HAL
open science

Évaluation des effets de site topographiques dans les pentes soumises à des sollicitations dynamiques par simulations numériques

Hieu Toan Nguyen

To cite this version:

Hieu Toan Nguyen. Évaluation des effets de site topographiques dans les pentes soumises à des sollicitations dynamiques par simulations numériques. Géologie appliquée. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2015. Français. NNT : 2015ENMP0074 . tel-01314423

HAL Id: tel-01314423

https://pastel.hal.science/tel-01314423v1

Submitted on 11 May 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY

MINES ParisTech

École doctorale n° 398 : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement (GRNE)

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité " Géologie de l'Ingénieur"

présentée et soutenue publiquement par

Hieu Toan NGUYEN

le 16 décembre 2015

EVALUATION DES EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUES DANS LES PENTES SOUMISES A DES SOLLICITATIONS DYNAMIQUES PAR SIMULATIONS NUMERIQUES

Directeur de thèse : **Jean-Alain FLEURISSON**
Co-directeur : **Roger COJEAN**

Jury

Mme Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF, Professeur-HDR, CNAM	Présidente
M. Jean-François SEMBLAT, Docteur-HDR, IFSTTAR	Rapporteur
M. Hans-Balder HAVENITH, Professeur, Université de Liège	Examinateur
M. Frédéric PELLET, Professeur, MINES ParisTech	Examinateur
M. Jean-Alain FLEURISSON, Maître de recherche, MINES ParisTech	Examinateur
M. Roger COJEAN, Directeur de recherche, MINES ParisTech	Invité

T H E S E

MINES ParisTech
Centre de Géosciences
35 rue Saint-Honoré 77305 Fontainebleau

Avant-propos

Ce travail de recherche s'est déroulé dans le centre de Géosciences de MINES ParisTech et fait partie d'un projet de recherche au sein de l'équipe Géologie de l'Ingénieur et Géomécanique

Il s'inscrit dans un des axes de recherche de l'Ecole Doctorale 398 Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement.

Ce projet a été financé par l'Institut CARNOT Mines.

Les objectifs de ce projet relatif au risque sismique visent à améliorer les connaissances scientifiques dans le domaine des effets de site topographiques. Partant d'une base existante au sein du centre de Géosciences, il s'agit d'acquérir de nouveaux résultats basés sur les simulations numériques qui pourront être confrontées à la réalité de terrain à travers des comparaisons entre observations de terrain déjà existantes et résultats de calcul ainsi qu'aux préconisations des réglementations parasismiques.

Ces résultats pourront également apporter aux pouvoirs publics des éléments de réponse pour l'amélioration de la réglementation relative à la conception parasismique des ouvrages dits à risque normal, qui, sur cette question et à ce jour, se base uniquement sur des approches empiriques. Les réglementations françaises, européennes, voire internationales relatives aux règles de construction parasismique sont concernées.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Jean-Alain FLEURISSON, mon directeur de thèse, qui m'a donné l'occasion de travailler sur ce projet de recherche. Je lui témoigne aussi toute ma gratitude pour son soutien et sa confiance, pour ses conseils scientifiques tout au long de ce travail, ainsi que son aide depuis le premier jour de ma thèse jusqu'au jour de la soutenance.

Je tiens ensuite à remercier Monsieur Roger COJEAN, qui a participé à mon encadrement depuis les entretiens de sélection des candidats pour cette thèse jusqu'à la journée de soutenance. Je le remercie également pour ses conseils constructifs et son expérience dans le domaine de la Géologie de l'Ingénieur.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Madame Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF et Monsieur Jean-François SEMBLAT d'avoir accepté de juger mon travail en tant que rapporteurs.

Je remercie également Monsieur Hans-Balder HAVENITH et Monsieur Frédéric PELLET, pour avoir accepté de participer à ce jury de thèse en tant qu'examinateurs.

Je tiens à remercier Lionel CAUSSE, mon collègue de bureau, pour les aides scientifiques, pour les leçons de langue et de culture françaises ainsi que tous les moments inoubliables qu'on a passés ensemble au bureau et lors des conférences.

Je remercie également Madame Dominique VASSILIADIS en charge des doctorants du centre Géosciences, sans laquelle les procédures et les papiers administratifs n'auraient jamais été aussi simples.

Je tiens à exprimer mes remerciements à l'ensemble du centre Géosciences et à l'équipe Géologie de l'Ingénieur et Géomécanique en particulier pour m'avoir accueilli et m'avoir donné une ambiance de travail professionnelle et conviviale.

Je tiens également à remercier Monsieur Alexis DUTHOIT et toute l'équipe Technique et Innovation ainsi que les collègues de Ginger CEBTP qui m'ont apporté un fort soutien durant la rédaction finale de ce manuscrit.

Je remercie de tout mon cœur mes parents, mon grand frère et ma conjointe qui me donnent sans cesse leur soutien dans cette expérience professionnelle et aussi dans toute ma vie.

Enfin, je remercie tous mes amis pour leur soutien durant la thèse et également dans la vie.

Résumé

Évaluation des effets de site topographiques dans les pentes soumises à des sollicitations dynamiques par simulations numériques

Les séismes sont connus comme des catastrophes naturelles destructrices et meurtrières. Particulièrement dans les régions montagneuses, les effets des séismes sont encore beaucoup plus aggravés à cause des effets de site topographiques. La présence d'une pente est à l'origine d'une amplification du signal sismique notamment dans le voisinage de la crête. De nombreux séismes anciens tels que le séisme de Lambesc (1909, M_s=6.2) qui a conduit à la destruction du village de Rognes (Bouches-du-Rhône, France), ou plus récemment le séisme d'Athènes en Grèce (1999, M_s=5.9) qui a endommagé la ville d'Adames ainsi que les séismes de Chichi à Taiwan (1999, M_w=7.6), du Salvador (2001, M_w=7.6) et du Sichuan (2008, M_w=7.9) responsables de très nombreux glissements de terrain particulièrement catastrophiques sont des exemples représentatifs. Les investigations post-sismiques ont montré une contribution importante des effets de site topographiques au bilan des dommages humains et matériels.

Dans le but d'améliorer les connaissances de ce phénomène, de nombreuses simulations numériques ont été réalisées sur des modèles de versant isolés en utilisant le logiciel FLAC 2D (Itasca). Les résultats obtenus ont été analysés en considérant plusieurs critères comme les facteurs d'amplification, les surfaces et les dimensions des zones d'amplification ainsi que la distribution spatiale de ces zones dans le massif de versant. Des études paramétriques ont permis de mettre en évidence le rôle principal de la fréquence adimensionnelle, rapport de la hauteur du versant à la longueur d'onde du signal sismique, dans l'évaluation des effets de site topographiques. Ces résultats montrent également que la pente est le deuxième paramètre important, suivie du coefficient de Poisson et de la géométrie de la crête et du pied de la pente.

Ces résultats numériques ont également permis de définir des relations empiriques, nommées ANS, qui permettent d'estimer les effets de site topographiques selon les différents critères d'interprétation. Ces formules sont adaptées pour les signaux sismiques avec une bande de fréquences prédominantes relativement étroite. Pour les autres cas, la Méthode de Décomposition des ondes (MD) a été développée dans ce travail. Cette méthode est basée sur la décomposition du signal complexe multi-fréquentiel en plusieurs ondes mono-fréquentielles par transformée de Fourier. L'effet du signal complexe est alors évalué en faisant une combinaison des effets individuels de chaque onde élémentaire. Ces approches développées dans ce travail (ANS et MD) permettent d'évaluer les effets de site topographiques, en tenant compte de plusieurs paramètres géomorphologiques et sismiques du massif de versant ainsi que du contenu fréquentiel du signal sismique, sans avoir recours à des simulations numériques.

Mots clés : effets de site, amplification, versant, sollicitations sismiques, simulations numériques, fréquence adimensionnelle, approches numériques, ANS, MD.

Abstract

Evaluation of topographic site effects on slopes under dynamic loading by numerical simulations

Earthquakes are known as destructive and murderous natural catastrophe. Particularly in the mountainous regions, the effects of earthquakes are still much aggravated due to the topographic site effects. The presence of a slope causes an amplification of the seismic signal, particularly in the vicinity of the crest. Numerous earthquakes in the past such as the 1909 Lambesc earthquake (M_s=6.2) which led to the destruction of the Rognes village (Bouches-du-Rhône, France), or more recently the 1999 Athens, Greece earthquake (M_s=5.9) which damaged the Adames city as well as the 1999 Chichi, Taiwan earthquake (M_W=7.6), the 2001 El Salvador earthquake (M_W=7.6) and the 2008 Sichuan earthquake (M_W=7.9) responsible for numerous catastrophic landslides are representative examples. Post-seismic investigations demonstrated a significant contribution of topographic site effects on the human and material damage assessment.

In order to improve the knowledge of this phenomenon, numerous numerical simulations were performed on the step-like slope models by using the FLAC 2D software (Itasca). The obtained results were analyzed by considering various criteria such as amplification factors, dimensions and area of amplification zones as well as spatial distribution of these zones inside the slope mass. The parametric analyses allow underlining the principal role of the dimensionless frequency, ratio of the slope height to the wavelength of the seismic signal, in the evaluation of topographic site effects. These results also show that the slope angle is the second important parameter, followed by the Poisson's ratio and the geometry of the crest and of the toe of slope.

These numerical results allow pointing out empirical equations, called ANS, which can be used to estimate the topographic site effects according to different interpretation criteria. These formulas are suitable for seismic signals with a relatively narrow band of predominant frequencies. For other cases, the method concerning decomposition of seismic incident wave (MD) was developed in this work. This method is based on the decomposition of the complex multi-frequency seismic signal into multiple mono-frequency waves by using Fourier transform. The effect of the complex signal is then evaluated through a combination of the effects of elementary waves. The approaches developed in this work (ANS and MD) allow evaluating the topographic site effects, by taking into account geomorphologic and seismic parameters of the slope as well as the frequency content of the seismic signal, without recourse to numerical simulations.

Keywords : site effects, amplification, slope, seismic loading, numerical simulation, dimensionless frequency, numerical approaches, ANS, MD.

Table des matières

CHAPITRE 1. EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUES 1

1.1. Séismes et leurs effets 1
1.1.1. Séismes 1
1.1.1.1. Généralités 1
1.1.1.2. Mécanismes au foyer 3
1.1.1.3. Magnitude 4
1.1.1.4. Intensité 4
1.1.1.5. Caractéristiques des ondes sismiques 4
1.1.2. Effets induits du séisme 6
1.1.2.1. Effets induits associés à l'émergence de failles à la surface terrestre 6
1.1.2.2. Effets induits associés à la propagation des ondes sismiques 8
1.1.3. Effets de site 10

1.2. Observations expérimentales de l'impact des effets de site topographiques 11
1.2.1. Séisme de Lambesc (1909) et le cas du village de Rognes 11
1.2.2. Séisme d'Athènes (1999) et le cas de la ville d'Adames 15
1.2.3. Conclusion 18

1.3. Évaluation de l'effet de site topographique 19
1.3.1. Introduction 19
1.3.2. Méthodes d'évaluation des effets de site 21
1.3.3. Résultats des principaux travaux de recherche relatifs aux effets de site topographiques 22
1.3.3.1. Travaux d'Ashford et al. (1997) 22
1.3.3.2. Travaux de Bouckovalas et Papadimitriou (2005) 29
1.3.3.3. Travaux de Bourdeau (2005) 34
1.3.3.4. Travaux de Nguyen et Gatmiri (2005, 2007) 39
1.3.3.5. Résumé des résultats des différents travaux de recherche 44
1.3.4. Les effets de site topographiques dans les réglementations sismiques 45
1.3.4.1. Règles PS-92 45
1.3.4.2. Eurocode 8 46
1.3.5. Conclusion 47

1.4. Conclusion générale du premier chapitre 48

CHAPITRE 2. ANALYSE DES PARAMETRES IMPORTANTS A L'ORIGINE DES EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUES 49

2.1. Méthodologie 49
2.1.1. Données générales sur les effets de site topographiques des versants 49
2.1.2. Critères d'analyse et de comparaison des résultats numériques 51
2.1.2.1. Facteurs d'amplification 51
2.1.2.2. Aire de la masse potentiellement instable 52
2.1.2.3. Dimension de la zone affectée en crête du versant 53

2.1.2.4. Distribution spatiale des zones affectées 54
2.1.3. Modèle numérique 55
2.1.3.1. Présentation du logiciel utilisé 55
2.1.3.2. Choix des conditions géomorphologiques du modèle de calcul 56
2.1.3.3. Maillage du modèle de calcul 57
2.1.3.4. Sollicitation sismique 66
2.1.3.5. Amortissement du mouvement sismique 72

2.2. Études paramétriques 74
2.2.1. Étude du rôle de la fréquence adimensionnelle 74
2.2.1.1. Problématique 74
2.2.1.2. Analyse paramétrique 74
2.2.1.3. Évaluation générale de l'impact de la fréquence adimensionnelle 81
2.2.1.4. Conclusion 83
2.2.2. Étude du rôle de la pente 84
2.2.2.1. Problématique 84
2.2.2.2. Analyse paramétrique 84
2.2.2.3. Évaluation générale de l'impact de la pente 98
2.2.2.4. Conclusion 99
2.2.3. Étude des effets des paramètres intégrés dans la fréquence adimensionnelle 100
2.2.3.1. Problématique 100
2.2.3.2. Analyse paramétrique 100
2.2.3.3. Conclusion 105
2.2.4. Étude de l'impact du coefficient de Poisson 106
2.2.4.1. Problématique 106
2.2.4.2. Analyse paramétrique 106
2.2.4.3. Évaluation générale de l'impact du coefficient de Poisson 111
2.2.4.4. Conclusion 112
2.2.5. Étude de l'effet de la courbure en crête et au pied du versant 113
2.2.5.1. Problématique 113
2.2.5.2. Analyse paramétrique 113
2.2.5.3. Évaluation générale de l'effet de la courbure 116
2.2.5.4. Conclusion 117

2.3. Conclusion générale du deuxième chapitre 118

CHAPITRE 3. DETERMINATION DE FORMULES APPROCHEES POUR EVALUER LES EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUES 120

3.1. Formules approchées (ANS) 120
3.1.1. Développement 120
3.1.2. Présentation des ANS 122
3.1.2.1. Estimation du facteur d'amplification Ax 122
3.1.2.2. Estimation du facteur d'amplification Ay 126
3.1.2.3. Estimation du pourcentage de l'aire des zones d'amplification dans la région critique en contact avec les surfaces libres (pS_{AS}) 129
3.1.2.4. Estimation de la hauteur Hx de la masse d'amplification en crête du versant 133
3.1.2.5. Estimation de l'extension Dxc de la masse d'amplification en crête du versant 136
3.1.3. Comparaison avec les normes parasismiques 138
3.1.4. Applications à des cas réels 139
3.1.4.1. Signal sismique réel avec une faible bande de fréquences prédominantes 139

3.1.4.2. Signal sismique réel avec une large bande de fréquences prédominantes 145
3.1.4.3. Séisme d'Athènes (1999) et le cas de la ville d'Adames 153
3.1.5. Conclusion 159

3.2. Méthode de décomposition du signal sismique (MD) 160
3.2.1. Principe général de la méthode 160
3.2.2. Développement de la méthode 160
3.2.2.1. Influence du déphasage des ondes élémentaires 160
3.2.2.2. Approche du facteur d'amplification horizontale Ax 166
3.2.2.3. Autres critères d'analyse des effets de site topographiques 176
3.2.3. Application au signal sismique réel 178
3.2.3.1. Description de la méthode 178
3.2.3.2. Application au signal du séisme de Cerro Prieto (Mexique, 1987) 180
3.2.3.3. Application au signal du séisme de Gazli (URSS, 1976) 181
3.2.4. Conclusion 183

3.3. Conclusion générale du troisième chapitre 183

CONCLUSION 185

PERSPECTIVES 187

ANNEXE A : MAGNITUDE ET INTENSITE D'UN SEISME 201
A.1. Magnitude 201
A.2. Intensité 203

ANNEXE B : ÉVALUATION DE L'INSTABILITE DYNAMIQUE D'UN VERSANT 205
B.1. Méthode pseudo-statique 205
B.2 Méthode des déplacements 219
B.3. Méthode en contrainte-déformation 229
B.4 Méthode statistique et semi-empirique 231

PUBLICATIONS ISSUES DE LA THESE 189

RÉFÉRENCES 190

Liste des illustrations

Figure 1. Carte de la sismicité mondiale, pendant la période 1973- 2012 (source National Earthquake Information Service-NEIS) 2

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]) 2

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

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]) 5

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

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

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) 7

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) 8

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

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]) 10

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]) 11

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

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) 13

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

Figure 15. Variation spatiale des dégâts observée au village de Rognes (photo du site d'internet de l'association Les Amis du Vieux Rognes) 14

Figure 16. Localisation de l'épicentre du séisme d'Athènes 1999 sur la carte de l'aléa sismique de l'Europe du Sud 15

Figure 17. Distance de la ville d'Adames et d'Athènes par rapport à l'épicentre du séisme de 1999 16

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]) 16

Figure 19. Ville de Adams avec locations des constructions endommagées et des forages géotechniques (Assimaki D, 2004[10]) 17

Figure 20. Sections transversales du relief du cayon de la rivière de Kifissos (Assimaki D, 2004[10]) 18

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]) ... 23

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 1*H*, 2*H*, et 4*H* 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 ξ=1% (Ashford et al., 1997[9]) 25

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 ξ=1% (Ashford et al., 1997[9]) 26

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]) 27

Figure 25. Fonctions de transfert en crête du versant (T_{nc}) et fonctions de tranfert en champ libre très loin en arrière de la crête (T_{nf}) 28

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]) 29

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/λ=2.0, *i*=30°, *N*=6, ξ=5%), repris dans Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31] 32

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]) 33

Figure 29. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène de hauteur *H*=25m et de pente α=50°, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz (a), 3.7Hz (b) et 7.3Hz (c) 35

Figure 30. Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur *H*=25m, de pente α=50° et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface variable, soumis à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable 36

Figure 31. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur *H*=25m, 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 37

Figure 32. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur variable, de pente α=50° 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 38

Figure 33. Illustration de la définition de la fréquence adimensionnelle (Nguyen et Gatmiri, 2007[117]) ... 40

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]) 40

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]) 42

Figure 36. Réponse sismique le long de la surface libre des versants de différentes pentes et de même valeur de fréquence adimensionnelle η=0.25 (Nguyen et Gatmiri, 2007[117]) 43

Figure 37. Variation du facteur d'amplification suivant la topographie du site (PS-92, 1995[122]) 45

Figure 38. Illustration schématique du mécanisme et de la manifestation des effets de site topographiques a) Interférence des ondes incidentes et réfléchies b) Réponse sismique du versant (la zone rouge est celle affectée par l'amplification horizontale) 49

Figure 39. Illustration schématique de la localisation des zones affectées par l'amplification horizontale à l'intérieur de la région critique 53

Figure 40. Exemple de la distribution spatiale de la réponse sismique horizontale d'un modèle de versant sous sollicitation d'un signal sismique sinusoïdal SV 54

Figure 41. Exemple de la distribution spatiale de la réponse sismique verticale d'un modèle de versant sous sollicitation d'un signal sismique sinusoïdal SV 55

Figure 42. Conditions géomorphologiques simplifiées du modèle de calcul 56

Figure 43. Dimension du modèle numérique et conditions aux limites appliquées aux deux limites latérales et à la base du modèle 57

Figure 44. Influence du choix de l'épaisseur *B* sur les critères d'interprétation pour les modèles de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70°) 60

Figure 45. Influence du choix de l'épaisseur *B* sur les critères d'interprétation pour les modèles de différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η=0.05 ; 0.5 ; 1.0) 61

Figure 46. Influence du choix de l'épaisseur *B* sur les critères d'interprétation pour les modèles de différentes hauteurs (*H*=50m ; 100m) 62

Figure 47. Écart relatif correspondant à chaque critère analysé pour les valeurs de *B* inférieures à 20*H* par rapport au cas de référence de *B*=20*H* 63

Figure 48. Réponse sismique du versant (α=30°, *H*=50m, η=0.5) en accélération horizontale normalisée (Ax_i) pour les modèles de différentes épaisseurs *B* 63

Figure 49. Réponse sismique du versant (α=30°, *H*=50m, η=0.5) en accélération verticale normalisée (Ay_i) pour les modèles de différentes épaisseurs *B*.....63

Figure 50. Modèle d'une analyse dynamique des structures en surface avec les conditions aux limites appliquées aux limites latérales et à la base du modèle *(Itasca Consulting Group, 2000[87])* 64

Figure 51. Variation de l'erreur numérique en fonction de la variation de la valeur de N 66

Figure 52. Exemple d'un signal sismique sinusoïdal en accélération et en vitesse utilisé dans les études paramétriques (a_{max}=0.4g, *F*=1Hz).....67

Figure 53. Accélérogrammes enregistrés aux points de mesure en surface supérieure du versant pour une sollicitation sinusoïdale de fréquence *F*=0.5Hz 69

Figure 54. Accélérogrammes enregistrés aux points de mesure en surface supérieure du versant pour une sollicitation sinusoïdale de fréquence *F*=5Hz 70

Figure 55. Accélérogrammes enregistrés aux points de mesure en surface supérieure du versant pour une sollicitation sinusoïdale de fréquence *F*=10Hz 71

Figure 56. Variation du coefficient d'amortissement en fonction de la fréquence.....73

Figure 57. Évolution des facteurs d'amplification en fonction de la fréquence adimensionnelle pour un versant de pente α=50° 75

Figure 58. Courbes de *Ax-1* des versants de différentes pentes (α=20° ; 50° ; 70°) et les seuils de stabilité correspondants 76

Figure 59. Courbes de *Ay* des versants de différentes pentes (α=20° ; 50° ; 70°) et les seuils de stabilité correspondants 76

Figure 60. Phénomène de résonance observé pour les valeurs de fréquence adimensionnelle proche de 0.2 (0.1≤η≤0.3) 77

Figure 61. Évolution de la valeur des critères caractérisant l'aire des zones d'amplification en fonction de la fréquence adimensionnelle pour le cas du versant de pente α=50°.....78

Figure 62. Amplification horizontale dans les versants de même pente (α=50°) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η).....79

Figure 63. Amplification verticale dans les versants de même pente (α=50°) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η).....79

Figure 64. Amplification verticale dans les versants de même pente (α=70°) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η).....80

Figure 65. Amplification verticale dans les versants de même pente (α=90°) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η).....80

Figure 66. Évolution de la dimension de la zone amplifiée en crête (*Hx* et *Dxc*) en fonction de la fréquence adimensionnelle pour un versant de pente α=50° 81

Figure 67. Évaluation de la dispersion des résultats purement causée par la variation de la fréquence adimensionnelle 82

Figure 68. Évolution de *Ax* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) 86

Figure 69. Évolution de *Ax* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (η=0.2 ; 0.4 ; 0.6) 86

Figure 70. Amplifications horizontales normalisées dans les versants de pentes (α=30°; 50° ; 70° ; 90°) et de même valeur de fréquence adimensionnelle η=0.2 87

Figure 71. Courbes de variation de *Ax*-1 en fonction de la pente pour les versants de différente fréquence adimensionnelle (η=0.1 ; 0.3) de cette analyse et des travaux de Ashford (A.) 87

Figure 72. Évolution de *Ay* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) 88

Figure 73. Évolution de *Ay* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (η=0.2 ; 0.4 ; 0.6) 89

Figure 74. Amplifications verticales normalisées dans les versants de différentes pentes (α=30°; 50° ; 70° ; 90°) et de même valeur de fréquence adimensionnelle η=0.2 89

Figure 75. Comparaison de l'évolution de *Ay* pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 60° ; 90°) dans cette analyse et dans l'étude de Ashford (A.) 90

Figure 76. Évolution de pS_{AS} en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) 91

Figure 77. Évolution de *Ay* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (η=0.1 ; 03 ; 0.6) 91

Figure 78. Amplifications horizontales normalisées dans les versants de différentes pentes (α=30°; 50° ; 70° ; 90°) et de même valeur de fréquence adimensionnelle η=0.1 92

Figure 79. Amplifications horizontales normalisées dans les versants de différentes pentes (α=30°; 50° ; 70° ; 90°) et de même valeur de fréquence adimensionnelle η=0.3 93

Figure 80. Évolution de pS_A en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) 94

Figure 81. Évolution de *Hx* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) 95

Figure 82. Évolution de *Hx* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (η=0.1 ; 0.3 ; 0.6) 95

Figure 83. Évolution de *Dxc* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) 96

Figure 84. Enregistrement de l'accélération horizontale normalisée en surface supérieure pour des versants de différentes pentes (α=20°÷90°) pour le cas a) η=0.2 a) η=0.6 97

Figure 85. Évolution de *Dxc* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (η=0.1 ; 0.2 ; 0.4 ; 0.6) 98

Figure 86. Évaluation de la dispersion des résultats purement causée par la variation de la pente 99

Figure 87. Dispersion des résultats sous l'effet de la variation de la valeur des paramètres intégrés pour deux cas de η constant a) η=0.1 b) η=0.5 101

Figure 88. Représentation graphique de l'accélération horizontale normalisée (Ax_i) dans le versant pour le cas 1 : *H*, *F* variables et η constant (η=0.5) 102

Figure 89. Représentation graphique de l'accélération verticale normalisée (Ay_i) dans le versant pour le cas 1 : *H*, *F* variables et η constant (η=0.5) 102

Figure 90. Représentation graphique de l'accélération horizontale normalisée (Ax_i) dans le versant pour le cas 3 : *H*, ν variables et η constant (η=0.1) 103

Figure 91. Représentation graphique de l'accélération verticale normalisée (Ay_i) dans le versant pour le cas 3 : *H*, ν variables et η constant (η=0.1) 103

Figure 92. Représentation graphique de l'accélération horizontale normalisée (Ax_i) dans le versant pour le cas 8 : *E*, ν variables et η constant (η=0.1) 104

Figure 93. Représentation graphique de l'accélération verticale normalisée (Ay_i) dans le versant pour le cas 8 : *E*, ν variables et η constant (η=0.1) 104

Figure 94. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le facteur d'amplification horizontale *Ax* pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η) 107

Figure 95. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le facteur d'amplification verticale *Ay* pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η) 107

Figure 96. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le rapport pS_A pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η) 108

Figure 97. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le rapport pS_{AS} pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η) 108

Figure 98. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur la hauteur *Hx* pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η) 109

Figure 99. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur la largeur *Dxc* pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η) 109

Figure 100. Variation des critères d'étude en fonction du coefficient de Poisson pour les versants de pentes différentes (α=30° ; 50° ; 70° ; 90°) et de η=0.5 110

Figure 101. Évaluation de la dispersion des résultats des calculs numériques en réponse à une variation du coefficient de Poisson 111

Figure 102. Évaluation de la dispersion de résultats des critères d'interprétation purement causée par la variation du coefficient de Poisson 112

Figure 103. Valeurs des critères d'étude obtenues pour les versants de profils arrondis (R≠0) normalisés par celles des versants de profil anguleux (R=0) 114

Figure 104. Distribution spatiale de l'amplification horizontale dans les modèles de versant présentant différentes courbures en crête et en pied pour le cas η=0.1 114

Figure 105. Distribution spatiale de l'amplification horizontale dans les modèles de versant pour différentes courbures en crête et en pied pour le cas η=0.5 115

Figure 106. Évaluation de la dispersion des résultats ayant pour origine des calculs numériques et de la variation du rayon de courbure en crête et en pied 116

Figure 107. Évaluation de la dispersion des résultats purement causée par la variation du rayon de courbure en crête et en pied 117

Figure 108. Exemple d'un graphique présentant la comparaison des valeurs estimées et des valeurs calculées d'un critère X quelconque 122

Figure 109. Valeurs de η_s calculées et équation d'approximation proposée 123

Figure 110. Variation de $m_{Ax,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ) pour le cas du versant de pente 50° 124

Figure 111. Comparaison des courbes de Ax-1 obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente 30° et 70° avec un taux d'amortissement nul (ξ=0%, $m_{Ax,dp}$=1) 125

Figure 112. Comparaison des valeurs de Ax-1 estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés 126

Figure 113. Comparaison des courbes de Ay obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente 30° et 70° avec un taux d'amortissement nul (ξ=0%, $m_{Ay,dp}$=1) 127

Figure 114. Variation de $m_{Ay,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ) 128

Figure 115. Comparaison des valeurs de Ay estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés 128

Figure 116. Comparaison des courbes de pS_{AS} obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente 30° et 70° avec un taux d'amortissement nul (ξ=0%, $m_{pS,dp}$=1) 130

Figure 117. Variation de $m_{pS,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ) 131

Figure 118. Comparaison des valeurs de pS_{AS} estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés 131

Figure 119. Courbes de pS_{AS} en fonction de η pour différentes valeurs de pente (α=20°÷90°) et les points correspondant aux écarts relatifs élevés 132

Figure 120. Variation de $m_{Hx,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ)..... 133

Figure 121. Comparaison des courbes de *Hx/H* obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente 30° et 70° avec un taux d'amortissement nul (ξ=0%, $m_{Hx,dp}$=1)..... 134

Figure 122. Comparaison des valeurs de *Hx/H* estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés..... 135

Figure 123. Courbes de *Hx/H* en fonction de η pour différentes valeurs de pente (α=20°÷90°) et les points correspondant aux écarts relatifs élevés 135

Figure 124. Comparaison des valeurs de *Dxc/H* estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés..... 136

Figure 125. Comparaison des courbes de *Dxc/H* obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente 30° et 70° avec un taux d'amortissement nul (ξ=0%, $m_{Hx,dp}$=1)..... 137

Figure 126. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Kobe (Japon, 1995), M_w=6.9..... 139

Figure 127. Comparaison des valeurs des critères d'interprétation estimées par les méthodes approchées (ANS, B&P et PS-92) et les résultats de simulations numériques pour le cas de calcul avec le signal sismique de Kobe (Japon, 1995) 142

Figure 128. Amplification horizontale dans les versants pour le cas α=70°, ξ=5%, ν=0.25 et différentes Vs, avec la sollicitation du signal de Kobe 144

Figure 129. Amplification verticale dans les versants pour le cas α=70°, ξ=5%, ν=0.25 et différentes Vs, avec la sollicitation du signal de Kobe 145

Figure 130. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Cerro Prieto (Basse California, Mexique, 1987), M_L=5.4..... 146

Figure 131. Comparaison des valeurs des critères d'interprétation estimées par les approches ANS et B&P avec les résultats des calculs numériques pour le cas du signal sismique de Cerro Prieto (Mexique, 1987).. 148

Figure 132. Représentation des intervalles de variation de la fréquence adimensionnelle dans les cas 1 et 2 et des intervalles de variation de *Ay* correspondants sur la courbe des valeurs approchées des ANS 150

Figure 133. Représentation des intervalles de variation de la fréquence adimensionnelle du cas 1 et 2 et des intervalles de variation de *Hx/H* correspondants sur la courbe des valeurs approchées des ANS 151

Figure 134. Distribution spatiale des accélérations horizontales (H) et verticale (V) normalisées dans le massif de versant des cas 1 ; 2 et 3 (α=40°, ξ=5%, V_s=1000 ; 500 ; 250 m/s) 152

Figure 135. Distribution spatiale des accélérations horizontales (H) et verticale (V) normalisées dans le massif de versant des cas 1 ; 2 et 3 (α=70°, ξ=15%, V_s=1000 ; 500 ; 250 m/s) 152

Figure 136. Ville d'Adames avec localisation des constructions endommagées et des forages géotechniques (Assimaki D, 2004[10]) 153

Figure 137. Sections transversales du relief du cayon de la rivière de Kifissos (Assimaki D, 2004[10]) 154

Figure 138. Vitesses de propagation des ondes correspondant à chaque site, déduites à partir des mesures SPT in situ (Gazetas et al., 2002[65]) 155

Figure 139. Accélérations horizontales normalisées le long de la surface en amont de la pente (*x*=0 correspond à la crête) obtenues par simulation numérique et les distances D_H, D_{Ax} correspondantes.. 156

Figure 140. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Sicile (Italie) et les 10 ondes élémentaires choisies (spectre artificiel) 161

Figure 141. Signaux artificiels composés à partir de 10 ondes élémentaires pré-choisies et différentes combinaisons des phases..... 165

Figure 142. Relations linéaires entre P_A et a_{max} pour différents modèles de versant sous sollicitation de 6 signaux combinés de mêmes ondes élémentaires 168

Figure 143. Schéma illustrant l'hypothèse de la contribution des ondes élémentaires..... 169

Figure 144. Schéma illustrant l'hypothèse de la contribution des ondes élémentaires en utilisant la combinaison des phases fictives 171

Figure 145. Approximation de la droite de calcul (Cc) pour différents modèles de versant..... 175

Figure 146. Représentation graphique des produits X*a_{max} (X est *Ay*, pS_{AS}, *Hx/H* et *Dxc/H* et a_{max} est l'amplitude du signal sismique) en fonction de a_{max} pour différents modèles de versant 177

Figure 147. Détermination du facteur d'amplification horizontale *Ax* par la méthode de décomposition du signal sismique 178

Figure 148. Ordre de changement de signe de l'amplitude des ondes élémentaires pour trouver 4 points de la droite (Est.) 179

Figure 149. Comparaison des valeurs de *Ax* estimées par les approches ANS et la méthode de décomposition du signal sismique (MD) avec les résultats des calculs numériques pour le cas du signal sismique de Cerro Prieto (Mexique, 1987) 180

Figure 150. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Gazli (URSS, 1976), M_S=7.0 181

Figure 151. Comparaison des valeurs de *Ax* estimées par les approches ANS et la méthode de décomposition du signal sismique (MD) avec les résultats des calculs numériques pour le cas du signal sismique de Gazli (URSS, 1976) 182

Figure 152. Illustration de la méthode pseudo-statique, introduisant une force d'inertie pour représenter lasollicitation sismique 205

Figure 153. Valeur de f_{eq} en fonction de MHA_r et des conditions sismiques pour deux niveaux de déplacement permanent admissible: 5 et 15cm (Stewart et al., 2003[140]) 210

Figure 154. Zones de sismicité du territoire français (décret n° 91-461 du 14 mai 1991)..... 214

Figure 155. Zonage sismique de la France (en vigueur depuis le 1er mai 2011) 216

Figure 156. Illustration de la méthode des déplacements de Newmark, 1965[113] (reprise par Strenk et Wartman, 2011[141]) 219

Figure 157. Principe du bloc rigide de la méthode de Newmark, 1965[113] 220

Figure 158. Quelques formes typiques de surfaces de rupture 222

Figure 159. Calcul de l'accélération moyenne par la méthode des éléments finis 223

Figure 160. Comparaison des déplacements permanents calculés par la méthode originale de Newmark, 1965[113] et des valeurs calculées par la méthode découplée de Makdisi et Seed, 1978[102] (présentée par Strenk et Wartman, 2011[141]) 224

Figure 161. Comparaison des pics d'accélération à base et en crête du barrage (Harder, 1991[73], modifié par Cameron (WES),1996) 225

Figure 162. Variation du coefficient sismique k_{max} en fonction de la hauteur de la masse instable (Makdisi et Seed, 1978[102]) 226

Figure 163. Variation du déplacement permanant normalisé en fonction de l'accélération critique (Makdisi et Seed, 1978[102]) 226

Figure 164. Modification apportée par Havenith et al., 2000[74] à la méthode de Newmark pour prendre en compte des effets de site lithologiques 228

Figure 165. Exemple d'un maillage 3D d'un versant qui peut être utilisé pour une analyse par la méthode en contrainte-déformation (Jibson, 2011[90]) 229

Figure 166. Superficie totale des zones affectées par les mouvements de versants en fonction de la magnitude du séisme (Rodriguez et al., 1999[125]) 237

Figure 167. Distance à la source sismique (a/ l'épicentre b/ la faille de rupture) du mouvement de terrain le plus lointain pour des séismes de différentes magnitudes (Keefer, 1984[94]) 238

Liste des tableaux

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 ($\xi \leq 5\%$) 30

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

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 31

Tableau 4. Facteurs d'amplification (Eurocode 8, 2005[61]) 46

Tableau 5. Valeurs de la pente (α) et de la fréquence adimensionnelle (η) utilisées pour tester l'effet de la base B du modèle de versant de H=50m (x) et H=100m (o) 58

Tableau 6. Nombre de cycle, durée d'application de la sollicitation sismique et durée de calcul dynamique pour différentes valeurs de fréquence du signal sismique 72

Tableau 7. Nombre des simulations correspondant à chaque angle de la pente considéré 74

Tableau 8. Couples de paramètres et numéro correspondant 100

Tableau 9. Valeurs des pentes, des fréquences du signal sismique et des fréquences adimensionnelles utilisées pour étudier l'effet secondaire du coefficient de Poisson 106

Tableau 10. Récapitulatif des dispersions de résultats produites par l'effet de différents paramètres 118

Tableau 11. Récapitulatif de l'impact des paramètres sur les critères d'interprétation 119

Tableau 12. Valeurs maximales et minimales des critères d'analyse pour les intervalles des valeurs courantes des paramètres impactants (η=0.05÷1.0 ; α=20÷90° ; ν=0.2÷0.35 ; R=0÷0.4H) 119

Tableau 13. Variation des paramètres retenus dans les simulations numériques 121

Tableau 14. Gammes des valeurs des facteurs d'amplification données par les approches (ANS, B&P) et recommandées par les codes parasismiques (PS-92, EC-8) 138

Tableau 15. Valeurs des paramètres morphologiques et mécaniques des modèles de versant utilisées dans les calculs dynamiques avec le signal sismique de Kobe 140

Tableau 16. Valeurs des paramètres morphologiques et mécaniques des modèles de versant utilisées dans les calculs dynamiques avec le signal sismique de Cerro Prieto 147

Tableau 17. Fréquences adimensionnelles extrêmes correspondant aux fréquences extrêmes de la bande des fréquences dominantes du signal sismique pour chaque vitesse de propagation 149

Tableau 18. Valeurs des facteurs d'amplifications topographiques (*Ax*, *Ay*) calculées par plusieurs méthodes pour un modèle homogène représentant le massif de la ville d'Adames (site 2) sous sollicitation d'un signal sismique de type Ricker 155

Tableau 19. Comparaison entre la distance d'amplification maximale D_{Ax} et la distance affectée par les amplifications D_H déterminées par plusieurs méthodes..... 157

Tableau 20. Facteurs d'amplifications topographiques et distances D_{Ax}, D_H calculés par plusieurs méthodes pour un modèle multicouche du massif de la ville d'Adames (site 2) sous sollicitation d'un signal sismique de type Ricker 158

Tableau 21. Différentes combinaisons des phases des ondes élémentaires 162

Tableau 22. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α=50°, ξ=0% 162

Tableau 23. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α=70°, ξ=0% 163

Tableau 24. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α=50°, ξ=5% 163

Tableau 25. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α=50°, ξ=15% 163

Tableau 26. Combinaisons envisagées pour les 10 ondes élémentaires choisies 172

Tableau 27. Amplification horizontale maximale correspondant à chaque onde élémentaire (exemple de calcul pour le premier cas du modèle de versant)..... 172

Tableau 28. Valeurs de a^*_{max} et P^*_A correspondant à chaque combinaison (exemple de calcul pour le premier cas du modèle de versant) 173

Tableau 29. Échelle d'intensité MSK81 (d'après IRSN, 2013[86]) 203

Tableau 30. Échelle d'intensité macrosismique Européenne EMS98 (d'après IRSN, 2013[86])..... 204

Tableau 31. Valeurs du coefficient sismique recommandées par plusieurs auteurs (basé sur le synthèse de Jibson, 2011[90]) 207

Tableau 32. Valeurs du coefficient pseudo-statique (k_h) proposées par Helle, 1983[77] 208

Tableau 33. Valeurs des coefficients pseudo-statiques (k_h et k_v) à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes en fonction du type de site (PS-92, 1995[122]) 212

Tableau 34. Types de sites classés en fonction de l'épaisseur des couches de sol de différentes natures reposant sur un substratum rocheux (PS-92, 1995[122]) 212

Tableau 35. Classifications des sol en fonction de leur résistance (PS-92, 1995[122]) 213

Tableau 36. Accélération nominale a_N (m/s²) en fonction de la zone de sismicité et de la classe de l'ouvrage (PS-92, 1995[122]) 213

Tableau 37. Classification des ouvrages (PS-92, 1995[122]) 214

Tableau 38. Valeurs des coefficients pseudo-statiques (k_h et k_v) à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes (EC-8) 215

Tableau 39. Accélération maximale de référence a_{gR} (m/s²) applicable en France en fonction de la zone de sismicité (EC-8) 217

Tableau 40. Coefficient d'importance relatif à la catégorie d'importance des bâtiments (EC-8) 217

Tableau 41. Paramètre de sol résultant de la classe de sol (EC-8) 217

Tableau 42. Accélération de calcul du sol dans la direction verticale (EC-8) 217

Tableau 43. Caractérisation des classes de sol selon EC-8 218

Tableau 44. Définitions des mesures de l'intensité (IM) principales obtenues dans les travaux de Travasarou et Bray 232

Tableau 45. Relation entre la magnitude minimale de séisme à l'origine du déclenchement et le type de mouvement de versant 236

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 épicentre. 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.

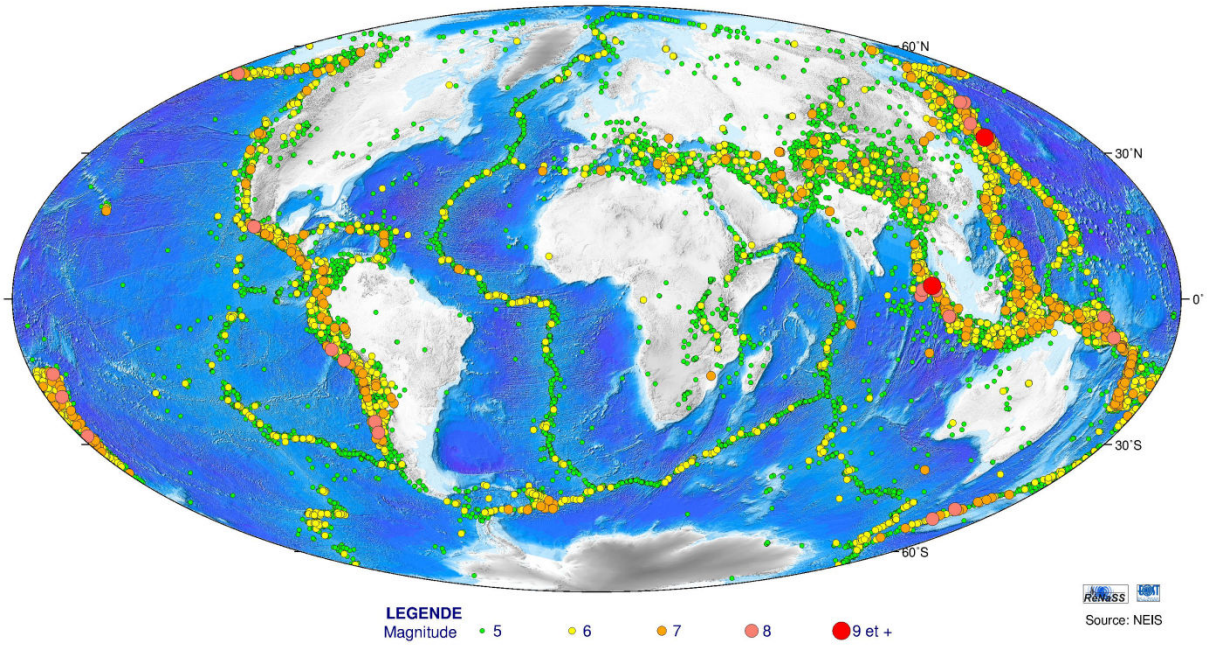


Figure 1. Carte de la sismicité mondiale, pendant la période 1973- 2012 (source National Earthquake Information Service-NEIS)

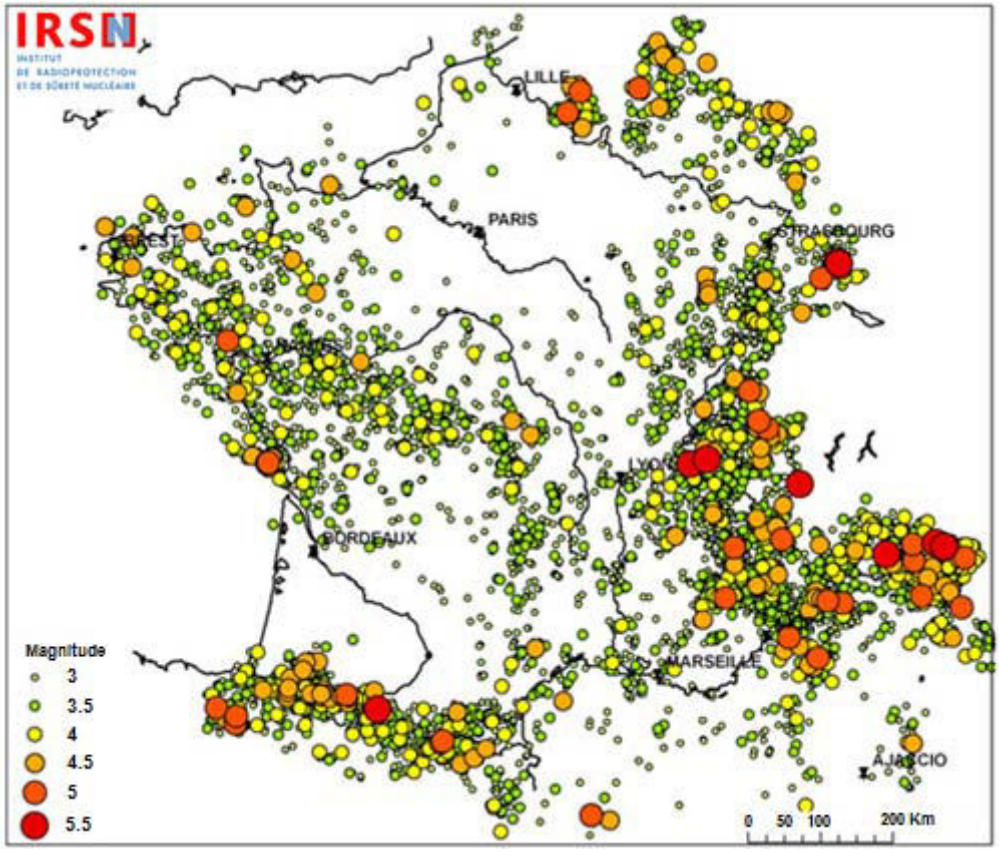
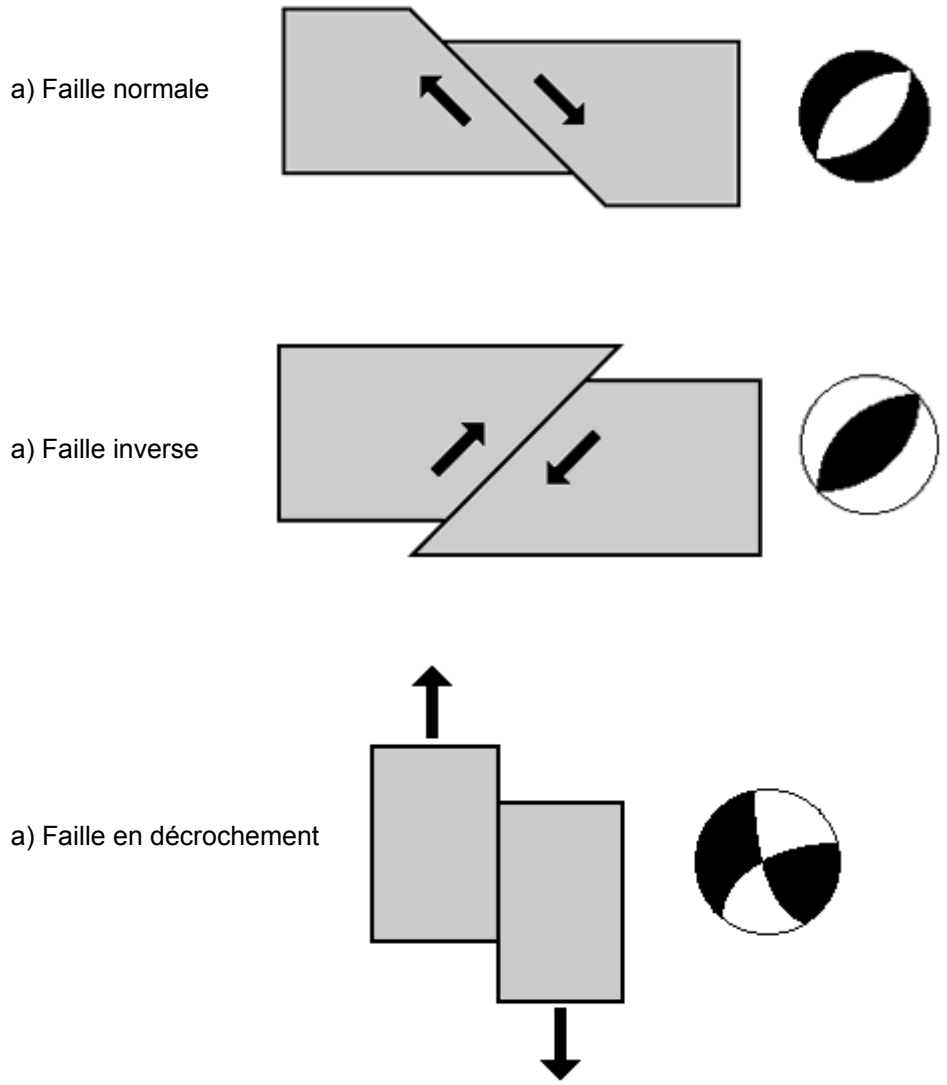


Figure 2. Carte de la sismicité en France, période 1963-2007, $M_w \geq 3.0$. Les localisations épicentrales et les magnitudes présentées sont calculées par le CEA et le RéNaSS (d'après IRSN, 2013[86])

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 épicentrale 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.

