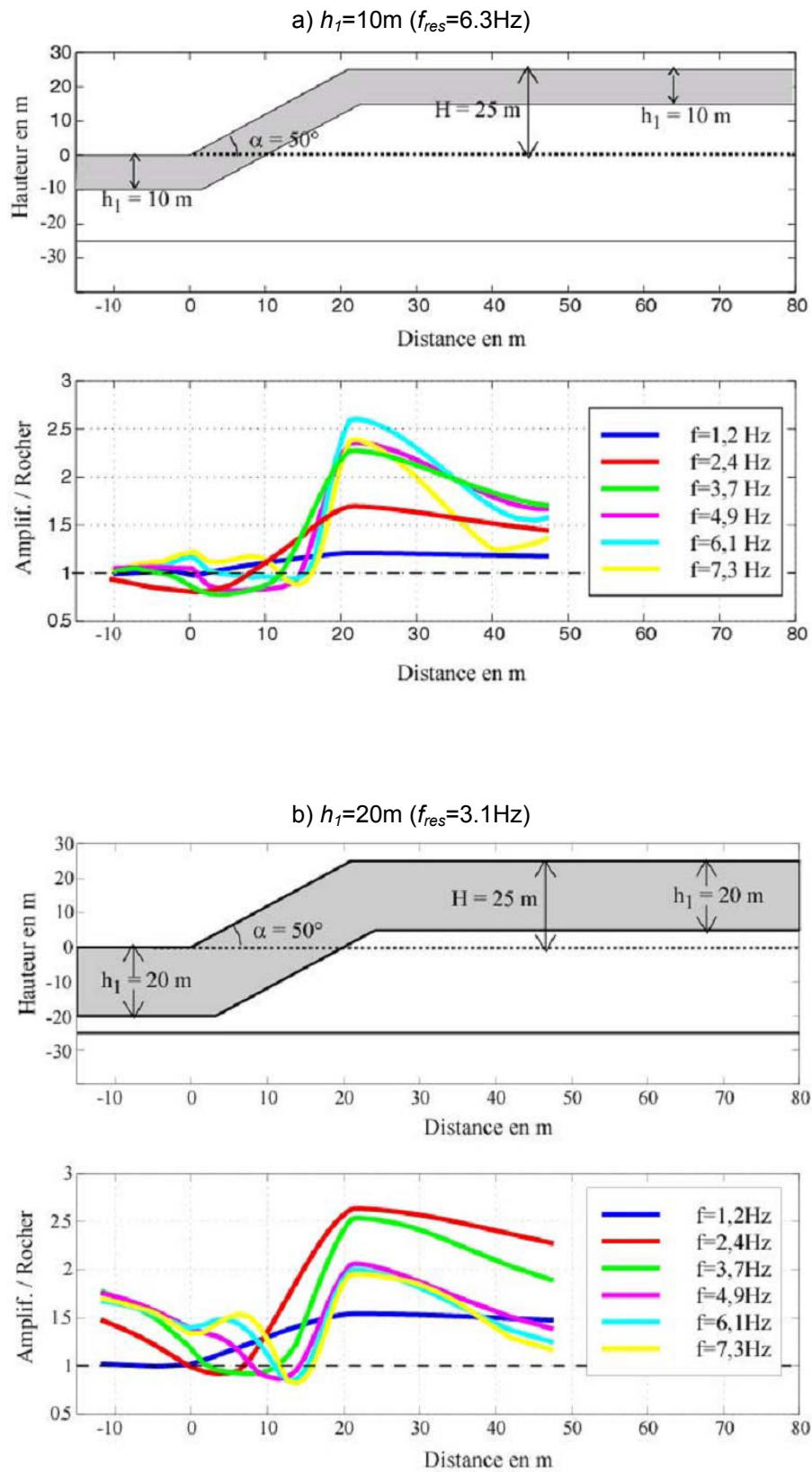


Figure 30. Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur $H=25\text{m}$, de pente $\alpha=50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface variable, soumis à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable

d. Influence de la pente

La comparaison de la Figure 31a et c montre que, dans le cas d'un signal sismique de basse fréquence (BF), quand la pente augmente, l'amplification en crête du versant est plus élevée et également la zone affectée par les fortes amplifications est également plus large.

Dans le cas d'un signal de haute fréquence (HF), la comparaison de la Figure 31b et d montre au contraire que la zone caractérisée par de fortes amplifications est d'autant plus réduite et localisée au niveau de la crête du versant que la pente est élevée.

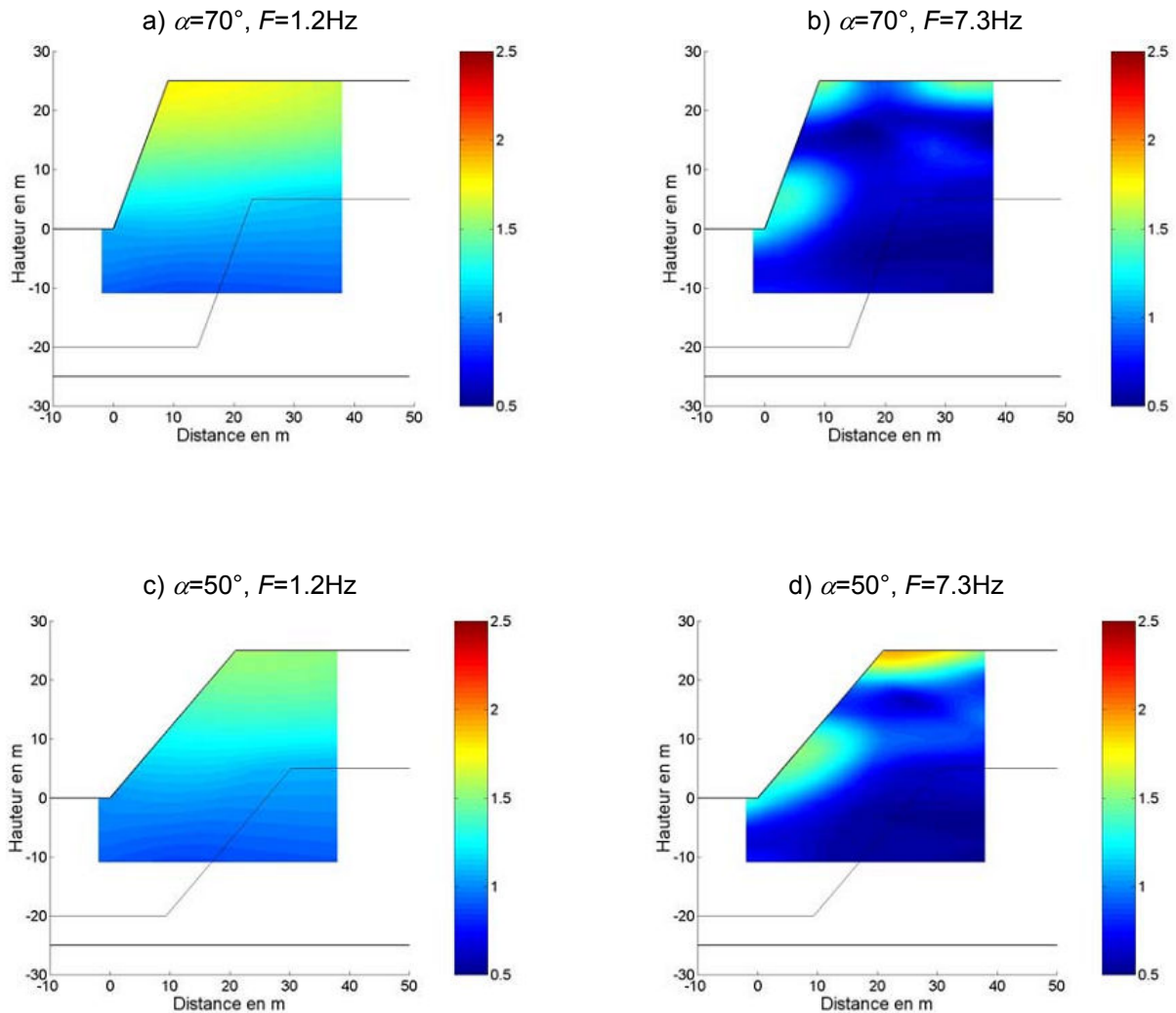


Figure 31. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur $H=25\text{m}$, de pente α variable et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface égale à 20m . Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz ou 7.3Hz

e. *Influence de la hauteur du versant*

En analysant les résultats des simulations numériques pour des talus de hauteur variable, l'auteur a trouvé que : « *quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident, la proportion du versant caractérisée par de fortes amplifications de l'accélération horizontales est d'autant plus faible que la hauteur du versant est grande* ». À titre d'exemple, en comparant les couples figures a et b, c et d de la Figure 32, on voit bien que plus la hauteur du versant est élevée, plus la surface des zones d'amplification est réduite.