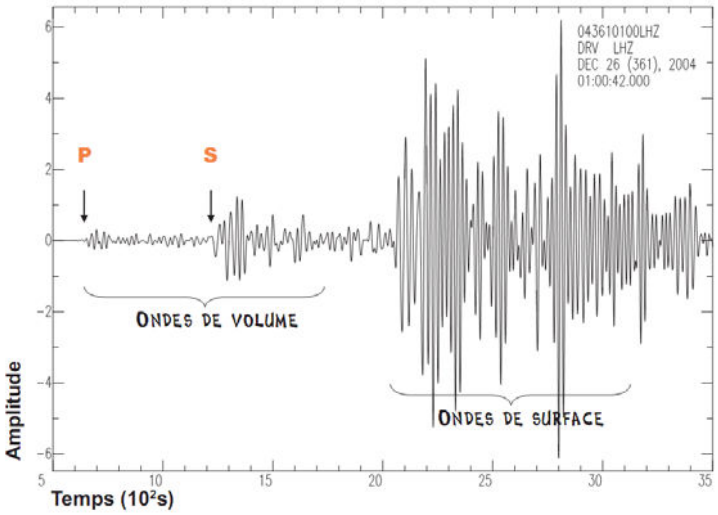


Figure 4. Enregistrement à la station de Dumont d'Urville (Terre Adélie) du séisme le 26 décembre 2004 à Sumatra, Mw=9.3 (site Ecole et Observation des Sciences de la Terre, 2010[60])

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.

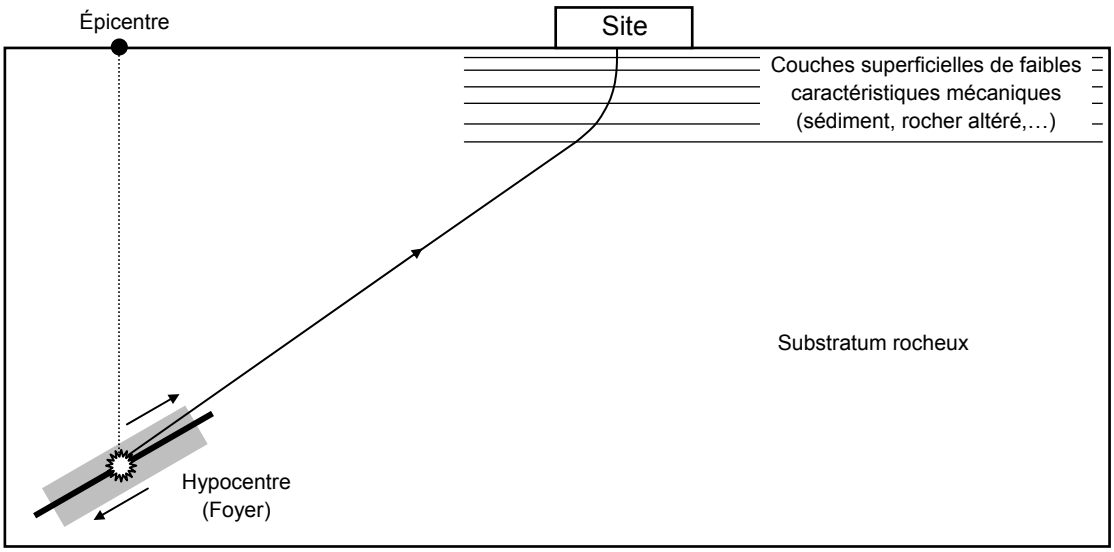


Figure 5. Schéma illustrant la propagation des ondes sismiques depuis la faille où elles sont générées jusqu'à la surface où elles sont observées

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, Mw=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.

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

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.

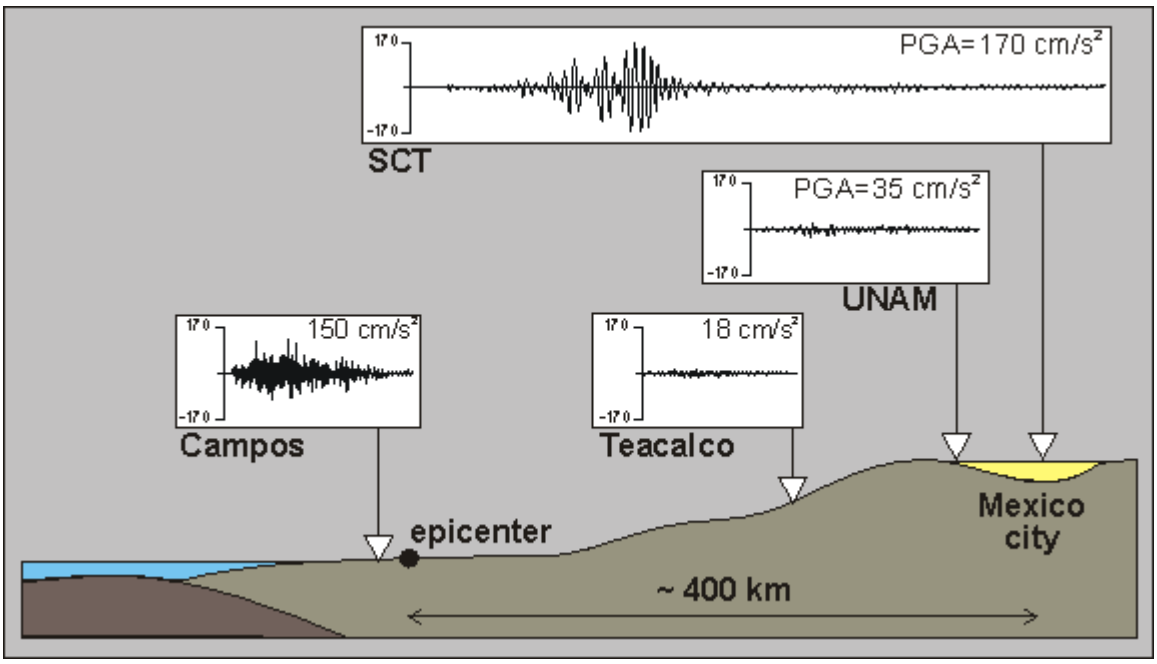


Figure 11. Amplification du signal sismique enregistré au bassin de Mexico (Mexique) lors du séisme de 1985, M_w=8.2 (Celebi et al., 1987[43])

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 20e 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).

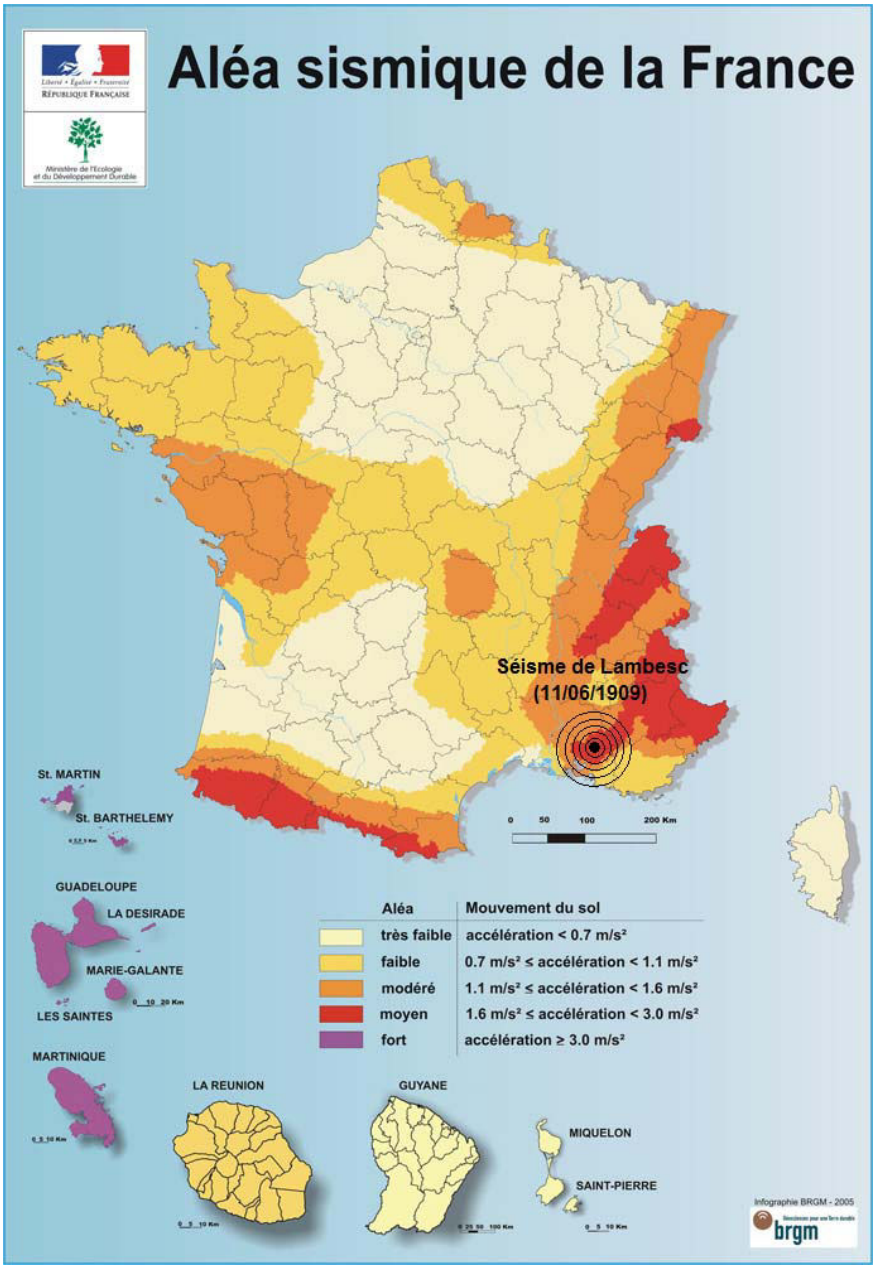


Figure 12. Localisation de l'épicentre du séisme de Lambesc 1909 sur la carte de zonage sismique de la France (source BRGM)

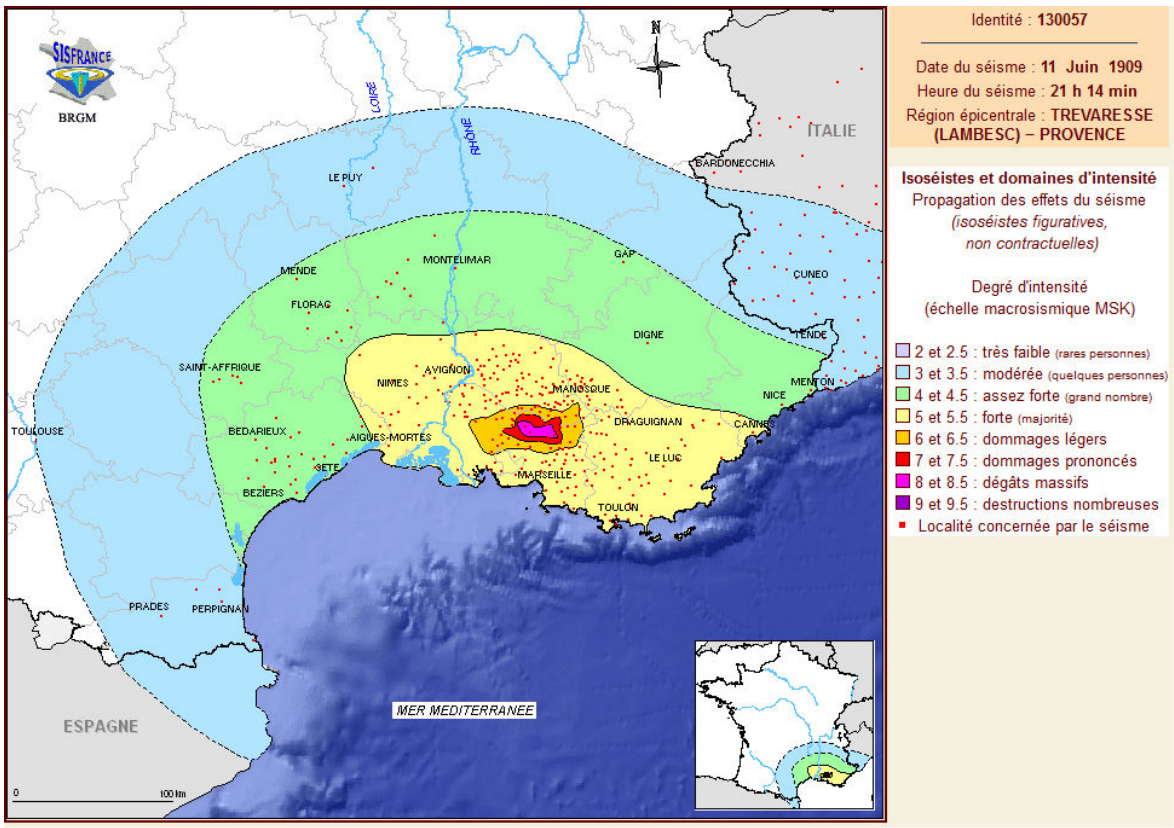


Figure 13. Lignes isoséistes et domaines d'intensité à l'échelle du Sud-Est de la France lors du séisme de Lambesc 1909 (source du site IRSN)

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.

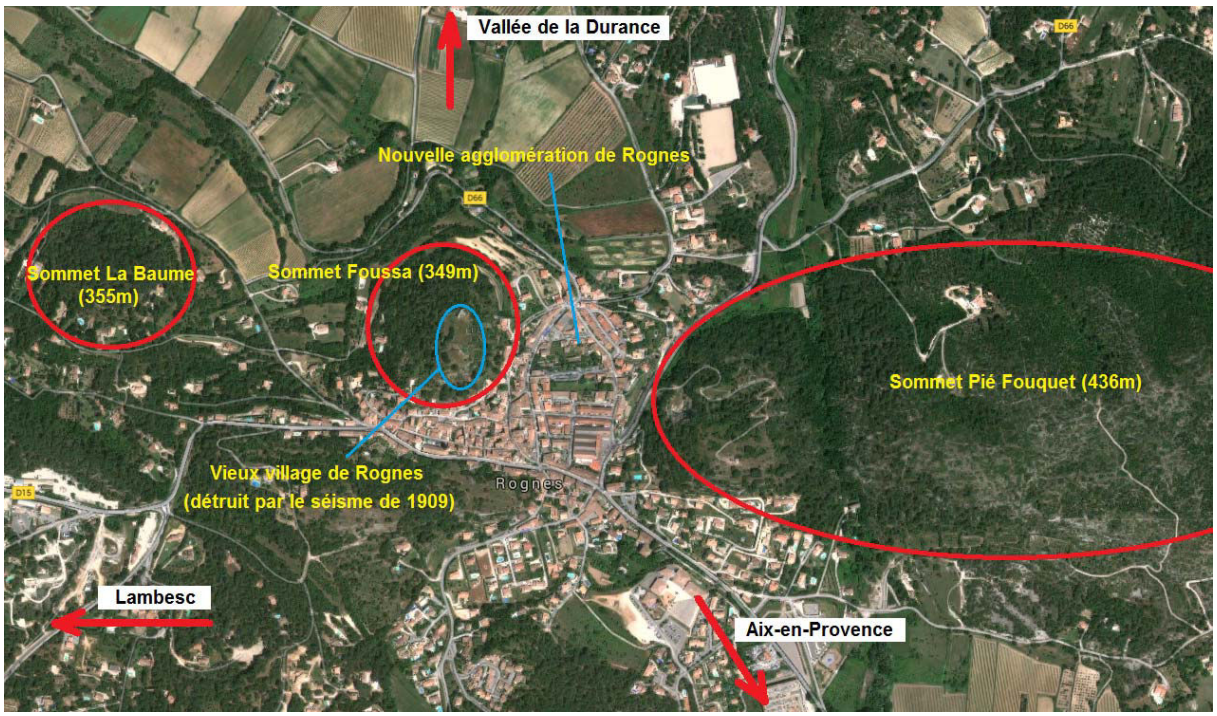


Figure 14. Vue aérienne du village de Rognes et location du vieux village qui a été détruit par le séisme de Lambesc 1909

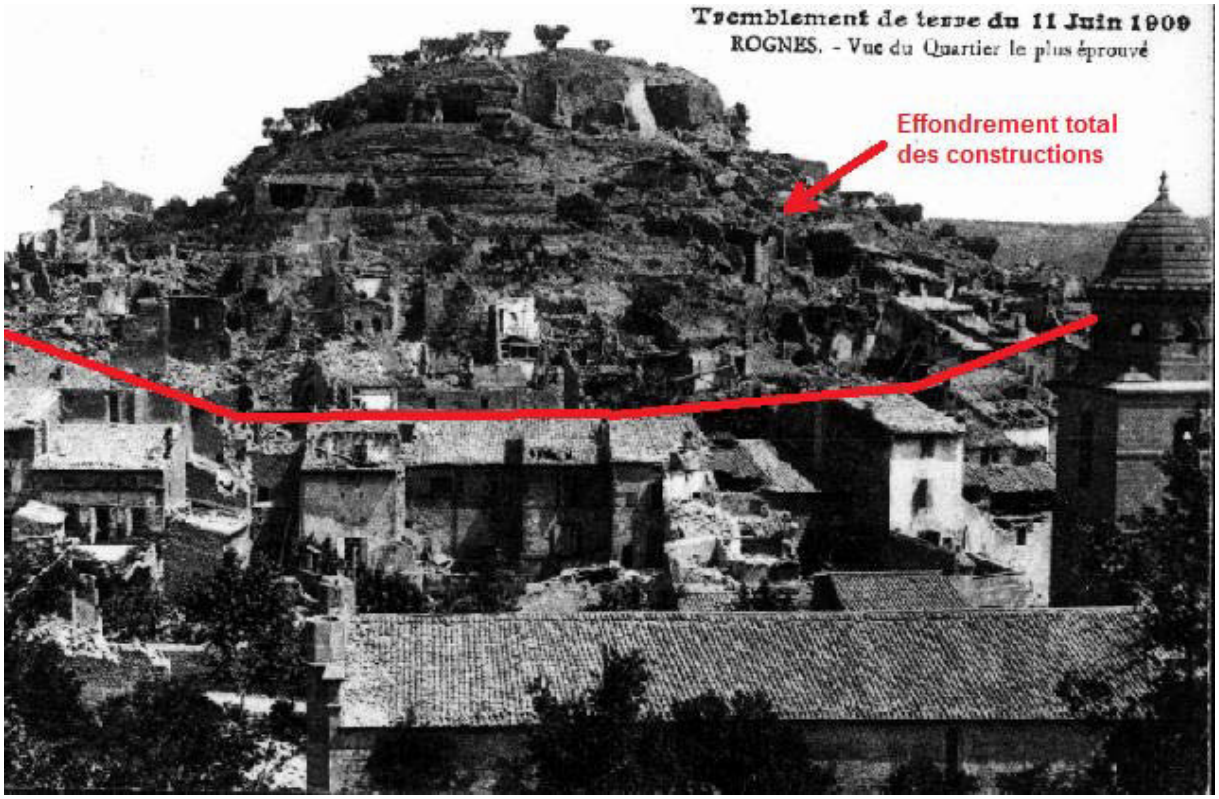


Figure 15. Variation spatiale des dégâts observée au village de Rognes (photo du site d'internet de l'association Les Amis du Vieux Rognes)

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.

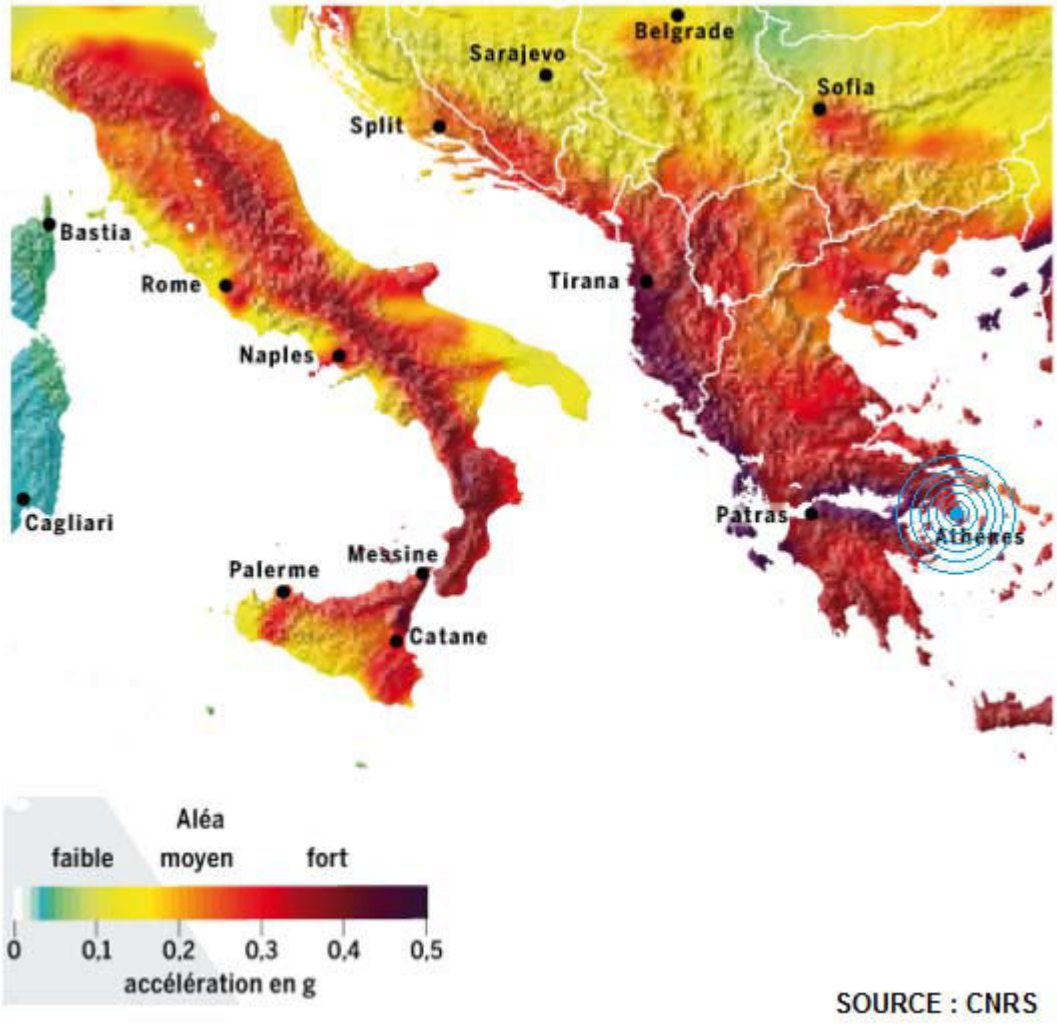


Figure 16. Localisation de l'épicentre du séisme d'Athènes 1999 sur la carte de l'aléa sismique de l'Europe du Sud

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 cayon 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).

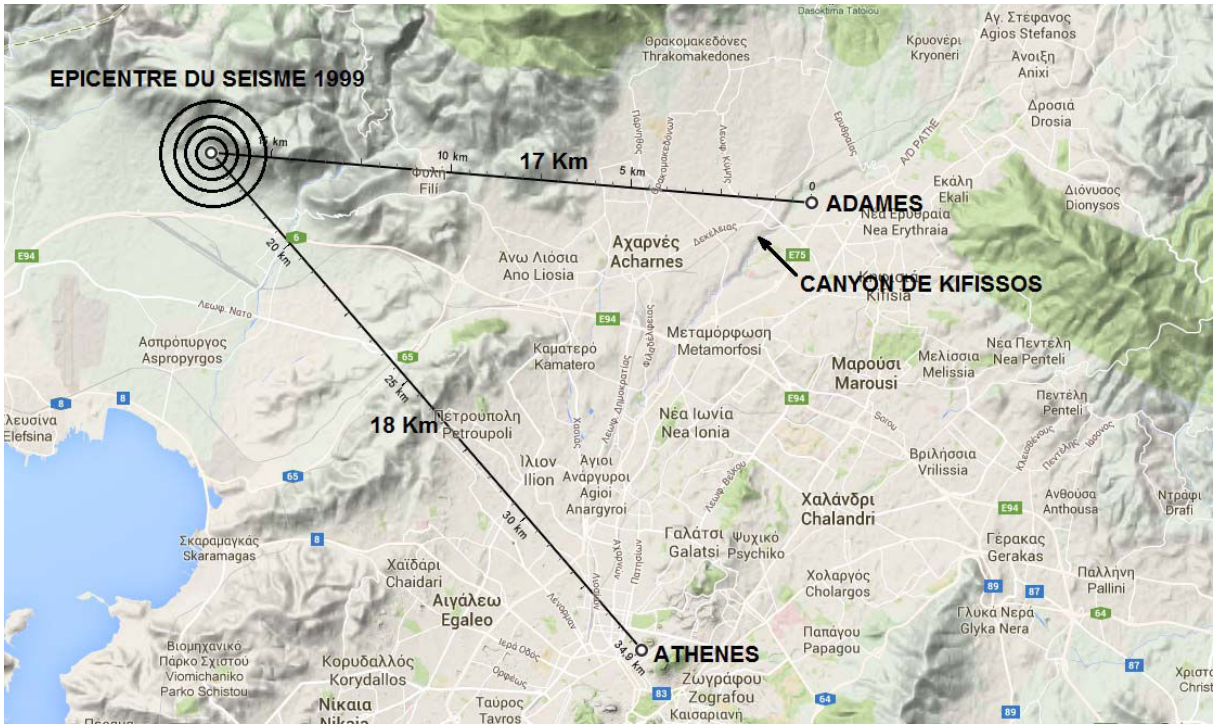
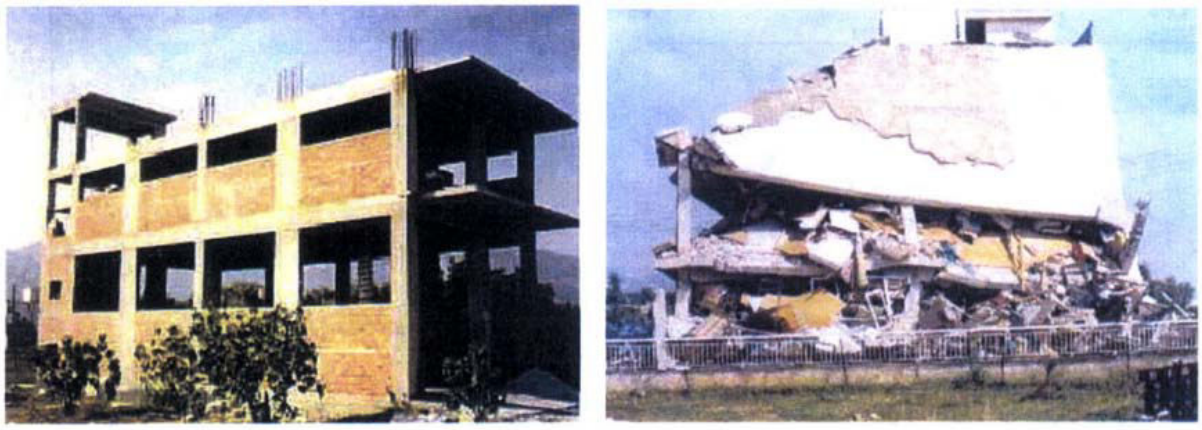


Figure 17. Distance de la ville d'Adames et d'Athènes par rapport à l'épicentre du séisme de 1999



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.

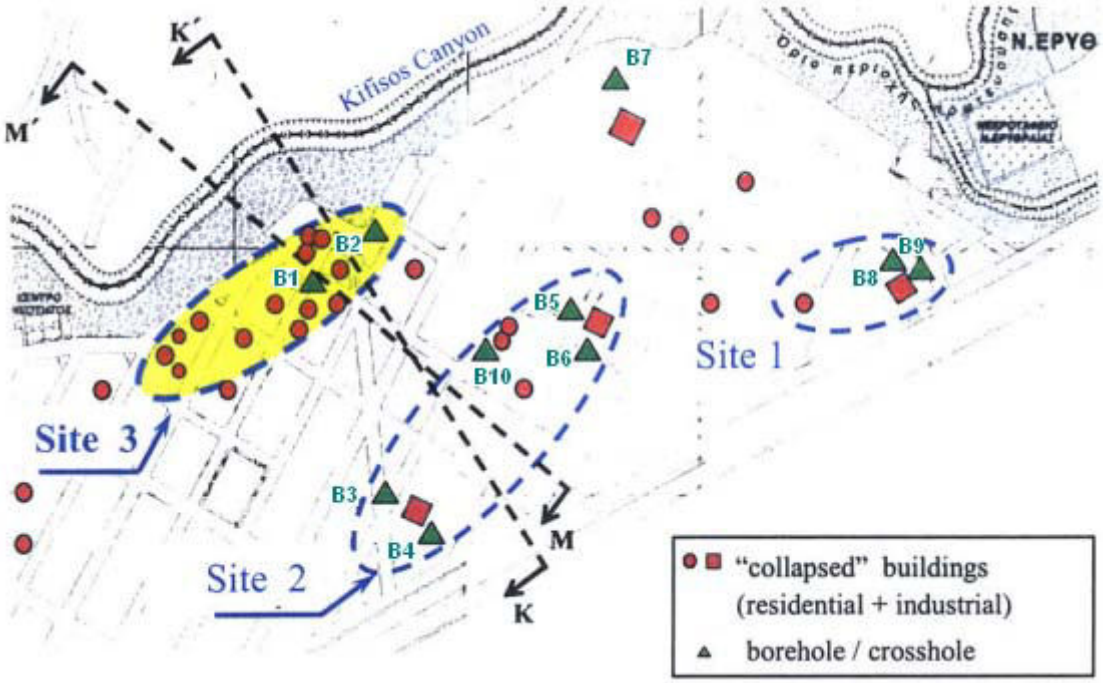


Figure 19. Ville de Adams avec localisation des constructions endommagées et des forages géotechniques (Assimaki D, 2004[10])

Comme montré dans les sections transversales de la Figure 20, la ville d'Adames se situe au sommet du cayon 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÷500m/s) de 80 m d'épaisseur. Au-dessous de cette couche, on trouve un substratum rocheux de bonne caractéristique sismique (V_s=800m/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.

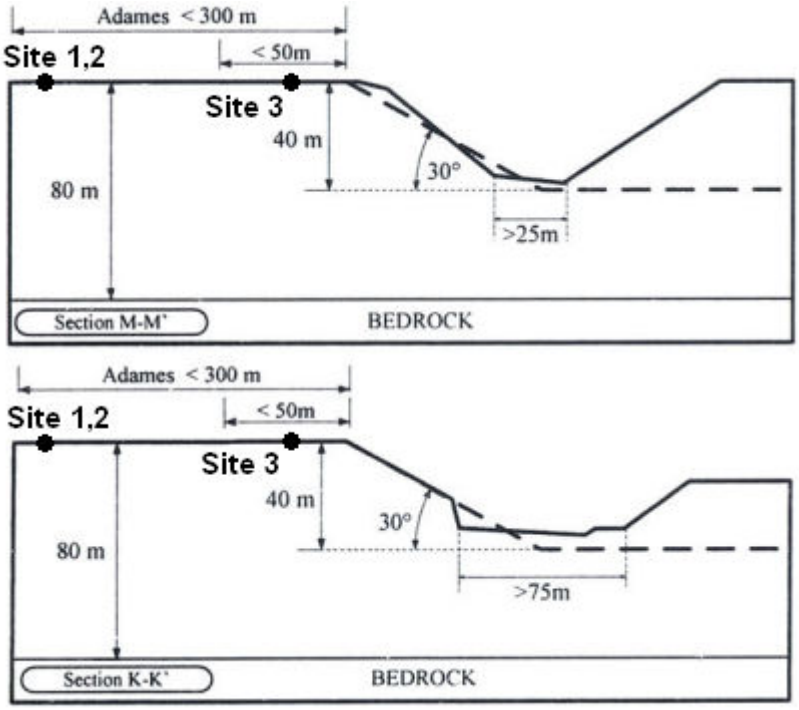


Figure 20. Sections transversales du relief du canyon de la rivière de Kifissos (Assimaki D, 2004[10])

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 Borcherdt (Borcherdt, 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.

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

- $i(t)$: 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].

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

- 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.

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

- 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 épicentrale) conduit à éliminer les effets de la source, de la propagation et de l'instrument. Il ne reste que les effets de site.

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

- 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]).

$$f_n = \frac{V_S}{4Z} \qquad [6]$$

$$f_t = \frac{V_S}{5H} \qquad [7]$$

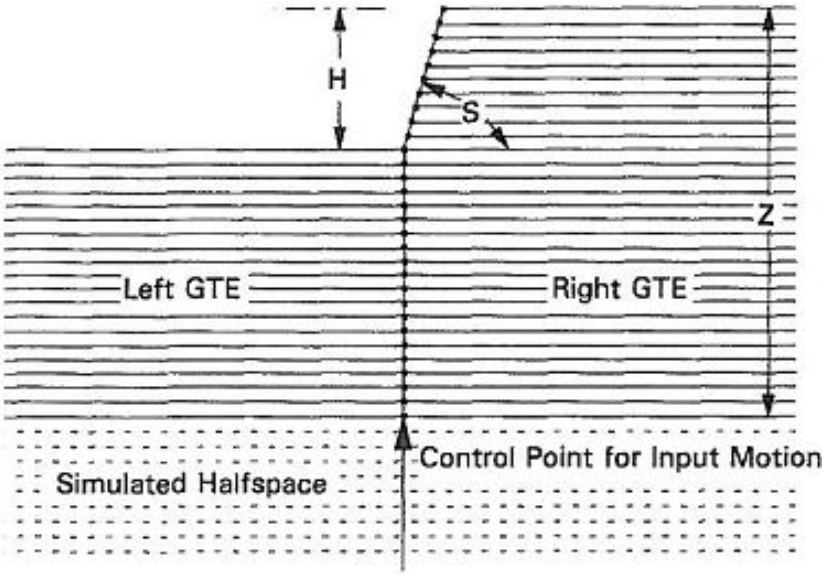


Figure 21. Modèle numérique du versant dans une formation meuble (épaisseur Z) reposant sur un substratum rocheux, sollicité par le mouvement sismique à la base du modèle (Ashford et al., 1997[9])

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 ν = 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

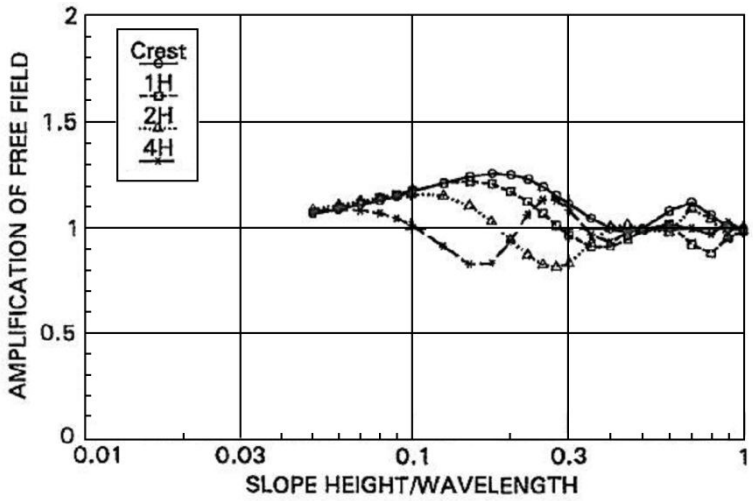
Dans la littérature, le paramètre « fréquence normalisée » (*normalized frequency*) qui est déterminé par le rapport de la hauteur *(H*) du versant et la longueur d'onde (λ) a été utilisé dans plusieurs travaux sur les effets de site topographiques des versants (Boore, 1972[23]; Boore, 1973[24]; May, 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 1er 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 22*a*) et d'environ 50 % pour les ondes SV (Figure 22*b*). La fréquence normalisée correspondant au 1er pic (H/λ = 0.2) est proche du premier mode de vibration de la colonne de sol d'épaisseur H (H/λ = 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 2e pic d'amplification est obtenu pour une valeur proche de H/λ = 0.7 avec les ondes SH, et pour H/λ = 1.0 avec les ondes SV (Figure 22*a* et *b*).

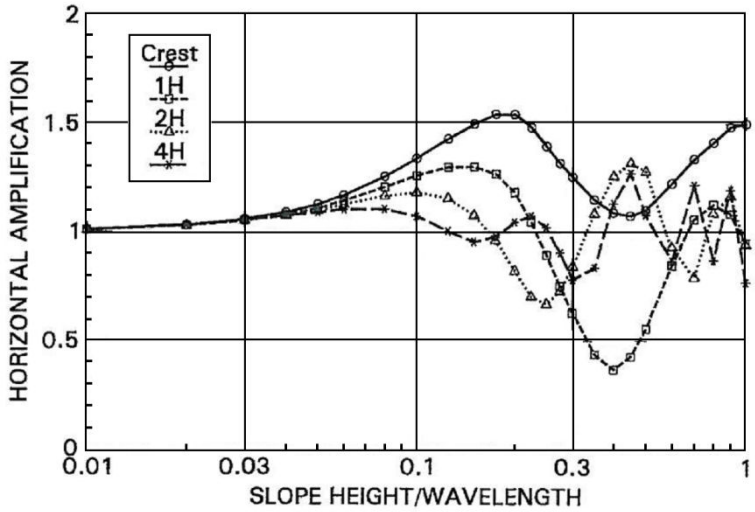
Pour la composante verticale de l'accélération obtenue en crête du versant, il apparaît que son amplification a tendance à augmenter avec l'augmentation de H/λ et indépendante de la fréquence propre du site (Figure 22*c*).

Concernant l'impact de la pente du versant, la Figure 23 montre que, pour les pentes étudiées (de 30° à 90°), le 1er pic d'amplification horizontale se trouve toujours à la valeur de H/λ = 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 1er 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 23*c*) a tendance à augmenter avec l'augmentation de la pente.

a)



b)



c)

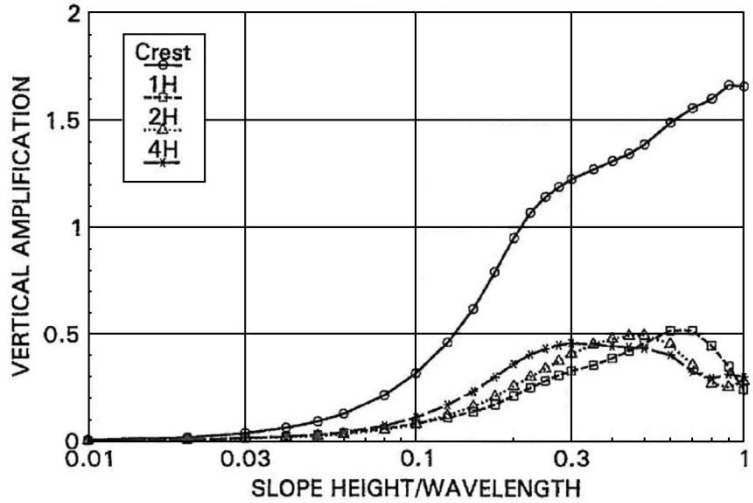
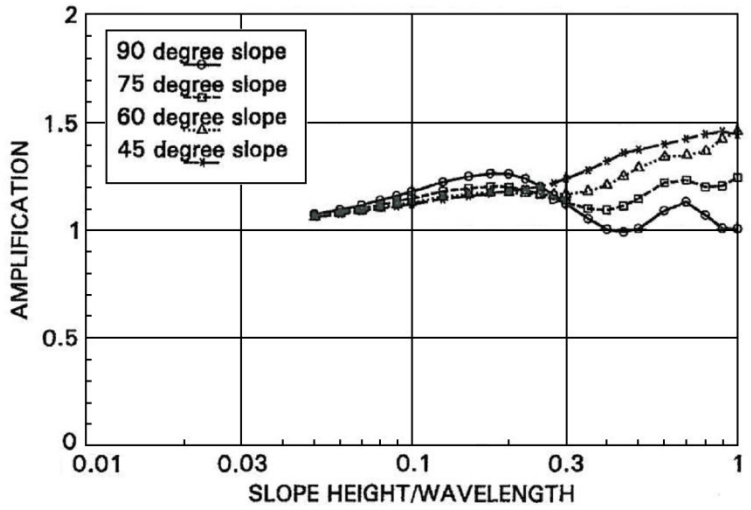
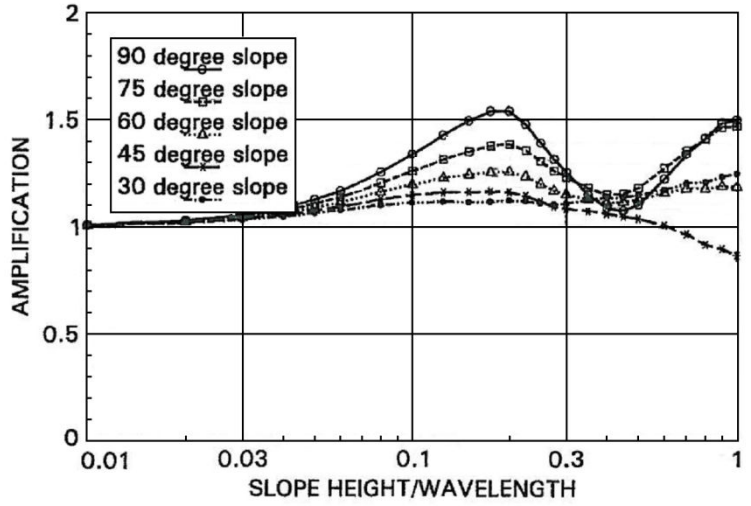


Figure 22. Amplification de l'accélération a) horizontale perpendiculaire au plan du modèle *b*) horizontale dans le plan du modèle et c) verticale en différents points situés à une distance de 1*H*, 2*H*, et 4*H* derrière la crête, sous la sollicitation des ondes planes SH (*a*) et SV (*b* et *c*) se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

a)



b)



c)

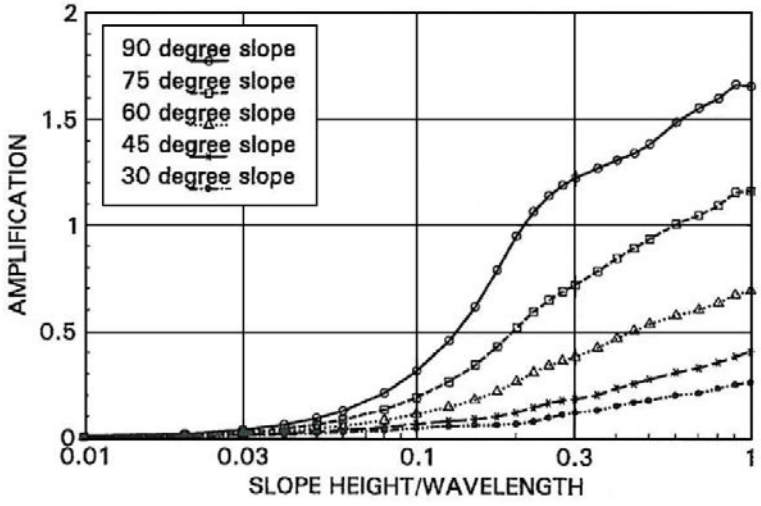


Figure 23. Amplification de l'accélération a) horizontale perpendiculaire au plan du modèle *b*) horizontale dans le plan du modèle et c) verticale en crête du versant sous la sollicitation des ondes planes SH (*a*) et SV (*b* et *c*) se propageant verticalement à partir de la base du versant, avec le taux d'amortissement ξ=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.