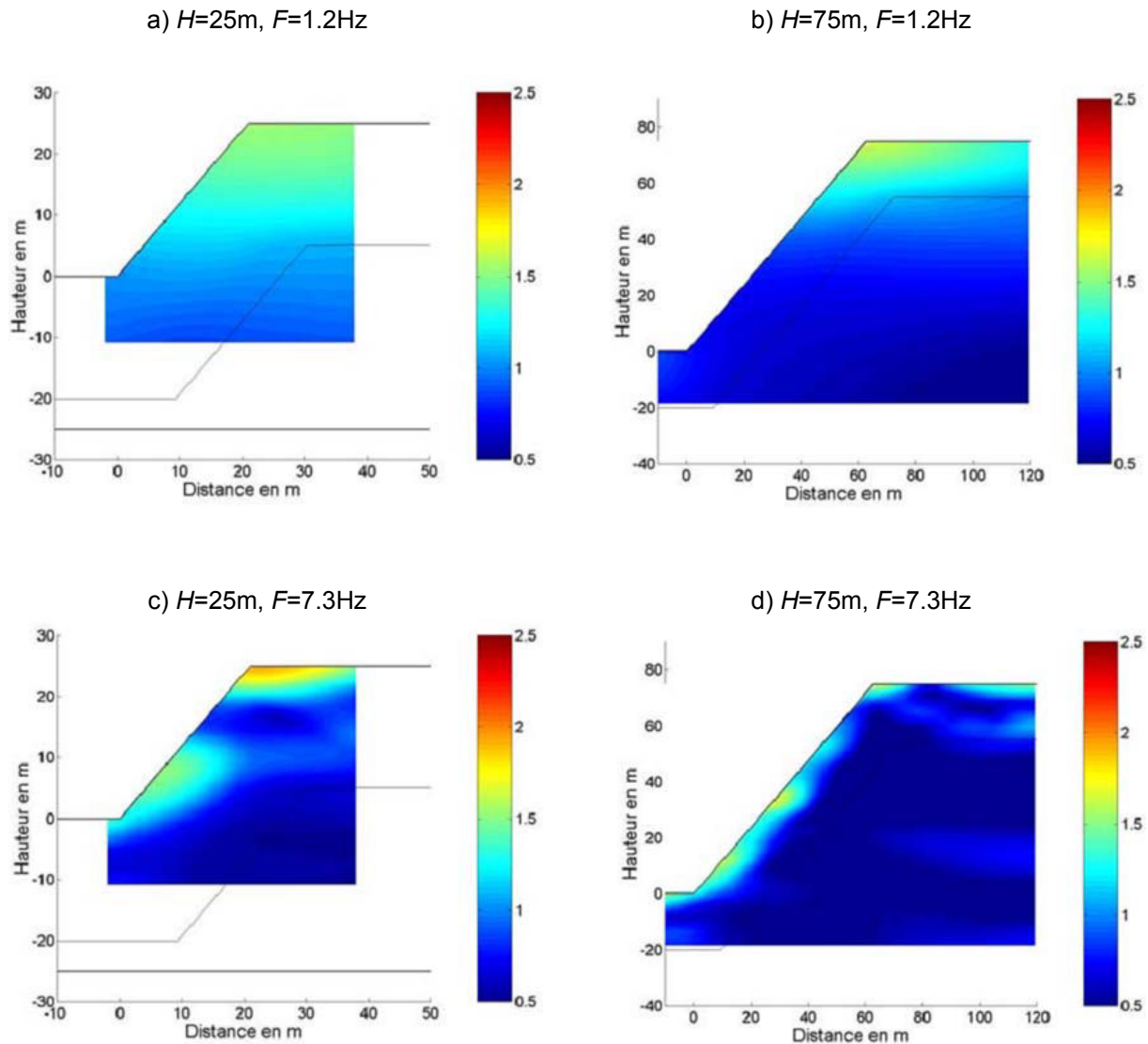


Figure 32. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur variable, de pente $\alpha=50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface égale à 20m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz et 7.3Hz

f. Conclusion

Dans ce travail de recherche, plusieurs paramètres tels que la pente et la hauteur du versant, la fréquence du signal sismique, la présence d'une couche en surface ont été considérés pour évaluer les valeurs d'amplification du signal sismique incident et leur distribution en surface du versant et à l'intérieur du massif. Le rôle particulièrement important de la fréquence du signal sismique incident et de la géologie de sub-surface a été mis en évidence.

Un signal sismique basse-fréquence (BF) produit généralement des mouvements forts et pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant qu'un signal haute-fréquence (HF). Cet effet est d'autant plus important que la pente est élevée.

La présence d'une couche de matériau meuble en surface et notamment le contraste d'impédance entre cette couche et le reste du massif est un facteur important qui contrôle l'intensité et la distribution des amplifications au sein du versant. Plus ce contraste est grand plus les phénomènes de piégeage de l'énergie sismique près de la surface du versant sont grands et par conséquent, plus l'effet de site est important. De plus, cet effet est encore aggravé quand la fréquence du signal sismique est proche de la fréquence de résonance de la couche de sub-surface.

1.3.3.4. Travaux de Nguyen et Gatmiri (2005, 2007)

a. Méthodologie

Nguyen et Gatmiri ont utilisé un outil de calcul numérique basé sur la méthode des éléments frontières pour simuler un modèle de versant (ou de canyon, ou de colline) sous une sollicitation sismique. Ils ont étudié le phénomène des effets de site sous l'impact de différents paramètres : la fréquence adimensionnelle, la fréquence du signal sismique et l'angle de pente.

On rappelle que le paramètre « fréquence adimensionnelle (η) », proposé pour la première fois par Dakoulas en 1993 (Dakoulas, 1993^[53]), est déterminé par le rapport entre la hauteur de la pente (ou la largeur de la butte, du canyon) et la longueur d'onde du signal sismique. La Figure 33 présente les différentes configurations géométriques, les valeurs correspondantes de la fréquence adimensionnelle, ainsi que le repère des coordonnées utilisé.

Dans le cadre des études sur l'effet de site topographique de versant, Nguyen et Gatmiri ont réalisé des calculs sur les modèles de versant 2D représentés par la Figure 33c (l'origine du repère des coordonnées est au milieu de la pente). Ces modèles sont sollicités par des ondes sismiques planes de type SV se propageant verticalement depuis la base du modèle.

Le coefficient d'amplification utilisé par ces auteurs est l'amplification spectrale du déplacement. Pour le cas d'un demi-massif infini (surface régulière et plane), la réponse sismique dite en champ libre correspond à un déplacement horizontal (u_x) et vertical (u_y) en surface égal à 2.0 et 0.0 respectivement. Alors, pour un versant, si la valeur u_x obtenue en

un point de la surface est supérieure à 2.0, on considérera qu'il y a une amplification, sinon qu'il s'agit d'une atténuation.

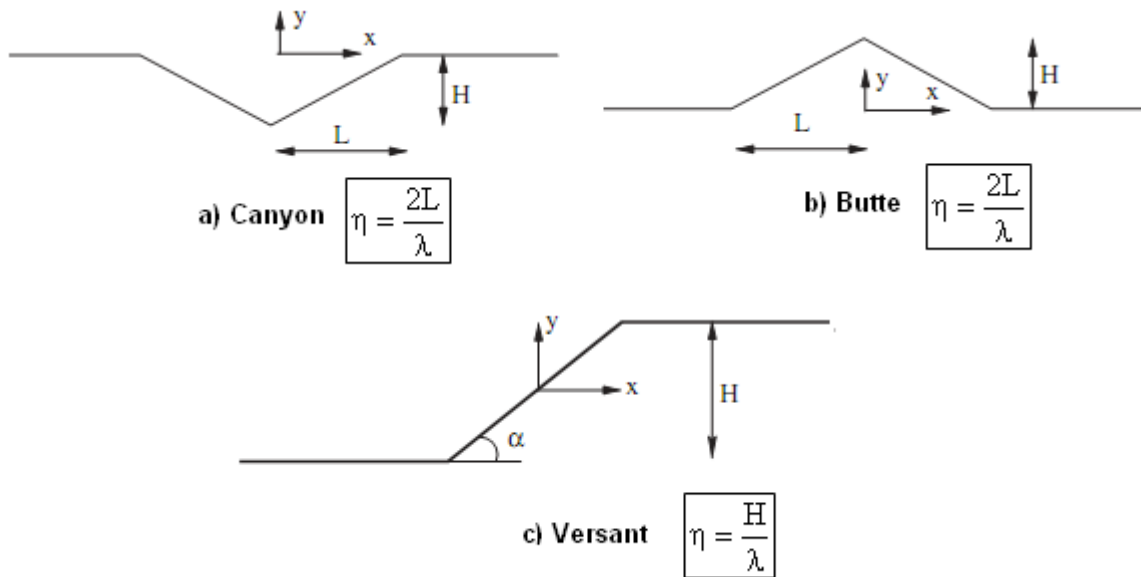


Figure 33. Illustration de la définition de la fréquence adimensionnelle (Nguyen et Gatmiri, 2007^[117])

b. Influence de la fréquence adimensionnelle

Dans le but d'étudier l'impact de la fréquence adimensionnelle, les signaux sismiques monochromatiques de différentes fréquences ont été utilisés. Comme les conditions géomorphologiques (H , V_s) sont constantes, la valeur de la fréquence adimensionnelle dépend uniquement de la fréquence du signal sismique incident.

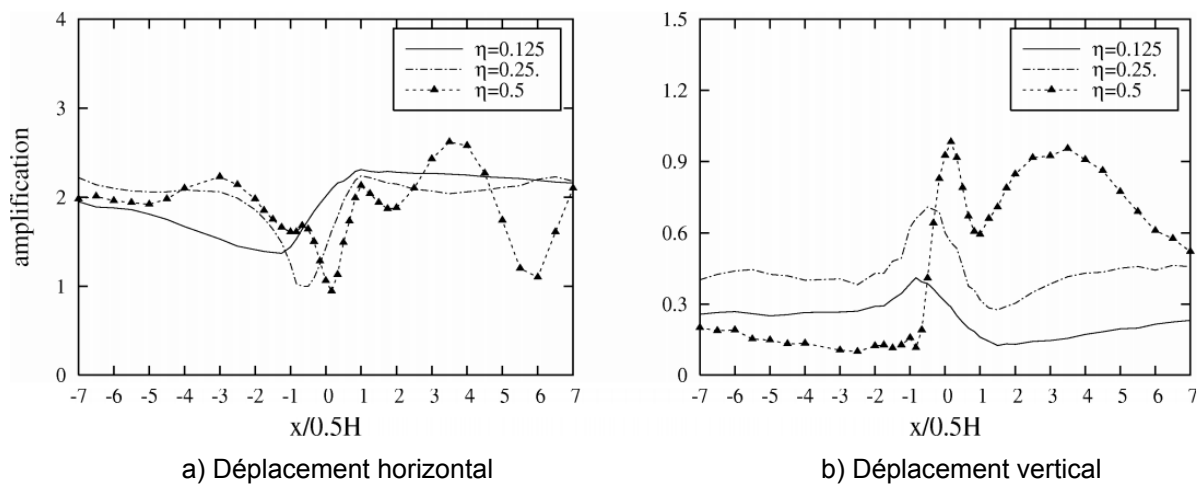


Figure 34. Évaluation de la réponse sismique d'un versant de pente 45° en fonction de la fréquence adimensionnelle η (Nguyen et Gatmiri, 2007^[117])

Dans les graphiques, la distance est normalisée par la mi-hauteur de la pente ($0.5H$). Alors, pour le cas du versant de 45° , on a :

- $x/0.5H < -1$: surface en aval
- $x/0.5H = -1$: pied de la pente
- $x/0.5H = 0$: milieu de la pente
- $x/0.5H = 1$: sommet de la pente
- $x/0.5H > 1$: surface en amont

La Figure 34 représente les résultats obtenus au niveau de la surface pour un modèle de versant de pente $\alpha=45^\circ$ et différentes valeurs de fréquences adimensionnelles. Les auteurs ont observé que :