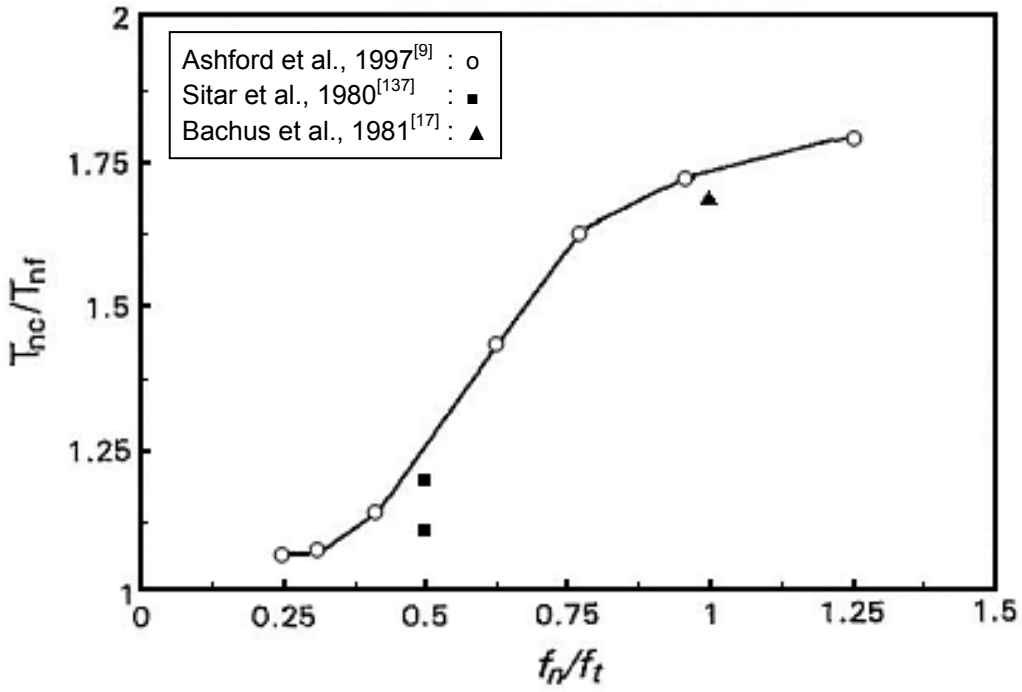


Figure 24. Comparaison du rapport des fonctions de transfert T_{nc}/T_{nf} en fonction du rapport des fréquences f_n/f_t (Ashford et al., 1997[9])

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.

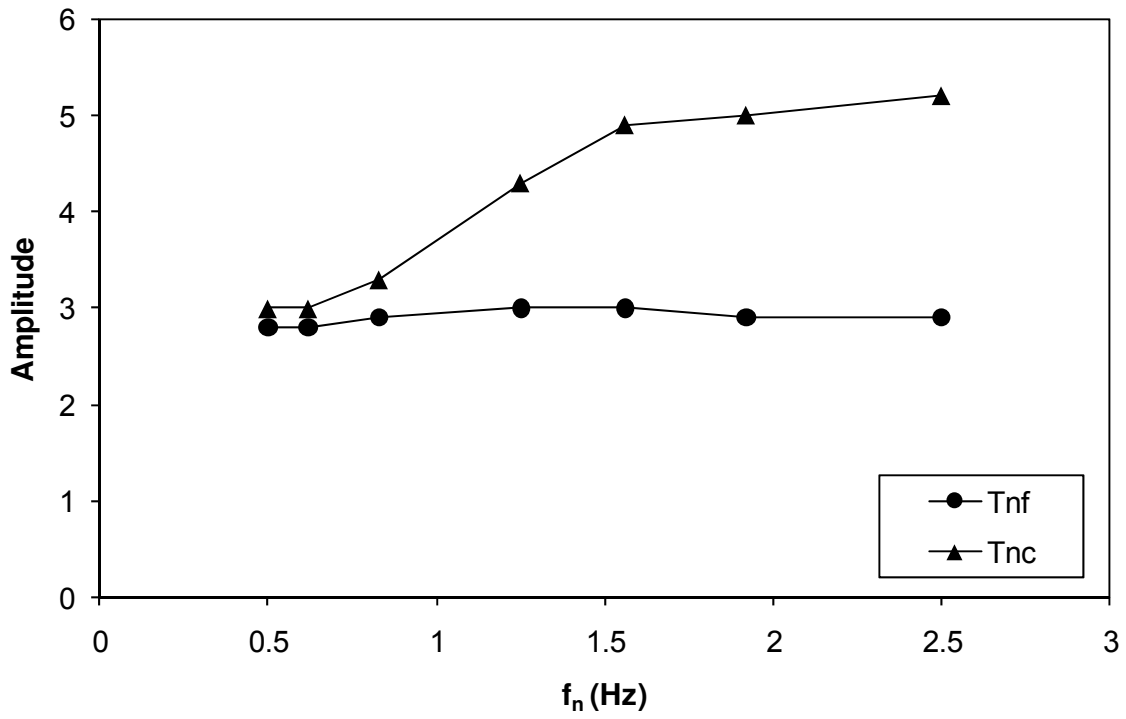


Figure 25. Fonctions de transfert en crête du versant (T_{nc}) et fonctions de transfert en champ libre très loin en arrière de la crête (T_{nf})

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 (ν=1/3, ρ=2000kg/m^3, V_s=500m/s, ξ=0÷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 « Q*uiet Boudary* » 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.

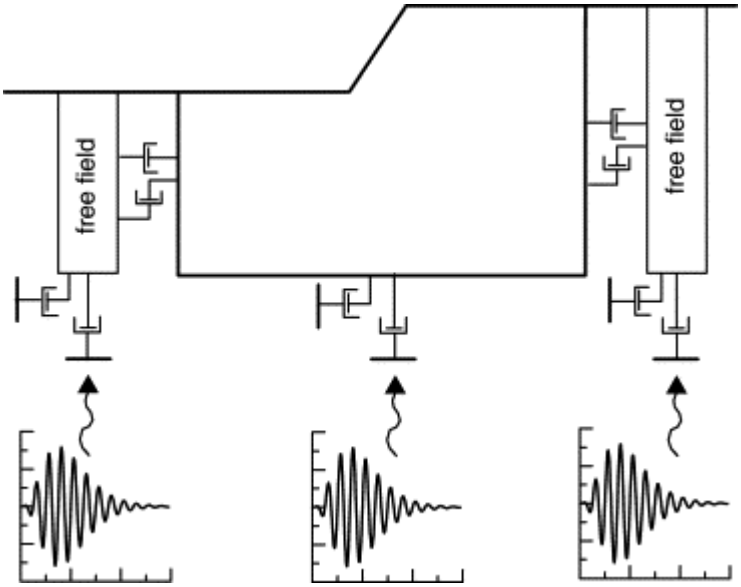


Figure 26. Illustration schématique du modèle de calcul pour les analyses numériques de l'effet de site topographique de versant (Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31])

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/λ=2.0 et i=30° (x) ou H/λ=0.2 et i=75° (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*/*λ*)**	***G* (*I*)**	***H* (ξ)**	***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/λ = 0.2÷1.0, i = 25÷75° et ξ = 5÷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÷1.50 et $A_{v,max}$ = 0.10÷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.

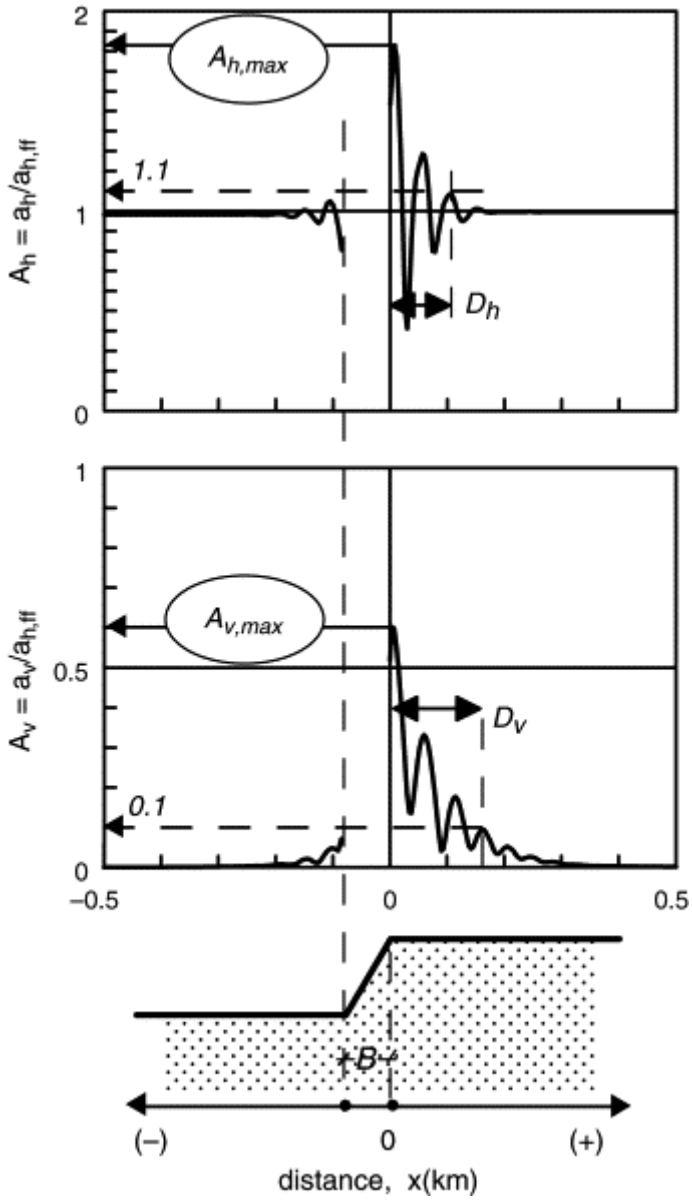


Figure 27. Exemple de résultats pour l'amplification topographique en accélération horizontale A_h et verticale A_v en fonction de la distance x, (cas H/λ=2.0, i=30°, N=6, ξ=5%), repris dans Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]

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 $i > 10°$, l'amplification de l'accélération horizontale $A_{h,max}$ atteint une valeur d'au moins 1.10.

- Si $H/\lambda > 0.16$ et $i > 17°$, 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, $i > 22°$ pour PS-92 et $H > 30$ m, $i > 15°$ pour l'Eurocode 8, les auteurs ont traduit les limites obtenues en valeur réelle : si $H > 13$ m et $i > 17°$, le phénomène de l'effet de site topographique doit être pris en compte avec une amplification au moins de 1.20.

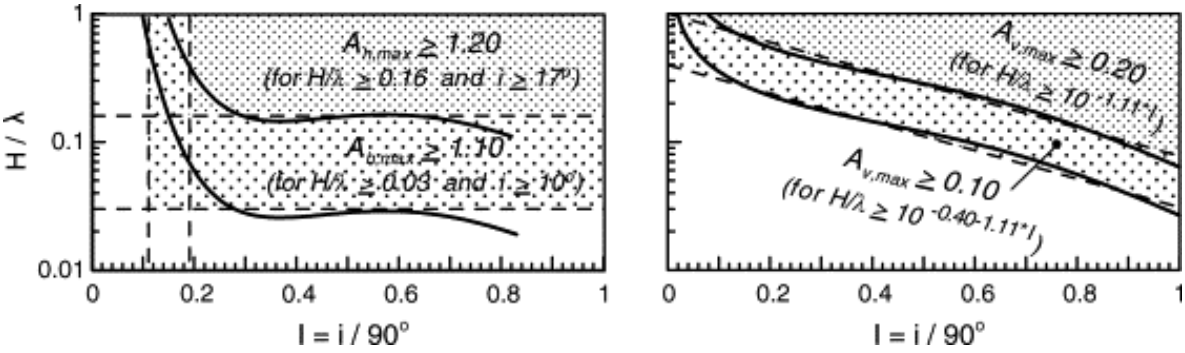


Figure 28. Limites inférieures de la hauteur normalisée H/λ et de l'angle de la pente i, à partir desquelles l'effet de site topographique devient significatif (Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31])

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*».

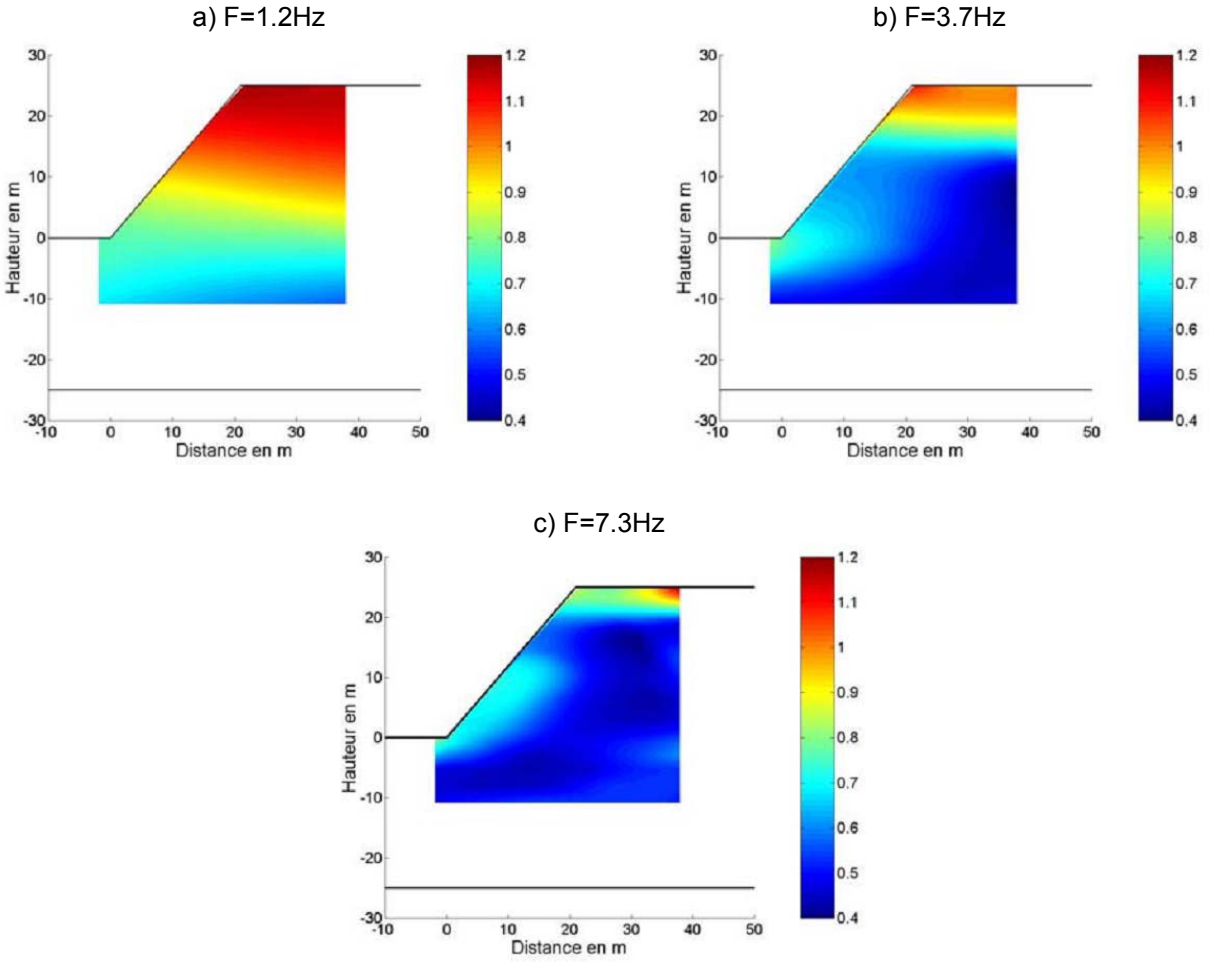


Figure 29. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène de hauteur *H*=25m et de pente α=50°, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz (a), 3.7Hz (b) et 7.3Hz (c)

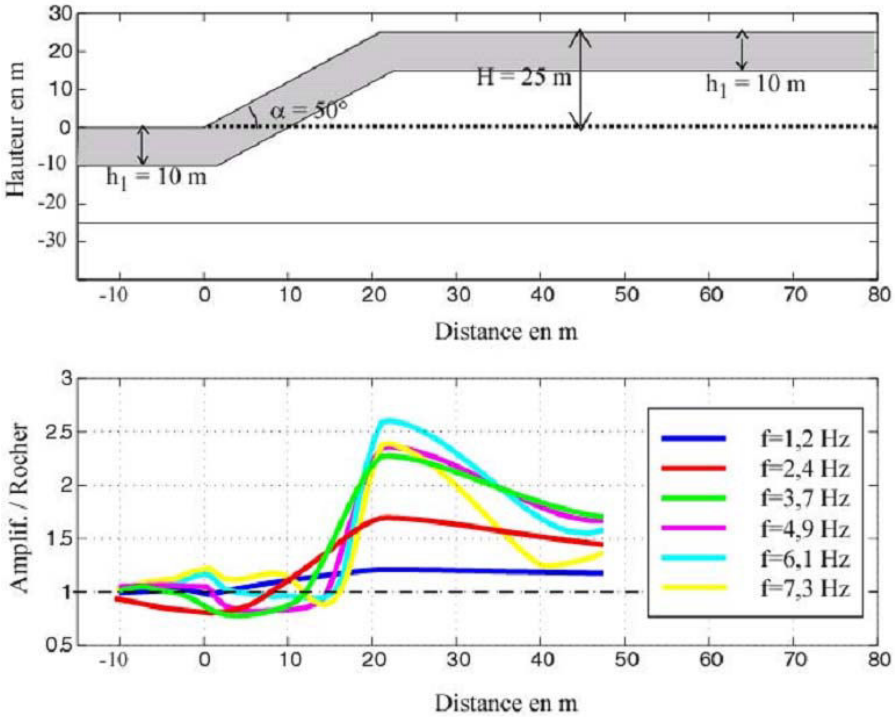
c. Influence de la géologie de sub-surface

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 30*a*) ou 20 m (Figure 30*b*), 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 Hz pour h_1 = 10 m, f_{res} = 3.1 Hz pour h_1 = 20 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.

a) h_1=10m (f_{res}=6.3Hz)



b) h_1=20m (f_{res}=3.1Hz)

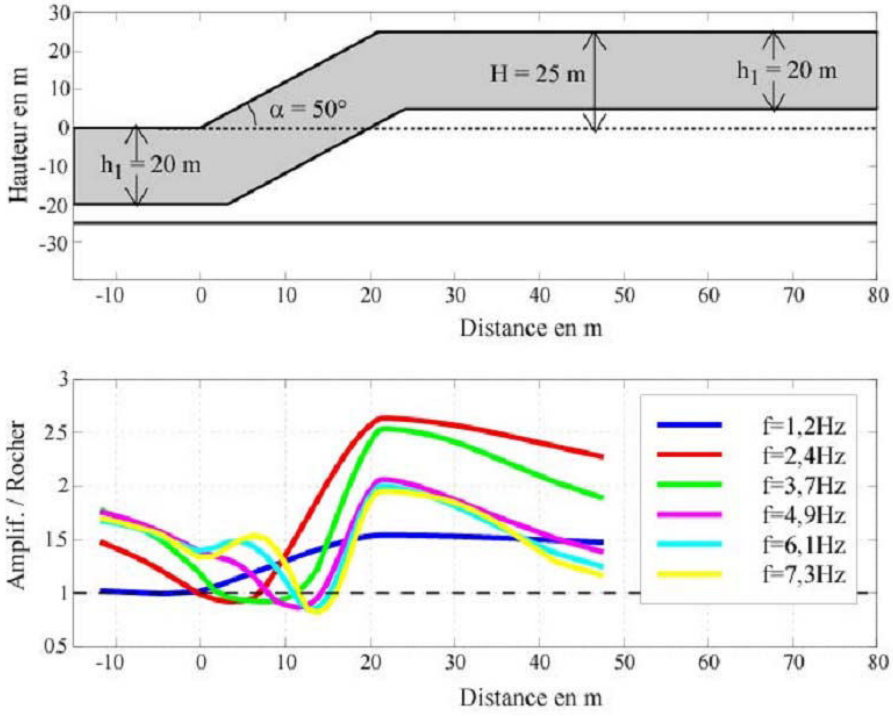


Figure 30. Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur H=25m, de pente α=50° et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface variable, soumis à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable

d. Influence de la pente

La comparaison de la Figure 31*a* 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.

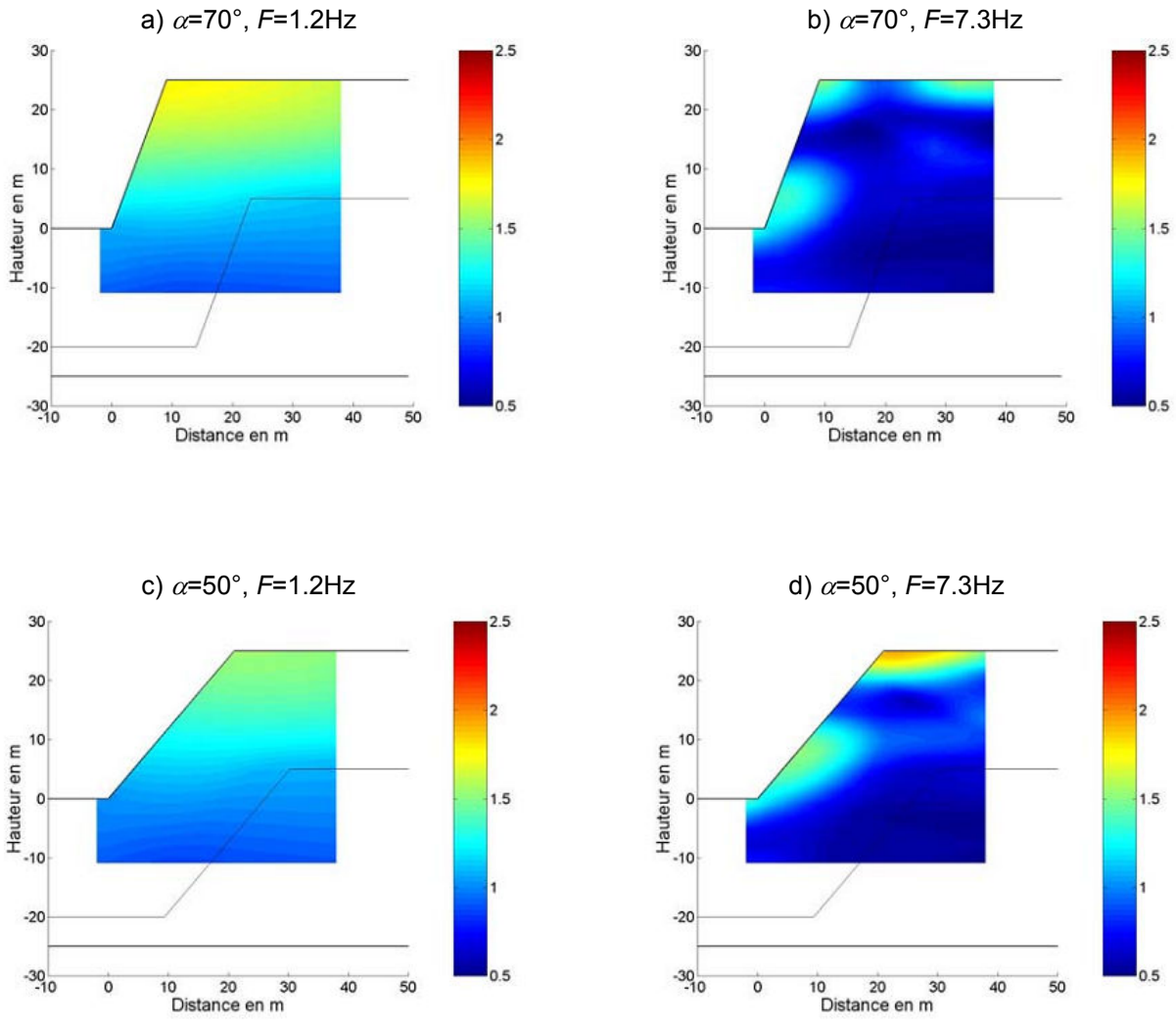


Figure 31. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur *H*=25m, de pente α variable et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface égale à 20m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz ou 7.3Hz

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.

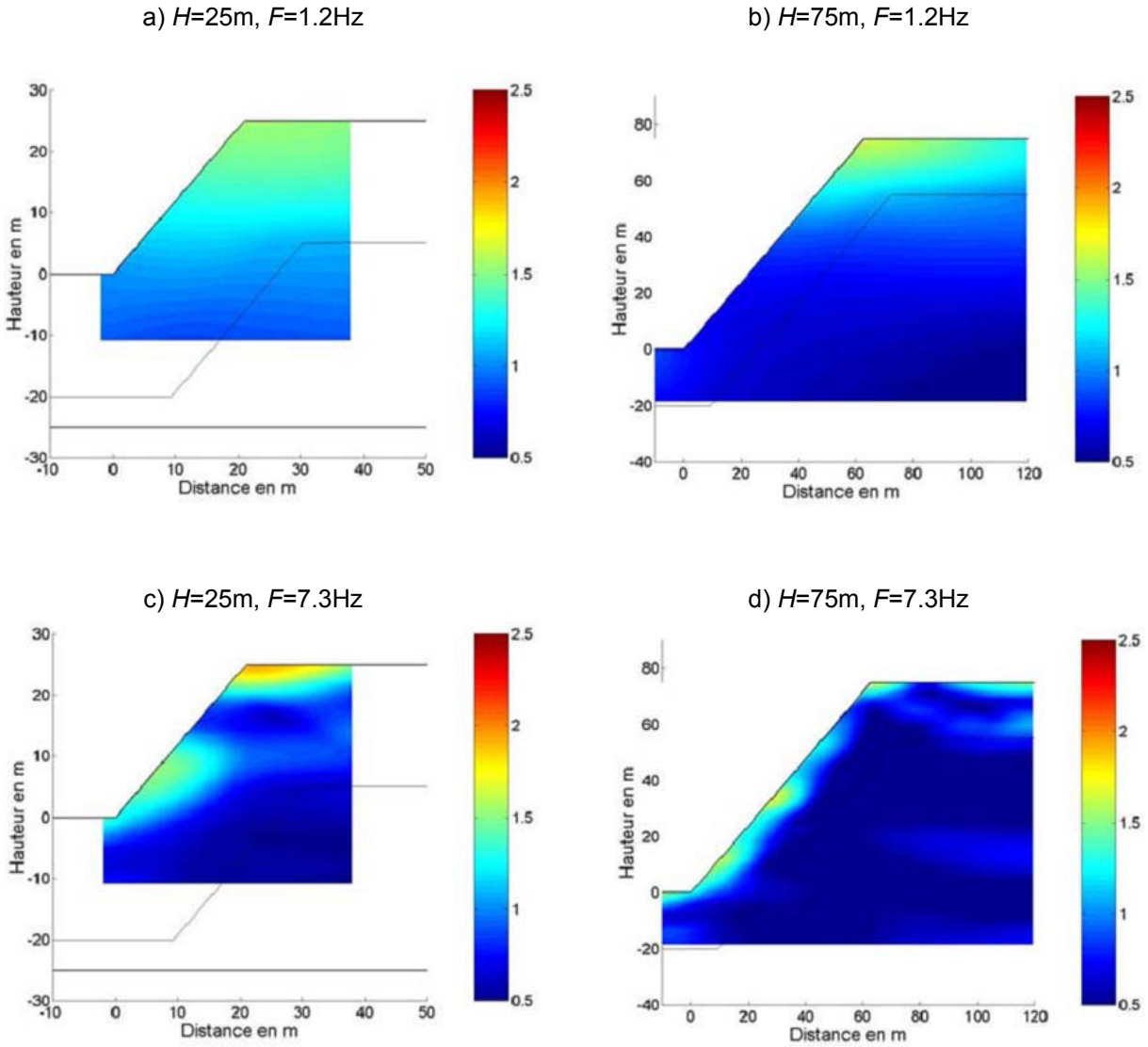


Figure 32. Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur variable, de pente α=50° et d'épaisseur h_1 de la couche de sub-surface égale à 20m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1.2Hz et 7.3Hz

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 33*c* (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.

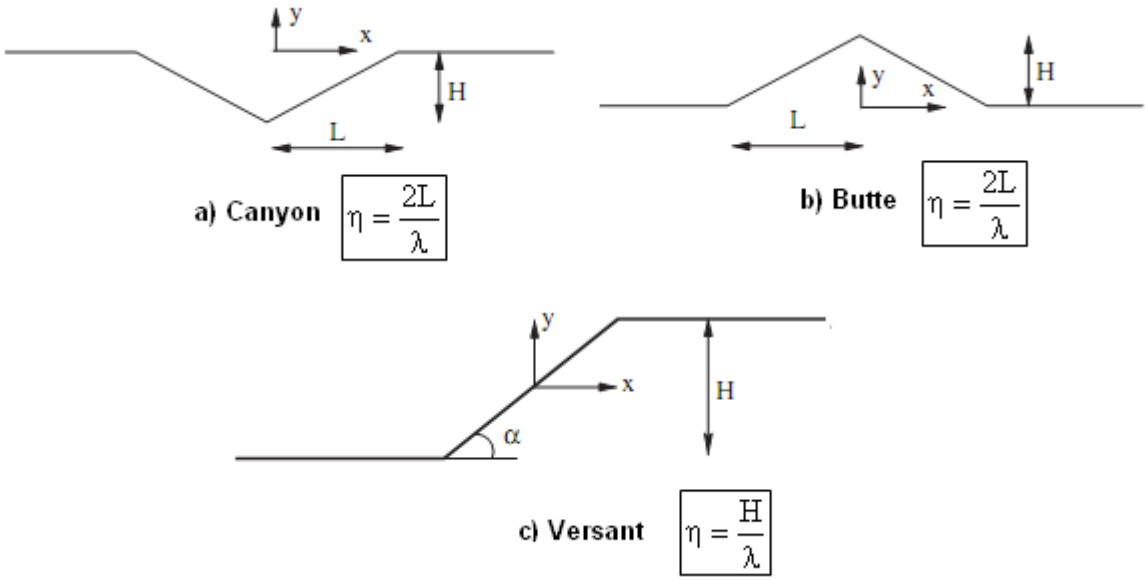
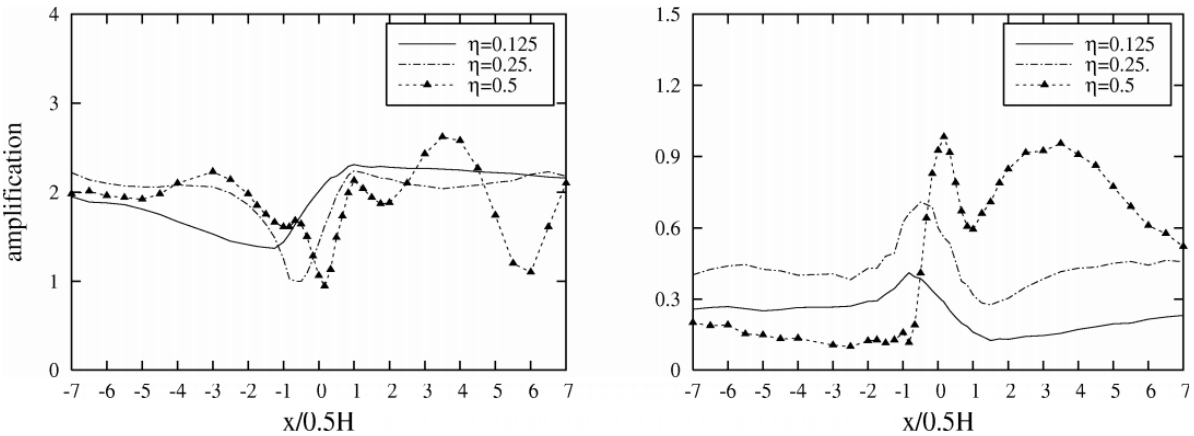


Figure 33. Illustration de la définition de la fréquence adimensionnelle (Nguyen et Gatmiri, 2007[117])

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.



a) Déplacement horizontal

b) Déplacement vertical

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 (0.5*H*). Alors, pour le cas du versant de 45°, on a :

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

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

- Pour les faibles valeurs de fréquence adimensionnelle (η = 0.125)
  - Le déplacement horizontal est amplifié le plus en crête du versant (x/0.5*H* = 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/0.5 *H* = -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 (η = 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 (η=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

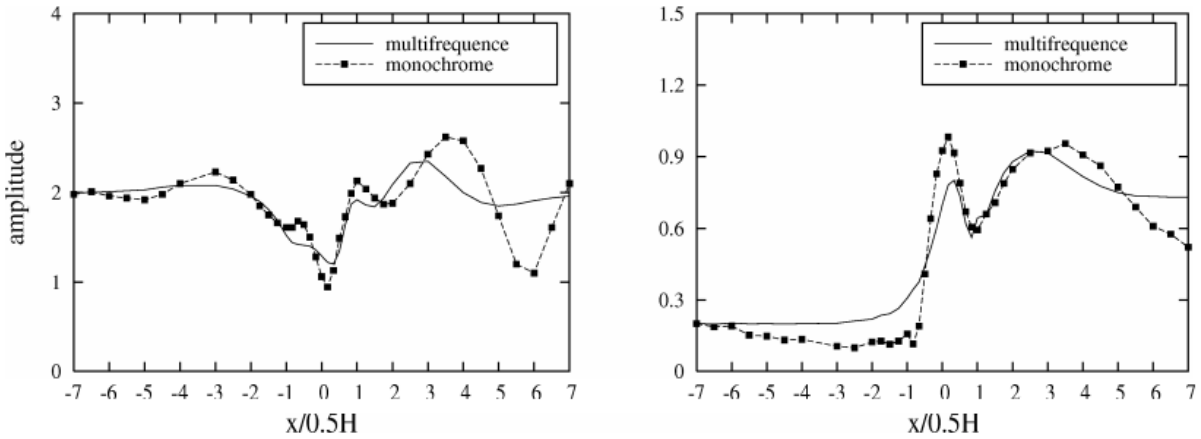
.

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]).



a) Déplacement horizontal b) Déplacement vertical

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])

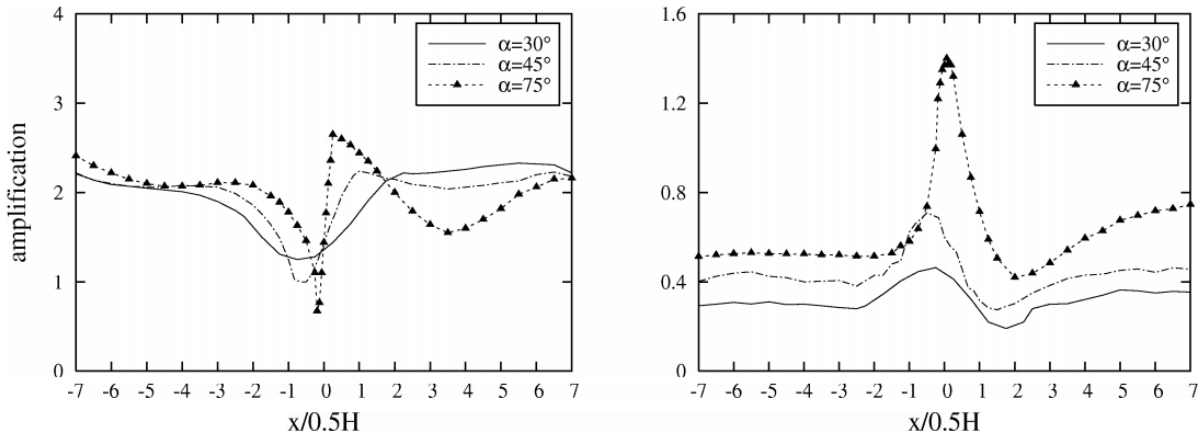
d. *Influence de la pente*

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 36*a* les valeurs $u_{x,min}$ = 0.67 et

$u_{x,max}$ = 2.65 pour le cas α = 75° alors que $u_{x,min}$ = 1.25 et $u_{x,max}$ = 2.33 pour le cas α = 30°. 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 36*b*). 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.



a) Déplacement horizontal b) Déplacement vertical

Figure 36. Réponse sismique le long de la surface libre des versants de différentes pentes et de même valeur de fréquence adimensionnelle η = 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/λ=0.2÷1.0, α=25÷75°, ξ=5÷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].

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

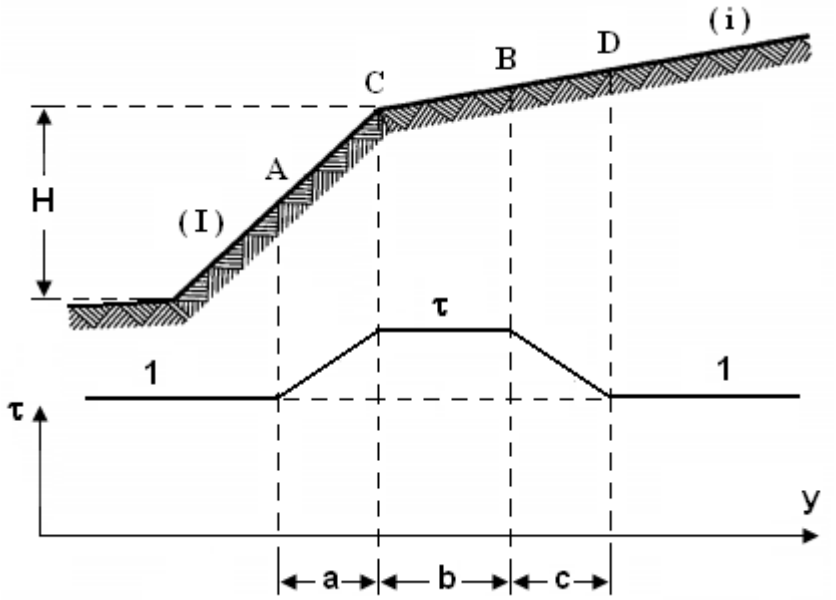


Figure 37. Variation du facteur d'amplification suivant la topographie du site (PS-92, 1995[122])

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

$$b = \min \begin{cases} 20I \\ \dfrac{H+10}{4} \end{cases} \qquad [14]$$

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

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	$\alpha < 30°$	$S_T \geq 1{,}2$
	$\alpha \geq 30°$	$S_T \geq 1{,}4$

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.

Chapitre 2. Analyse des paramètres importants à l'origine des effets de site topographiques

2.1. Méthodologie

2.1.1. Données générales sur les effets de site topographiques des versants

De nombreuses observations macrosismiques à travers le monde – France (séisme de 1909 à Lambesc, présenté dans la partie 1.2.1), Italie (séisme de 1980 en Irpinia), Etats-Unis (séisme de 1987 et de 1989 en Californie), Grèce (séisme de 1999 à Athènes, présenté dans la partie 1.2.2) – ont montré que le mouvement sismique était souvent amplifié au voisinage de la crête du versant. Ce phénomène, nommé « effet de site topographique », est la cause de la modification des caractéristiques spatiales, spectrales et temporelles du signal sismique dans un massif de versant. En présence d'une morphologie irrégulière (un versant isolé, une colline…), les ondes incidentes peuvent interférer avec celles qui sont réfléchies et réfractées sur les surfaces libres telles que la surface en amont et la surface de la pente (Figure 38*a*). Une amplification ou une « dés-amplification » apparaît en conséquence en surface ou au sein du versant (Figure 38*b*).

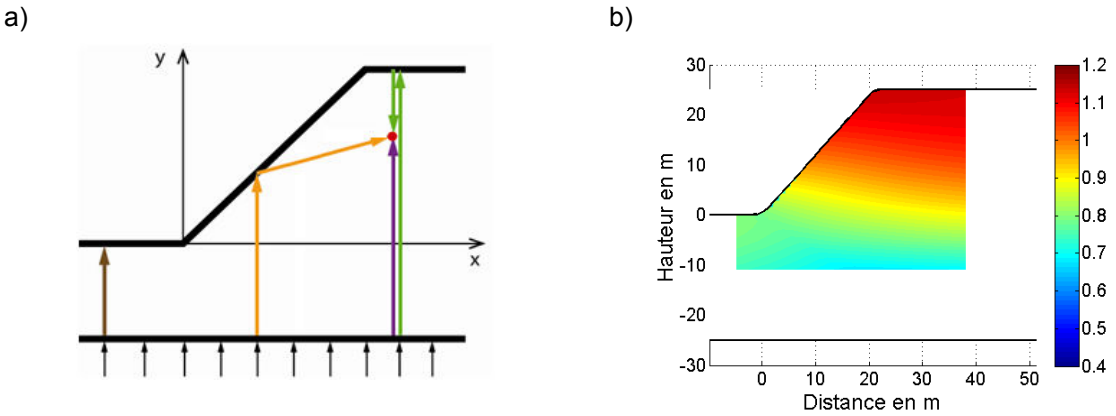


Figure 38. Illustration schématique du mécanisme et de la manifestation des effets de site topographiques a) Interférence des ondes incidentes et réfléchies b) Réponse sismique du versant (la zone rouge est celle affectée par l'amplification horizontale)

Les observations expérimentales montrent que le mouvement sismique est amplifié au sommet du versant et « dés-amplifié » au pied (quelques exemples ont été présentés dans la partie 1.2). À travers les simulations numériques, ce phénomène a été également constaté par plusieurs auteurs tels que Ashford et al., 1997[9]; Bourdeau, 2005[33]; Nguyen et Gatmiri, 2007[117]; De Martin et Kobayashi, 2010[55]; Messaoudi et al., 2011[106]. Quelques résultats

représentatifs ont été présentés dans la partie 1.3.3. La morphologie du relief peut donc multiplier l'impact de la secousse et des effets induits. Ce fait aggrave les dommages structuraux et parfois déclenche des mouvements de versant comme le cas du glissement de Las Colinas (El Salvador) ou les mouvements de versants déclenchés par le séisme du Sichuan en 2008 (partie 1.1.2.2).

Le calcul des effets de site topographiques a été recommandé dans les règles parasismiques PS-92 (présenté dans 1.3.4.1) et plus récemment dans l'Eurocode 8 (présenté dans 1.3.4.2). Cependant, seules les conditions morphologiques ont été considérées dans ces réglementations. Les autres facteurs tels que les caractéristiques géologiques et sismiques du matériau constitutif du versant, ainsi que les caractéristiques du signal sismique n'ont pas été prises en compte. Or ces facteurs ont vraisemblablement des influences significatives sur ces phénomènes d'amplification et « dés-amplification ».

Un paramètre nommé « fréquence adimensionnelle » qui peut synthétiser plusieurs facteurs individuels dans l'évaluation des effets de site a été utilisé par plusieurs auteurs dont les résultats ont été présentés dans la partie 1.3.3. Pour rappeler, ce paramètre est défini par le rapport de la hauteur *H* du versant à la longueur d'onde λ du signal incident. L'équation [16] montre les paramètres considérés dans le calcul de cette fréquence adimensionnelle: hauteur du versant (*H*), fréquence du signal sismique (*F*), module d'Young (*E*), coefficient de Poisson (ν) et masse volumique (ρ). Ainsi, ce nouveau paramètre représente un grand potentiel en étude et en estimation des effets de site topographique. Il a été utilisé par des chercheurs dans le domaine comme un indicateur important pour évaluer les effets de site topographique des versants. (Ashford et al., 1997[9]; Ashford et Sitar, 1997[8]; Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]; Nguyen, 2005[116]; Bouckovalas et Papadimitriou, 2006[32]; Nguyen et Gatmiri, 2007[117]; De Martin et Kobayashi, 2010[55]; Glinsky et Bertrand, 2011[67]; Messaoudi et al., 2011[106]).

$$\eta = \frac{H}{\lambda} = \frac{H \times F}{V_s} = \frac{H \times F}{\sqrt{\frac{E}{2(1+\nu)\rho}}} \qquad [16]$$

L'analyse des phénomènes d'effets de site topographiques des versants reste un thème de recherche, car même après simplification, le problème contient encore plusieurs variables à considérer : les paramètres géométriques et géologiques, les conditions hydrologiques, les caractéristiques du signal sismique… Pour cette raison, très peu de travaux peuvent proposer, jusqu'à présent, une méthode générale pour prédire ces phénomènes. On peut néanmoins citer spécialement les travaux de Ashford et al., 1997[9], de Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]. Le point le plus remarquable de ces dernières études est la prise en compte de la fréquence adimensionnelle comme indice fondamental pour évaluer les effets de site topographiques. Par cette approche, le phénomène a été bien décrit et assez bien estimé à travers des simulations numériques.

La question qui peut se poser est de savoir si la fréquence adimensionnelle peut représenter de manière perfectionnée tous les paramètres intégrés. Autrement dit, tous les effets produits par les paramètres intégrés peuvent-ils être calculés en utilisant la fréquence adimensionnelle ? De plus, y a-t-il d'autres paramètres qui affectent le phénomène ? Si tel est le cas, quelles sont leurs propres influences et les éventuels effets en combinaison avec

les autres paramètres ? Quels sont les paramètres les plus importants ? Ce chapitre a pour l'objectif de répondre à toutes ces questions.

2.1.2. Critères d'analyse et de comparaison des résultats numériques

Les résultats de simulations numériques qui seront discutés dans ce chapitre sont évalués en se basant sur plusieurs critères. Ils sont divisés en 4 groupes : les facteurs d'amplification, les indicateurs de l'aire de la masse potentiellement instable, les indicateurs de la dimension de la zone affectée en crête du versant et la distribution spatiale des zones affectées. La définition ainsi que la méthode de détermination de chaque critère sont données ci-dessous.

2.1.2.1. Facteurs d'amplification

L'ampleur de l'amplification du mouvement sismique due au relief est traduite par les facteurs d'amplification : *Ax* (valeur maximale de l'accélération horizontale normalisée) et *Ay* (valeur maximale de l'accélération verticale normalisée). Ils peuvent être déterminés suivant les équations [17] et [18]. Dans celles-ci, Ax_i et Ay_i sont respectivement l'accélération horizontale normalisée et l'accélération verticale normalisée d'un point *i* quelconque dans le modèle. Ces valeurs représentent le rapport des maxima de l'accélération horizontale et verticale ($a_{x,i}$; $a_{y,i}$) du point *i* pendant toute la durée de la sollicitation et le maximum de l'accélération horizontale obtenue à un site de référence ($a_{x,rf}$). Généralement, pour être considéré comme site de référence, un site doit présenter une morphologie plane, sans irrégularités et des caractéristiques géologiques semblables à celles du massif constituant le versant. De plus, il doit se situer à la même distance de l'épicentre que le site étudié.

$$Ax = \max\left\{Ax_i\right\} = \max\left\{\frac{a_{x,i}}{a_{x,rf}}\right\} \qquad [17]$$

$$Ay = \max\left\{Ay_i\right\} = \max\left\{\frac{a_{y,i}}{a_{x,rf}}\right\} \qquad [18]$$

Bien que la sollicitation sismique soit une onde d'excitation purement horizontale (SV), le signal sismique en un point du versant peut contenir une composante verticale comme on l'a vu au chapitre 1 (1.3.3). Celle-ci est née suite au changement de direction de l'onde incidente après réflexion sur la pente.

Pour un enregistrement sismique au site de référence en champ libre, il ne peut pas y avoir de composante verticale. En ce point, la réponse sismique ne contient qu'une composante de l'accélération horizontale ($a_{x,rf}$). L'accélération verticale est nulle ($a_{y,rf}$=0) et donc elle ne peut pas être utilisée pour normaliser l'accélération verticale obtenue sur le site étudié. Pour cette raison, l'accélération horizontale du site de référence ($a_{x,rf}$) est utilisée pour normaliser

la réponse sismique du versant en direction horizontale mais aussi verticale comme présenté dans les équations [17] et [18].

Sous l'action des effets de site topographique, la composante horizontale du mouvement sismique d'un point *i* peut être amplifiée (Ax_i>1.0) ou « dés-amplifiée » (Ax_i < 1.0). Tandis que pour la composante verticale du mouvement sismique, une valeur de Ay_i supérieure à zéro peut donc être considérée comme « traduire » non pas une réelle amplification, mais un effet de site car il n'y a jamais de composante verticale en champ libre quand le signal incident est du type SV. Par abus de langage, on parlera quand même d'amplification verticale.

2.1.2.2. Aire de la masse potentiellement instable

Les effets de site sont considérés comme l'un des principaux facteurs susceptibles de déclencher un mouvement de versant. Leurs impacts ont été étudiés et montrés dans plusieurs travaux de recherche (Havenith et al., 2003[76]; Bourdeau, 2005[33]; Del Gaudio et Wasowski, 2007[56]). De plus, les observations expérimentales et numériques montrent que les zones proches ou en contact avec la partie supérieure de la pente sont particulièrement affectée par un fort mouvement sismique. De plus, sa position au sommet du versant est favorable pour former une masse instable. Pour cette raison, le deuxième critère vise à caractériser l'aire des zones où le signal sismique est amplifié et qui sont donc potentiellement instables.

Si on appelle S_T, l'aire de la zone dite « critique » délimitée dans la Figure 39 par la pente, une partie de la surface supérieure et la ligne de tirets pointillés (zone colorée en jaune) on peut définir deux aires particulières : 1) l'aire S_A (les zones rayées) qui correspond à la partie de la région « critique » affectée par une amplification horizontale (Ax_i>1.0) et 2) l'aire S_{AS} (la zone avec rayures rouges) qui représente la partie de S_A en contact avec les surfaces libres (la pente, la surface horizontale en amont). Ces aires sont normalisées par l'aire de la région critique (S_T) suivant les équations [19] et [20] ce qui donne les deux indices pS_A et pS_{AS}. Il est nécessaire de noter que l'évaluation de S_{AS} est plus intéressante que celle de S_A, car les zones proches de la surface libre sont plus susceptibles de contribuer au développement d'une instabilité que celles en profondeur.

$$pS_A = \frac{S_A}{S_T} \qquad [19]$$

$$pS_{AS} = \frac{S_{AS}}{S_T} \qquad [20]$$

S_T : Aire de la région critique (zone colorée en jaune), délimitée par la pente, une partie de la surface supérieure et la ligne de tirets pointillés dans Figure 39 ($S_T = 2H^2$)

S_A : Aire des zones de S_T qui sont affectées par une amplification horizontale (Ax_i > 1.0). Dans la Figure 39, S_A est la réunion des aires des zones

numérotées 1 (zone avec rayures rouges) et 2 (zone avec rayures vertes), la zone 1 est parfois divisée en plusieurs zones plus petites (e.g. 1a et 1b).

S_{AS} : Part de S_A en contact avec les surfaces libres (zone avec rayures rouges). Dans la Figure 39, S_{AS} est l'aire de la zone 1 (ou des zones 1a et 1b).

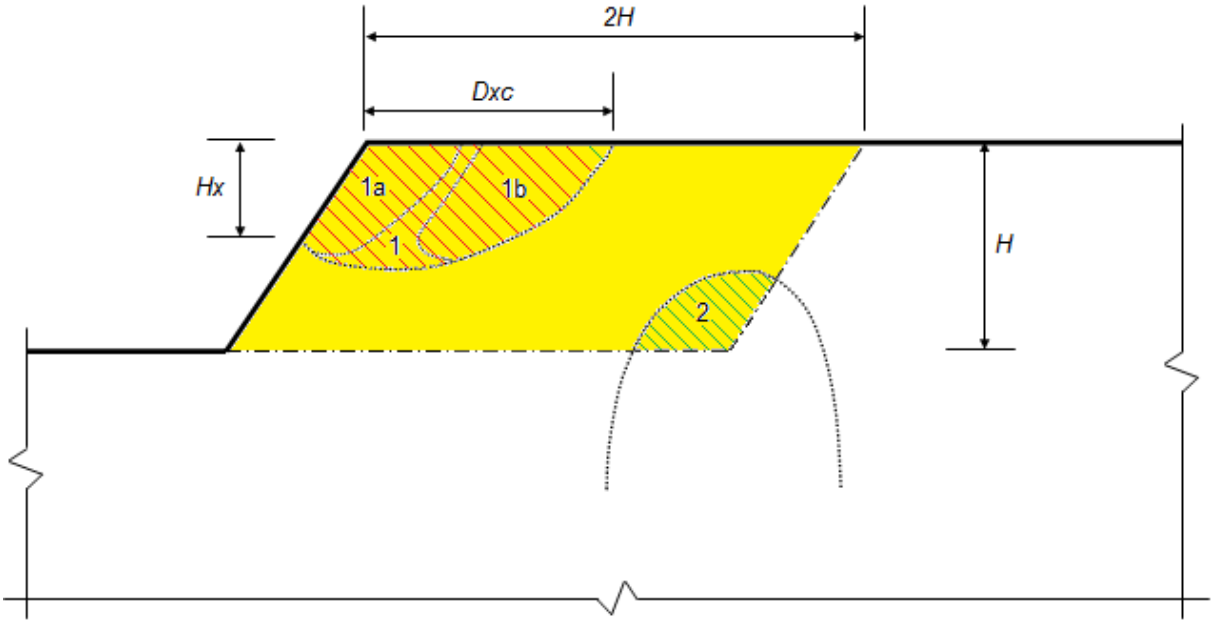


Figure 39. Illustration schématique de la localisation des zones affectées par l'amplification horizontale à l'intérieur de la région critique

Les zones affectées par une amplification verticale (Ay_i>0) ne sont pas considérées. La raison est que l'amplification verticale affecte quasiment tout le modèle de versant et non seulement quelques zones bien définies comme l'amplification horizontale (Figure 41). C'est pourquoi, pour la composante verticale, seul le facteur d'amplification (*Ay*) est considéré, les autres critères relatifs aux surfaces affectées ne sont pas évalués.

2.1.2.3. Dimension de la zone affectée en crête du versant

Plusieurs travaux d'études expérimentales (Bouckovalas et Kouretzis, 2001[29]; Gazetas et al., 2002[65]; Assimaki D, 2004[10]; Glinsky et Bertrand, 2012[69]) ainsi que numériques (Bouchon, 1973[28]; Ashford et al., 1997[9]; Vanbrabant, 1998[149]; Bourdeau, 2005[33]; Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]; Nguyen, 2005[116]; De Martin et Kobayashi, 2010[55]; Glinsky et Bertrand, 2011[68]; Nguyen et al., 2013[115]) ont montré que la zone au voisinage de la crête est souvent celle qui est affectée par la plus forte amplification du mouvement sismique (horizontal et vertical). Les ouvrages en surface de cette zone sont en conséquence les plus menacés. De plus, la position de cette zone en crête de la pente, est favorable pour le déclenchement d'une instabilité. Pour toutes ces raisons, cette zone de risque élevé mérite une attention particulière. Donc, la hauteur (*Hx*) et l'extension en surface supérieure (*Dxc*) sont également considérées dans l'évaluation des effets de site (Figure 39).

2.1.2.4. Distribution spatiale des zones affectées

Dans le but de donner une vision globale de la distribution des zones dites « amplifiées » et « dés-amplifiées » au sein du versant, la réponse sismique en chaque point est exprimée par un code de couleur en fonction de la valeur de l'accélération normalisée correspondante. Une couleur dans la gamme de jaune à bleu (Figure 40) représente une « dés-amplification » ($Ax_i < 1.0$), et au contraire une amplification est exprimée par une couleur plus chaude dans la gamme de jaune à rouge. De plus, la courbe d'isovaleur $Ax_i = 1.0$ est ajoutée pour mieux montrer la limite entre les zones amplifiées et « dés-amplifiées ». Avec la pente et la surface supérieure, cette courbe délimite les zones amplifiées en contact avec les surfaces libres. Il faut noter que dans ces graphiques, l'échelle des valeurs en abscisse est différente à celle en ordonnée (distorsion des échelles).

Grâce à cette représentation, les dimensions *Hx* et *Dxc* de la zone amplifiée en crête peuvent être évaluées directement sur la Figure 40. Dans cet exemple, une seule zone d'amplification est trouvée à l'intérieur de la région critique (S_T), l'aire S_A est ainsi confondue avec l'aire S_{AS}.

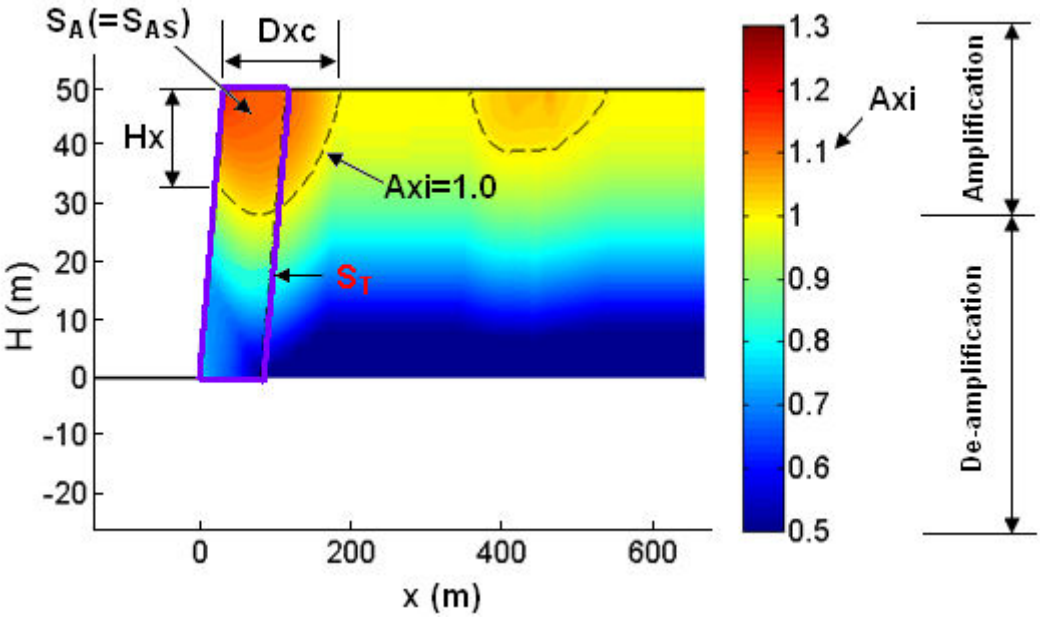


Figure 40. Exemple de la distribution spatiale de la réponse sismique horizontale d'un modèle de versant sous sollicitation d'un signal sismique sinusoïdal SV

La représentation graphique de la composante verticale de la réponse sismique du versant est réalisée de la même manière avec le même code de couleur. Cependant, les zones affectées par une composante verticale de l'accélération, et donc ce qu'on a appelé une amplification verticale, sont réparties sur tout le volume du massif (Figure 41) et ne peuvent donc pas être clairement délimitées comme dans le cas de l'amplification horizontale. Pour cette raison, la zone critique et la courbe d'iso-valeur ne sont pas présentées dans les graphiques concernant l'amplification verticale.

Il faut noter que dans le cadre de travail de recherche, on s'intéresse uniquement à la réponse sismique du massif dans le versant et non pas au niveau du substratum. Pour cette raison, les graphiques présentent uniquement les amplifications dans la région étudiée qui est délimitée par la pente et tout le massif en arrière de la pente, comme représenté dans la Figure 40 et la Figure 41.

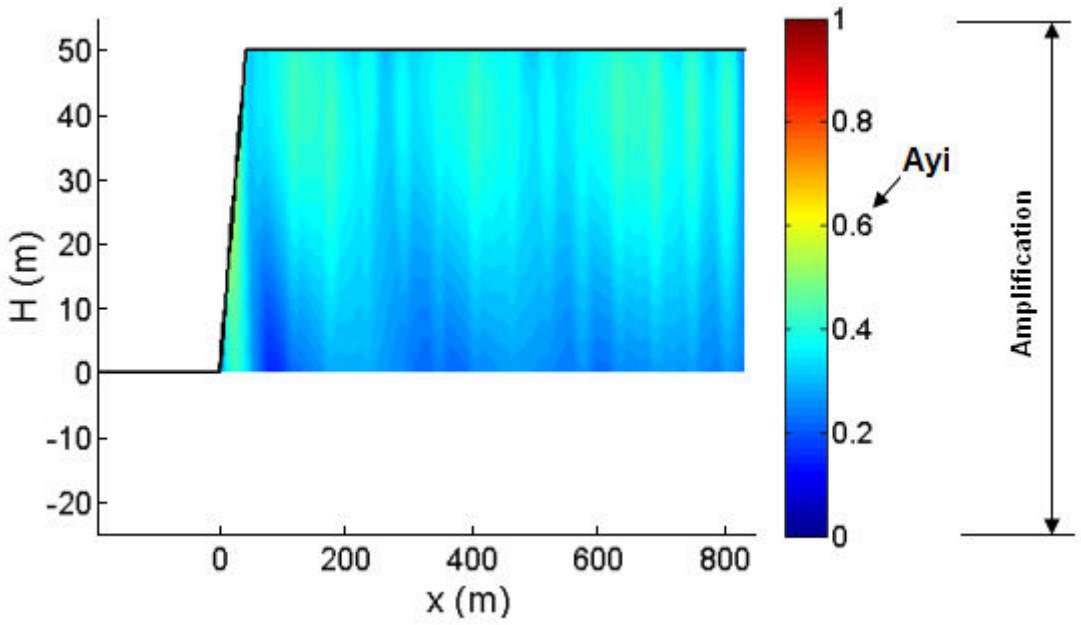


Figure 41. Exemple de la distribution spatiale de la réponse sismique verticale d'un modèle de versant sous sollicitation d'un signal sismique sinusoïdal SV

2.1.3. Modèle numérique

2.1.3.1. Présentation du logiciel utilisé

Le logiciel FLAC 2D 5.0 (Itasca), basé sur la méthode des différences finies, a été utilisé pour réaliser les simulations numériques dans le cadre de ce travail de recherche. Ce logiciel est destiné spécifiquement pour les études géotechniques et d'exploitation des mines. En comparaison avec les autres logiciels sur le marché (Plaxis, Geo5,…), FLAC est plus difficile à manipuler car il est piloté par des commandes de base, chacune réalisant une tâche particulière. L'interface graphique qui devrait permettre d'utiliser le logiciel de manière plus facile et interactive est toujours en cours de développement. Cette fonctionnalité est encore limitée notamment pour des modèles complexes ou de grandes tailles. Donc, pour utiliser le logiciel de manière la plus efficace possible, il est préférable d'écrire des fichiers de script qui contiennent la suite de commandes souhaitées. Par contre, le point fort de ce logiciel est qu'il offre la possibilité de contrôler de manière libre tous les caractéristiques souhaitées du modèle ainsi que le comportement du modèle en détail.

Les analyses sous sollicitations dynamiques peuvent être effectuées en utilisant soit un signal sismique artificiel prédéfini, sous forme d'une fonction continue (signal sinusoïdal, signal de Ricker,…), soit un signal sismique réel sous forme d'un tableau de valeurs enregistrées au cours d'un séisme. De plus, le logiciel contient un langage de programmation (FISH) interne qui est un outil puissant pour aider les utilisateurs dans les étapes de la construction du modèle, et permet des calculs à partir de scénarios préprogrammés.

2.1.3.2. Choix des conditions géomorphologiques du modèle de calcul

La prise en compte des paramètres relatifs au contexte morphologique, géologique, hydrogéologique et sismique est nécessaire pour rapprocher le modèle numérique de la réalité. Cependant, une telle étude nécessite une quantité importante de données de bonne qualité qu'il faut acquérir à partir de nombreuses investigations in situ ou d'essais de laboratoire. En raison de la limite du temps et du budget, de telles investigations ne sont pas toujours réalisables. Pour cette raison, il est indispensable de prendre des hypothèses simplificatrices. La Figure 42 présente le modèle de calcul avec les caractéristiques géomorphologiques simplifiées qui seront considérées dans le cadre de ce travail de recherche.

La morphologie du modèle de versant est simplifiée par une pente uniforme reliant deux plateaux en aval et en amont dont la taille est importante par rapport à la largeur de la pente. Le matériau est considéré comme homogène, isotrope et élastique. Concernant les sollicitations dynamiques, un amortissement mécanique est incorporé dans le modèle, le matériau a alors un comportement viscoélastique. Les analyses sont effectuées principalement sur la réponse sismique du versant pendant et juste après la sollicitation. L'influence du phénomène à long terme n'est pas considérée. Les effets particuliers qui peuvent être causés par les conditions hydrauliques (l'effet de la nappe phréatique, l'influence des précipitations...) ne sont pas pris en compte.

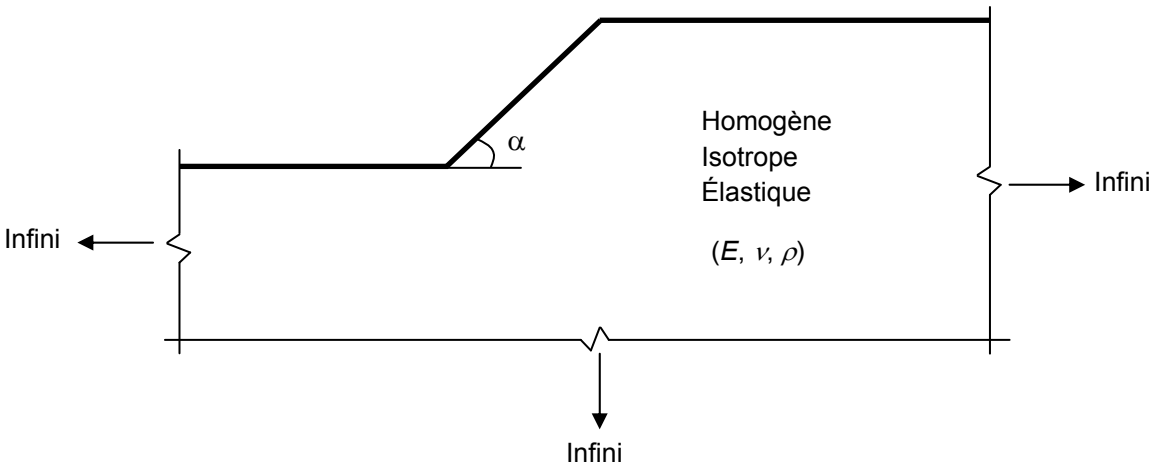


Figure 42. Conditions géomorphologiques simplifiées du modèle de calcul

2.1.3.3. Maillage du modèle de calcul

a. Largeur du maillage

Sitar et Clough (Sitar et Clough, 1983[136]) recommandent de positionner les limites latérales du système à 8 *H* (*H* = hauteur du versant) de part et d'autre du pied de la pente, ce qui conduit à une extension horizontale totale du modèle égale à 16 *H*. Cependant, pour le cas de faible pente, la largeur correspondant à la pente augmente, la distance entre la crête et la frontière latérale du modèle est en conséquence réduite. Des perturbations dues aux effets de bords peuvent alors toucher la zone étudiée. Donc, il est approprié de déterminer l'extension de la grille en fonction à la fois de la hauteur *H* et de l'angle de la pente α. Des analyses de dimension du maillage ont été effectuées par Bourdeau, 2005[33] en considérant que les maillages ont une largeur totale égale à :

[Extension en aval] + [Largeur de pente] + [Extension en amont].

Deux tailles de maillage ont été considérées : 1) [10 *H*] + [*H*/tan(α)] + [10 *H*+*H*/tan(α)] et 2) [6 *H*] + [*H*/tan(α)] + [8 *H*+*H*/tan(α)]. Les enregistrements du déplacement horizontal au sommet donnent des résultats comparables. Alors, en considérant la relation entre la taille du modèle et le temps de calcul, le 2e maillage avec la largeur totale égale à 14 *H*+2 *H*/tan(α) est plus intéressant. Cependant, dans le cadre de ce travail, on s'intéresse non seulement à l'intensité des effets de site qui se traduisent par les amplifications maximales mais aussi la dimension des zones affectées, notamment les zones situées en crête et sur la surface en amont derrière la crête. Pour cette raison, la surface en amont du modèle de calcul est étendue jusqu'à [15 *H*+*H*/tan(α)] pour élargir la zone étudiée et également la zone où se trouvent généralement les amplifications. Au contraire, la surface en aval est raccourcie à [5 H] qui est suffisant pour éviter les influences de la limite latérale sur la zone étudiée. Finalement, la largeur du maillage choisie est égale à [5 *H*] + [*H*/tan(α)] + [15 *H*+*H*/tan(α)] comme montré dans Figure 43.

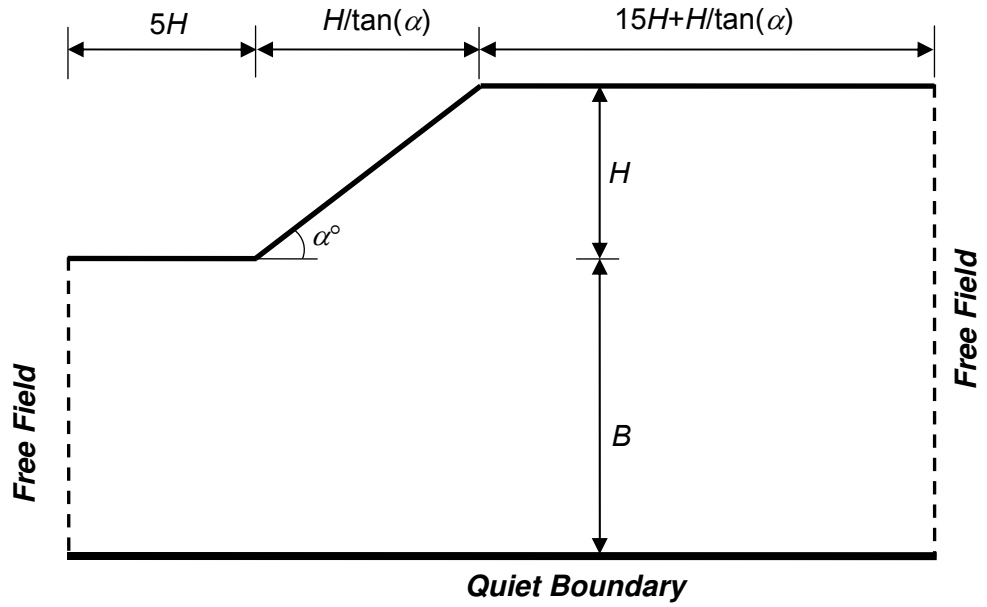


Figure 43. Dimension du modèle numérique et conditions aux limites appliquées aux deux limites latérales et à la base du modèle

b. Hauteur du maillage

La hauteur du maillage est déterminée par *H*+*B* avec *H* la hauteur du versant et *B* l'épaisseur de la base (Figure 43). Concernant le choix de la valeur de *B*, les deux conditions suivantes doivent être considérées :

- La base doit être suffisamment profonde pour éviter les perturbations dues aux conditions aux limites à la base du modèle,

- Le temps de calcul doit être dans la limite de la faisabilité par référence à la taille du modèle et à la capacité de l'ordinateur (la mémoire, la puissance).

Une étude préliminaire est réalisée pour évaluer l'impact du choix de l'épaisseur *B*. Sa valeur varie de 0.5*H* à 20*H*. Les calculs sont répétés sur plusieurs modèles de différentes pentes α, de différentes fréquences adimensionnelles η et de différentes hauteurs *H* (Tableau 5).

α (°)	η		
	0.05	0.5	1.0
30		x	
50	x	x, o	x
70		x	

Tableau 5. Valeurs de la pente (α) et de la fréquence adimensionnelle (η) utilisées pour tester l'effet de la base *B* du modèle de versant de *H*=50m (x) et *H*=100m (o)

Les résultats obtenus sont analysés en considérant ces critères d'études : l'amplification maximale de l'accélération horizontale et verticale (*Ax*, *Ay*), les aires affectées par une amplification horizontale S_A et S_{AS} et les coefficients correspondants (pS_A et pS_{AS}) ainsi que les dimensions de la zone amplifiée en crête (*Hx*, *Dxc*). La méthode utilisée pour déterminer ces critères est présentée dans la partie 2.1.2.

L'impact de l'épaisseur *B* est présenté dans la Figure 44, la Figure 45 et la Figure 46. Ces résultats nous montrent que :

- Pour les valeurs de *B* faibles ($B \leq 2\ H$), les résultats obtenus sont significativement affectés par le choix de *B*.

- Pour les valeurs de *B* modérées ($2\ H < B < 8H$), l'impact du choix de *B* est faible, les résultats obtenus varient très peu et commencent à atteindre l'état stable.

- Pour les valeurs de *B* élevé ($B \geq 8\ H$), les résultats obtenus sont stables, ils sont constants et indépendants du choix de *B*.

Le résultat de calcul pour les cas $B>8H$ peut donc être considéré comme proche d'un cas réel où les ondes sismiques se propagent depuis une source très profonde. Cependant, il

n'est pas pratique d'utiliser un modèle numérique avec une telle épaisseur de la base, car il demande énormément de mémoire et de temps de calcul. Pour cette raison, une valeur de *B* dans l'intervalle modéré ($2H<B<8H$) peut être plus intéressante.

Une évaluation générale de l'impact du choix de *B* est présentée dans la Figure 47. Dans ce graphique, les résultats correspondant au cas $B = 20\ H$ sont considérés comme les valeurs de référence. Ensuite, pour chaque critère étudié, l'écart relatif est calculé en comparant le résultat obtenu pour chaque valeur de *B* avec le cas de référence. Chaque point dans le graphique de la Figure 47 représente la moyenne des écarts relatifs des 6 cas d'étude mentionnés dans le Tableau 5. Enfin, la courbe « Moy » (qui n'a pas de sens physique particulier) représente l'écart relatif moyen de tous les critères. Ce graphique montre que tous les choix de *B* supérieur à *H* sont acceptables (écart moyen inférieur à 10 %). Cette observation est cohérente avec la recommandation ($B=H$) proposée par Sitar et Clough, 1983[136]. Cependant, pour cette valeur de B, l'amplification maximale (Ax) présente encore un écart assez significatif (> 15 %). Dans le cas où l'on considère les facteurs d'amplification (Ax, Ay) comme les critères les plus importants, on doit alors prendre $B \geq 2\ H$ pour avoir un écart maximal de 10 % et $B \geq 4\ H$ pour un écart maximal de 5 %.

Les illustrations de la Figure 48 et de la Figure 49 montrent que le quatrième critère d'interprétation, la distribution spatiale des zones affectées au sein du versant (voir 2.1.2.4), n'est pas influencée par le choix de l'épaisseur *B*.

Sur la base de ces résultats, on a décidé finalement de prendre $B = 4\ H$ pour avoir un écart relatif de *Ax* et *Ay* inférieur à 5 %. Ceci est appliqué pour tous les modèles de versant dans ce travail. En considérant tous les critères d'études, ce choix conduit à un écart relatif moyen d'environ 6 %.

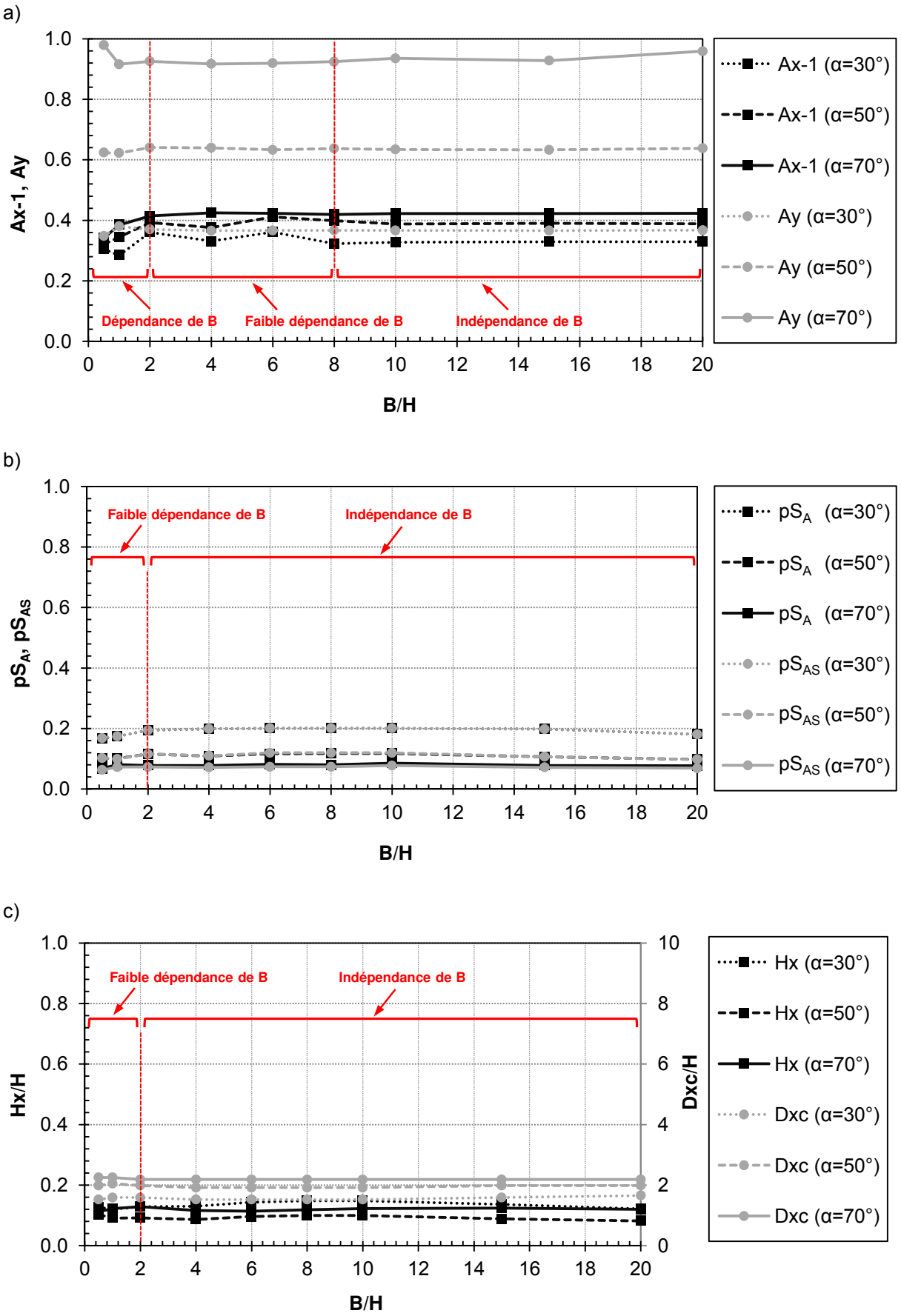


Figure 44. Influence du choix de l'épaisseur *B* sur les critères d'interprétation pour les modèles de pentes différentes (α **= 30° ; 50° ; 70°**)

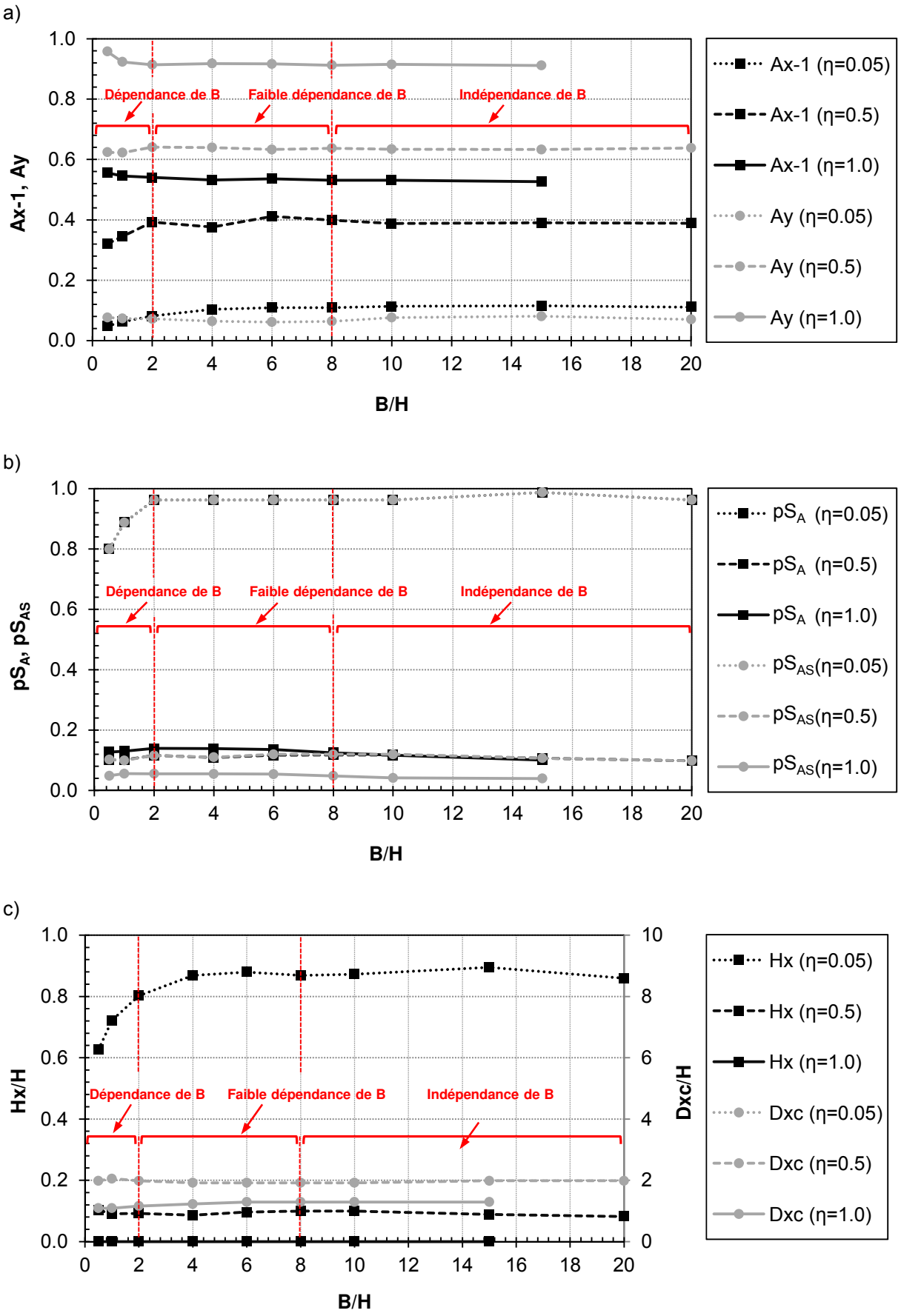


Figure 45. Influence du choix de l'épaisseur *B* sur les critères d'interprétation pour les modèles de valeurs différentes de la fréquence adimensionnelle (η **= 0.05 ; 0.5 ; 1.0**)

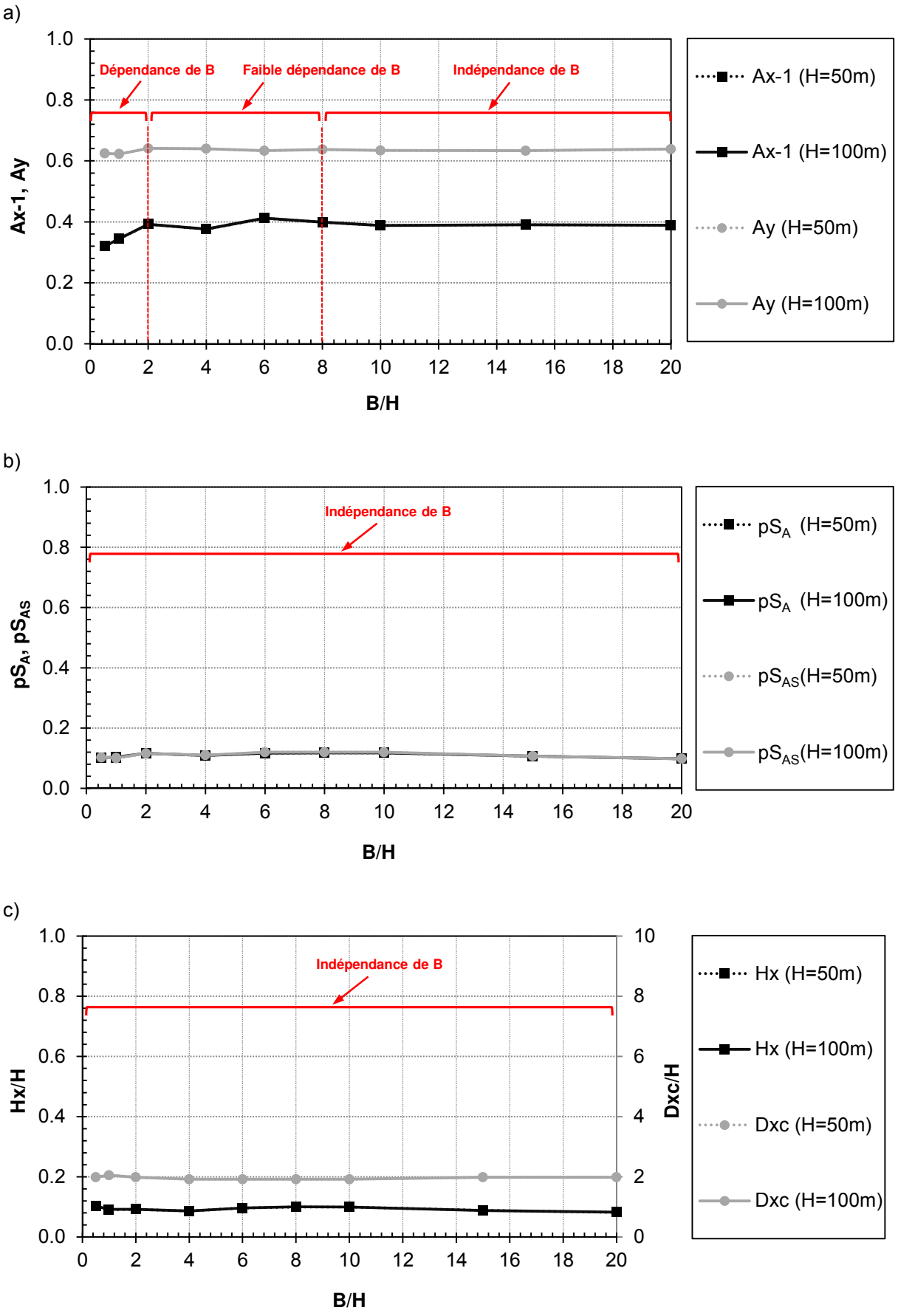


Figure 46. Influence du choix de l'épaisseur *B* sur les critères d'interprétation pour les modèles de hauteurs différentes (***H* = 50 m ; 100m**)

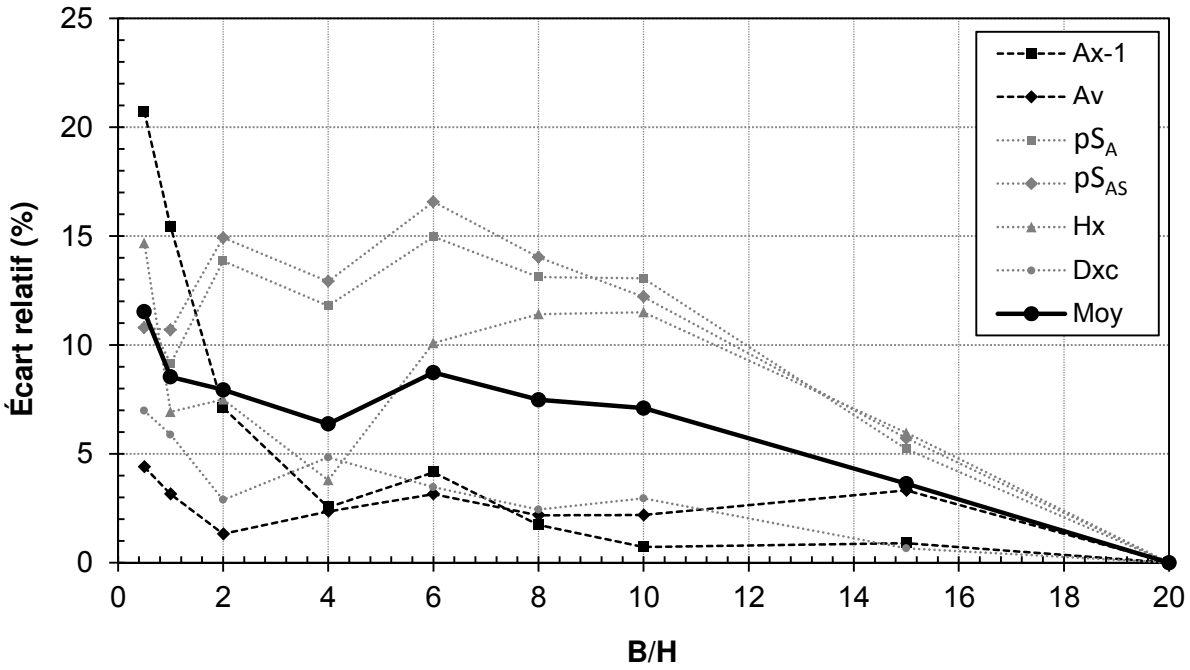


Figure 47. Écart relatif correspondant à chaque critère analysé pour les valeurs de *B* inférieures à 20*H* par rapport au cas de référence de *B*=20*H*

a) *B*=0.5*H* b) *B*=4*H* c) *B*=20*H*

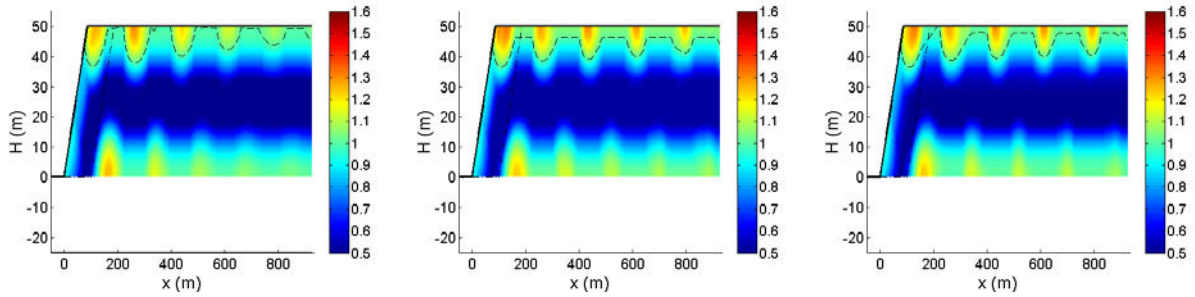


Figure 48. Réponse sismique du versant (α=30°, *H*=50m, η=0.5) en accélération horizontale normalisée (***Ax***$_i$) pour les modèles de différentes épaisseurs *B*

a) *B*=0.5*H* b) *B*=4*H* c) *B*=20*H*

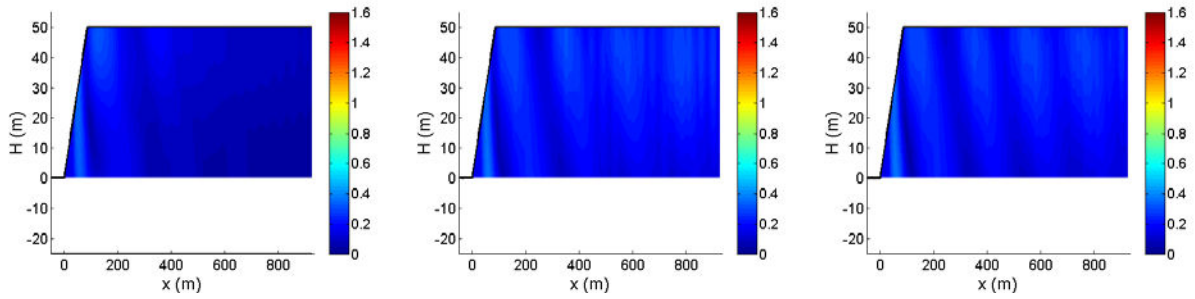


Figure 49. Réponse sismique du versant (α = 30°, *H* = 50 m, η = 0.5) en accélération verticale normalisée (***Ay***$_i$) pour les modèles de différentes épaisseurs *B*

c. Conditions aux limites

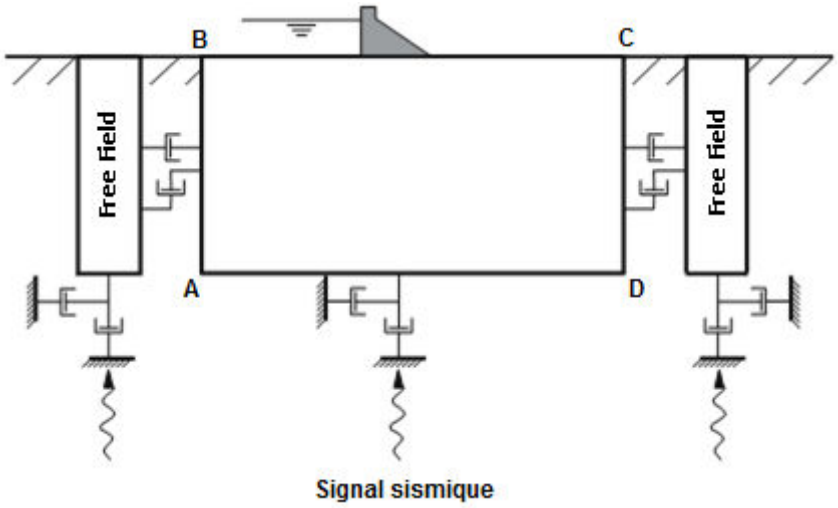


Figure 50. Modèle d'une analyse dynamique des structures en surface avec les conditions aux limites appliquées aux limites latérales et à la base du modèle *(Itasca Consulting Group, 2000[87])*

En principe, lorsqu'un modèle de versant est soumis à une sollicitation dynamique, la réponse sismique aux extrémités latérales du modèle doit correspondre à la réponse sismique en champ libre. Dans certains cas, rendre fixe les éléments situés le long des limites verticales peut être suffisant. Par exemple, s'il n'y a que des ondes de cisaillement appliquées sur la base horizontale AD comme montrées dans la Figure 50, il est possible de fixer les limites latérales (AB, CD) et de les placer suffisamment loin de la zone étudiée pour minimiser les ondes réfléchies. La condition du champ libre est ainsi obtenue. Pour les sols caractérisés par un taux d'amortissement élevé, cette condition peut être atteinte pour une taille de modèle relativement faible. Par contre, pour les matériaux à taux d'amortissement faible, la taille du modèle requise devient importante, ce qui conduit à des temps de calcul élevés.