- Pour les faibles valeurs de fréquence adimensionnelle ($\eta = 0.125$)
 - Le déplacement horizontal est amplifié le plus en crête du versant ($x/0.5H = 1$) et décroît progressivement le long de la surface horizontale derrière la crête. Le long de la pente, l'amplification décroît jusqu'à une valeur minimale qui correspond à une « dés-amplification » au pied du versant ($x/0.5H = -1$). Ensuite quand x continue à diminuer, la valeur de l'amplification croît progressivement jusqu'à 2.0 (valeur en champ libre) pour les points suffisamment éloignés du pied du versant.
 - Concernant le déplacement vertical, cette composante atteint le maximum sur la pente près du pied du versant. Il est nécessaire de noter que, pour le cas d'un demi-espace homogène, le déplacement vertical est égal à zéro sur toute la surface si le signal sismique appliqué comporte uniquement une composante horizontale. Le relief est donc à l'origine de la composante verticale de la réponse sismique due aux phénomènes de réflexion d'onde sur la surface.
- Pour le cas des plus hautes valeurs de fréquence adimensionnelle ($\eta = 0.25$ et 0.5)
 - La variation spatiale de la réponse sismique du versant dans ces cas est complexe. Le mouvement sismique est relativement important en amont du versant, avec une alternance de pics et de creux le long de la surface supérieure.
 - Les amplifications et « dés-amplifications » du mouvement sismique sont plus prononcées par rapport au cas de fréquence adimensionnelle plus faible ($\eta=0.125$).
 - La plus faible valeur du mouvement sismique horizontal ne se trouve plus au pied de la pente, mais sur la partie inférieure le long de la pente. La position de ce minimum se déplace vers le milieu de la pente ($x/0.5H=0$) quand la fréquence adimensionnelle η augmente. De plus, l'amplification maximale ne se situe plus exactement en crête du versant, mais largement en arrière quand η est élevée.
 - Pour la composante verticale, son amplitude est aussi plus importante par rapport aux cas de faible valeur de η . La valeur maximale est trouvée toujours

sur la pente mais elle a tendance à se décaler vers la crête quand η est élevée

En bref, l'influence de la fréquence du signal sismique est évidente et importante. La différence des réponses basse fréquence et haute fréquence est conditionnée par le rapport entre la longueur d'onde et la dimension du relief. Pour un signal de faible fréquence, la longueur d'onde est grande par rapport à la hauteur du versant (η faible), le relief devient un petit obstacle, l'effet de site topographique est, en effet, moins significatif. Par contre, quand la fréquence augmente, la longueur d'onde devient plus petite, elle est alors comparable avec la hauteur du versant (η élevé), l'effet de site topographique devient plus important.

C. Influence du contenu fréquentiel du signal sismique

Dans le but d'étudier l'impact du caractère multi-fréquentiel du signal sismique incident, une comparaison a été réalisée entre la réponse sismique du modèle sollicité par un signal mono-fréquence et la réponse du même modèle sollicité par un signal multi-fréquentiel (signal Ricker). Ce dernier a la fréquence centrale égale à la fréquence du signal monochromatique ($F_c = F = 2$ Hz).

La Figure 35 montre que l'amplification ou l'atténuation est moins marquée dans le cas d'un signal multi-fréquentiel que le cas mono-fréquence. De plus, la zone amplifiée est également plus réduite, et au-delà d'une distance x supérieure à $3.5 H$, on retrouve la réponse sismique du champ libre (amplitude = 2). D'après les auteurs, « *cette différence est due au caractère multi-fréquentiel du signal réel : l'effet des fréquences basses compense l'effet des fréquences hautes* » (Nguyen, 2005^[116]).

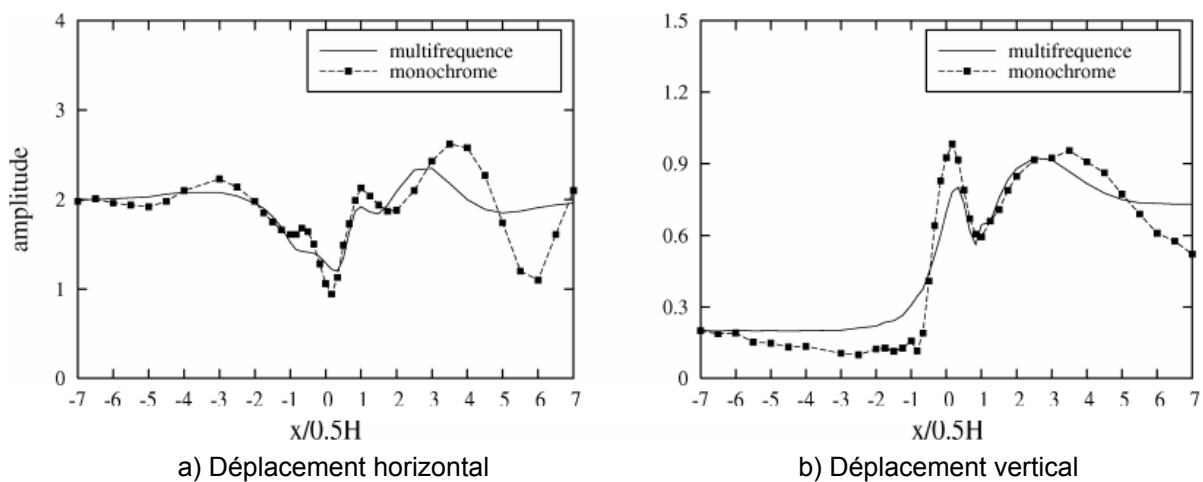


Figure 35. Comparaison de la réponse sismique du versant sous l'excitation d'un signal mono-fréquentiel et d'un signal multi-fréquentiel (Nguyen, 2005^[116])

d. Influence de la pente

Les résultats des simulations numériques montrent que, pour la composante horizontale, plus la pente est raide plus l'amplification en haut de la pente et l'atténuation en bas de la pente sont accentuées. Par exemple, on trouve dans la Figure 36a les valeurs $u_{x,min} = 0.67$ et

$u_{x,max} = 2.65$ pour le cas $\alpha = 75^\circ$ alors que $u_{x,min} = 1.25$ et $u_{x,max} = 2.33$ pour le cas $\alpha = 30^\circ$. De plus, la variation du mouvement sismique sur les surfaces planes, en particulier la surface en amont, est également plus prononcée pour les versants de pente raide.