Dans le cadre de cette étude, plusieurs cas de taux d'amortissement (élevé, faible ou même nul) sont envisagés. Pour cette raison, une procédure alternative est mise en œuvre : la condition aux limites *Free Field*. Dans ce cas, les limites latérales du maillage sont équipées d'amortisseurs horizontaux et verticaux (Figure 50) qui absorbent l'énergie des ondes qui atteignent les limites verticales. Ainsi, les retours dans la zone étudiée des ondes réfléchies sur les deux bords latéraux qui seraient irréalistes sont empêchés.

La base du versant est considérée comme un substratum dont la profondeur est beaucoup plus importante en comparaison de la hauteur du versant. Les retours dans la zone étudiée des ondes réfléchies sur la base artificielle du modèle ne sont alors pas réalistes. Ce phénomène peut être éliminé en utilisant un modèle de grande hauteur car l'amortissement du matériau va absorber de l'énergie des ondes réfléchies. Ces ondes ont en conséquence disparu avant de rentrer dans la zone étudiée. Cependant, cette solution demande un temps de calcul important. Alors, la procédure alternative est d'utiliser la limite absorbante *Quiet Boundary* développée par Lysmer et Kuhlemeyer, 1969[101]. Son principe général est

d'attacher indépendamment des amortisseurs en direction normale et tangentielle à la base du modèle (Figure 50). Ces amortisseurs génèrent la contrainte normale (t_n) et de cisaillement (t_s), données respectivement par les équations [21] et [22], pour réduire les contraintes produites par des ondes sismiques. De ce fait, le mouvement sismique est considéré comme atténué.

$$t_n = -\rho \times Vp \times v_n \qquad [21]$$

$$t_s = -\rho \times Vs \times v_s \qquad [22]$$

v_n, v_s : composante normale et tangentielle de la vitesse à la base
ρ : masse volumique du matériau
Vp, Vs : vitesse de propagation des ondes P et S

d. *Taille des mailles*

La taille des mailles est déterminée de manière à assurer la transmission correcte des ondes sismiques à travers le maillage. D'après la notice de FLAC, cette condition peut être garantie à condition que l'équation [23] soit satisfaite. Dans celle-ci, Δl représente la dimension maximale d'une maille élémentaire, λ est la longueur d'onde et la valeur de N doit être supérieure à 10. Il est nécessaire de noter que pour les calculs dynamiques, la taille des mailles et le pas de temps de calcul doivent être en accord. FLAC laisse les utilisateurs choisir librement la taille des mailles. Le logiciel va choisir automatiquement le pas de temps correspondant.

$$\Delta l \leq \frac{\lambda}{N} \qquad [23]$$

En général, la taille des mailles est déterminée en rapport avec la longueur d'onde qui dépend à la fois du contexte géologique du massif de versant et du contenu fréquentiel du signal sismique. De plus, le choix de la valeur de N est également important car il est lié aux erreurs dues aux calculs numériques. Des tests préliminaires, réalisés sur les modèles numériques représentant le champ libre, ont été effectués pour évaluer l'influence de ce paramètre.

Le champ libre est modélisé par une colonne de matériau homogène, isotrope et élastique. Les conditions aux limites de type *Free Field* et *Quiet Boudary* sont appliquées respectivement sur les deux côtés latéraux et à la base. L'ensemble du modèle est sollicité par un signal sismique sinusoïdal de type SV se propageant verticalement à partir de la base. L'amortissement mécanique du matériau est supposé négligeable (taux d'atténuation = 0 %). Différentes tailles de mailles sont testées en faisant varier la valeur de N. L'erreur dans le calcul numérique, due au choix de la valeur de N, peut alors être évaluée en comparant la valeur de l'accélération calculée en surface et celle déterminée par la théorie. En champ libre, quand l'onde incidente atteint la surface libre, elle donne naissance à une onde réfléchie, la superposition de ces deux ondes produit une onde de magnitude double de la magnitude de l'onde incidente. Alors, l'erreur est représentée par la différence

entre l'accélération maximale obtenue en surface libre d'un modèle et deux fois la magnitude de l'onde incidente.

La Figure 51 présente la courbe de variation de l'erreur numérique en fonction de *N*. Il est évident que plus *N* augmente (la taille des mailles diminue), plus l'erreur numérique est faible mais plus le temps de calcul est important. En prenant en compte plusieurs facteurs tels que la dimension du modèle, le temps de calcul et l'erreur numérique estimée, la valeur de *N* utilisée dans toutes les simulations numériques est choisie dans l'intervalle de 20 à 50, il correspond à une erreur inférieure à 5 %.

Les plus petites mailles (*N* = 50, erreur ≈ 2 %) sont utilisées spécifiquement dans les simulations pour analyser les effets secondaires des paramètres intégrés dans la fréquence adimensionnelle (partie 2.2.3) car ces analyses demandent une précision élevée pour pouvoir détecter les moindres différences dans les résultats obtenus qui sont généralement très proches. Pour les autres calculs, une erreur numérique de 5% est acceptable, la taille des mailles est alors calculée avec *N* = 20.

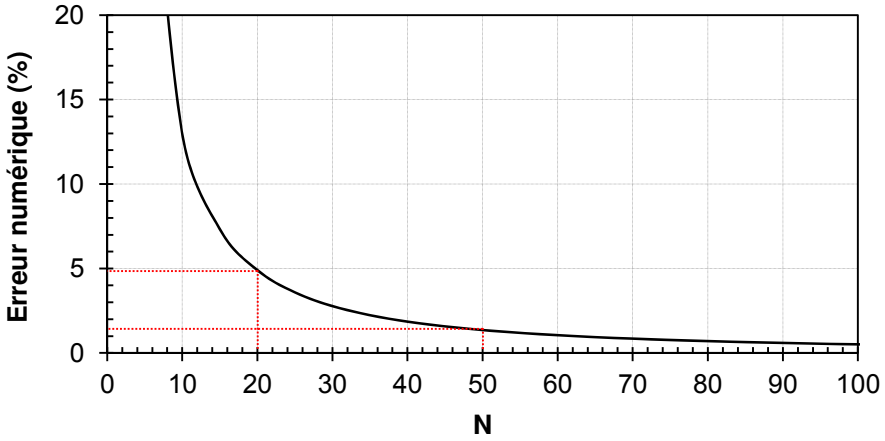


Figure 51. Variation de l'erreur numérique en fonction de la variation de la valeur de N

2.1.3.4. Sollicitation sismique

Les ondes sismiques planes de type SV sont appliquées à la base du modèle et se propagent verticalement vers le haut du versant. En raison de la présence de la limite absorbante *Quiet Boundary*, un mouvement sismique en accélération ou en vitesse ne peut pas être appliqué car ces types de sollicitations annulent l'effet de *Quiet Boundary (*d'après la notice de FLAC). Dans ce cas, le mouvement sismique en vitesse (ou en accélération) doit être converti en une onde de contraintes à l'aide des équations [24] et [25]. Le facteur 2 dans l'équation [24] tient compte du fait que la contrainte appliquée doit être double de celle que l'on veut, car la moitié de l'énergie est absorbée lors du premier passage des ondes sismiques à travers la base du modèle (équation [22]). L'autre moitié est absorbée lors du deuxième passage quand les ondes reviennent de la surface supérieure.

$$\sigma_s = 2(\rho Vs) v_s \qquad [24]$$

$$Vs = \sqrt{G / \rho} \qquad [25]$$

σ_s : contrainte de cisaillement appliquée à la base du modèle
ρ : masse volumique du matériau
Vs : vitesse de propagation des ondes de cisaillement à travers le matériau
v_s : mouvement sismique en vitesse à la base du modèle
G : module de cisaillement du matériau

Le signal sismique utilisé peut être mono-fréquentiel (signal sinusoïdal) ou multifréquentiel (signal enregistré lors d'un séisme réel). Le 1er type de signal est utilisé pour les études paramétriques car son contenu fréquentiel est simple et facile à contrôler. Les résultats mis en évidence dans ces études sont ensuite vérifiées avec les cas des signaux sismiques réels.

Le signal sismique sinusoïdal en accélération est déterminé par l'équation [26]. Comme l'application de la charge sismique en accélération à la base du modèle n'est pas compatible avec la présence de la condition *Quiet Boundary*, le signal doit être converti de l'accélération en vitesse par l'équation [27], et finalement en contrainte à l'aide de l'équation [24].

$$a(t) = a_{\max} \sin(2\pi F t) \qquad [26]$$

$$v(t) = \frac{a_{\max}}{2\pi F\left[1 - \cos(2\pi F t)\right]} \qquad [27]$$

a_{max} : amplitude du signal
F : fréquence du signal
$a(t)$: sollicitation sismique en accélération
$v(t)$: sollicitation sismique en vitesse

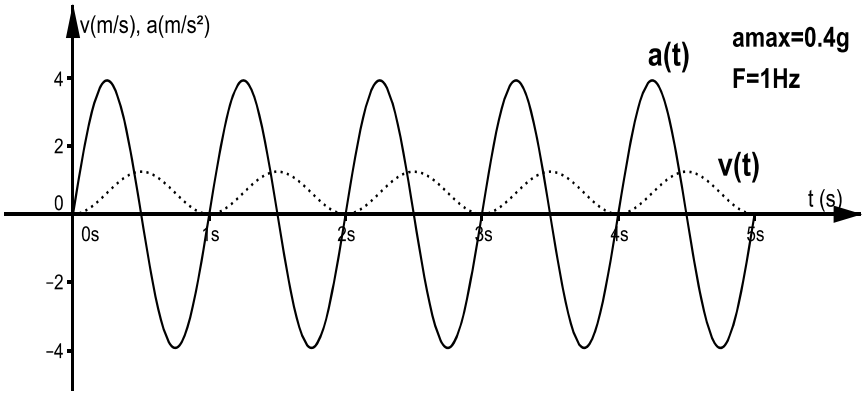


Figure 52. Exemple d'un signal sismique sinusoïdal en accélération et en vitesse utilisé dans les études paramétriques (a_{max}=0.4g, F=1Hz)

Un signal sinusoïdal est défini principalement par trois paramètres: l'amplitude a_{max}, la fréquence F et la durée t_s.

- Dans le cadre de cette étude, le choix de l'amplitude du signal d'excitation n'influence pas les critères d'interprétation, car on n'évalue pas la réponse sismique du versant en valeur absolue mais en normalisation avec la réponse du site de référence. Donc, une valeur de a_{max} modérée (0.4 g) a été choisie pour tous les calculs.

- La fréquence du signal est variable dans l'intervalle de 0.5 à 10 Hz. C'est la bande large des fréquences prédominantes généralement observées pour les signaux de séismes réels. La Figure 52 montre un exemple du signal sinusoïdal avec une fréquence égale à 1 Hz.

- Concernant la durée d'application du signal sismique, cette valeur doit être suffisante pour que la réponse sismique du versant atteigne un état stable. Cependant, elle ne doit pas être trop élevée de manière à limiter le temps de calcul. Un test a été réalisé pour un modèle de versant, avec H = 50 m, B = 4 H, α = 50° et Vs = 500 m/s. Ce versant est sollicité par les signaux sismiques sinusoïdaux de 0.5 Hz, 5 Hz et 10 Hz pendant une durée correspondant à 100 cycles. Les points de mesure se situent en surface et à une distance D de 0 H (la crête), H, 2 H, 4 H, 6 H, 8 H, 10 H et 12 H derrière la crête. En analysant ces enregistrements, on trouve que :

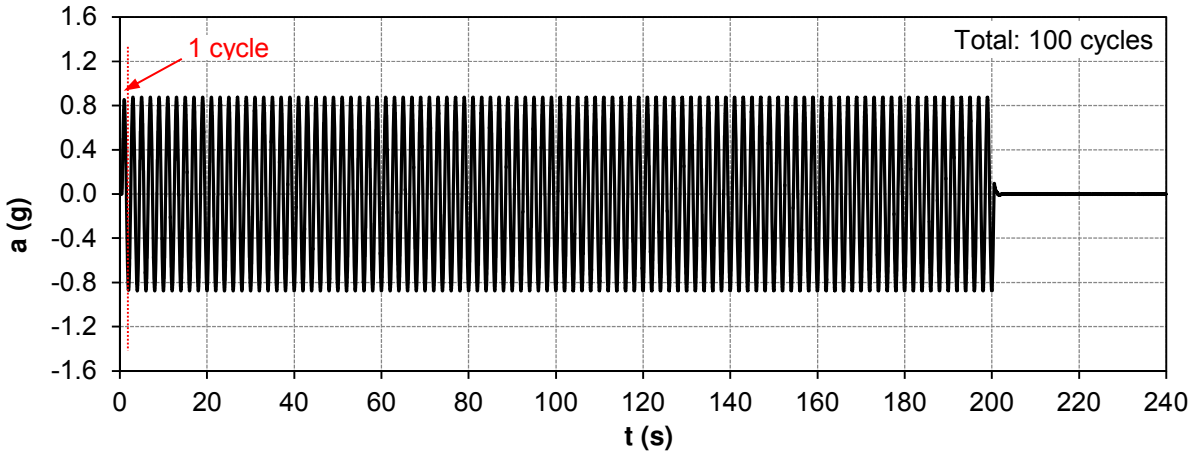
  - Pour le signal de fréquence faible (F = 0.5 Hz), la réponse sismique du versant atteint un état stable très rapidement, juste après un ou deux cycles d'oscillation (Figure 53).

  - Pour le signal de fréquence modérée (F= 5 Hz), le nombre de cycles nécessaire pour que la réponse sismique du versant atteigne un état stable est plus élevé, il est dans la limite de 30 cycles (Figure 54).

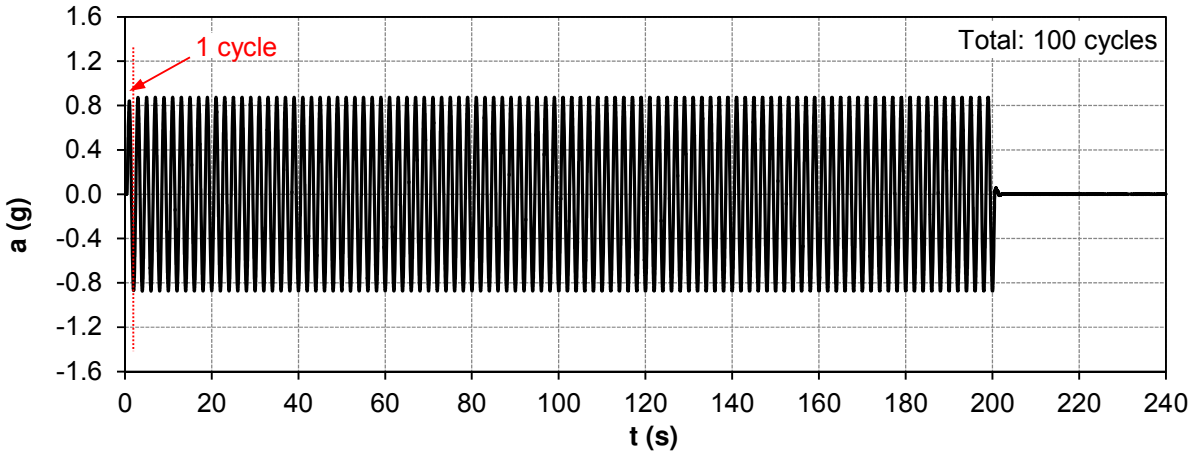
  - Pour le signal de fréquence élevée (F = 10 Hz), le mouvement sismique en surface du versant ne se stabilise qu'au bout de 20 à 40 cycles (Figure 55).

  Sur la base de ces résultats, le nombre de cycles d'excitation ainsi que la durée d'application du signal sismique (t_s) ont été choisis et présentés dans le Tableau 6. Après l'arrêt de la sollicitation à la base du modèle, le calcul dynamique se poursuit pendant un certain temps pour assurer que les dernières ondes peuvent atteindre la surface libre (la pente ou la surface en amont). Pour les ondes qui se propagent vers la surface en amont, une durée de temps correspondant à un trajet égal à la hauteur du modèle (H+B = 250 m) est suffisante. Pour les ondes qui se propagent vers la pente, quelques-unes peuvent se diriger vers la surface en amont après la réflexion sur la pente. La durée totale nécessaire pour que ces ondes atteignent la surface en amont est en conséquence plus longue. Pour une vitesse de propagation de 500 m/s, ce temps est d'environ 2s (pour un trajet de 20 H ou 1000m). On a choisi alors une durée de calcul supplémentaire de 2s après l'arrêt de sollicitation. Ainsi, la durée totale du calcul dynamique (t_c) est : $t_c = t_s$+2 (s).

a) *D*=0*H* (la crête)



b) *D*=6*H*



c) *D*=12*H*

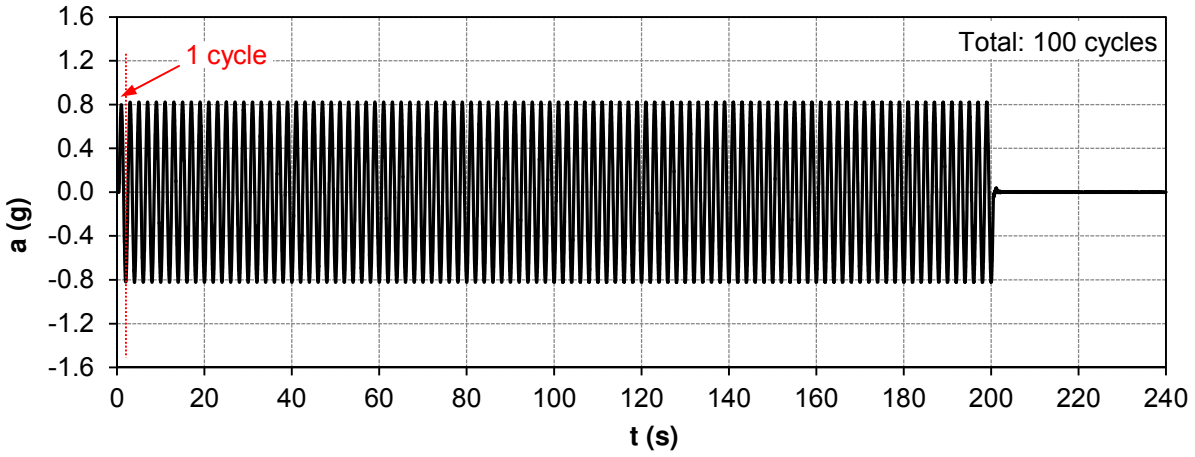
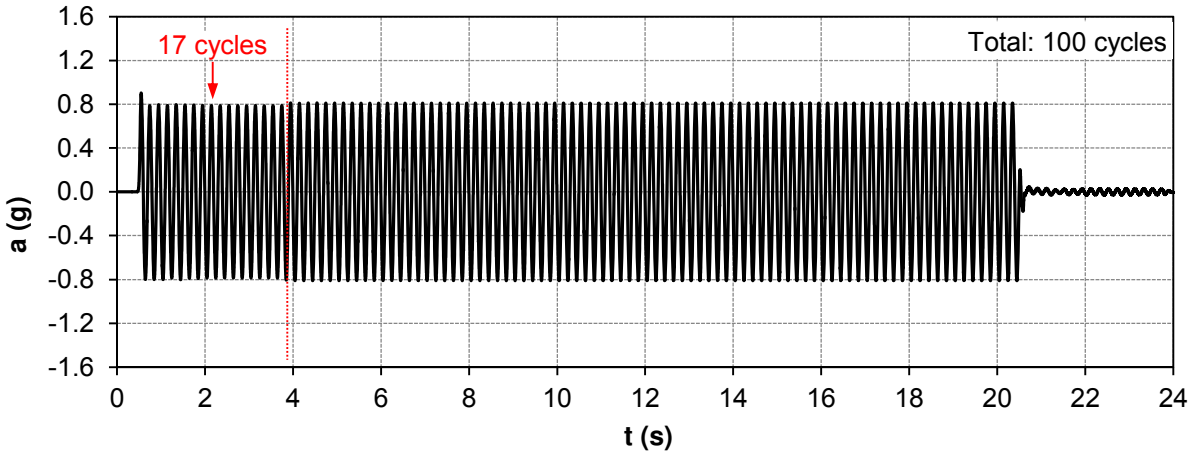
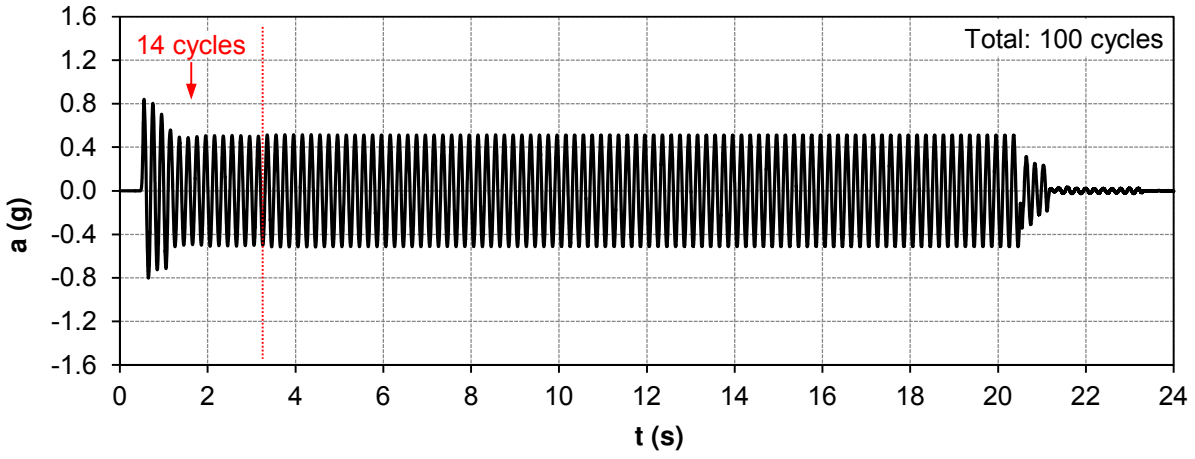


Figure 53. Accélérogrammes enregistrés aux points de mesure en surface supérieure du versant pour une sollicitation sinusoïdale de fréquence ***F*=0.5Hz**

a) *D*=0*H* (la crête)



b) *D*=6*H*



c) *D*=12*H*

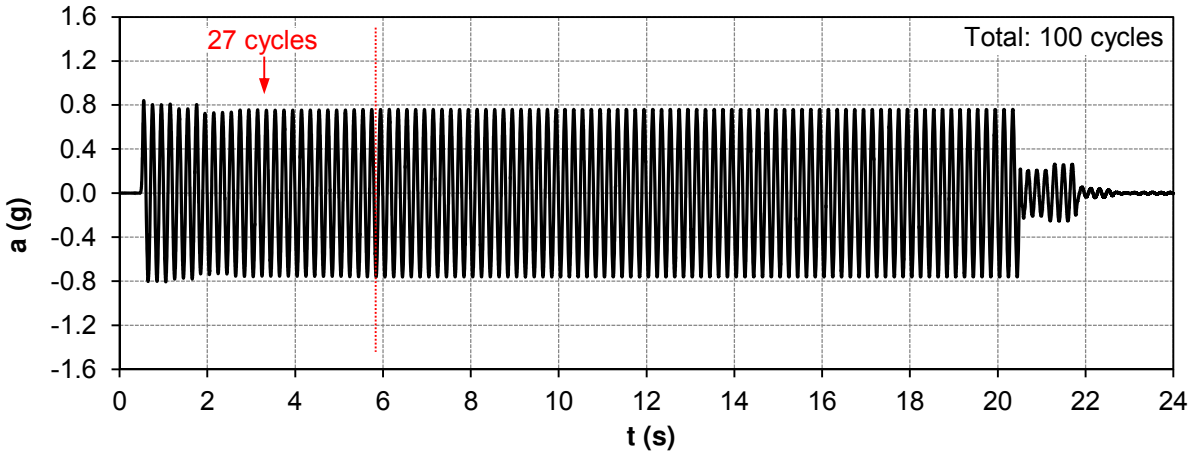
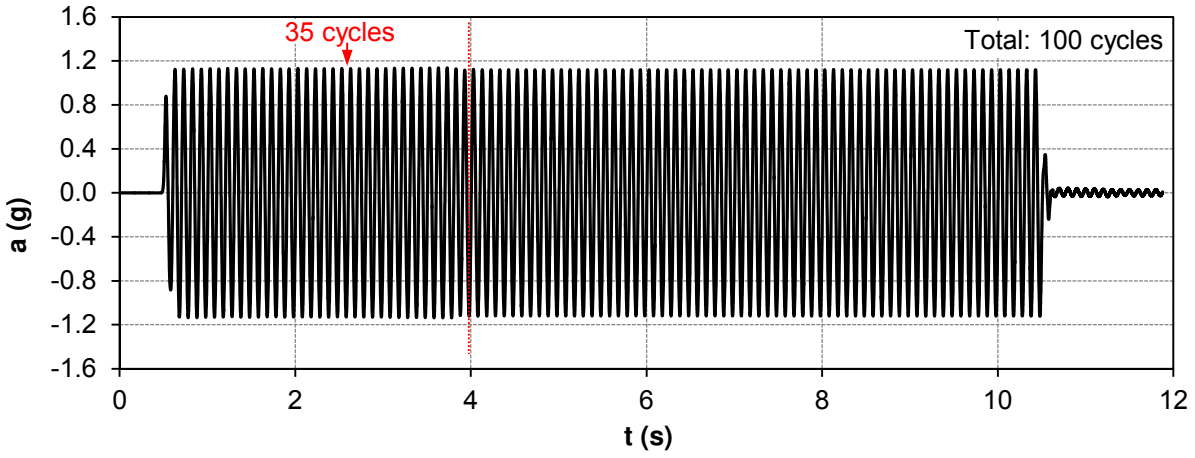
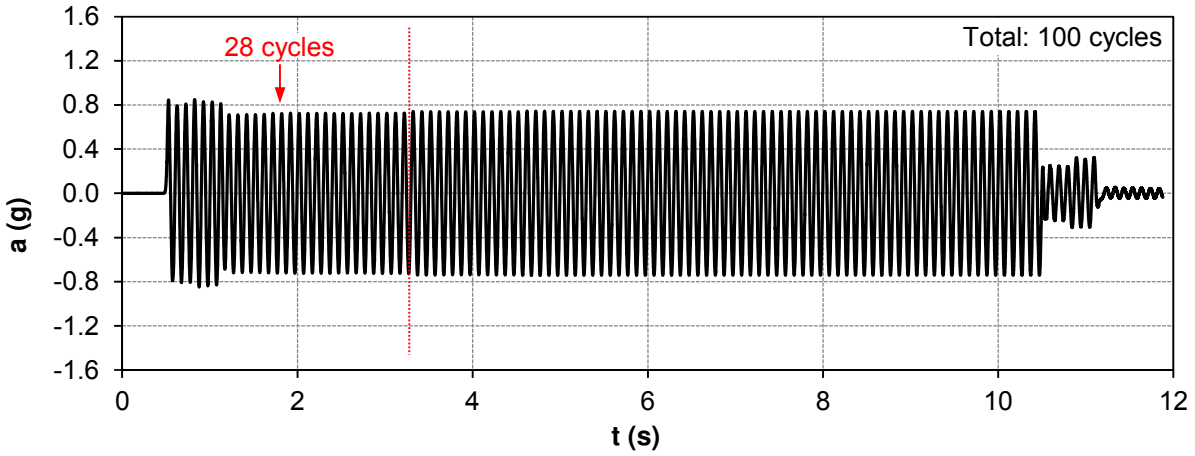


Figure 54. Accélérogrammes enregistrés aux points de mesure en surface supérieure du versant pour une sollicitation sinusoïdale de fréquence ***F*=5Hz**

a) *D*=0*H* (la crête)



b) *D*=6*H*



c) *D*=12*H*

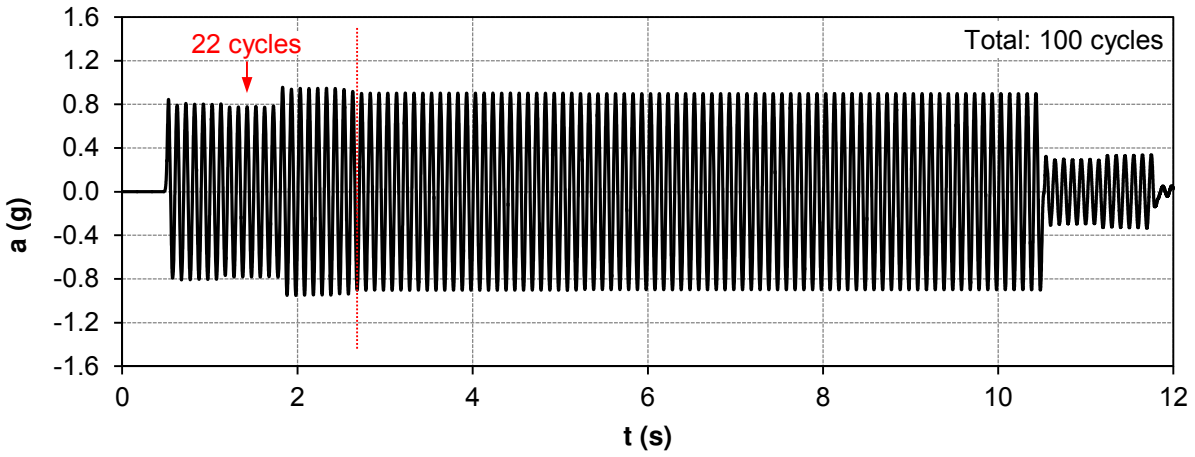


Figure 55. Accélérogrammes enregistrés aux points de mesure en surface supérieure du versant pour une sollicitation sinusoïdale de fréquence ***F*=10Hz**

Tableau 6. Nombre de cycle, durée d'application de la sollicitation sismique et durée de calcul dynamique pour différentes valeurs de fréquence du signal sismique

***F*(Hz)**	0.5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cycles	10	10	20	20	20	30	30	30	40	40	40
t_s (s)	20	10	10	6.67	5	6	5	4.28	5	4.44	4
t_c (s)	22	12	12	8.67	7	8	7	6.28	7	6.44	6

2.1.3.5. Amortissement du mouvement sismique

Pour l'étude de la propagation des ondes et l'évaluation des effets de site, le matériau du modèle est considéré comme élastique. En conséquence, l'énergie de l'onde sismique n'est pas dissipée, même après une longue distance de propagation tant qu'elle n'est pas absorbée par les limites absorbantes aux frontières du modèle. Dans la réalité, le mouvement sismique est atténué en fonction des caractéristiques du matériau et de la distance de propagation. Cette atténuation est à l'origine de la perte d'énergie principalement due aux frottements internes dans le matériau. Alors, pour s'approcher de la réalité, un coefficient d'amortissement doit être ajouté dans le modèle pour simuler l'atténuation spatiale du mouvement sismique. Ainsi, le comportement du matériau est considéré, dans ce cas, comme viscoélastique.

L'amortissement de Rayleigh, un type d'amortissement mécanique intégré dans FLAC, est recommandé pour les analyses dynamiques. Ce procédé a été initialement utilisé pour des analyses de structures et pour un milieu élastique continu afin d'amortir les modes d'oscillation naturelle du système. La matrice d'amortissement *C* est déterminée en fonction de la matrice de la masse *M* et de la matrice de la rigidité *K*.

$$C = \alpha M + \beta K \qquad [28]$$

α : constante d'amortissement proportionnelle à la masse
β : constante d'amortissement proportionnelle à la rigidité

Pour un système à plusieurs degrés de liberté, le taux d'amortissement critique (ξ_i) appliqué à une fréquence F_i quelconque du système peut être déterminé par l'équation [29] qui a été établie en se basant sur les travaux de Bathe et Wilson, 1976[19] et présentée dans la notice de FLAC. Les constantes d'amortissement α et β proportionnelles respectivement à la masse et à la rigidité sont déterminées à partir des équations [30] et [31]. Ces constantes sont déterminées en fonction de la fréquence centrale (F_c) ou la fréquence prédominante du signal appliqué et le taux d'amortissement prévu pour cette fréquence (ξ_{min}).

$$\xi_i = \frac{1}{2}\left(\frac{\alpha}{2\pi F_i} + \beta 2\pi F_i\right) \quad [29]$$

$$\alpha = \xi_{\min} 2\pi F_c \quad [30]$$

$$\beta = \xi_{\min} / \left(2\pi F_c\right) \quad [31]$$

F_c : fréquence centrale du signal sismique appliqué
ξ_{min} : coefficient d'amortissement correspondant à la fréquence F_c
ξ_i : coefficient d'amortissement appliqué à une fréquence F_i quelconque différente de F_c

L'amortissement de Rayleigh est dépendant de la fréquence car il incorpore deux éléments visqueux (dans lesquels l'énergie absorbée dépend de la fréquence). Or, l'amortissement dans les roches et les sols est indépendant de la fréquence (amortissement hystérétique). Pour approcher la réalité, les effets dépendant de la fréquence dans l'amortissement de Rayleigh sont dimensionnés de manière à s'annuler aux fréquences intéressées. Par cette méthode, l'amortissement de Rayleigh est approximativement indépendant de la fréquence sur une bande de fréquence souhaitée.

À titre d'exemple, la Figure 56 présente la variation du coefficient d'amortissement (courbe *total*) en fonction de la fréquence, avec un taux d'amortissement de 5% choisi pour une fréquence prédominante de 3 Hz. D'après la notice de FLAC, ce coefficient d'amortissement doit être constant dans l'intervalle de (0.5÷1.5) F_c. En effet, dans l'intervalle de 1.5 Hz à 4.5 Hz de cet exemple, ce taux est toujours proche de 5 %. Hors de cette limite, il augmente considérablement.

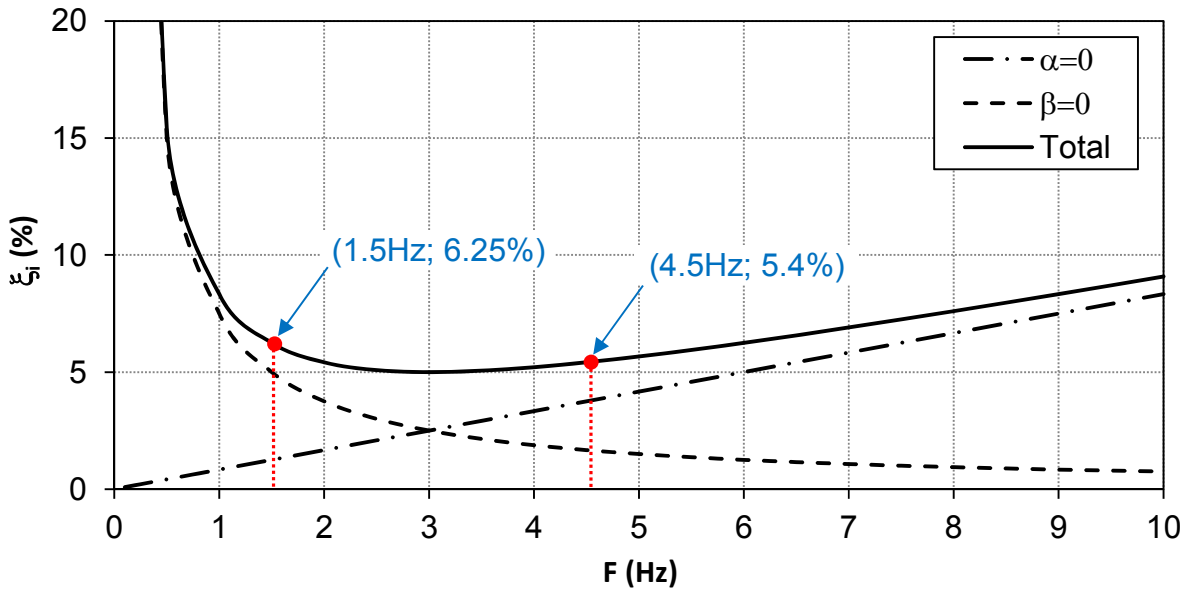


Figure 56. Variation du coefficient d'amortissement en fonction de la fréquence

2.2. Études paramétriques

2.2.1. Étude du rôle de la fréquence adimensionnelle

2.2.1.1. Problématique

La fréquence adimensionnelle (η), représentée par le rapport de la hauteur du versant (H) à la longueur d'onde (λ), est considérée dans plusieurs travaux de recherche, dont quelques-uns sont présentés dans 1.3.3, comme un paramètre important pour caractériser le phénomène des effets de site. Cependant, la plupart de ces études ne s'intéresse qu'aux valeurs de η inférieures à 1.0 (intervalle des valeurs souvent rencontrées en pratique). Pourtant, il existe parfois des cas où η est plus élevée, par exemple : un versant de faibles caractéristiques mécaniques (V_s faible) ou un versant de grande hauteur (H élevée) sollicité par un signal sismique de haute fréquence (F élevée). Dans ce cas, les résultats obtenus peuvent-ils être encore applicables ? De plus, ce paramètre peut-il être également utilisé comme un indice pour prévoir le développement d'une instabilité ?

2.2.1.2. Analyse paramétrique

Des simulations numériques ont été réalisées pour des modèles de versant de même hauteur (H = 50 m) et de même condition géologique (V_s = 500 m/s, ρ = 2000 kg/m^3, ν = 0.25, E = 1.25 GPa). La fréquence du signal sismique incident est modifiée de telle sorte que la fréquence adimensionnelle varie entre 0.05 et 3.0. Plus précisément, pour les versants de faible pente (20° et 25°) la valeur de η est modifiée 12 fois (0.05 ; 0.1 ; 0.2 ; 0.3 ; … ; 0.9 ; 1.0 ; 1.5). Pour les autres versants, on ajoute deux valeurs de η plus élevées : 2.0 et 3.0. Le Tableau 7 présente le nombre de simulations correspondant à chaque valeur de la pente. Il y a au total 122 simulations à réaliser.

Tableau 7. Nombre des simulations correspondant à chaque angle de la pente considéré

Pente (°)	20	25	30	40	50	60	70	80	90
Nombre de simulations	12	12	14	14	14	14	14	14	14

Les résultats sont ensuite analysés et présentés en graphique pour évaluer l'impact de la fréquence adimensionnelle sur la variation des critères d'analyse. Pour les cas particuliers où l'impact de la fréquence adimensionnelle n'est pas constant mais influencé par la pente, les analyses doivent être réalisées en prenant en compte compte à la fois l'effet de la fréquence adimensionnelle et l'effet de la pente.

a. Facteurs d'amplification (Ax, Ay)

Les résultats des simulations numériques montrent que les facteurs d'amplification (*Ax*, *Ay*) ont tendance à augmenter avec la fréquence adimensionnelle (Figure 57). Cependant, cet effet n'est pas le même sur tout l'intervalle de η considéré. À partir d'une certaine valeur de η, les valeurs des critères d'analyse varient peu et commencent à se stabiliser, l'impact de η est par conséquent moins important. À titre d'exemple, le graphique de la Figure 58 présentent les courbes d'évolution de *Ax* en fonction de η pour les versants de pente égale à 20° ; 50° et 70°. On observe que la valeur de η à partir de laquelle les critères évoluent peu n'est pas constante mais varie en fonction de la pente, par exemple : $\eta_{seuil} \approx 0.4$ pour $\alpha = 20°$, $\eta_{seuil} \approx 1.4$ pour $\alpha = 50°$ et $\eta_{seuil} \approx 1.2$ pour $\alpha = 70°$. Par contre, pour le facteur *Ay*, les analyses des résultats obtenus montrent que ce seuil est quasiment invariable. Comme le montre le graphique de la Figure 59, cette valeur limite est toujours autour de 1.0.

La Figure 60 montre l'évolution des valeurs de *Ax* sur l'intervalle de la fréquence adimensionnelle $\eta \leq 1.0$ qui sont des valeurs souvent rencontrées dans la réalité. On observe une forte augmentation de *Ax* pour les valeurs de η entre 0.1 et 0.3. Le pic le plus remarqué est obtenu pour $\eta = 0.2$. De plus, ce phénomène est d'autant plus important que la pente du versant est raide. Le même phénomène a été observé par Ashford et al., 1997[9]. Ils ont expliqué ce phénomène par l'effet de résonance. Cet effet s'est produit quand la fréquence dominante du signal sismique (*F*) est proche de la fréquence caractérisant la morphologie du versant (F_t), qui peut être déterminée de façon simple par $V_s/5H$ (Ashford et al., 1997[9]). Quand ces deux fréquences sont confondues, la valeur de η ($=HF_t/Vs$) est égale à 0.2, c'est la valeur où l'on obtient le pic d'augmentation de *Ax*. Il faut noter que le phénomène de résonance est observé uniquement sur le facteur d'amplification horizontale *Ax* et non sur la composante verticale *Ay*.

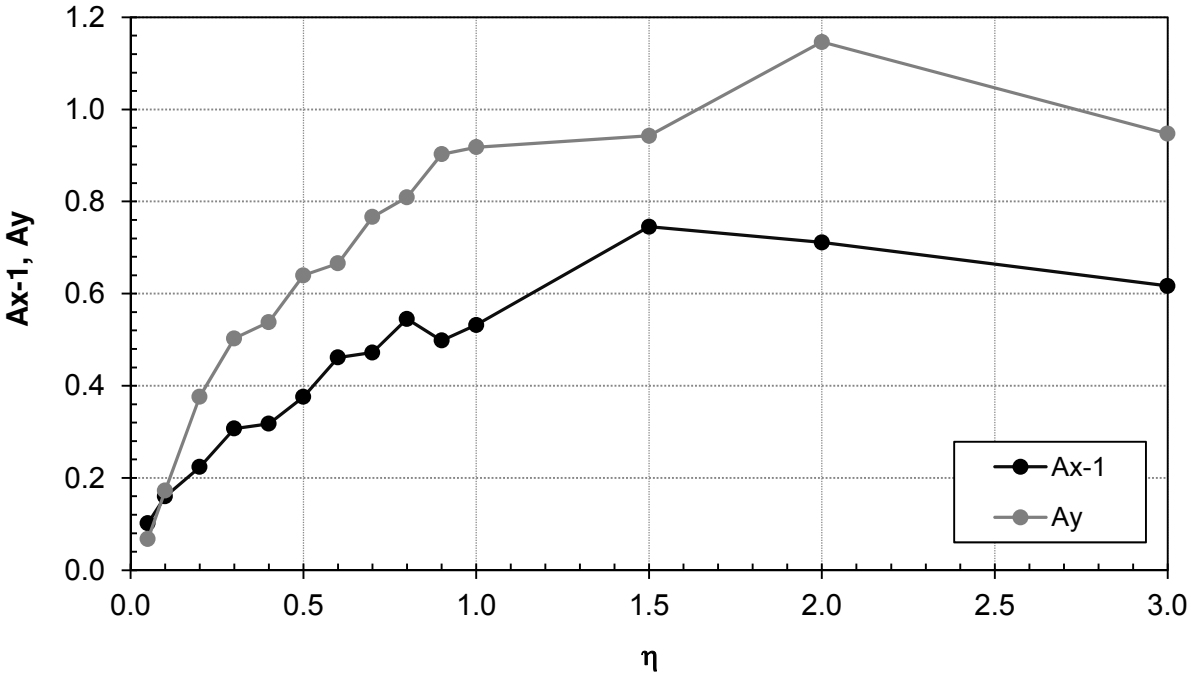


Figure 57. Évolution des facteurs d'amplification en fonction de la fréquence adimensionnelle pour un versant de pente α**=50°**

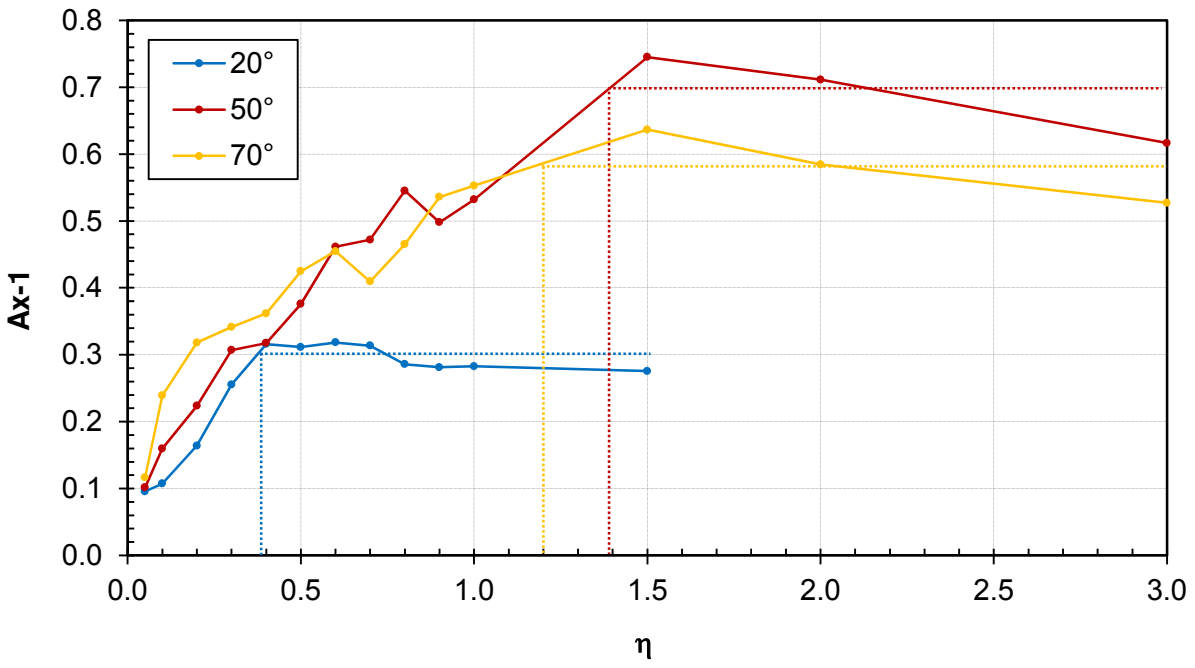


Figure 58. Courbes de ***Ax-1*** des versants de différentes pentes **(α=20° ; 50° ; 70°)** et seuils de stabilité correspondants

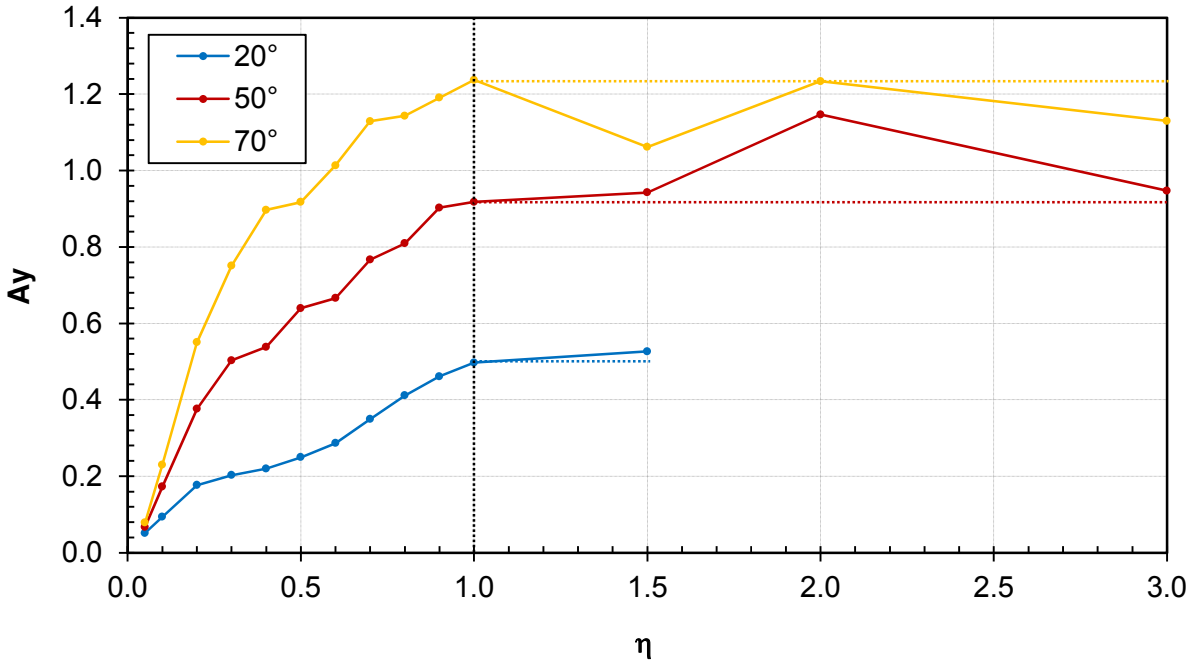


Figure 59. Courbes de ***Ay*** des versants de différentes pentes **(α=20° ; 50° ; 70°)** et seuils de stabilité correspondants

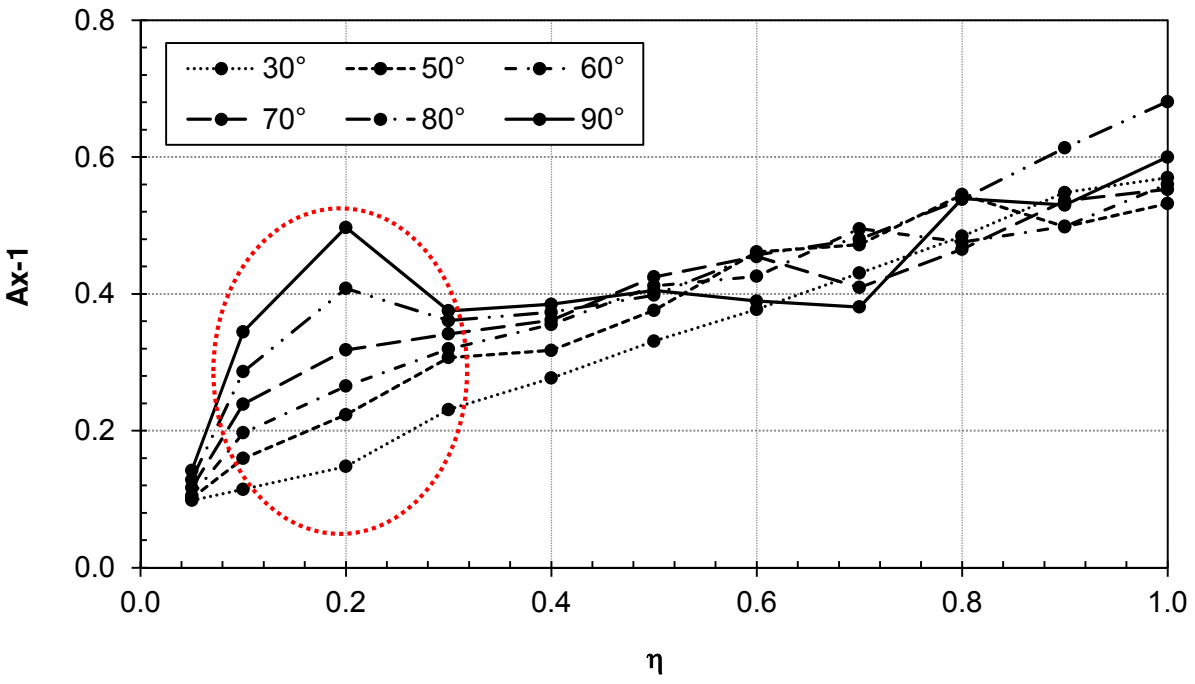


Figure 60. Phénomène de résonance observé pour les valeurs de fréquence adimensionnelle proches de 0.2 ($0.1 \leq \eta \leq 0.3$)

b. Aire des zones affectées par les amplifications

Concernant l'amplification de l'accélération horizontale, l'aire des zones affectées montre une tendance globale à diminuer quand la fréquence adimensionnelle augmente. Le graphique de la Figure 61 présente l'exemple d'un versant avec une pente de 50°. On voit bien que plus η augmente plus les rapports pS_A, pS_{AS} diminuent. Cependant, ce phénomène est prononcé seulement quand η est inférieure à 1.0. Si η dépasse cette limite, ce critère varie très peu ou reste constant et l'effet de la fréquence adimensionnelle devient par conséquent négligeable.

Une autre observation est que les courbes pS_A et pS_{AS} sont confondues pour les faibles valeurs de η. La limite de cet intervalle est égale à 0.5 pour un versant de pente 50° (Figure 61). Quand la valeur de η dépasse cette limite, les deux courbes commencent à se séparer. Ceci signifie que, quand η est inférieure à 0.5, toutes les zones où l'accélération horizontale est amplifiée sont en contact avec les surfaces libres (S_A=S_{AS}). Pour les autres cas (η>0.5), l'apparition de zones d'amplification en profondeur induit une différence entre pS_A et pS_{AS}. Une analyse réalisée sur l'ensemble des résultats obtenus montre que cette limite peut varier entre 0.4 et 0.6 en fonction de la pente, mais reste toujours autour de 0.5.

La Figure 62 présente un exemple de la variation des zones d'amplification au sein du versant en faisant varier la fréquence adimensionnelle. La pente du versant dans cet exemple est de 50°. Dans la figure, on voit bien que quand η est inférieure à 0.5 (graphiques *a*, *b* et *c*), toutes les zones d'amplification sont en contact avec la surface supérieure (pS_A=pS_{AS}). Pour une valeur de η plus grande (η=0.6), comme présenté dans la Figure 62*d*,

des zones d'amplification apparaissent aussi en profondeur dans le massif du versant ($pS_A \neq pS_{AS}$).

Ces illustrations graphiques conduisent encore à faire une remarque concernant le nombre des zones d'amplification en accélération horizontale dans le massif du versant. Cette observation a été vérifiée plusieurs fois avec des versants de pentes différentes. Pour tous les cas, on trouve que, pour une valeur de η inférieure à 0.15, il n'y a qu'une seule zone d'amplification dans tout le massif et elle se situe au voisinage de la crête de la pente (Figure 62*a*). Au contraire, si η est supérieure à 0.15, des zones d'amplification supplémentaires apparaissent en arrière de la crête, le long de la surface horizontale en arrière de la crête (Figure 62*b*, *c* et *d*).

Concernant la distribution spatiale de l'amplification verticale, les zones les plus affectées sont situées toujours le long de la pente. De plus, plus la fréquence adimensionnelle augmente plus les amplifications ont tendance à se concentrer vers la surface en amont. Le phénomène est plus prononcé pour les cas où la valeur de η est supérieure à 0.5.

À titre d'exemple, les figures ci-dessous présentent la distribution spatiale des accélérations verticales normalisées (Ay_i) dans tout le massif de versant (Figure 63 pour α = 50°, Figure 64 pour α = 70°, Figure 65 pour α = 90°). On observe que le phénomène de concentration des fortes amplifications la surface supérieure commence à apparaître quand η est égale ou supérieure à 0.5 (graphiques *b*, *c* et *d* de chaque figure) pour toutes les pentes. Au contraire, quand η est plus faible (η = 0.3), les amplifications se répartissent régulièrement dans le massif. Il faut noter que pour tous les cas, il existe toujours une concentration des fortes amplifications le long de la pente.

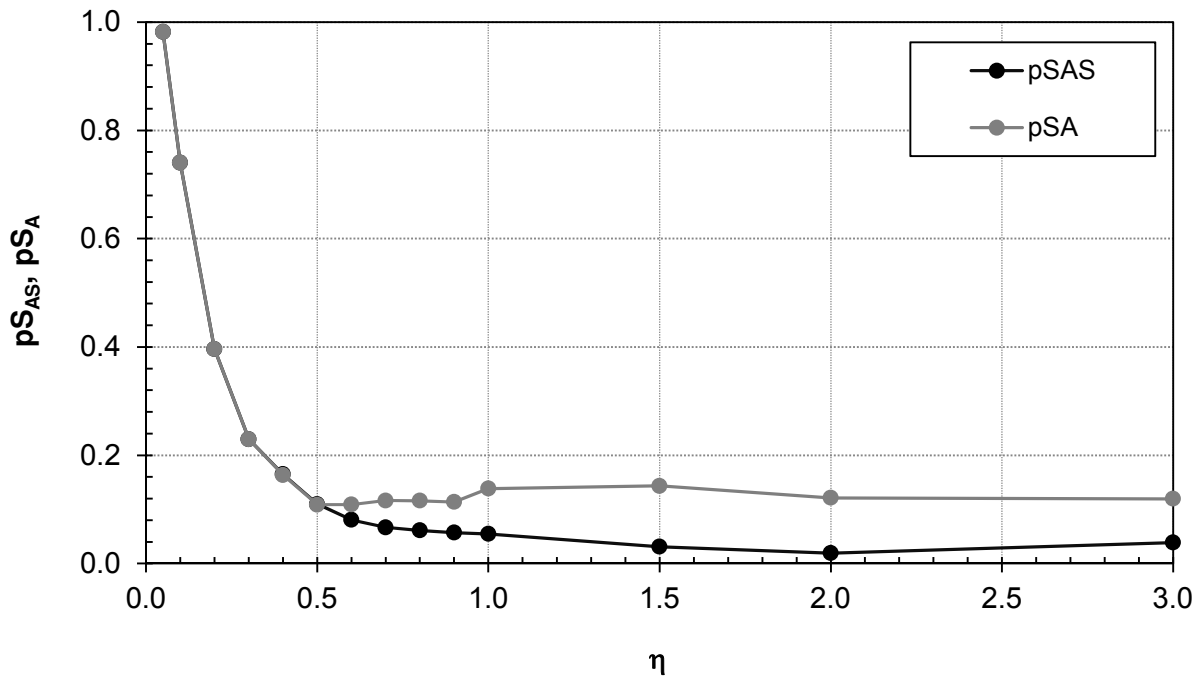


Figure 61. Évolution de la valeur des critères caractérisant l'aire des zones d'amplification en fonction de la fréquence adimensionnelle pour le cas du versant de pente α **= 50°**

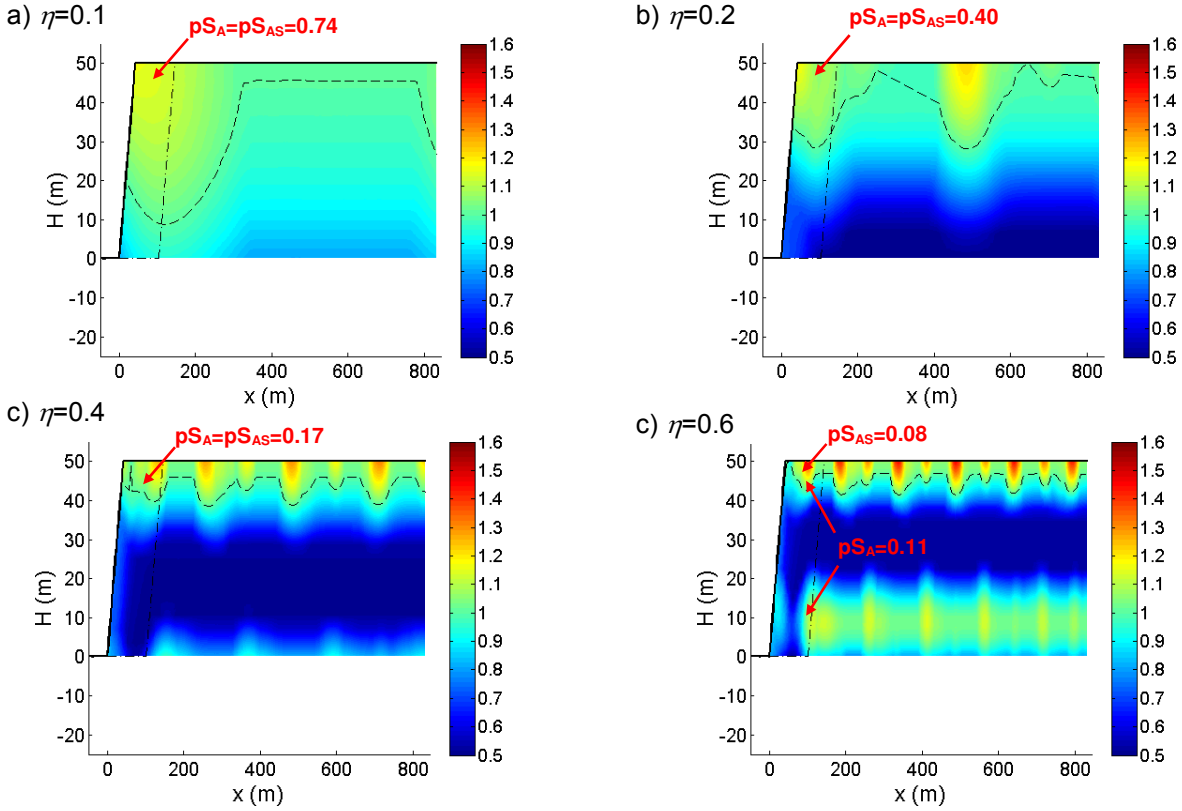


Figure 62. Amplification horizontale dans les versants de même pente (α = **50°**) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η)

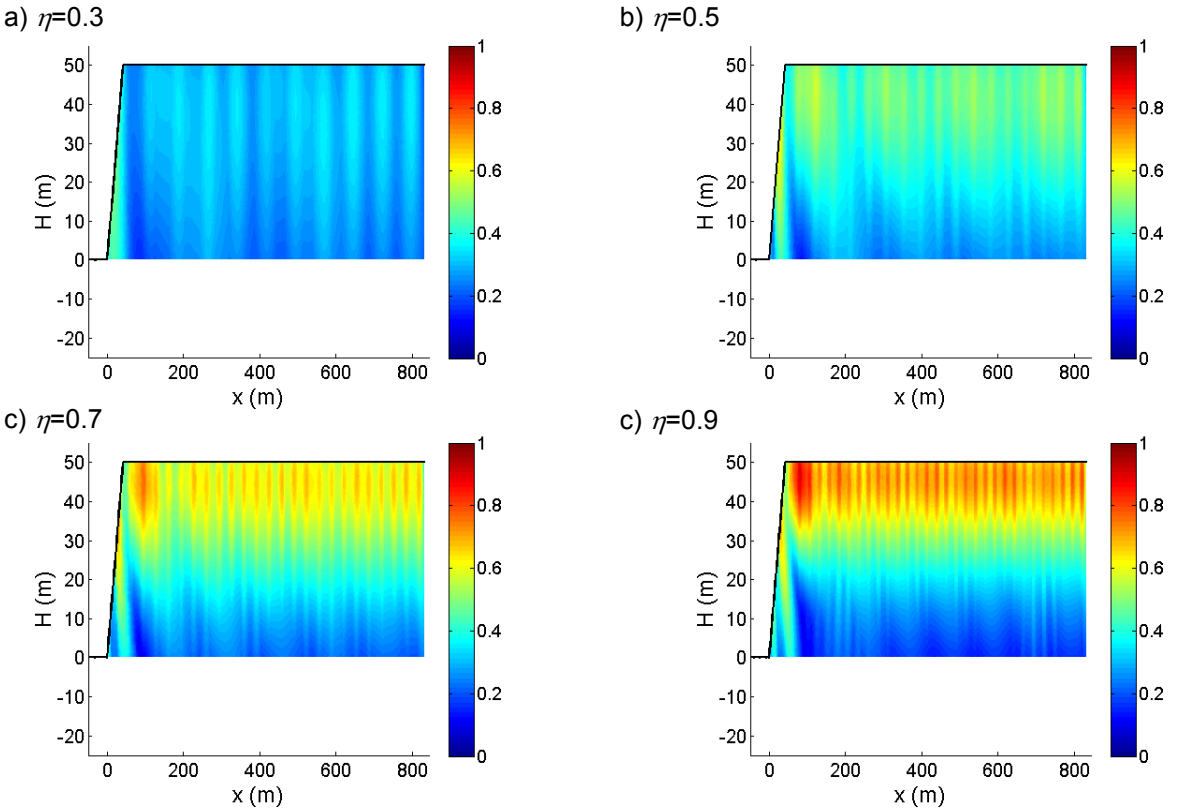


Figure 63. Amplification verticale dans les versants de même pente (α = **50°**) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η)

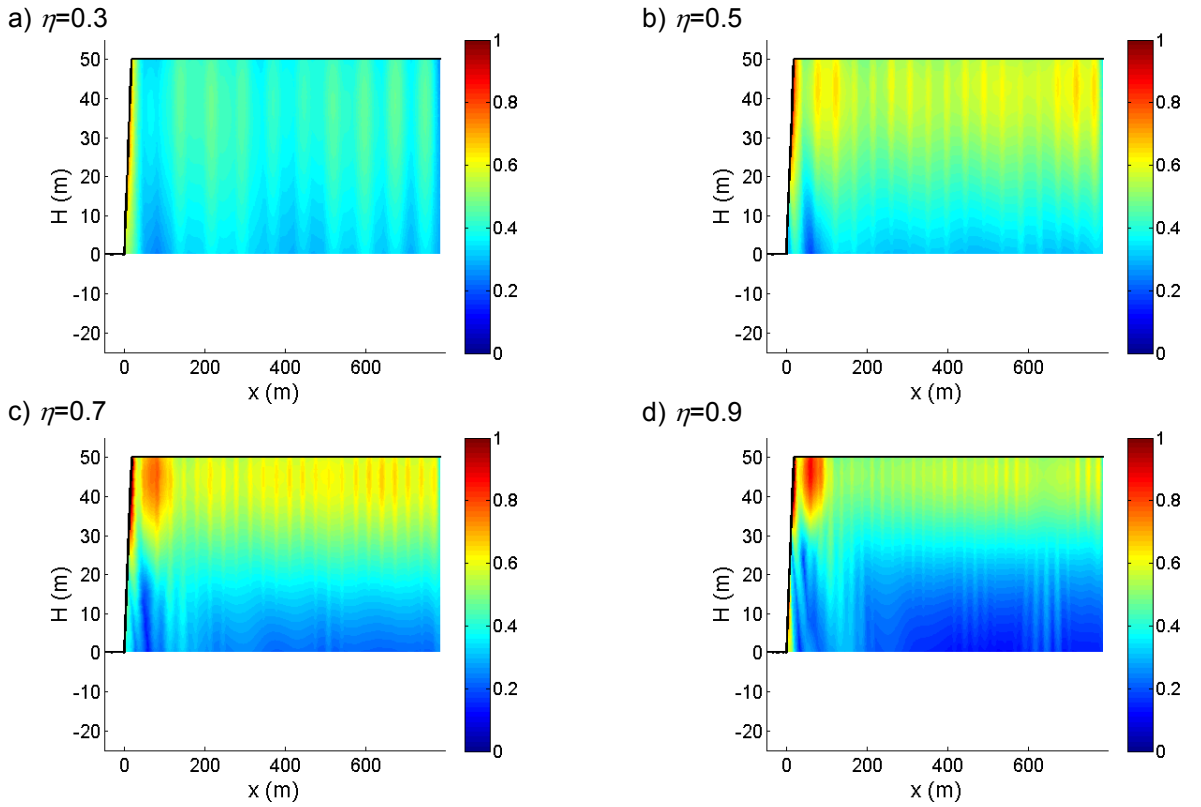


Figure 64. Amplification verticale dans les versants de même pente (α **= 70°**) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η)

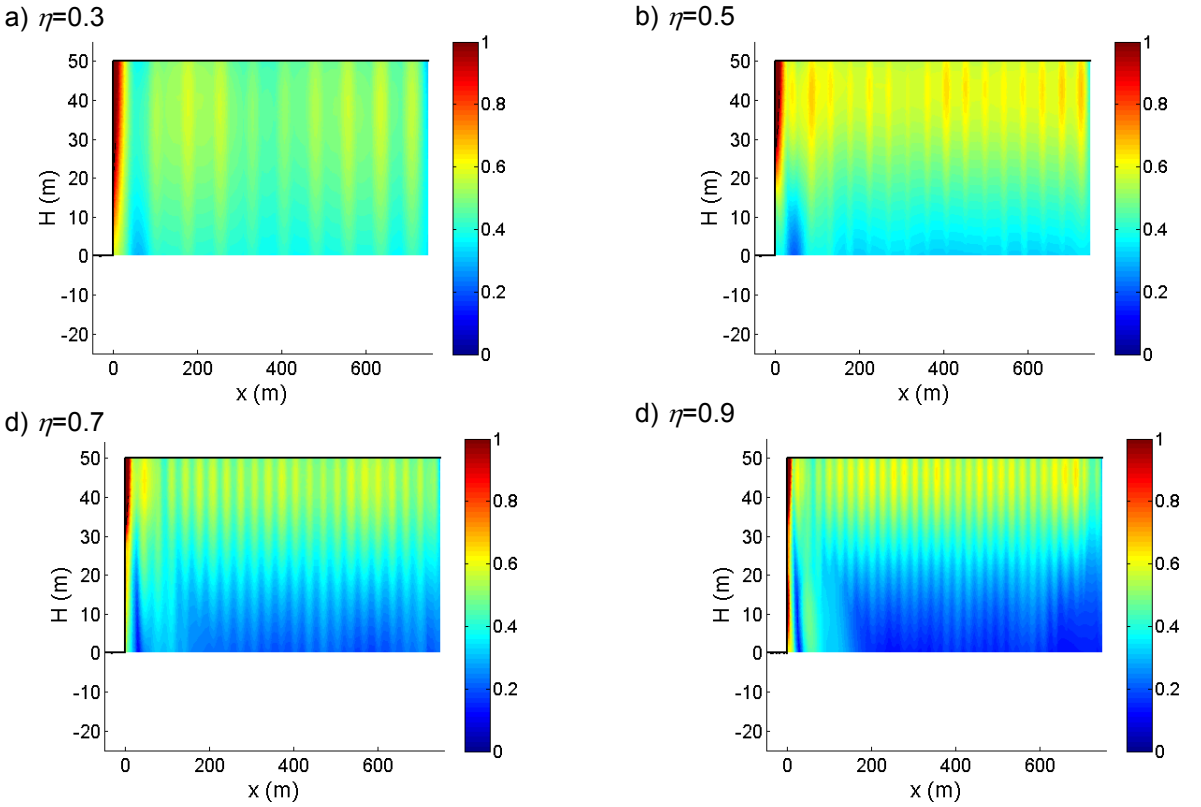


Figure 65. Amplification verticale dans les versants de même pente (α **= 90°**) et pour différentes valeurs de la fréquence adimensionnelle (η)

c. Dimension de la zone potentiellement instable en crête (Hx, Dxc)

La Figure 66 présente la variation de *Hx* en fonction de η dans le cas d'un versant de pente 50°. Elle montre que les valeurs de *Hx* et *Dxc* ont tendance à diminuer avec l'augmentation de la fréquence adimensionnelle. Cette décroissance est significative pour les valeurs de h inférieures à 1.0 et il n'y a presque plus de variation au-delà. D'un point de vue général, la variation des dimensions *Hx* et *Dxc* de la zone d'amplification en crête est semblable à celle observée pour le rapport pS_{AS} présentée dans la Figure 61, ce qui semble logique car plus l'aire est grande, plus ses dimensions sont élevées.

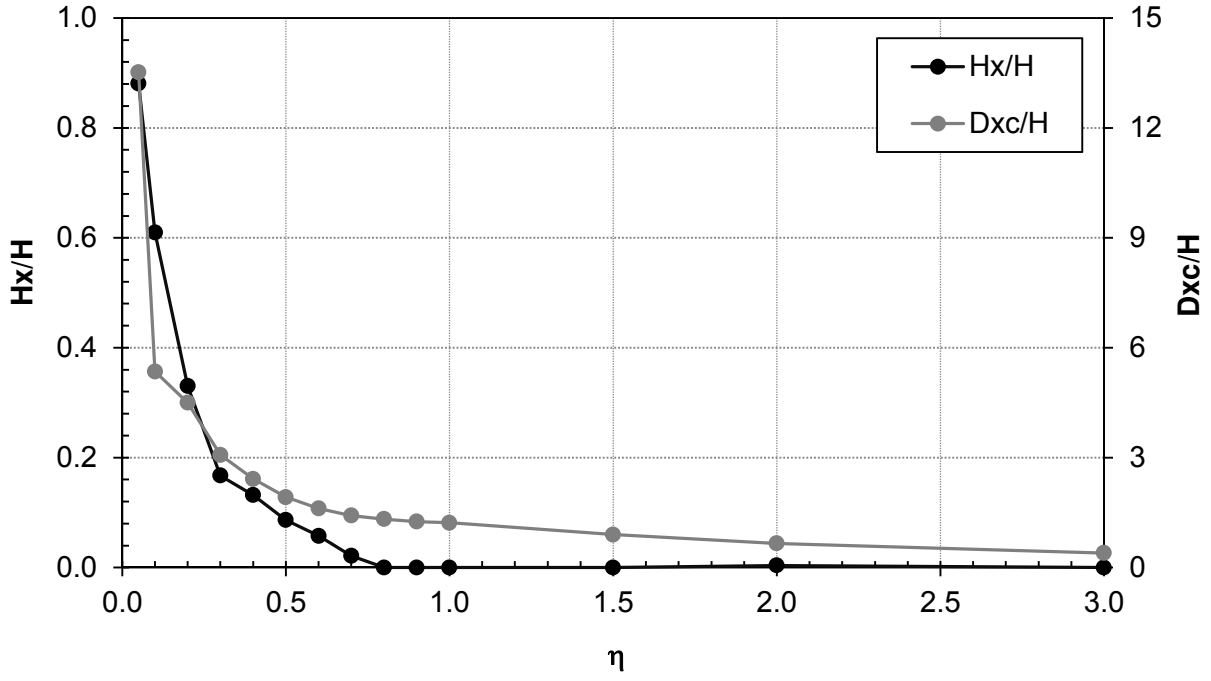


Figure 66. Évolution de la dimension de la zone amplifiée en crête (*Hx* et *Dxc*) en fonction de la fréquence adimensionnelle pour un versant de pente α **= 50°**

2.2.1.3. Évaluation générale de l'impact de la fréquence adimensionnelle

L'effet global de la fréquence adimensionnelle est évalué au moyen du coefficient de variation (*CV*) qui représente la dispersion des résultats due à la variation de η. Dans le cadre de cette étude, on a au total :

122 simulations numériques x 6 critères d'interprétation = 732 valeurs de résultats

Comme présenté le Tableau 7 (p. 74), pour chaque pente de versant, 12 ou 14 valeurs de la fréquence adimensionnelle ont été testées. Alors, pour chaque valeur de pente et pour chaque critère d'interprétation, on obtient une valeur de *CV* correspondant à ces 12 ou 14 variations de η. Alors, on a au total :

9 pentes x 6 critères d'analyse = 54 valeurs de *CV*

La dispersion des 732 valeurs de résultats est caractérisée par ces 54 valeurs de *CV*. Cependant, il faut se rappeler que, pour toutes les simulations réalisées, la taille des mailles du modèle est déterminée d'après l'équation [23] avec la valeur de *N* égale à 20. Ceci entraîne une erreur numérique de 5 % (Figure 51, p. 66). En ajoutant une erreur d'environ 1 % produite par les étapes de calcul du *CV*, l'erreur numérique totale estimée est de 6 %. Les valeurs de *CV* obtenues représentent alors la dispersion des résultats causée à la fois par les erreurs numériques et par l'effet de la fréquence adimensionnelle. Il est donc important de séparer ces deux effets.

Dans le but d'évaluer la dispersion des résultats purement produite par la variation de la fréquence adimensionnelle, on a utilisé la valeur de *CV**(%) qui est déterminé par la différence *CV*(%) - 6(%). Ces valeurs de *CV** sont présentées dans le graphique de la Figure 67.

La première observation est que toutes les valeurs de *CV** sont positives, ceci confirme l'impact de la fréquence adimensionnelle sur la dispersion des résultats obtenus. Pour évaluer la répartition des valeurs de *CV**, on se base sur un critère statistique nommé *intervalle de confiance* (IC), qui détermine un intervalle dans lequel on trouve une majorité des points. Si la moyenne est *m* et l'écart-type est σ, on trouve au moins 95 % des points dans l'intervalle [m-1.96σ, m+1.96σ].

Dans Figure 67, la majorité des points varient entre 9 et 152 %. Ceci montre qu'une variation de η dans l'intervalle de 0.05 et 3.0 provoque des différences significatives de résultats des critères d'analyses, particulièrement les critères concernant les aires et les dimensions des zones d'amplifications.

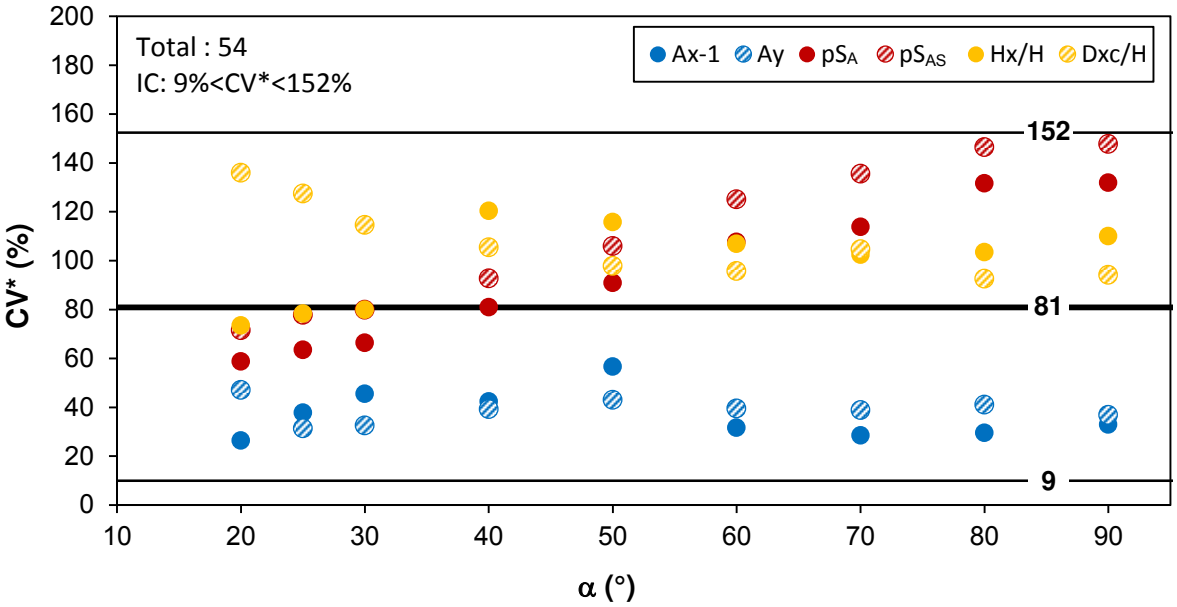


Figure 67. Évaluation de la dispersion des résultats purement causée par la variation de la fréquence adimensionnelle

2.2.1.4. Conclusion

La fréquence adimensionnelle est considérée comme l'indice principal permettant de prédire le développement et l'ampleur des effets de site topographiques sur la base des critères d'analyse : *Ax*, *Ay*, pS_A, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*.

En général, il y a deux phases de variation des critères d'analyse en fonction de la fréquence adimensionnelle. La première phase correspond à une forte dépendance : plus la fréquence adimensionnelle est élevée, plus la valeur des facteurs d'amplification est importante, et plus les zones d'amplification en crête sont réduites. La deuxième phase représente un état plus stable : les critères d'analyse varient très peu ou sont même invariables. La limite entre ces deux phases correspond à une fréquence adimensionnelle de 1.0 pour la plupart des critères d'étude (*Ay*, pS_A, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*), et variable en fonction de la pente pour le facteur *Ax*.

Un phénomène important qui doit être pris en compte dans l'évaluation de *Ax* est l'effet de résonance. Ce phénomène se produit quand la fréquence du signal incident est proche de la fréquence propre du versant ou autrement dit quand la fréquence adimensionnelle est proche de 0.2. La conséquence est une forte augmentation de *Ax* dans un intervalle de η très limité ($0.1 \leq \eta \leq 0.3$).

Les analyses réalisées sur l'ensemble des résultats obtenus permettent de mettre en évidence deux valeurs de η qui sont particulièrement remarquables : 0.15 et 0.5

- Pour l'amplification de l'accélération horizontale
    - $\eta < 0.15$: seule la zone en crête est affectée par l'amplification.
    - $0.15 \leq \eta < 0.5$: les zones amplifiées se multiplient et apparaissent également derrière la crête le long de la surface horizontale supérieure.
    - $\eta > 0.5$: l'amplification affecte aussi des zones en profondeur du massif du versant.
- Pour l'amplification de l'accélération verticale, en plus des fortes amplifications toujours présentes le long de la pente :
    - $\eta < 0.5$: les amplifications sont réparties régulièrement dans le massif de versant.
    - $\eta < 0.5$: les fortes amplifications se concentrent vers la surface supérieure.

Les analyses statistiques montrent qu'une variation de η entre 0.05 et 3.0 peut causer une dispersion générale des résultats de 9 à 152 %. La dispersion moyenne est de 81 %.

2.2.2. Étude du rôle de la pente

2.2.2.1. Problématique

L'angle de la pente est considéré comme un des paramètres les plus importants qui contrôlent l'intensité des effets de site topographiques ainsi que le développement des zones affectées par des amplifications. Son rôle a été montré dans plusieurs travaux de recherche : Ashford et al., 1997[9]; Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]; Bourdeau, 2005[33]; Nguyen et Gatmiri, 2007[117]; Di Fiore, 2010[59]; Messaoudi et al., 2011[106]... Le paramètre pente a été également pris en compte dans le calcul du facteur d'amplification topographique (en accélération horizontale) recommandé par les normes françaises et européennes (PS-92, 1995[122]; Eurocode 8, 2005[61]).

Cependant, l'impact de ce paramètre sur les critères comme l'amplification verticale et la dimension des zones affectées a été peu étudié. De plus, on peut se demander si l'effet de la pente est influencé par l'effet de la fréquence adimensionnelle. Si tel est le cas, quelle est cette interaction ?

2.2.2.2. Analyse paramétrique

Les résultats des simulations numériques réalisées dans l'étude de la fréquence adimensionnelle (§ 2.2.1) sont réutilisés pour analyser l'effet de la pente. Pour rappel, ces simulations ont été réalisées sur les modèles de versants de même hauteur (H = 50 m) et de mêmes conditions géologiques (V_s = 500 m/s, ρ = 2000 kg/m^3, ν = 0.25, E = 1.25 GPa). La pente du versant a varié de 20° à 90° (α = 20° ; 25° ; 30° ; 40° ;… ; 90°).

De plus, la fréquence du signal sismique et la fréquence adimensionnelle ont été choisies dans l'intervalle des valeurs communes qui sont souvent observées dans la pratique : F = 0.5 ÷ 10 Hz et η = 0.05 ÷ 1.0. En combinant les variations de pente et de fréquence adimensionnelle, ces calculs permettent d'évaluer l'influence de la pente de manière plus complète, non seulement son impact direct sur l'amplification, mais aussi son interaction avec la fréquence adimensionnelle. Les paragraphes suivants présentent dans le détail l'influence de l'angle de pente sur chaque critère d'analyse.

a. *Facteur d'amplification horizontale Ax*

Le graphique de la Figure 68 présente les valeurs du facteur d'amplification horizontale pour quelques versants représentatifs (α = 30°, 50°, 70°, 90°). On voit bien que ces valeurs ont tendance à augmenter de manière importante avec la pente quand η est inférieure à 0.4. Par contre, quand η est plus élevée, l'influence de la pente sur la variation de Ax est faible et moins prononcée. À titre d'exemple, les courbes de variation de Ax-1 en fonction de la pente pour les versants de différente fréquence adimensionnelle (0.2 ; 0.4 ; 0.6 et 0.8) sont illustrées dans la Figure 69. L'augmentation du facteur Ax avec la pente est clairement

observée pour les courbes η = 0.2 ; 0.4, et se montre plus faible pour les courbes de η plus élevée η = 0.6 et 0.8. Les représentations graphiques des amplifications dans tout le massif de versant données dans la Figure 70 montrent également que plus la pente augmente plus les amplifications dans le versant sont élevées et notamment pour les zones en contact avec les surface libres. La couleur de ces zones passe de jaune pour une pente de 30° à rouge pour une pente de 90°.

Une analyse plus détaillée réalisée sur les résultats des versants de 20 à 90° (par incrément de pente $\Delta\alpha$ = 10°) a montré que, même pour des valeurs de $\eta \leq$ 0.4, l'effet de la pente est moins significatif pour les versants de faible pente. Le graphique de la Figure 71 montre que l'amplification maximale (courbe *Ax-1*) est quasiment invariable pour les pentes entre 20° et 30°. En revanche, quand la pente est supérieure à 30°, l'amplification maximale augmente considérablement avec la pente. Ashford et al., 1997[9] ont fait la même observation dans leur étude. Les résultats de ces auteurs ont été également présentés dans la Figure 71.