Pour la composante verticale, l'amplitude du mouvement sismique croît avec l'augmentation de la pente (Figure 36b). Cette observation concerne toute la surface de la pente ainsi que les surfaces en amont et en aval.

L'inclinaison de la pente joue alors un rôle important pour la manifestation de l'effet de site topographique. En général, les pentes raides sont plus défavorables car elles augmentent la valeur des facteurs d'amplification du mouvement sismique. Au contraire, l'effet de site topographique est moins significatif pour des versants de faible pente.

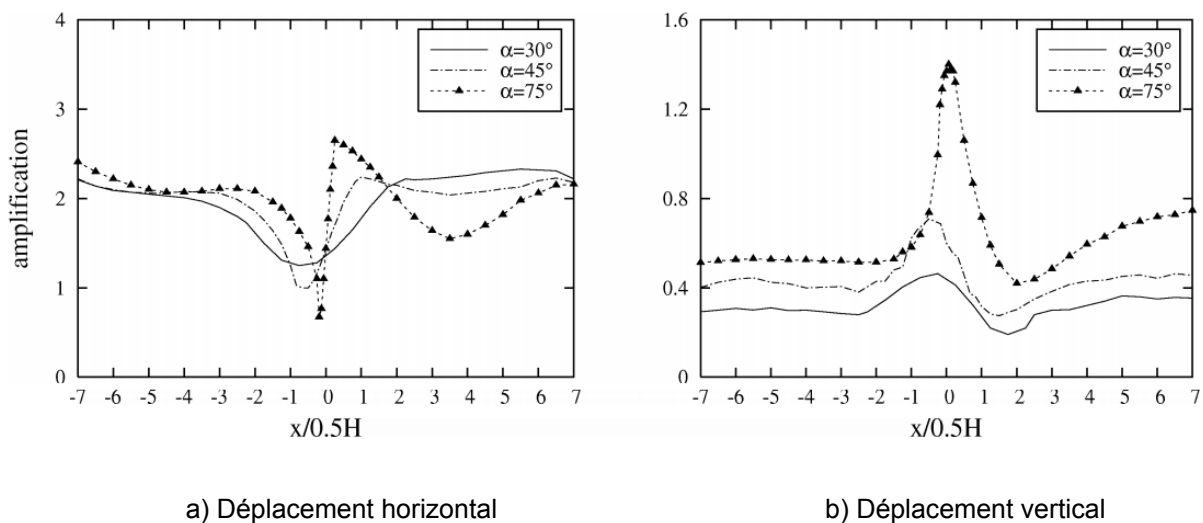


Figure 36. Réponse sismique le long de la surface libre des versants de différentes pentes et de même valeur de fréquence adimensionnelle $\eta = 0.25$ (Nguyen et Gatmiri, 2007^[117])

e. Conclusion

Dans le cadre de cette étude, les auteurs ont utilisé l'amplification du déplacement comme le critère principal pour caractériser les effets de site topographique. Les résultats sont comparables avec les travaux utilisant l'amplification de l'accélération. Cette étude confirme encore que les amplifications maximales ont tendance à augmenter quand le rapport H/λ ou l'angle de la pente augmentent.

Une conclusion intéressante tirée de ce travail est qu'un signal multi-fréquentiel produit des amplifications et « dés-amplifications » moins importantes qu'un signal mono-fréquentiel. Ce phénomène peut être expliqué par la compensation de l'effet des fréquences basses et l'effet des fréquences hautes du signal multi-fréquentiel.

1.3.3.5. Résumé des résultats des différents travaux de recherche

Sur la base des résultats des études présentées dans les parties précédentes ainsi que plusieurs autres travaux de la littérature (Boore, 1972^[23]; Bouchon, 1973^[28]; Davis et West, 1973^[54]; Rogers et al., 1974^[126]; Ashford et Sitar, 1997^[8]; Havenith et al., 2003^[76]; Savage, 2004^[130]; Assimaki D et Kausel E., 2007^[12]; De Martin et Kobayashi, 2010^[55]; Di Fiore, 2010^[59]; Moore et al., 2011^[109]; Glinsky et Bertrand, 2011^[67]; Messaoudi et al., 2011^[106],...) on peut souligner les points importants suivants :