Il est important de noter que la méthode de détermination du facteur d'amplification horizontale n'est pas la même pour tous les auteurs. Dans cette étude, *Ax* correspond à la valeur maximale de l'accélération horizontale normalisée dans tout le massif de versant. Par contre, *Ax* correspond à la valeur maximale observée uniquement sur la surface en amont dans les travaux de Bouckovalas (Bouckovalas et Kouretzis, 2001[29]; Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]) et ne concerne que le maximum en crête comme dans les travaux de Ashford (Ashford et al., 1997[9]; Ashford et Sitar, 1997[8]). C'est pour cette raison que les valeurs de *Ax* dans notre étude sont parfois confondues avec les valeurs des autres auteurs (quand l'accélération maximale est localisée en surface au niveau de la crête) mais dans la plupart des cas, elles sont plus élevées. À titre d'exemple, sur la Figure 71, on observe que les résultats obtenus dans ce travail et ceux des études de Ashford sont très proches pour les courbes η = 0.1. Au contraire, une grande différence est observée pour la courbe η = 0.3. Ceci montre que l'amplification maximale ne se trouve pas toujours exactement au sommet de la pente. Les analyses dans cette étude montre que ce pic d'amplification peut se situer en crête ou à une certaine distance derrière la crête. En particulier dans le cas d'une pente de 30°, Assimiki et al. ont estimé que cette distance est d'environ 0.2 fois la longueur de l'onde incidente (Assimaki D et al., 2005[14]). Notre propre analyse montre que cette distance est généralement située dans entre 0.1 et 0.3 fois la longueur de l'onde incidente pour les versants de pente variable entre 20 et 90°.

$$D_{Ax} = (0.1 \div 0.3)\lambda \qquad [32]$$

D_{Ax} (m) : distance entre la crête et la position de l'amplification horizontale maximale en arrière de la crête

λ (m) : longueur d'onde prédominante du signal sismique

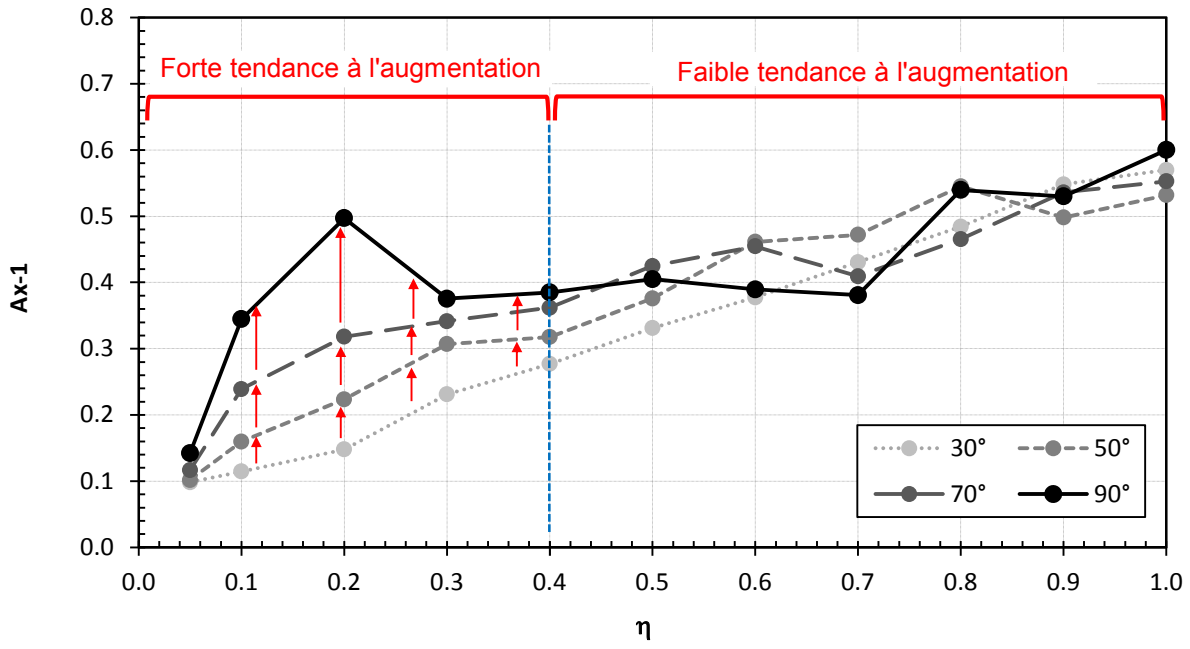


Figure 68. Évolution de *Ax* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (**α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°**)

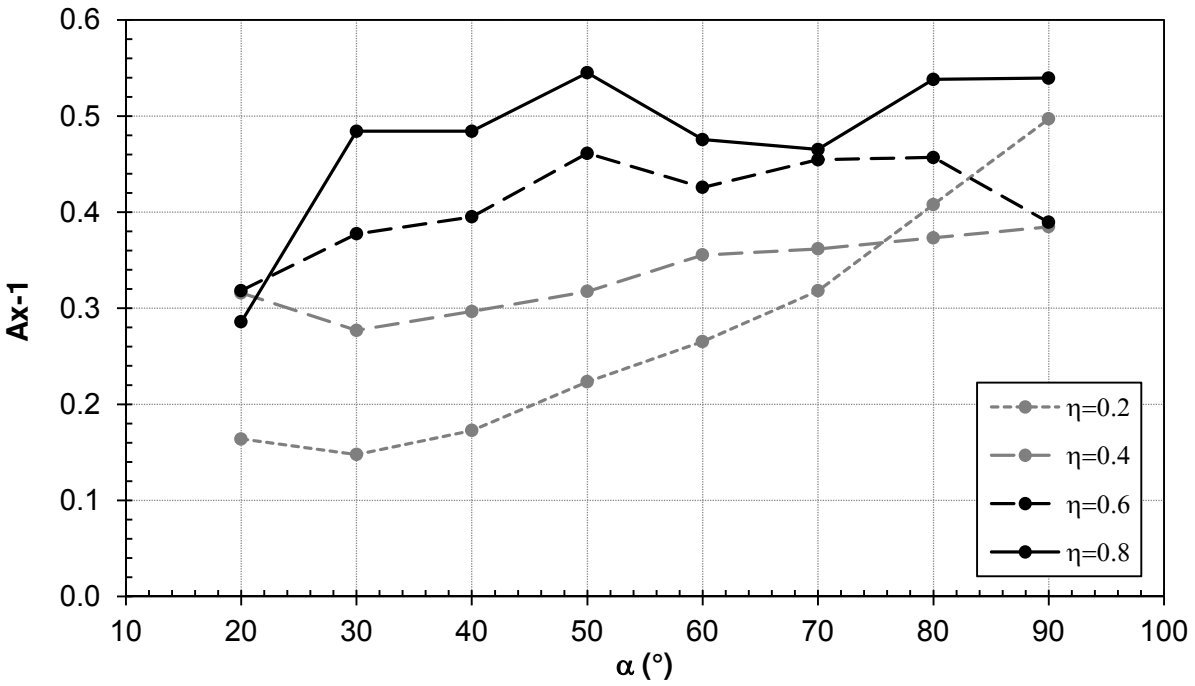


Figure 69. Évolution de *Ax* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (**η = 0.2 ; 0.4 ; 0.6**)

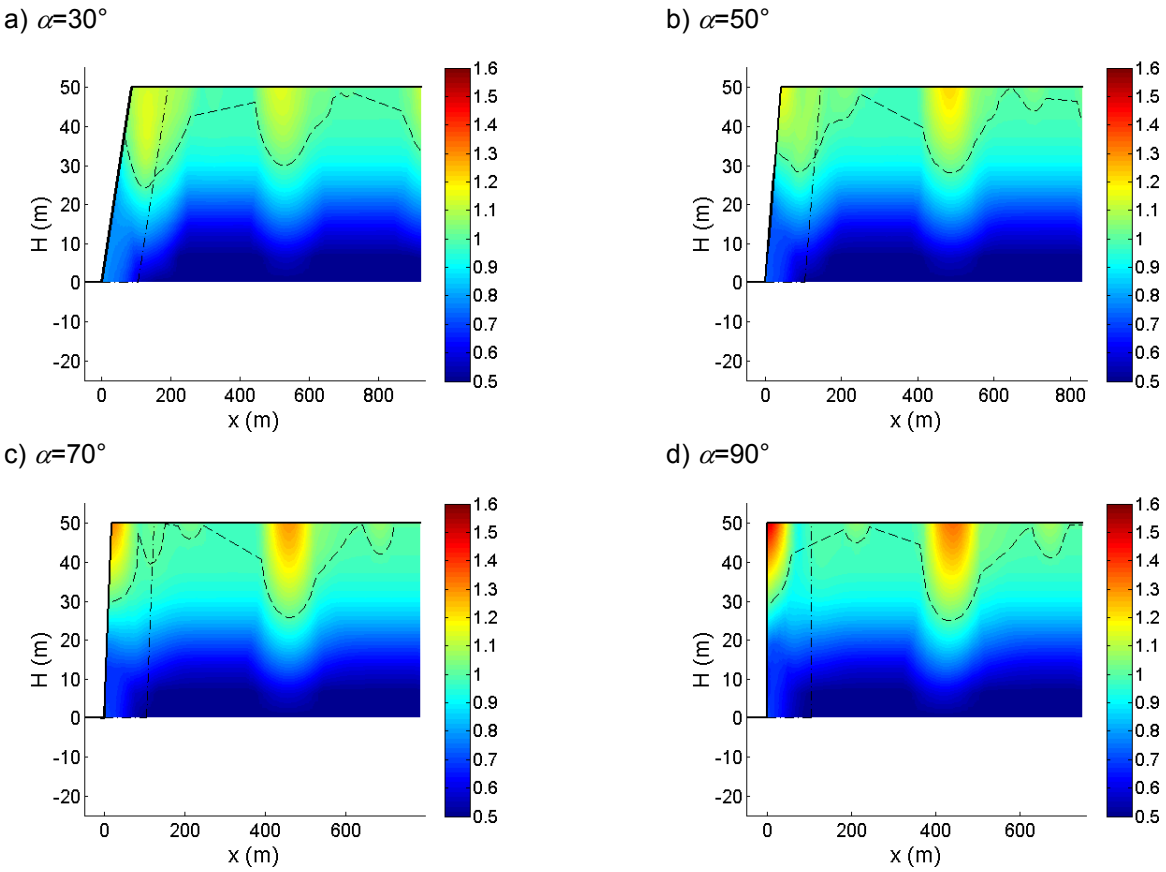


Figure 70. Amplifications horizontales normalisées dans les versants de pentes (**α =30°; 50° ; 70° ; 90°**) et de même valeur de fréquence adimensionnelle **η = 0.2**

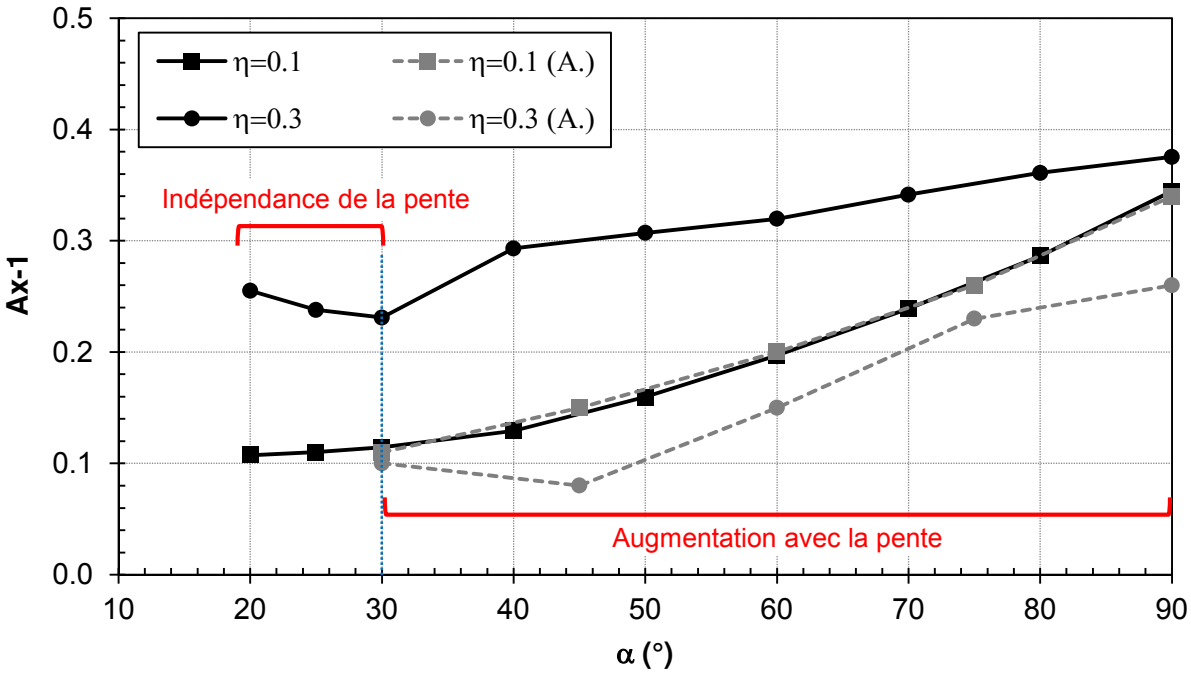


Figure 71. Courbes de variation de *Ax*-1 en fonction de la pente pour les versants de différente fréquence adimensionnelle (**η = 0.1 ; 0.3**) de cette analyse et des travaux de Ashford (A.)

b. Facteur d'amplification verticale Ay

Les valeurs du facteur d'amplification verticale Ay de versants de différentes pentes (α=30°, 50°, 70°, 90°) sont présentées dans la Figure 72. On observe clairement que *Ay* augmente avec la pente sauf pour les très faibles valeurs de η. De plus, cette tendance est visible sur tout l'intervalle de η considéré et non pas sur un intervalle localisé comme le cas de *Ax* (η≤0.4). Ce phénomène se voit encore mieux sur le graphique de la Figure 73 qui présente la variation de *Ay* en fonction de la pente pour les versants avec différentes fréquences adimensionnelles (η=0.2 ; 0.4 ; 0.6 et 0.8). Sur le graphique, on voit que la variation de la pente donne un effet considérable sur l'évolution de Ay, et il est visiblement plus important que dans le cas de *Ax*. La variation de *Ay* n'est pas linéaire et semble être beaucoup plus importante à partir de 60°.

L'effet de la pente peut être analysé en considérant la distribution des amplifications dans tout le massif de versant comme montré dans la Figure 74. L'augmentation de la pente entraîne une amplification de l'accélération verticale homogène dans l'ensemble du massif. C'est différent du cas de l'amplification horizontale où l'effet de la pente ne se manifestait que sur quelques zones localisées.

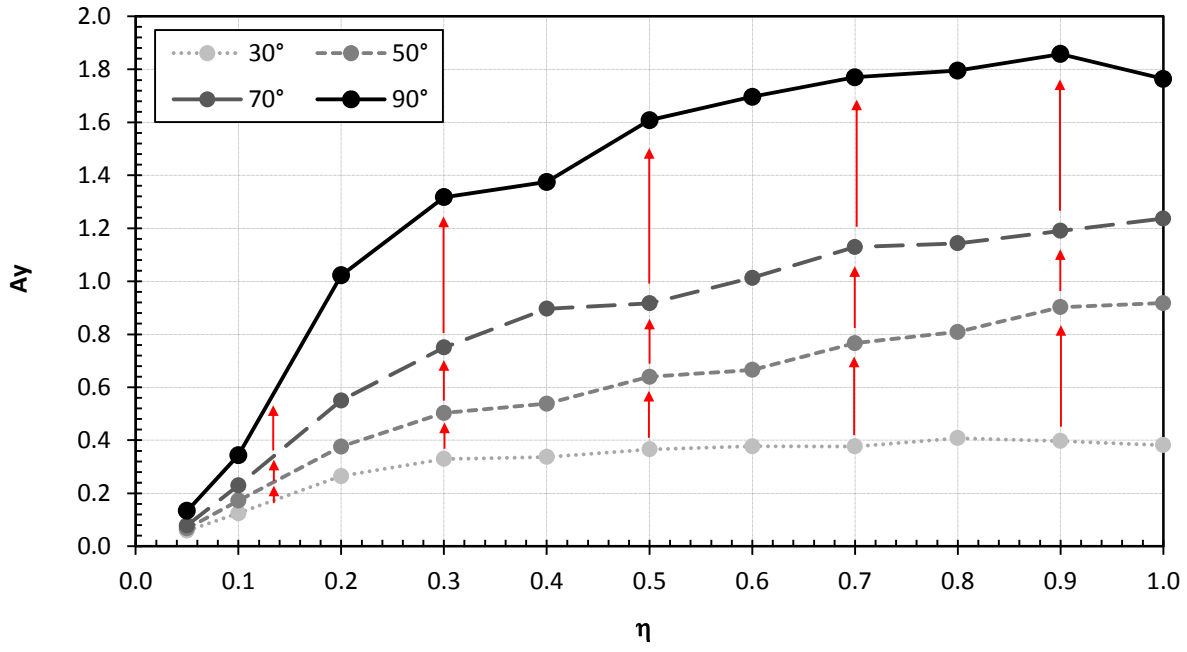


Figure 72. Évolution de *Ay* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes **(α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°)**

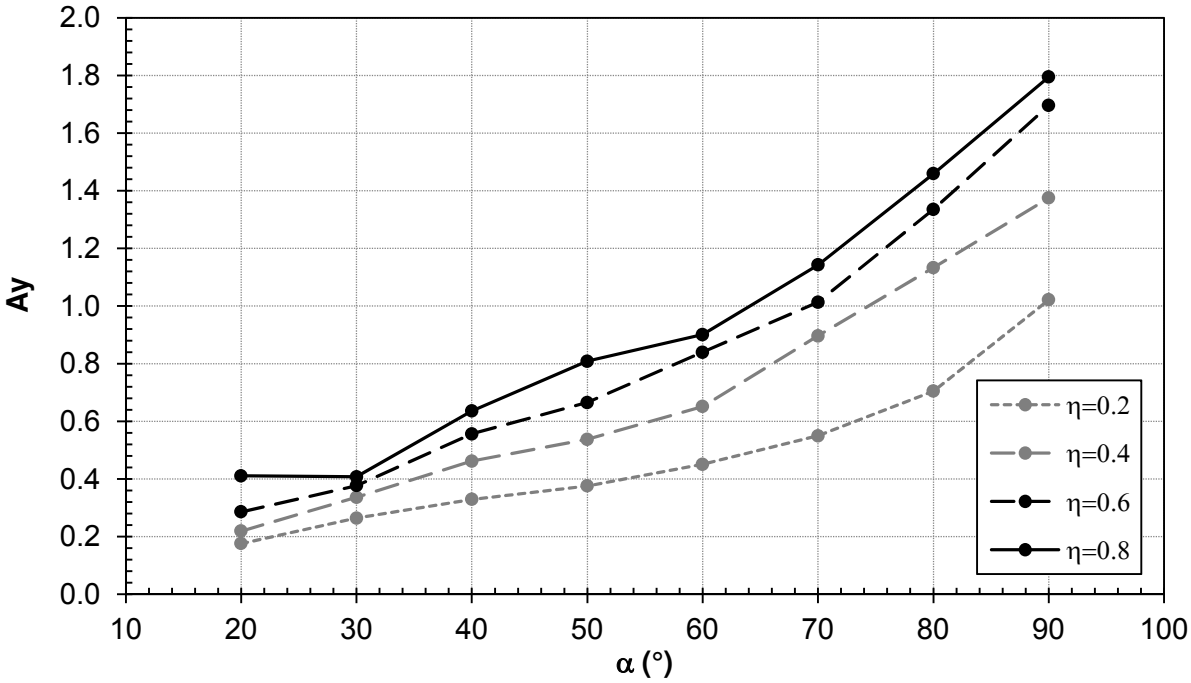


Figure 73. Évolution de *Ay* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles **(η = 0.2 ; 0.4 ; 0.6)**

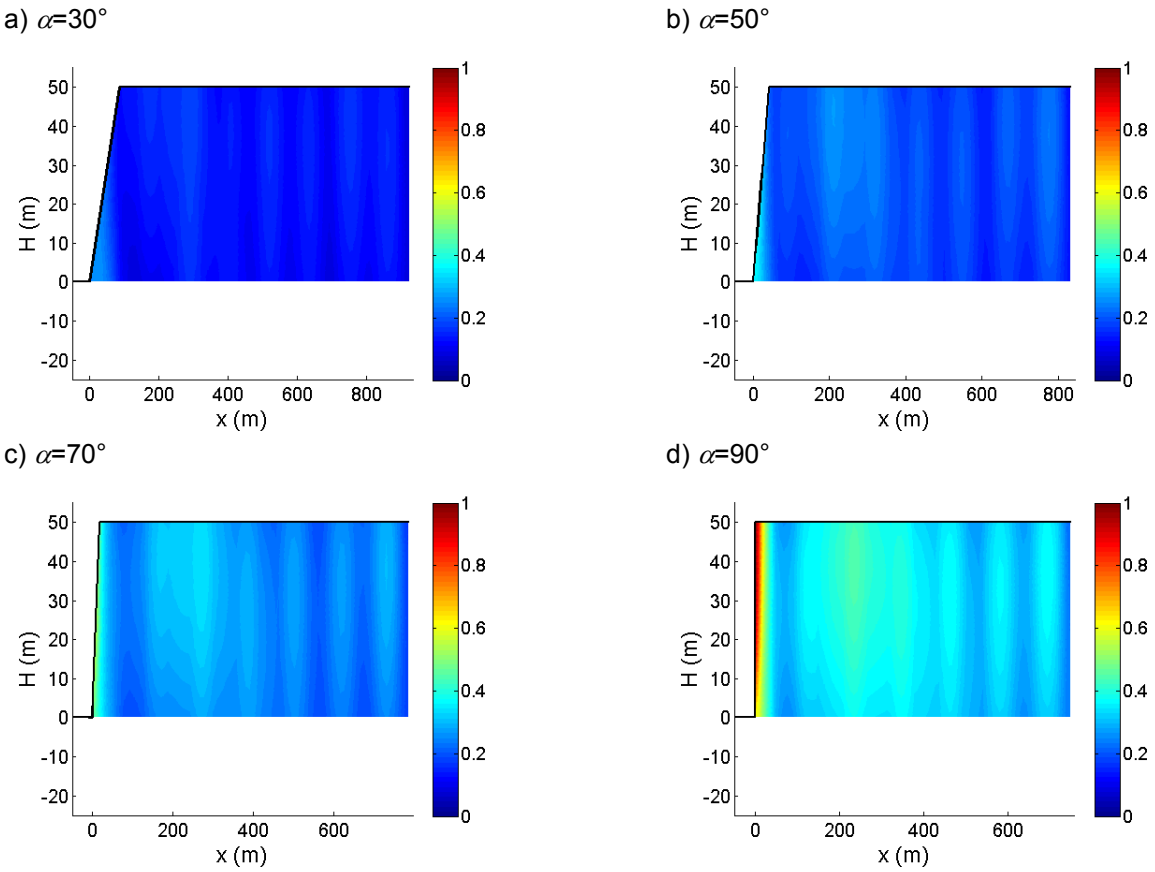


Figure 74. Amplifications verticales normalisées dans les versants de différentes pentes **(α =30°; 50° ; 70° ; 90°)** et de même valeur de fréquence adimensionnelle **η = 0.2**

Comme pour le facteur *Ax*, la définition de l'accélération verticale maximale (*Ay*) considérée dans ce travail est légèrement différente de celle utilisée dans les travaux d'autres auteurs. Dans cette étude, *Ay* est la valeur maximale observée dans tout le massif du versant, y compris en surface le long de la pente et de la partie amont, alors que c'est la valeur maximale obtenue en crête pour Ashford et al., 1997[9] ou le long de la surface supérieure pour Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31]. Pour cette raison, les valeurs de *Ay* obtenues dans ces travaux sont différentes, mais les tendances de variation de *Ay* avec la pente ou les valeurs de η sont similaires. La Figure 75 présente une illustration de cette différence en faisant référence aux travaux de Ashford et al. Sur le graphique, on observe la même tendance de variation de *Ay* mais les courbes de deux études ne sont pas identiques. Les valeurs de *Ay* de Ashford et al. sont inférieures à celles obtenues dans notre étude. Ceci résulte du fait que la valeur maximale mesurée en crête n'est pas tout le temps la valeur maximale dans tout le massif de versant.

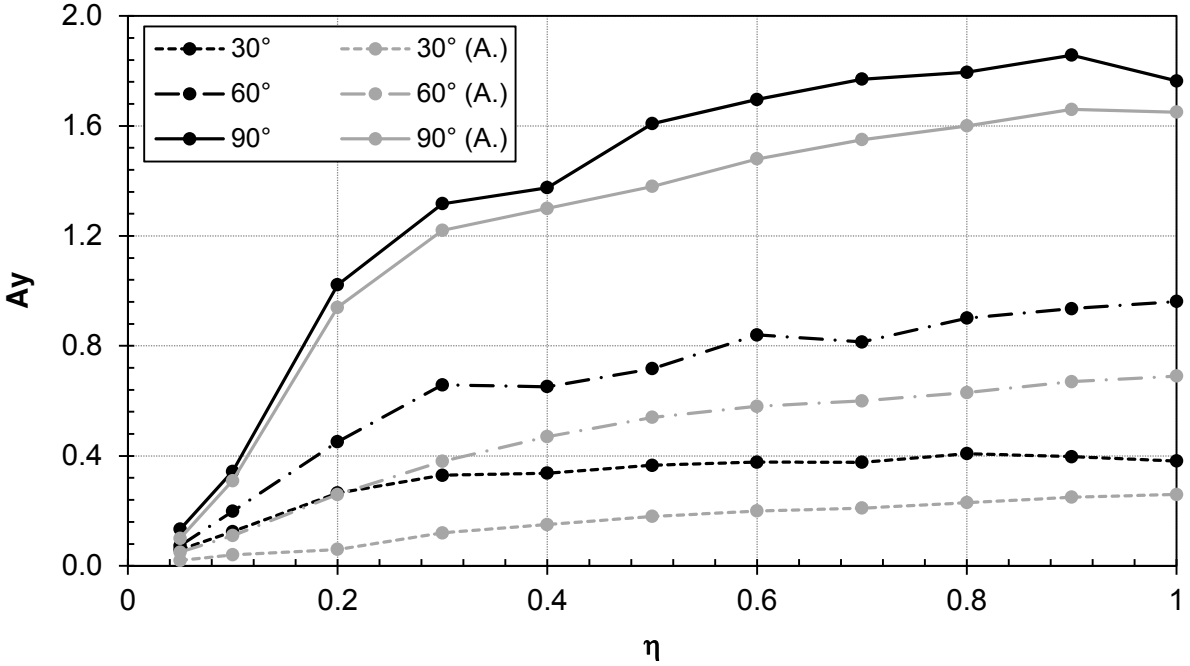


Figure 75. Comparaison de l'évolution de *Ay* pour des versants de différentes pentes **(α = 30° ; 60° ; 90°)** dans cette analyse et dans l'étude de Ashford (A.)

c. Aire des zones d'amplification proches de la surface libre pS_{AS}

Les courbes de pS_{AS} présentées dans la Figure 76 montrent que ce critère montre deux tendances de variation globale. Quand η est inférieure à 0.15, pS_{AS} augmente avec l'angle de la pente. Au contraire, pour les valeurs de η supérieures à 0.15, pS_{AS} a tendance à diminuer quand la pente augmente. Une autre manière de présenter les résultats est donnée dans la Figure 77 dans laquelle on voit bien que, quand η est égale à 0.1 (< 0.15), la courbe de pS_{AS} est croissante, tandis que les courbes pour η = 0.2 ; 0.4 ; 0.8 (> 0.15) sont décroissantes. De plus, ces graphiques montrent également que plus la pente et la fréquence adimensionnelle sont élevées moins l'impact de la variation de la pente est significatif. En effet, quand la valeur

de η est supérieure à 0.5 et la pente supérieure à 50°, l'impact de la pente est très faible voire négligeable.

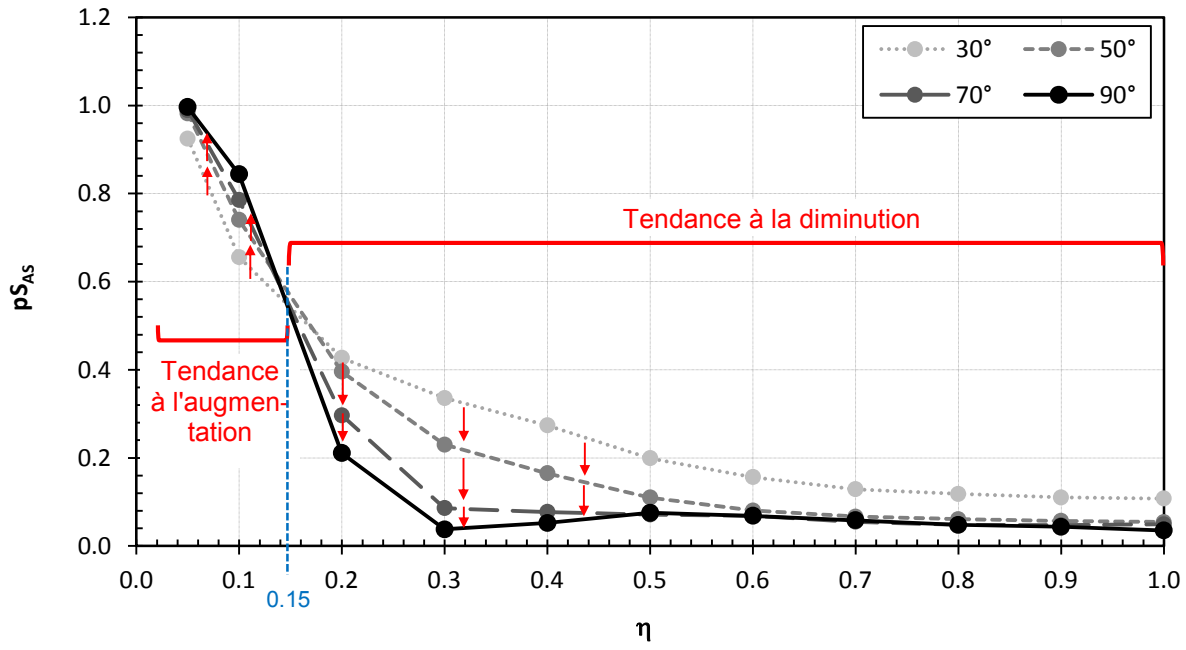


Figure 76. Évolution de pS_{AS} en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (**α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°**)

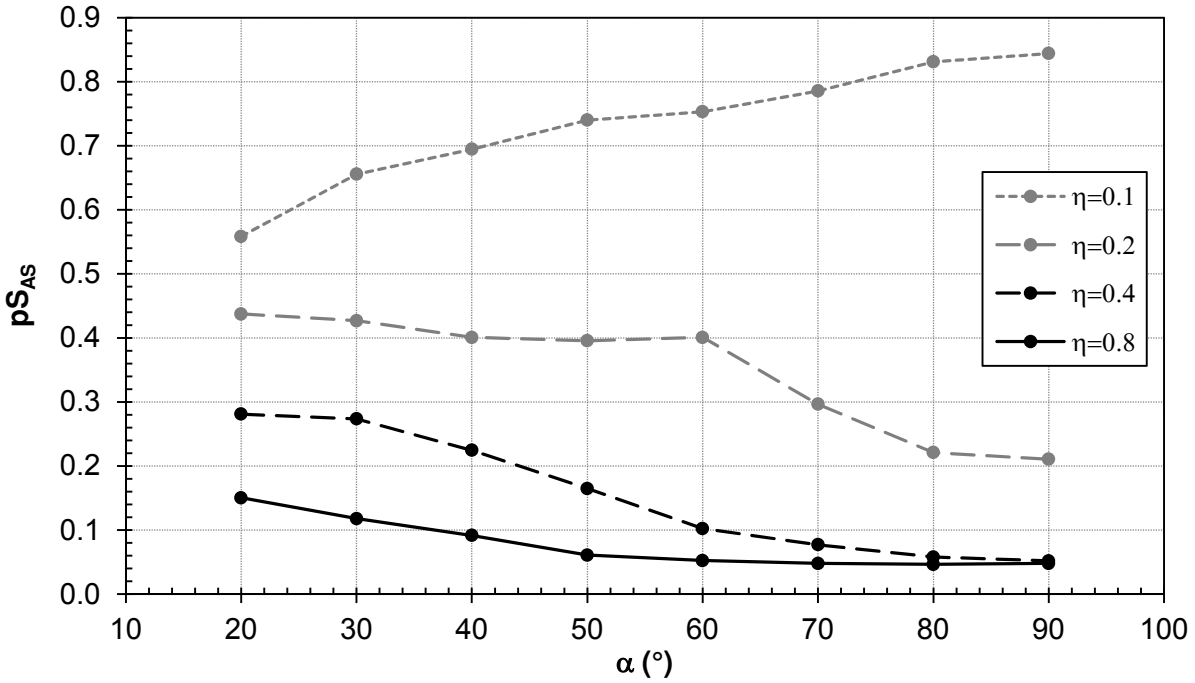


Figure 77. Évolution de *Ay* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (**η = 0.1 ; 03 ; 0.6**)

Pour mieux illustrer l'effet de la pente sur le changement de pS_{AS}, la Figure 78 et la Figure 79 montrent la distribution des amplifications représentées par un code couleur dans le massif pour différentes valeurs de pente. Pour une valeur de η inférieure à 0.15 (Figure 78 avec η = 0.1), une légère augmentation de la taille de la zone d'amplification (zone S_{AS} à l'intérieur de la région critique S_T) est observée quand la pente augmente. Au contraire, pour le cas η supérieure à 0.15 (Figure 79 avec η = 0.3), la variation de la pente influence énormément la taille de la zone amplifiée en crête. Plus la pente est élevée plus cette zone est réduite.

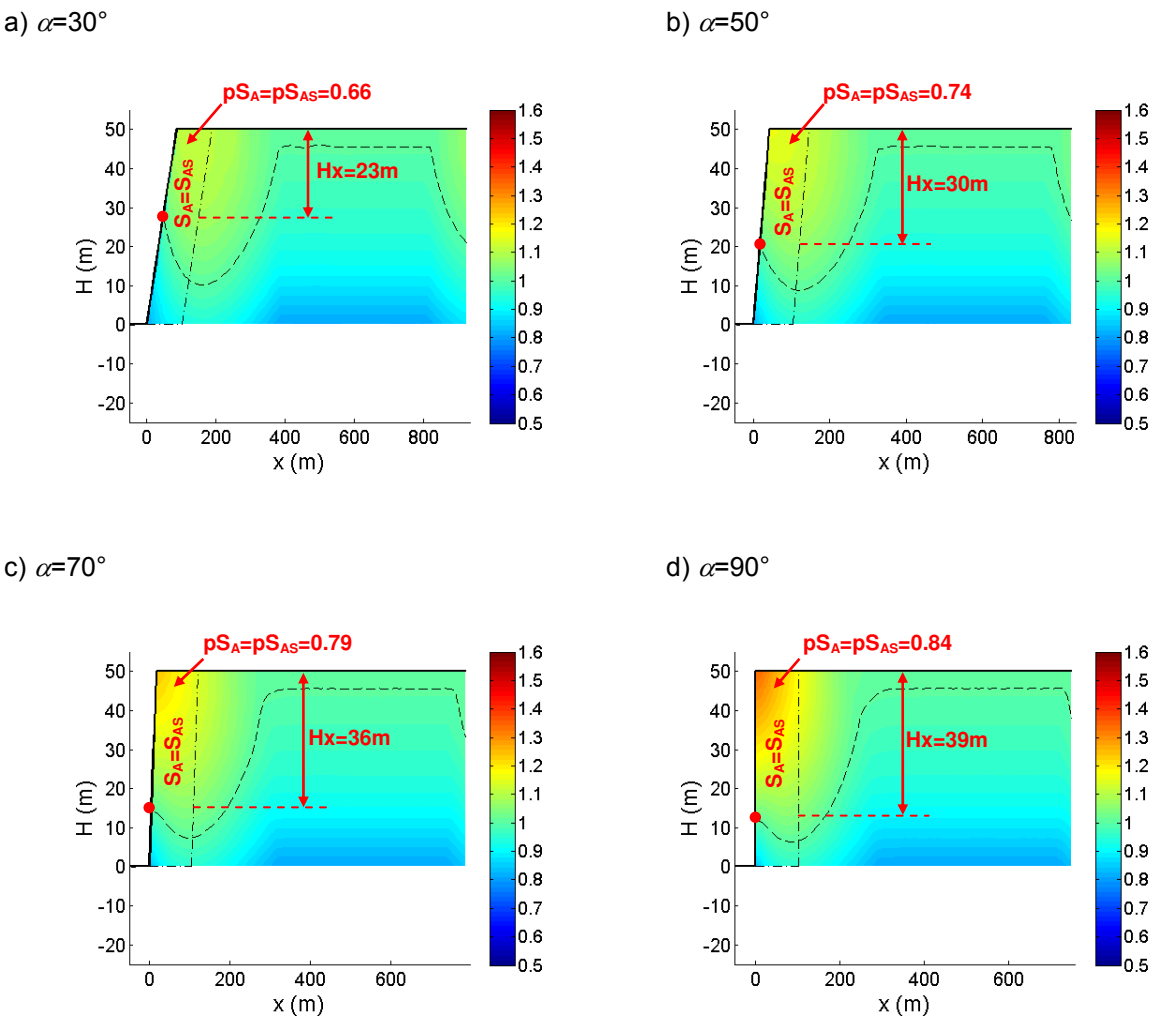


Figure 78. Amplifications horizontales normalisées dans les versants de différentes pentes **(α = 30°; 50° ; 70° ; 90°)** et de même valeur de fréquence adimensionnelle **η = 0.1**

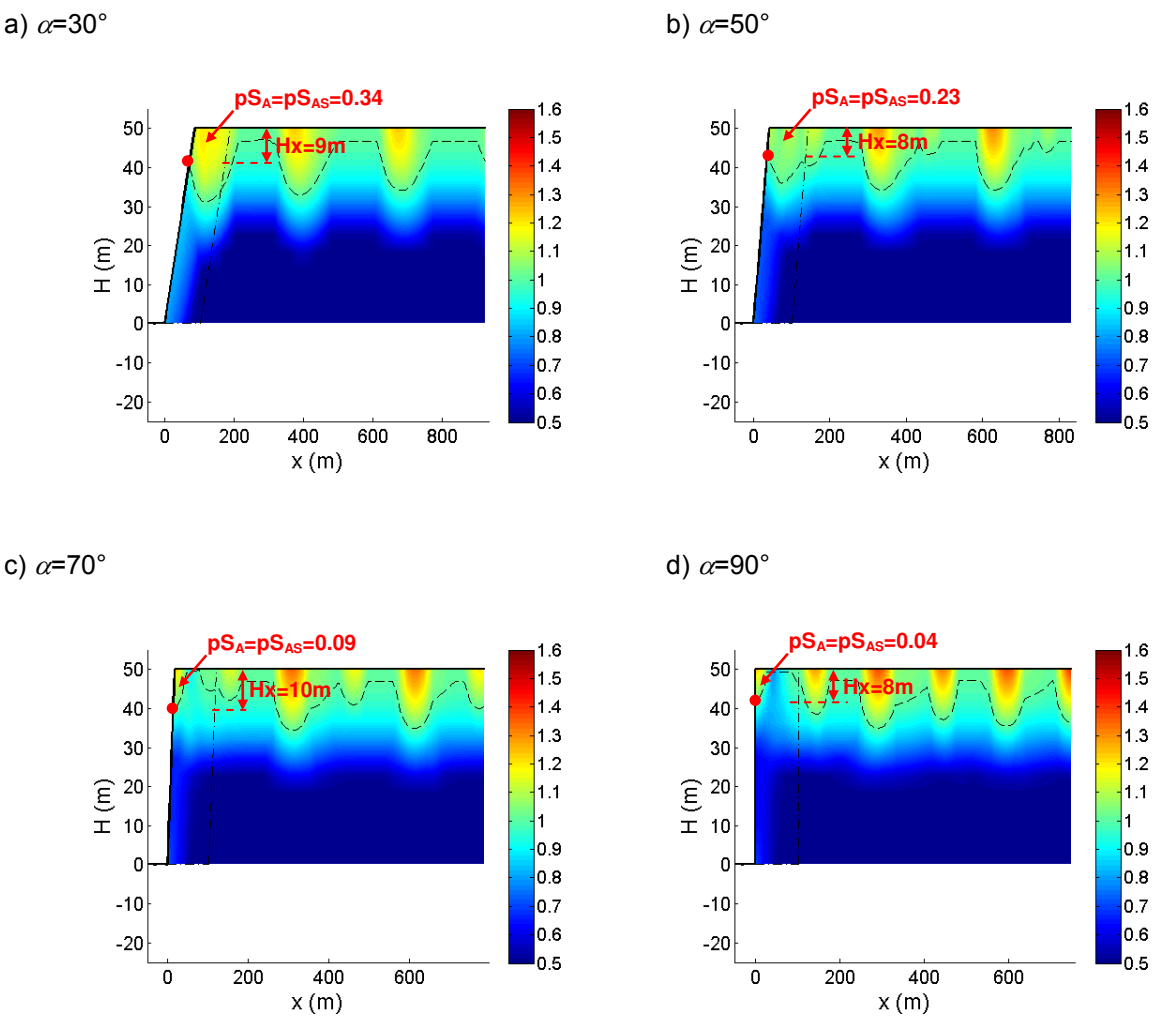


Figure 79. Amplifications horizontales normalisées dans les versants de différentes pentes **(α = 30°; 50° ; 70° ; 90°)** et de même valeur de fréquence adimensionnelle **η = 0.3**

d. Aire totale des zones d'amplifications à l'intérieur de la région critique (pS_A)

Comme montré dans l'étude de l'impact de la fréquence adimensionnelle (rubrique *b* du § 2.2.1.2, p.77), pour les valeurs de η inférieures à 0.5, les surfaces S_A et S_{AS} sont confondues. Pour les valeurs plus élevées de η, la surface S_A est légèrement plus grande que S_{AS}. Ceci explique la similitude entre la Figure 76 et la Figure 80. Dans les deux graphiques, on observe les mêmes tendances de variation globale des critères pS_A et pS_{AS} : une augmentation avec la pente quand η est inférieure à 0.15 et une diminution quand η est supérieure à 0.15.

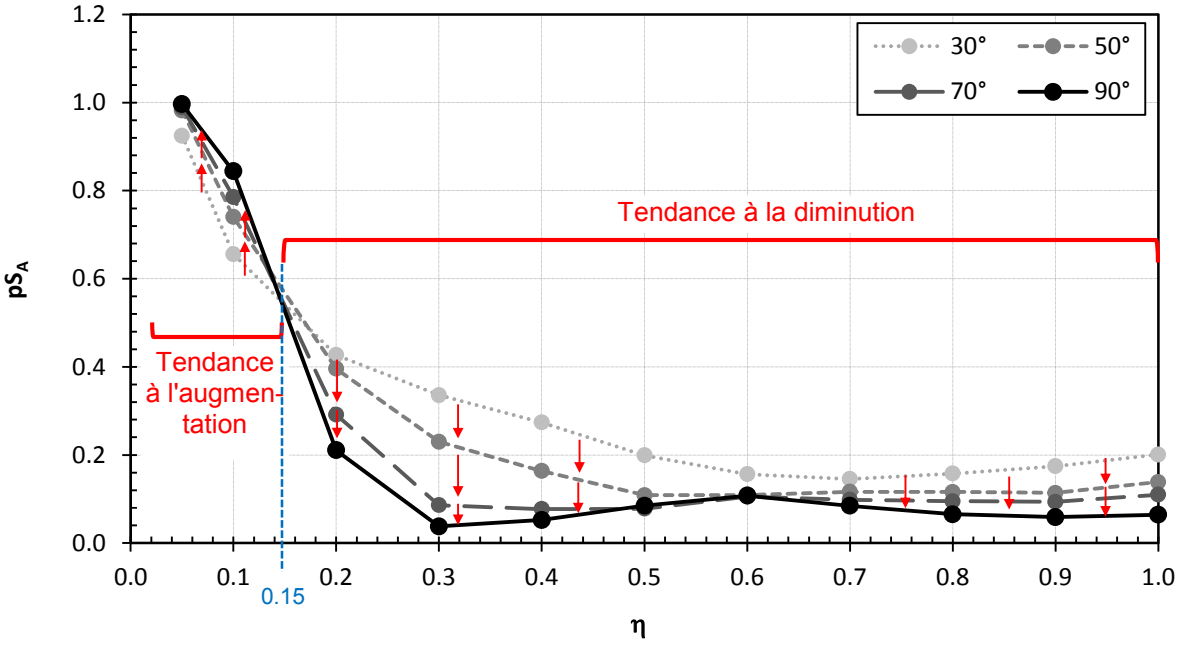


Figure 80. Évolution de pS_A en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes **(α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°)**

e. Hauteur Hx de la zone amplifiée en crête

La variation de la pente présente un impact assez faible sur la hauteur *Hx* de la zone amplifiée en crête. La Figure 81 montre qu'il y a une tendance à une légère augmentation de *Hx* avec la pente quand la fréquence adimensionnelle est inférieure à 0.3. Au-delà de ce seuil, le rôle de la pente n'est plus significatif voire négligeable. Ce phénomène est également visible sur le graphique de la Figure 82 dans laquelle sont présentées les courbes de *Hx*/*H* en fonction de la pente. *Hx* augmente avec la pente quand la fréquence adimensionnelle est égale à 0.1 et 0.2 (< 0.3). Par contre, quand η est supérieure à 0.3, la variation de *Hx* est quasiment indépendante de la pente.

Il faut noter qu'une variation de la hauteur *Hx* n'engendre pas nécessairement une variation de la surface de la zone d'amplification correspondante. À titre d'exemple, dans la Figure 78, la valeur de *Hx* croît (de 23 à 39 m) avec l'extension de la zone d'amplification S_{AS} au sommet de la pente (pS_{AS} augmente de 0.66 à 0.84). En revanche, dans la Figure 79, l'aire de cette zone est réduite significativement (pS_{AS} diminue de 0.34 à 0.04) mais la hauteur *Hx* reste quasiment invariable (autour de 9 m).

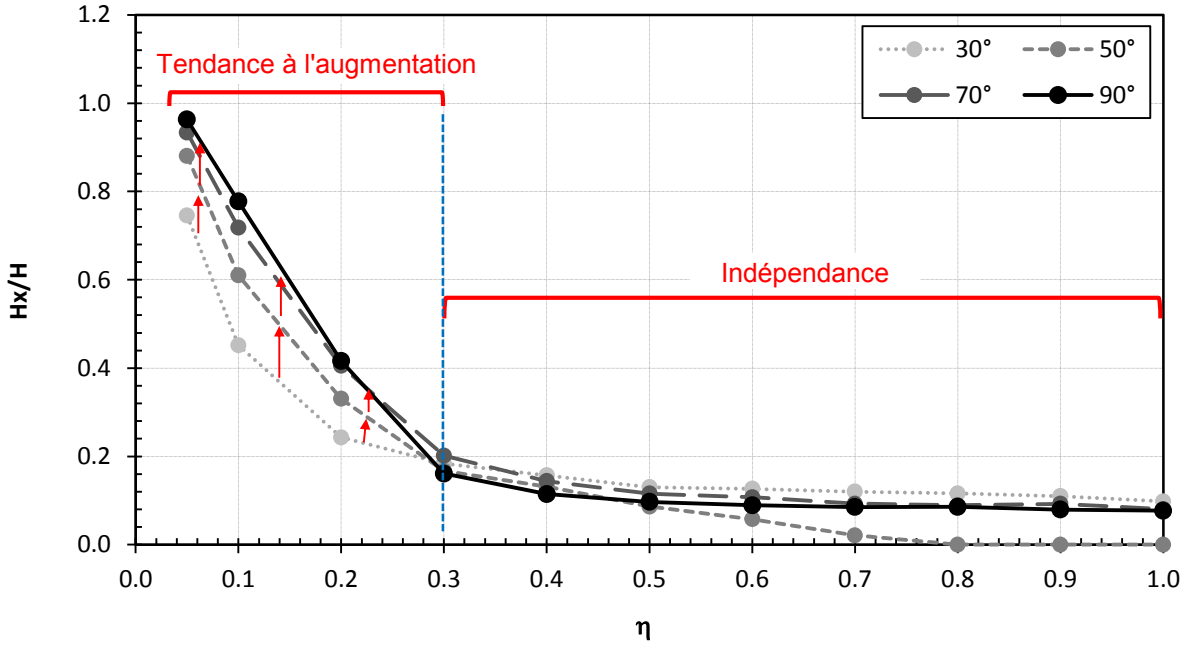


Figure 81. Évolution de *Hx* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (**α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°**)

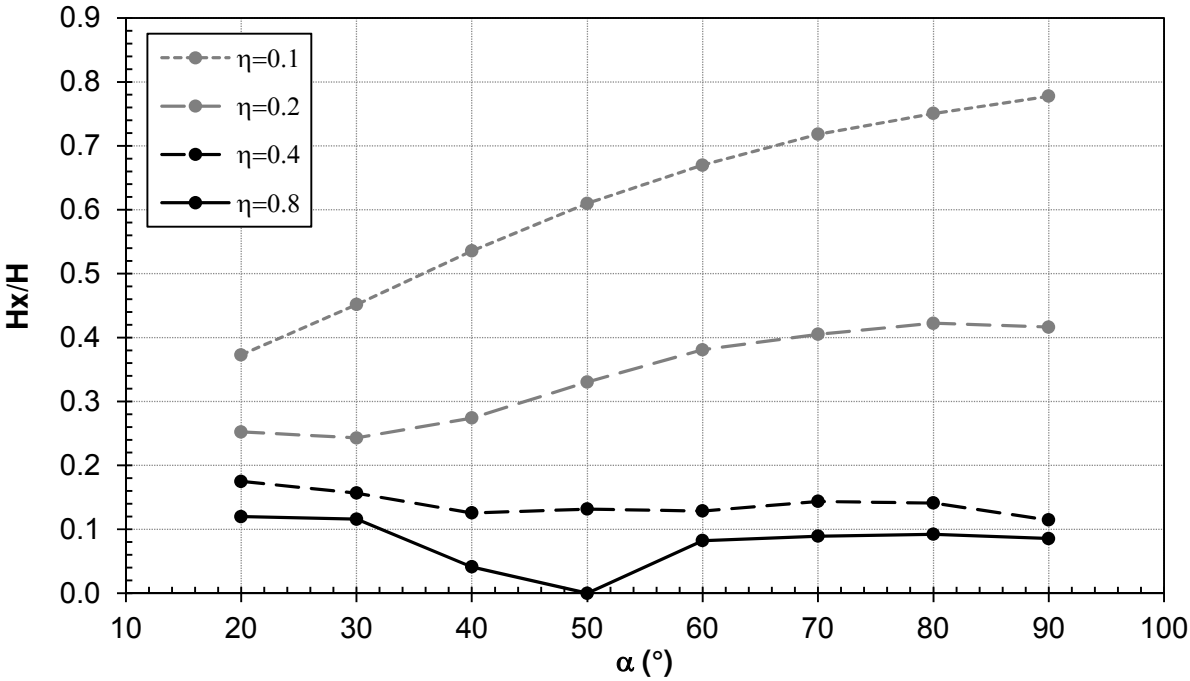


Figure 82. Évolution de *Hx* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles (**η = 0.1 ; 0.3 ; 0.6**)

f. Largeur Dxc de la zone amplifiée en crête

Les résultats des simulations numériques montrent que l'extension de la zone d'amplification en crête (*Dxc*) est très faiblement affectée par l'effet de la variation de la pente. Comme présenté dans la Figure 83, l'effet de la pente est faible voire négligeable pour les versants avec une fréquence adimensionnelle inférieure à 0.15. Pour les fréquences supérieures à 0.15, *Dxc* a tendance à légèrement augmenter avec la pente. Le graphique de la Figure 85 présente la variation de *Dxc* en fonction des pentes analysées pour quelques valeurs de fréquence adimensionnelle représentatives. On voit bien que, dans le cas où η = 0.1 (< 0.15), la courbe de *Dxc* est indépendante de la pente. Par contre, les courbes pour les valeurs de η supérieures à 0.15 (η = 0.2 ; 0.4 ; 0.8) montrent clairement une tendance à l'augmentation avec la pente.