- La pente d'un versant est à l'origine de l'effet de site topographique qui se traduit par une amplification du mouvement sismique au sommet de la pente et une alternance d'amplification et de « dés-amplification » le long de la pente.
- Par rapport aux ondes P et SH, les effets de site topographique produits par des ondes SV sont plus significatifs. Pour les cas d'un signal sismique de type SH ou SV, qui ne contient qu'une composante horizontale, la réponse sismique du versant contient quand même une composante verticale. Ce mouvement vertical n'est pas négligeable, et peut être parfois comparable au mouvement horizontal.
- Dans le cas d'un versant homogène, l'intensité de l'effet de site topographique qui est représentée par les facteurs d'amplification (horizontale et verticale) est principalement contrôlée par le rapport H/λ et l'angle de la pente. Plus la valeur de ces paramètres est élevée plus l'effet de site est considérable.
- L'effet de site généré par un versant est encore plus élevé quand la pente présente une couche de matériau de faibles caractéristiques sismiques en surface le long de la pente ou horizontale. Dans ce cas, le contraste d'impédance entre cette couche et le reste du massif ainsi que la fréquence du signal sismique sont les facteurs principaux qui contrôlent l'intensité et la distribution des amplifications.
- Pour le cas d'un versant de matériau meuble reposant sur un substratum rocheux, l'effet de site topographique dû à la pente peut être isolé de l'effet de site lithologique dû à la couche de matériau meuble de dépôt. Ainsi, chaque type d'effet de site peut être étudié indépendamment.
- Pour les conditions fréquentes dans la réalité ($H/\lambda=0.2\div 1.0$, $\alpha=25\div 75^\circ$, $\xi=5\div 15\%$), les calculs numériques montrent que l'effet de site topographique pur peut produire des pics d'amplification (derrière la crête) de 1.20 à 1.50 pour l'accélération horizontale et de 0.10 à 1.10 pour l'accélération verticale.

1.3.4. Les effets de site topographiques dans les réglementations sismiques

1.3.4.1. Règles PS-92

Les règles parasismiques françaises (PS-92, 1995^[122]) recommandent d'appliquer un coefficient multiplicateur nommé facteur d'amplification topographique (τ), pour les ouvrages situés en bordure de la crête. Si l'on considère une arête (Figure 37) délimitant un versant aval de pente I (tangente de l'angle de pente) et un versant amont de pente i , et si :

- $H \geq 10$ m (H : hauteur de l'arête au-dessus de la base du relief)
- $i \leq 1/3$

Le coefficient τ peut être déterminé par l'expression [12], dans laquelle I et i sont pris en valeur algébrique. Le facteur d'amplification τ atteint la valeur maximale dans le tronçon CB et décroît linéairement jusqu'à 1.0 aux points A et D. La longueur b de la projection horizontale (exprimée en mètres) du tronçon CB du versant amont est définie par l'équation [14]. Les projections horizontales des tronçons AC et BD sont déterminées respectivement par les équations [13] et [15].

$$\tau = \begin{cases} 1.0 & : I - i < 0.4 \\ 1 + 0.8(I - i - 0.4) & : 0.4 \leq I - i \leq 0.9 \\ 1.4 & : I - i > 0.9 \end{cases} \quad [12]$$

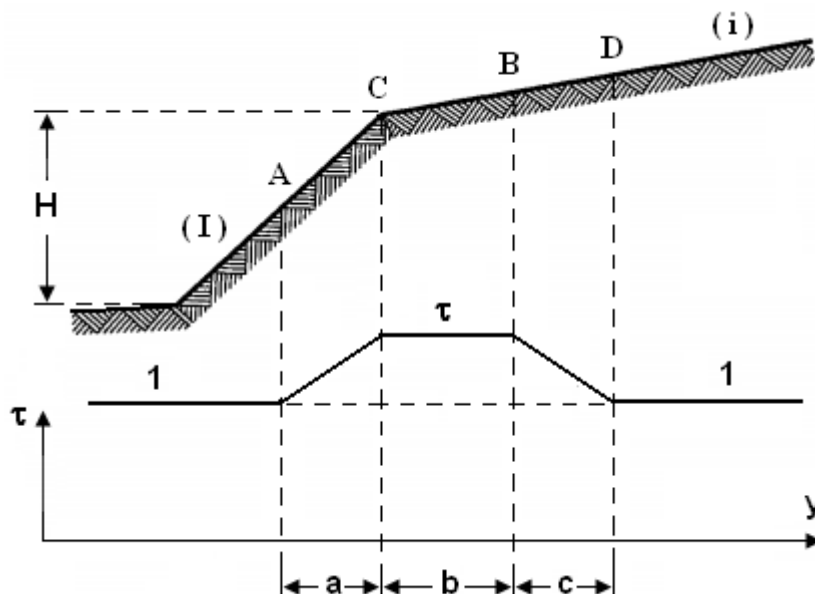


Figure 37. Variation du facteur d'amplification suivant la topographie du site (PS-92, 1995^[122])

$$a = \frac{H}{3} \quad [13]$$

$$b = \min \left\{ \begin{array}{l} 20I \\ \frac{H + 10}{4} \end{array} \right. \quad [14]$$

$$c = \frac{H}{4} \quad [15]$$

1.3.4.2. Eurocode 8

L'impact des effets de site d'origine topographique a été abordé dans l'annexe A de la partie 5 de l'Eurocode 8, 2005^[61]. La norme préconise d'appliquer des coefficients d'amplification dans les conditions suivantes :

- Les pentes font partie d'irrégularités topographiques bidimensionnelles comme les buttes et versants longs
- La hauteur de la pente est supérieure à environ 30 m
- La pente est supérieure à 15°

Les valeurs du facteur d'amplification (S_T) recommandé par l'Eurocode 8 pour le site situé à proximité de la crête sont présentées dans le Tableau 4. La norme admet que la valeur de S_T décroît linéairement en fonction de la hauteur au-dessus de la base du versant ou de la butte, jusqu'à valoir 1.0 à la base et il décroît rapidement à l'intérieur de la butte. Dans le cas de présence d'une couche de faibles caractéristiques mécaniques et sismiques (sol lâche, pression interstitielle élevée, roche fracturée...) en surface, pour prendre en compte l'effet de site géologique de sub-surface, il convient d'augmenter la valeur S_T d'au moins 20 %.

Tableau 4. Facteurs d'amplification (Eurocode 8, 2005^[61])

Configurations		Facteur d'amplification
Versants et pentes isolés		$S_T \geq 1,2$
Buttes dont la largeur de la crête est notablement inférieure à la largeur à la base	$\alpha < 30^\circ$	$S_T \geq 1,2$
	$\alpha \geq 30^\circ$	$S_T \geq 1,4$

1.3.5. Conclusion

Depuis longtemps, le phénomène des effets de site topographique ont attiré l'attention des scientifiques. Cependant, par rapport à la morphologie de type colline, il y a encore peu de travaux qui s'intéressent aux versants infinis. La raison peut être due à sa forme semi-ouverte qui présente une faible capacité d'emprisonnement des ondes sismiques en comparaison avec les collines. Par contre, les observations expérimentales ont montré que les amplifications trouvées sur les pentes de tel versant ne sont pas négligeables. L'amplification du signal sismique incident peut être parfois suffisamment élevée pour déclencher une instabilité du versant, notamment si le versant présente d'autres facteurs de prédisposition comme une couche de matériau à faibles caractéristiques sismiques en surface, une nappe phréatique le long de la pente, une forte précipitation avant le séisme,...

Depuis les premiers travaux d'Idriss et al. (Idriss et Seed, 1967^[85]; Idriss, 1968^[83]), de nombreuses études expérimentales et numériques ont été réalisées sur les configurations des versants. D'importantes observations de terrain ont été obtenues. Ces résultats ont montré que l'amplification maximale due à l'effet de site topographique peut être conditionnée par plusieurs facteurs : la fréquence du signal sismique (Bourdeau, 2005^[33]), l'angle de la pente (Ashford et al., 1997^[9]; Bourdeau, 2005^[33]; Di Fiore, 2010^[59]; De Martin et Kobayashi, 2010^[55]), la hauteur du versant (Bourdeau, 2005^[33]), l'angle de l'onde incidente (Ashford et Sitar, 1997^[8]), le rapport H/λ (Ashford et al., 1997^[9]; Bouckovalas et Papadimitriou, 2005^[31]; Nguyen et Gatmiri, 2007^[117]), la vitesse de propagation des ondes (De Martin et Kobayashi, 2010^[55]). Parmi ces paramètres, le rapport H/λ et l'angle de la pente peuvent être considérés comme les facteurs les plus importants.

La prise en compte de l'effet de site topographique pour les constructions dans les régions montagneuses est recommandée par les normes sismiques telles que PS-92 et EC-8. Cependant, ces recommandations sont encore très grossières. Le facteur d'amplification horizontale est déterminé soit en fonction de la pente du versant (PS-92) soit de manière forfaitaire (EC-8). Les autres paramètres importants comme le contenu fréquentiel du signal sismique ou les caractéristiques géologiques du site ne sont pas pris en compte. De plus, l'amplification verticale qui n'est pas négligeable et atteint dans quelques cas une valeur comparable à l'amplification horizontale maximale est omise.

1.4. Conclusion générale du premier chapitre

Le séisme est une des catastrophes naturelles les plus destructrices et meurtrières. Au-delà des effets directs spectaculaires, il cause aussi des effets induits dont les conséquences sont parfois encore plus dévastatrices. Parmi les effets induits, les mouvements des versants sont une source majeure de dégâts. Ces dommages traduisent l'impact des effets de site. En fait, les effets de site sont l'un des principaux facteurs de déclenchement des instabilités des versants. Ils causent des amplifications du mouvement sismique. Il est important de prendre en compte l'impact des effets de site pour les constructions en zone sismique dans les régions montagneuses. Pour cette raison, le premier but de ce travail est d'évaluer des effets de site en fonction de différentes conditions géomorphologiques du versant ainsi que des caractéristiques du signal sismique.

D'après les normes parasismiques, il est important de prendre en compte l'effet de site topographique lors du dimensionnement des ouvrages. Cependant la détermination de ce facteur préconisée par les normes (PS-92, EC-8) n'est pas rigoureuse. De plus, le développement d'une composante verticale qui a été démontrée par plusieurs travaux d'études n'est pas pris en considération par les normes. Parmi les travaux portant sur ce phénomène, le travail de Bouckovalas et Papadimitriou, 2005^[31] est l'un des plus intéressants. Les approches proposées par ces auteurs sont très pratiques et surtout elles incorporent plusieurs paramètres géomorphologiques et sismiques importants. Cependant, les calculs qui ont servi à établir les approches numériques sont encore peu nombreux (90 simulations numériques). D'autre part, les éventuelles amplifications au sein du massif ne sont pas étudiées. Pour toutes ces raisons, le présent travail vise à développer des approches numériques pour évaluer les effets de site, plus précisément d'origine morphologique, en considérant les critères d'analyse reliés aux intensités des amplifications et au développement des zones affectées.

En outre, comme présenté dans le travail de Nguyen et Gatmiri, 2007^[117], le caractère multi-fréquentiel du signal sismique constitue également un sujet important. Il est donc intéressant de développer une méthode de calcul qui peut prendre en compte le contenu fréquentiel du signal sismique, et surtout cette méthode doit être simple et facile à mettre en œuvre. C'est le troisième but de ce travail.