Dans l'intervalle des fréquences adimensionnelles considérées (η = 0.05÷1.0), l'amplitude maximale de variation de *Dxc* due à une variation de la pente ne dépasse pas 1 *H* à 1.5 *H* (*H* : la hauteur de la pente) comme présenté dans Figure 85. En particulier pour des pentes de 30° à 90°, la variation ne dépasse jamais 1 *H*. À titre d'exemple, la Figure 84 présente les courbes des accélérations normalisées (Ax_i) le long de la surface en amont des versants en fonction de la distance en arrière de la crête normalisée par la hauteur du versant (*X*/*H*). Dans cette figure, on voit que la variation de *Dxc* pour les versants de pente entre 30 et 90° ne dépasse pas 1 *H* pour les faibles valeurs de fréquence adimensionnelle (η = 0.2) ainsi que pour les fortes valeurs de fréquence adimensionnelle (η = 0.6). Il est nécessaire de rappeler que, dans le cadre de ce travail, la valeur de *Dxc* est déterminée par la distance entre la crête et le point où la courbe de Ax_i en surface devient horizontale, comme montré dans les graphiques de la Figure 84. Ceci explique pourquoi on observe parfois des zones de « dés-amplification » locale sur la distance de *Dxc*, notamment pour les versants de pente raide dans laquelle la zone d'amplification en crête est souvent subdivisée en plusieurs petites zones, le calcul de *Dxc* tenant compte ainsi de toutes ces zones.

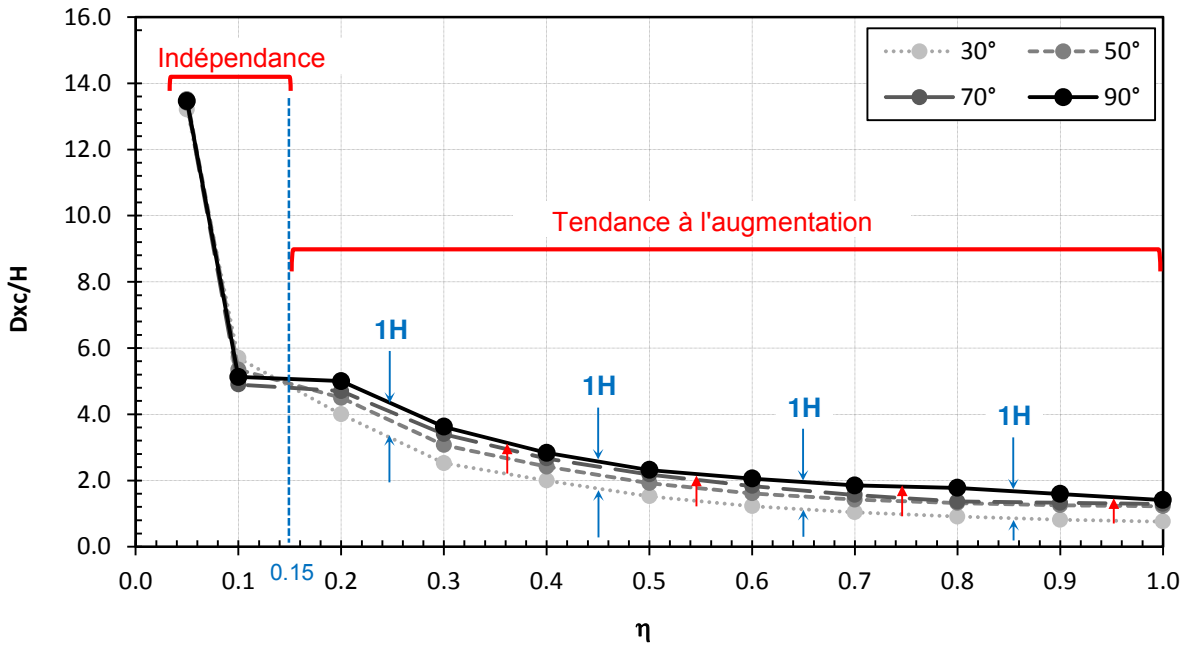
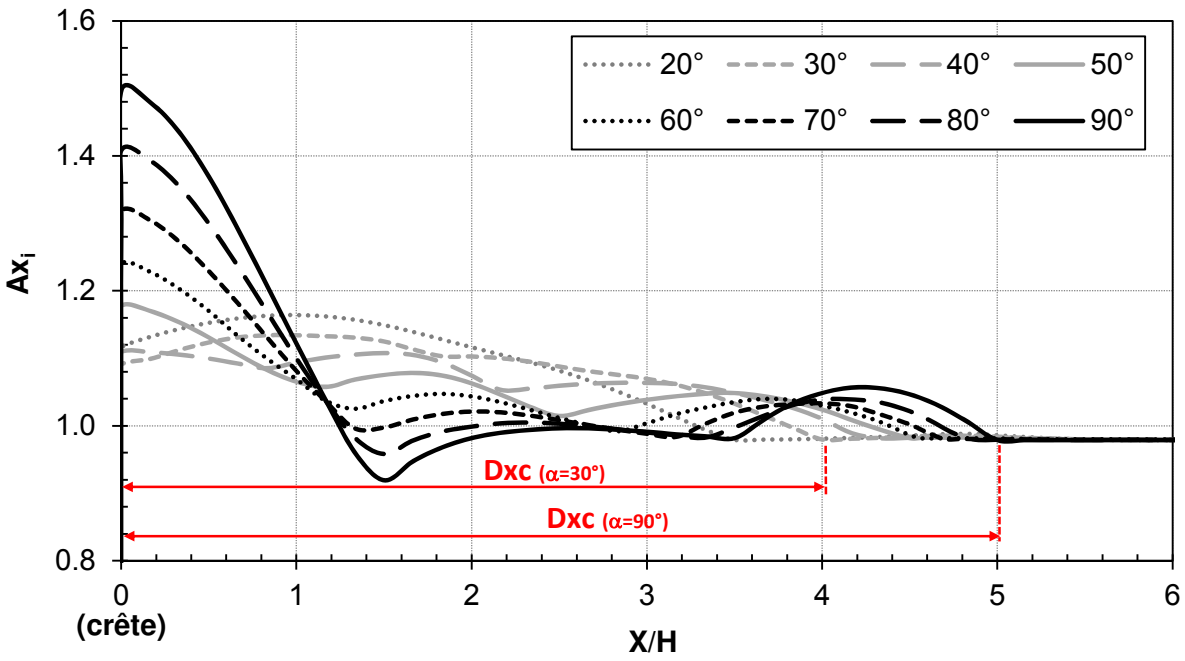


Figure 83. Évolution de *Dxc* en fonction de la fréquence adimensionnelle pour des versants de différentes pentes (α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°)

a) η = 0.2



a) η = 0.6

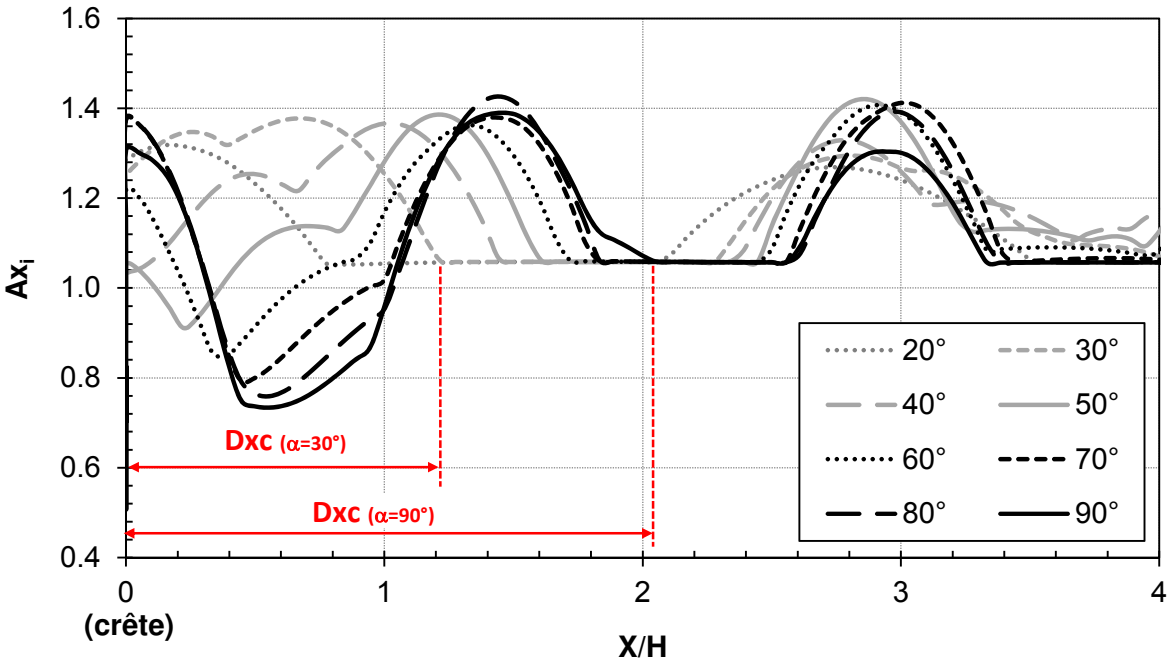


Figure 84. Enregistrement de l'accélération horizontale normalisée en surface supérieure pour des versants de différentes pentes (α = 20°÷90°) pour le cas a)η **= 0.2** a)η **= 0.6**

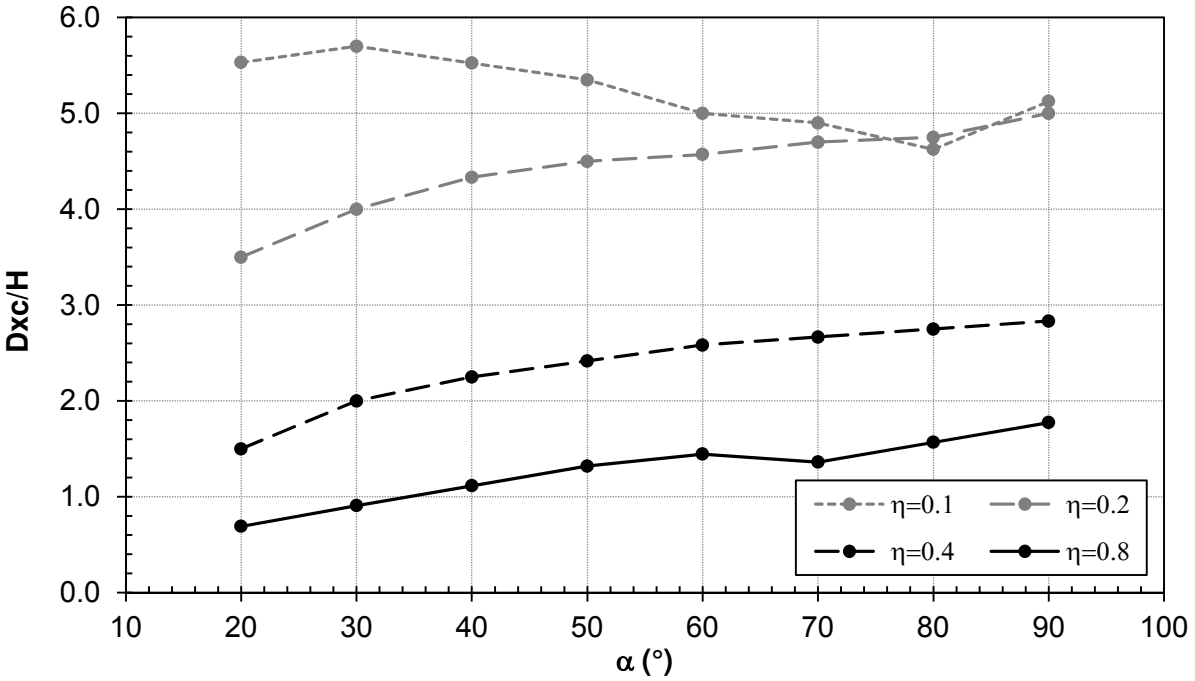


Figure 85. Évolution de *Dxc* en fonction de la pente pour des versants de différentes fréquences adimensionnelles **(η = 0.1 ; 0.2 ; 0.4 ; 0.6)**

2.2.2.3. Évaluation générale de l'impact de la pente

L'effet global de la pente est analysé en se basant sur l'évaluation des valeurs du coefficient de variation (*CV*) des 732 résultats obtenus à partir de 122 simulations numériques (Tableau 7, p.74). Pour chaque critère d'interprétation, on a calculé le *CV* correspondant à chaque fréquence adimensionnelle. Comme il y a 6 critères d'analyse, on a alors au total :

14 valeurs de η x 6 critères d'interprétation = 84 valeurs de *CV*

Les valeurs de *CV*(%) ont ensuite été diminuées de 6 % pour éliminer l'effet des erreurs numériques. Enfin, les valeurs de *CV** (= *CV*-6) sont présentées dans la Figure 86. Le résultat d'analyse montre qu'une variation de la pente entre 20 et 90° produit en conséquence une dispersion des résultats entre 0 et 66 % (intervalle de confiance : IC)

Si l'on compare avec l'effet de la fréquence adimensionnelle, on trouve que la dispersion moyenne causée par une variation de la pente est environ deux fois plus faible que celle causée par l'effet de la fréquence adimensionnelle (voir Figure 67) : $81(\%)/33(\%) = 2.45$. De plus, l'intervalle de variation de *CV** est également environ deux fois moins large $\left[152(\%)-9(\%)\right]/\left[66(\%)-0(\%)\right] = 2.2$. Ces observations montrent que l'effet de la pente est généralement plus faible que l'effet de la fréquence adimensionnelle car les variations de pente engendrent des effets moins considérables que les variations de la fréquence adimensionnelle.

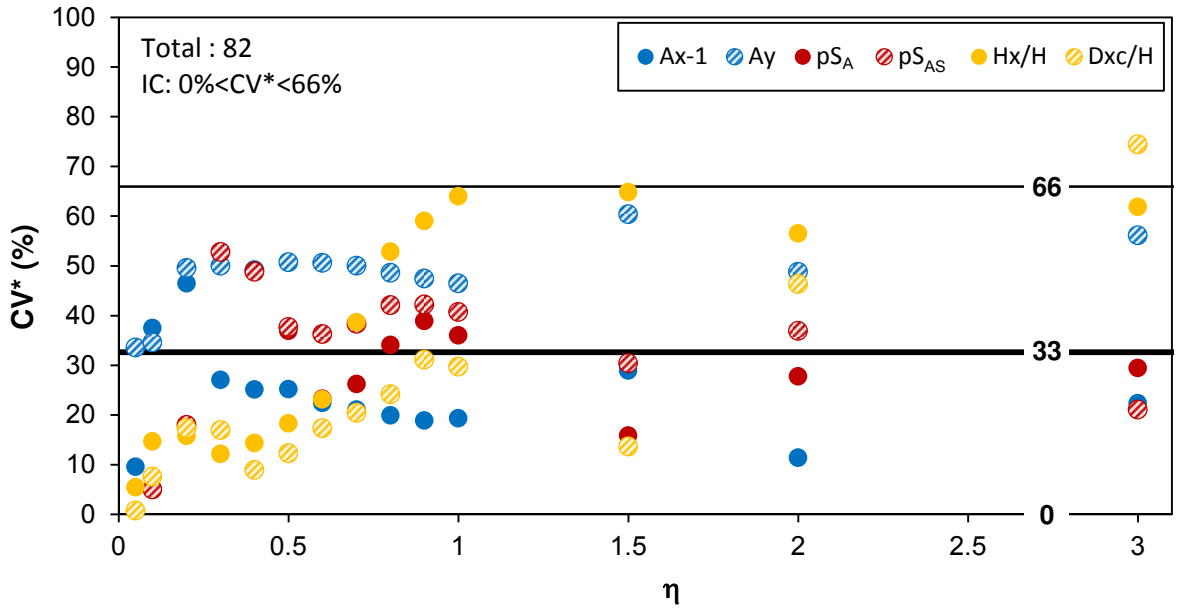


Figure 86. Évaluation de la dispersion des résultats purement causée par la variation de la pente

2.2.2.4. Conclusion

D'un point de vue général, la pente a un impact sur les effets de site topographiques des versants. Cet impact est variable en fonction du critère d'interprétation considéré et il peut être différent selon les intervalles de fréquence adimensionnelle considérés.

Lorsque η est inférieure à 0.4, le facteur *Ax* augmente avec l'augmentation de la pente, notamment pour les pentes supérieures à 30°. Quand η est plus élevée, l'effet de la pente est peu significatif. Concernant la composante verticale, la variation de la pente produit un effet très général qui peut toucher tout le massif de versant. De manière générale, plus la pente est élevée, plus Ay_i et sa valeur maximale *Ay* sont importantes. Cet effet est constant sur tout l'intervalle de η considéré (η = 0.5÷1.0).

En ce qui concerne la surface des zones d'amplification à l'intérieur de la région critique, les critères pS_A et pS_{AS} augmentent avec la pente quand η est inférieure à 0.15. À l'inverse, ces surfaces diminuent quand η est supérieure à 0.15.

La hauteur et la largeur de la zone d'amplification en crête se comportent différemment en fonction de la pente. Plus concrètement, une augmentation de la pente engendrera une augmentation de *Hx* quand η est inférieure à 0.3, et une diminution de *Dxc* quand η est supérieure à 0.15. Au-delà de ces limites, l'effet de la pente sur ces critères est moins significatif voire négligeable.

Les analyses statistiques montrent qu'une variation de α entre 20 et 90° peut causer une dispersion des résultats sur tous les critères d'analyse entre 3 et 63 %.

2.2.3. Étude des effets des paramètres intégrés dans la fréquence adimensionnelle

2.2.3.1. Problématique

La fréquence adimensionnelle (η), comme montré dans la partie 2.2.1, est un paramètre pertinent pour évaluer les effets de site. D'après l'équation [16] : $\eta = H \times F / \sqrt{E / \left[2(1+\nu)\rho\right]}$, elle intègre plusieurs paramètres géomorphologiques et sismiques (H, F, E, ν, ρ). Au lieu d'évaluer le phénomène sous l'effet de ces différents facteurs et de manière isolée, elle permet de les combiner et représente ainsi un paramètre intégrateur. Cependant, la question qui se pose est de savoir si la fréquence adimensionnelle peut représenter d'une façon parfaite l'effet de tous les paramètres qui sont intégrés dans la formule ? Autrement dit, peut-on toujours obtenir la même réponse sismique du versant (par référence aux critères d'analyse) pour une même valeur de la fréquence adimensionnelle mais correspondant à différents paramètres intégrés dans la formule ?

2.2.3.2. Analyse paramétrique

Une étude paramétrique a été réalisée pour répondre à cette question. Un modèle de versant de pente 50° a été choisi. Deux valeurs de η ont été considérées : 0.1 et 0.5. On garde la valeur de η constante en changeant la valeur de deux paramètres en même temps. Donc, pour tester l'effet des 5 paramètres (H, F, E, ν, ρ), il faut faire varier au total 10 couples de paramètres (Tableau 8). Pour chaque couple, la valeur des paramètres varie 4 fois en prenant une valeur dans les intervalles suivants : H = 25÷200 m, F = 0.5÷10 Hz, E = 0.3÷50 GPa, ν = 0.2÷0.35, ρ = 1650÷3125 kg/m^3. Donc au total, 80 simulations numériques ont été réalisées pour les deux valeurs de η étudiée.

Tableau 8. Couples de paramètres et numéro correspondant

Numéro du couple	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Couples de paramètres dont les valeurs vont varier	[H,F]	[H,E]	[H,ν]	[H,ρ]	[F,F]	[F,ν]	[F,ρ]	[E,ν]	[E,ρ]	[ν,ρ]

Pour chaque groupe des simulations (4 simulations/groupe) numéroté de 1 à 10, la dispersion des résultats est évaluée en se basant sur la valeur du coefficient de variation (CV), déterminé par le rapport de l'écart-type et la moyenne. En théorie, si les résultats obtenus sont identiques, la valeur de CV est égale à zéro. Cependant, en pratique pour les simulations numériques, il existe toujours une erreur numérique liée aux arrondis et à la discrétisation du modèle. Pour réduire cette erreur au minimum, le maillage a été affiné autant que possible, la valeur de N dans l'équation [23] a été prise égale à 50. D'après le graphique de la Figure 51, l'erreur numérique estimée pour le cas de N = 50 est environ 2 %.

On ajoute une petite erreur d'environ 1 % qui peut être produite pendant les étapes de détermination de *CV*. Alors, si *CV* ≤ 3 %, on peut considérer que la dispersion des résultats est causée principalement par l'erreur de calcul numérique, et qu'elle n'est pas affectée par les variations des paramètres intégrés dans la formule de la fréquence adimensionnelle. Au contraire si *CV* > 3 %, ce sont bien les variations des paramètres qui sont à l'origine de la dispersion des résultats.

En représentant toutes les valeurs de *CV* supérieur à 3% sur les graphiques, la Figure 87 souligne les couples de paramètres dont la variation des valeurs est la raison principale de la dispersion des résultats. Ces couples de valeurs sont [H,ν], [F,ν], [E,ν] et [ν,ρ] qui correspondent respectivement aux cas de numéro 3, 6, 8 et 10. Le coefficient de Poisson se présente dans tous ces couples de paramètres. On peut alors conclure que ce dernier est à l'origine des dispersions observées. Ce phénomène peut être expliqué par le transfert du mouvement horizontal et vertical lors d'une réflexion d'une onde SV sur la pente. La quantité d'énergie transférée est variable en fonction de la valeur du coefficient de Poisson, comme souligné par Ashford et Sitar, 1997[8] : « *une onde incidente SV réfléchie sur une surface libre donnera lieu à deux mouvements horizontal et vertical, en fonction du coefficient de Poisson, comme indiqué par de nombreux chercheurs (e.g., Knopoff et al., 1957[95])* ». On remarque que l'influence de la variation du coefficient de Poisson n'est pas la même pour différents critères d'études et pour différentes fréquences adimensionnelles. Par exemple, on observe sur Figure 87*a* un effet important pour *Ay* et *Dxc*/*H* tandis qu'il est quasiment nul pour les autres critères. Quand on augmente la fréquence adimensionnelle à 0.5, l'effet du coefficient de Poisson est observé presque sur tous les paramètres (Figure 87*b*).

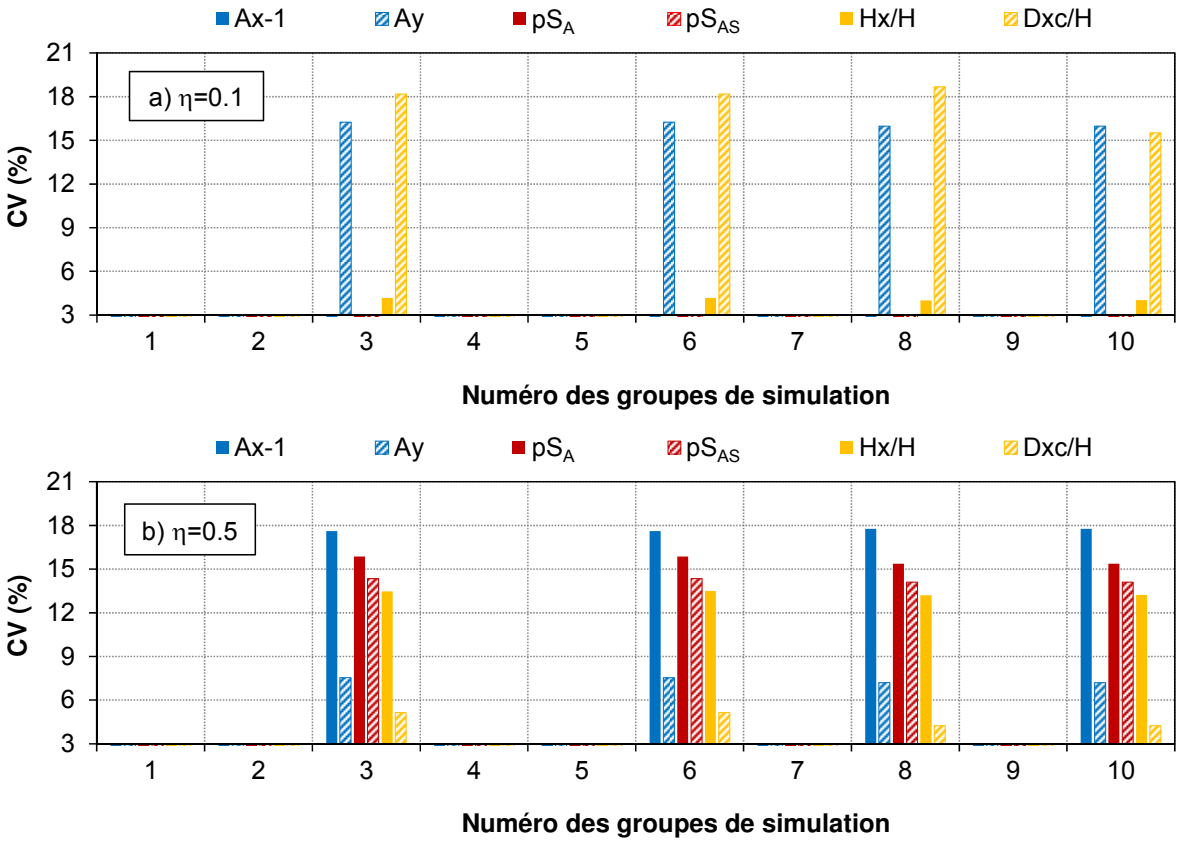
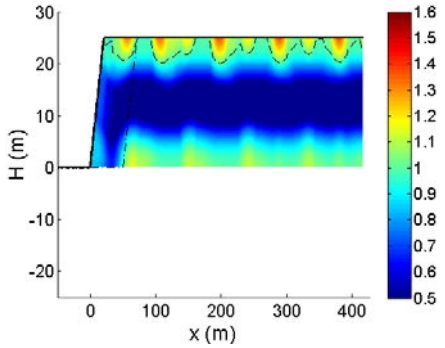
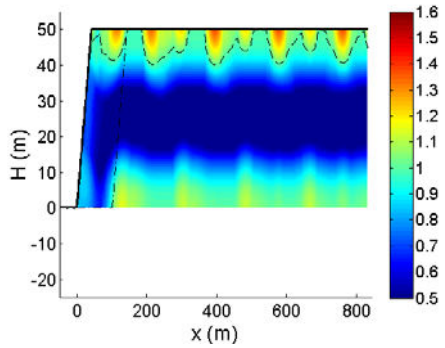


Figure 87. Dispersion des résultats sous l'effet de la variation de la valeur des paramètres intégrés pour deux cas de η constant a) $\boldsymbol{\eta = 0.1}$ b) $\boldsymbol{\eta = 0.5}$

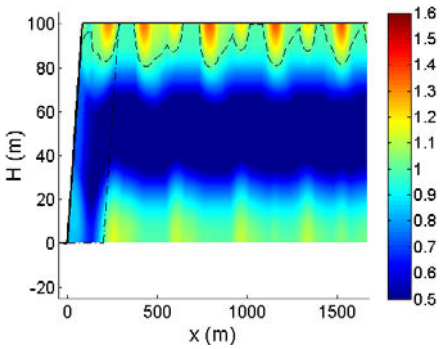
a) *H*=25m, *F*=10Hz



b) *H*=50m, *F*=5Hz



c) *H*=100m, *F*=2.5Hz



d) *H*=200m, *F*=1.25Hz

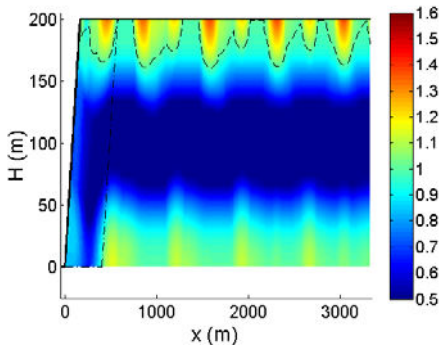
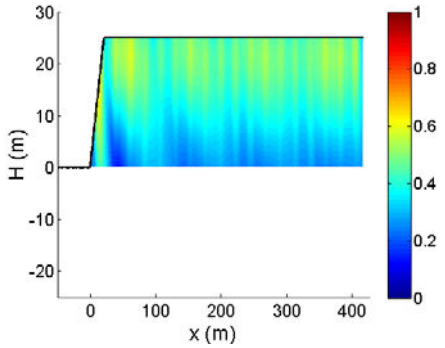
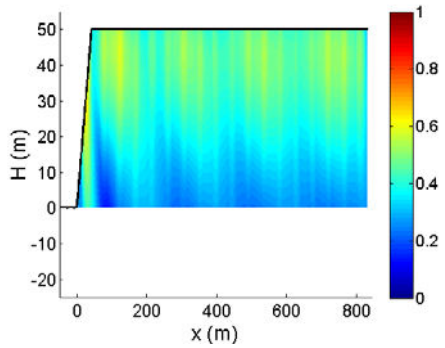


Figure 88. Représentation graphique de l'accélération horizontale normalisée (***Ax***$_i$) dans le versant pour le cas 1 : *H*, *F* variables et η constant (***η* = 0.5**)

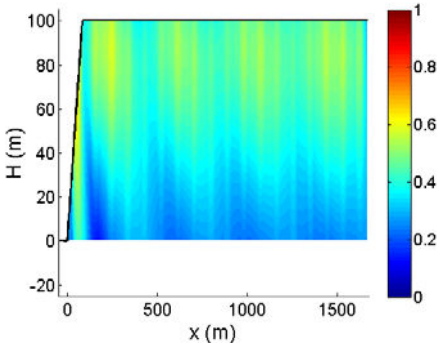
a) *H*=25m, *F*=10Hz



b) *H*=50m, *F*=5Hz



c) *H*=100m, *F*=2.5Hz



d) *H*=200m, *F*=1.25Hz

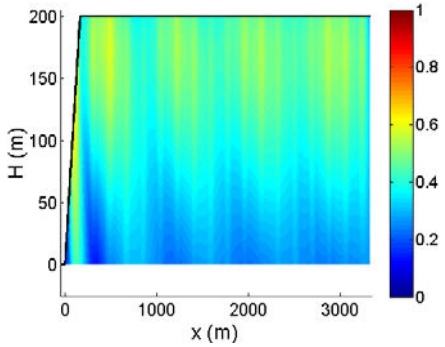


Figure 89. Représentation graphique de l'accélération verticale normalisée (***Ay***$_i$) dans le versant pour le cas 1 : *H*, *F* variables et η constant (***η* = 0.5**)

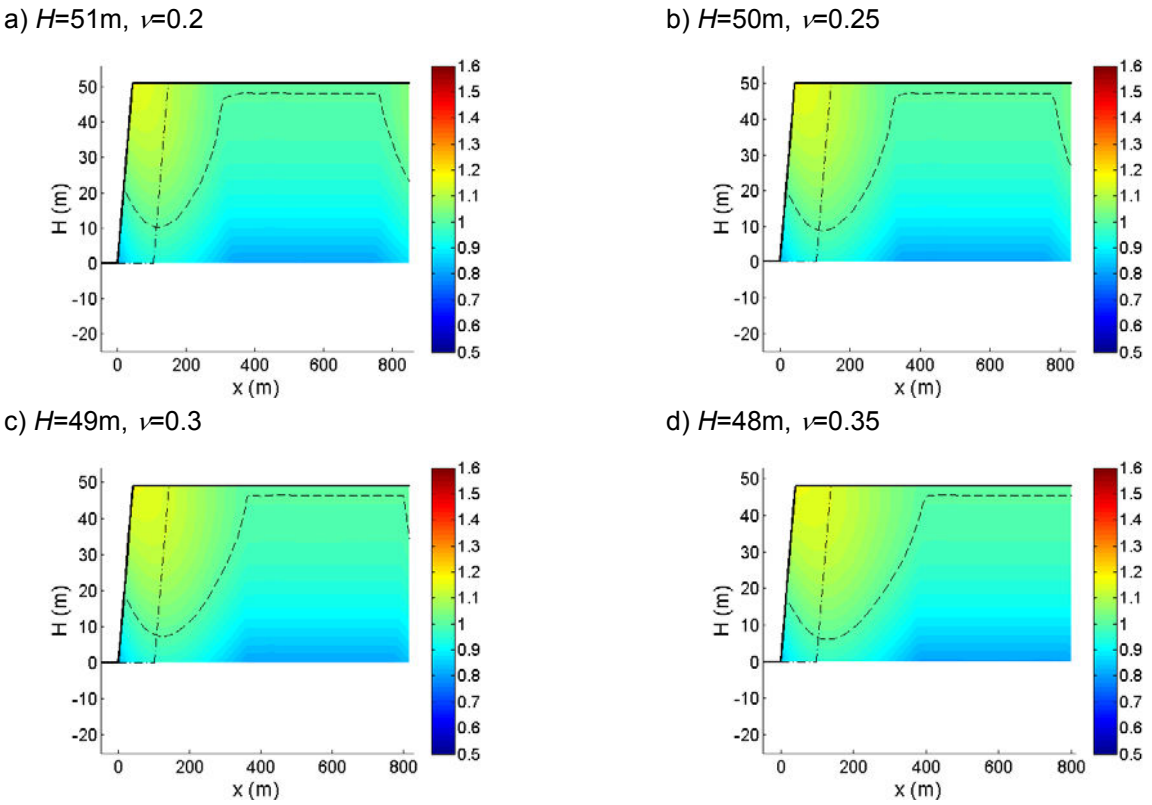


Figure 90. Représentation graphique de l'accélération horizontale normalisée (***Ax***$_i$) dans le versant pour le cas 3 : H, ν variables et η constant (**η = 0.1**)

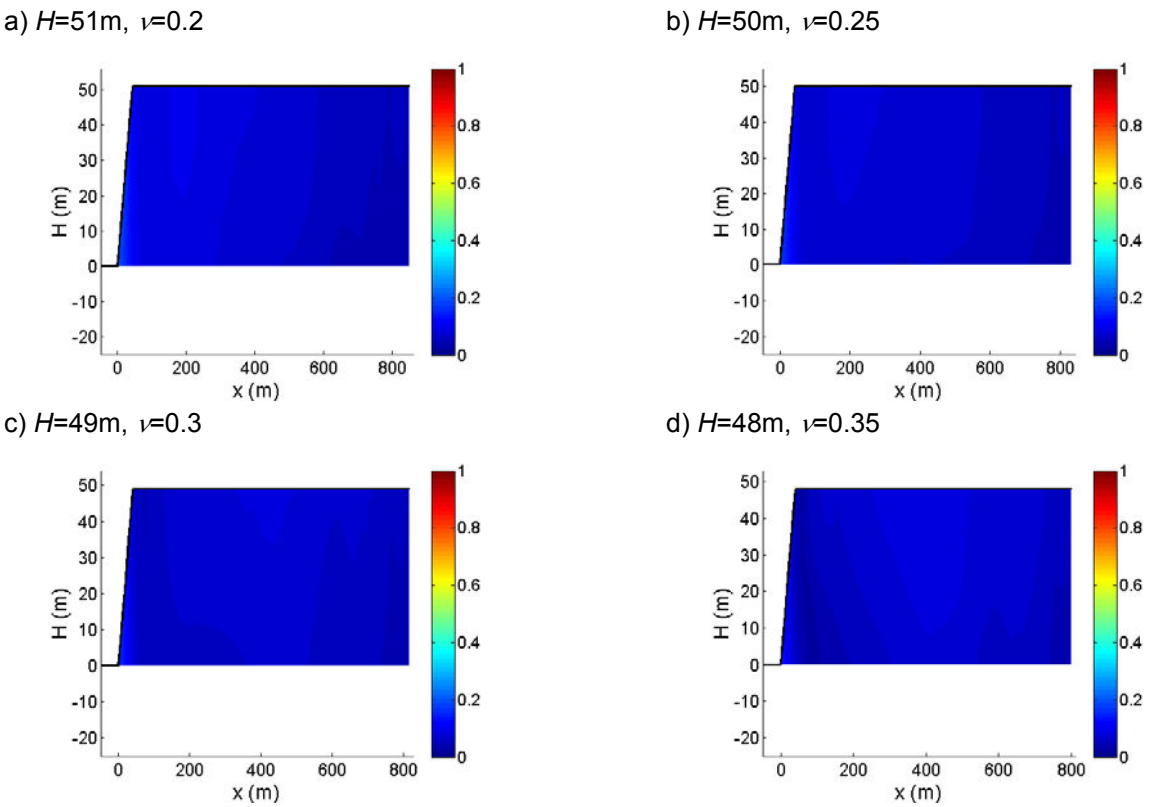
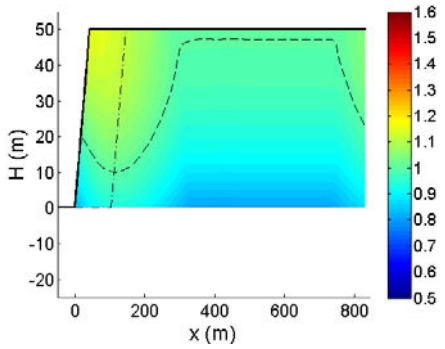
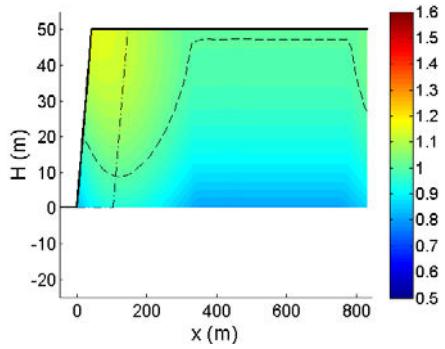


Figure 91. Représentation graphique de l'accélération verticale normalisée (***Ay***$_i$) dans le versant pour le cas 3 : H, ν variables et η constant (**η = 0.1**)

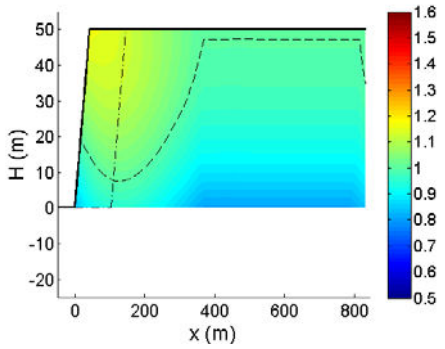
a) E=1.2GPa, ν=0.2



b) E=1.25GPa, ν=0.25



c) E=1.3GPa, ν=0.3



d) E=1.35GPa, ν=0.35

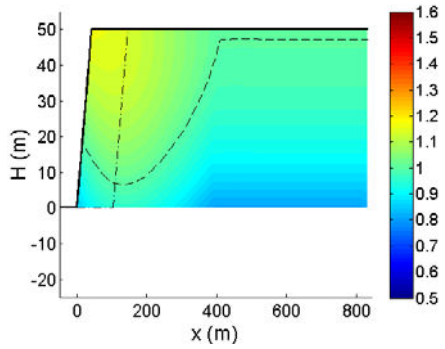
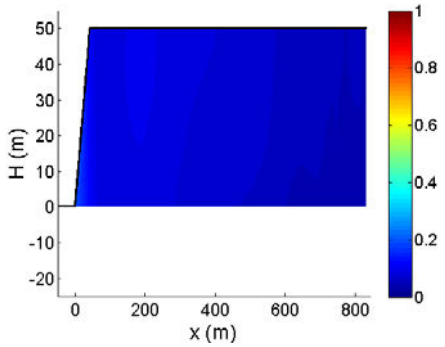
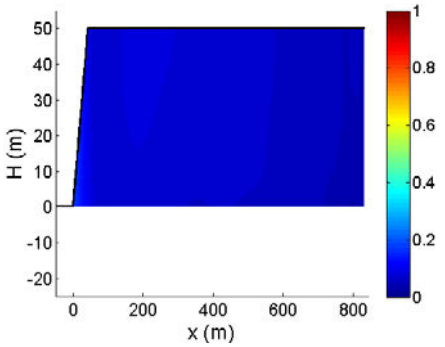


Figure 92. Représentation graphique de l'accélération horizontale normalisée (***Ax***$_i$) dans le versant pour le cas 8 : E, ν variables et η constant ($\boldsymbol{\eta = 0.1}$)

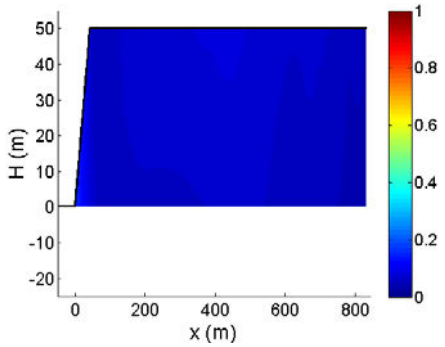
a) E=1.2GPa, ν=0.2



b) E=1.25GPa, ν=0.2



c) E=1.3GPa, ν=0.3



d) E=1.35GPa, ν=0.35

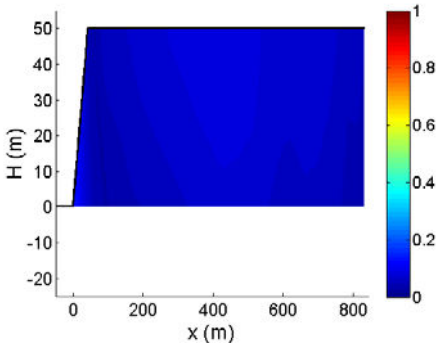


Figure 93. Représentation graphique de l'accélération verticale normalisée (***Ay***$_i$) dans le versant pour le cas 8 : E, ν variables et η constant ($\boldsymbol{\eta = 0.1}$)

Au niveau de la réponse sismique globale du versant, la distribution spatiale globale des zones d'amplification et de « dés-amplification » au sein du massif de versant est très peu influencée par le changement de la valeur des paramètres intégrés, même pour le cas du coefficient de Poisson.

À titre d'exemple, la Figure 88 et la Figure 89 représentent respectivement la réponse sismique horizontale et verticale du versant pour le cas de changement des valeurs de *H* et *F* en gardant η = 0.5. On voit que des zones d'amplification et « dés-amplification » sont distribuées dans le massif de versant de manière identique. Les zones d'amplification horizontale faible ou modérée apparaissent le long de la surface en amont et dans le massif du versant. Les zones de forte d'amplification verticale se trouvent le long de la pente et de la surface en amont.

Dans le cas où la valeur du coefficient de Poisson change, la distribution des zones d'amplification et « dés-amplification » reste similaire, même s'il se présente une petite différence dans l'extension des zones d'amplifications. Comme observé dans le cas de changement des valeurs de *H* et ν (Figure 90, Figure 91), la seule zone d'amplification trouvée dans tout le massif de versant se situe en crête de la pente et il n'y a pas de zone d'amplification dans le massif de versant. On obtient les mêmes résultats sur la Figure 92 et la Figure 93 qui présentent les résultats quand les valeurs de *E* et ν changent.

2.2.3.3. Conclusion

Dans le but d'identifier, parmi les 5 paramètres intégrés dans la formule de la fréquence adimensionnelle, ceux qui ont un effet sur le phénomène (hors l'effet principal de la propre fréquence adimensionnelle), 80 simulations numériques ont été réalisées sur les modèles de même pente (50°) avec les deux valeurs de η étudiées : 0.1 et 0.5. Les résultats des calculs numériques permettent de conclure que :

- Pour les modèles de versant de même valeur de fréquence adimensionnelle et de même pente, quelles que soient les valeurs de *H*, *E*, *F*, ρ, les résultats obtenus sont toujours identiques.

- Pour une valeur de fréquence adimensionnelle constante, une variation du coefficient de Poisson entre 0.2 et 0.35 (pour des roches et des sols) entraîne des modifications de la réponse sismique du versant. Cette modification peut concerner quelques-uns ou tous les critères d'étude, tous dépendant de la valeur de la fréquence adimensionnelle.

- La distribution spatiale des zones d'amplification et « dés-amplification » dans le massif du versant est contrôlée principalement par la fréquence adimensionnelle. Elle est très faiblement influencée par la variation du coefficient de Poisson et n'est quasiment pas influencée par la variation indépendante d'un des autres paramètres intégrés.

2.2.4. Étude de l'impact du coefficient de Poisson

2.2.4.1. Problématique

D'après l'étude paramétrique réalisée dans la partie 2.2.3, le coefficient de Poisson est le seul, parmi les cinq paramètres intégrés dans la formule de la fréquence adimensionnelle, qui peut produire un effet secondaire défini comme un effet supplémentaire à l'effet principal de la fréquence adimensionnelle.

Cependant, son influence concrète sur chaque critère d'interprétation n'est pas encore clarifiée. De plus, une interaction entre cet effet et les effets des autres paramètres comme la fréquence adimensionnelle et la pente doit être considérée.

2.2.4.2. Analyse paramétrique

Des simulations numériques ont été effectuées pour étudier l'effet du coefficient de Poisson. Pour un modèle de versant avec une pente donnée, on a fait varier la valeur de ν et la valeur d'un autre paramètre intégré (e.g. module d'Young *E*) de sorte que la fréquence adimensionnelle reste constante. Dans le but d'étudier l'effet particulier du coefficient de Poisson en interaction avec des paramètres comme la pente et la fréquence adimensionnelle, ces simulations sont répétées plusieurs fois avec différentes valeurs de fréquence adimensionnelle et avec des versants de différentes pentes comme présentées dans le Tableau 9. Il y a alors 44 cas de calcul. Pour chaque cas, on réalise 4 simulations avec les 4 valeurs du coefficient de Poisson ν = 0.2 ; 0.25 ; 0.3 ; 0.35. Au total 176 simulations numériques ont été effectuées. Les résultats obtenus sont évalués en étudiant la variation des critères d'interprétation : *Ax, Ay,* pS_A, pS_{AS}, *Hx, Dxc.*

Les résultats de calcul présentant l'influence de la variation du coefficient de Poisson sur les différents critères sont donnés dans les graphiques de la Figure 94 à la Figure 99. De plus, la Figure 100 présente également un exemple détaillé pour le cas des versants de fréquence adimensionnelle moyenne (η = 0.5).

Tableau 9. Valeurs des pentes, des fréquences du signal sismique et des fréquences adimensionnelles utilisées pour étudier l'effet secondaire du coefficient de Poisson

α(°)	F (Hz)	0.5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	η	**0.05**	**0.1**	**0.2**	**0.3**	**0.4**	**0.5**	**0.6**	**0.7**	**0.8**	**0.9**	**1.0**
30		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
50		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
70		23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
90		34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44

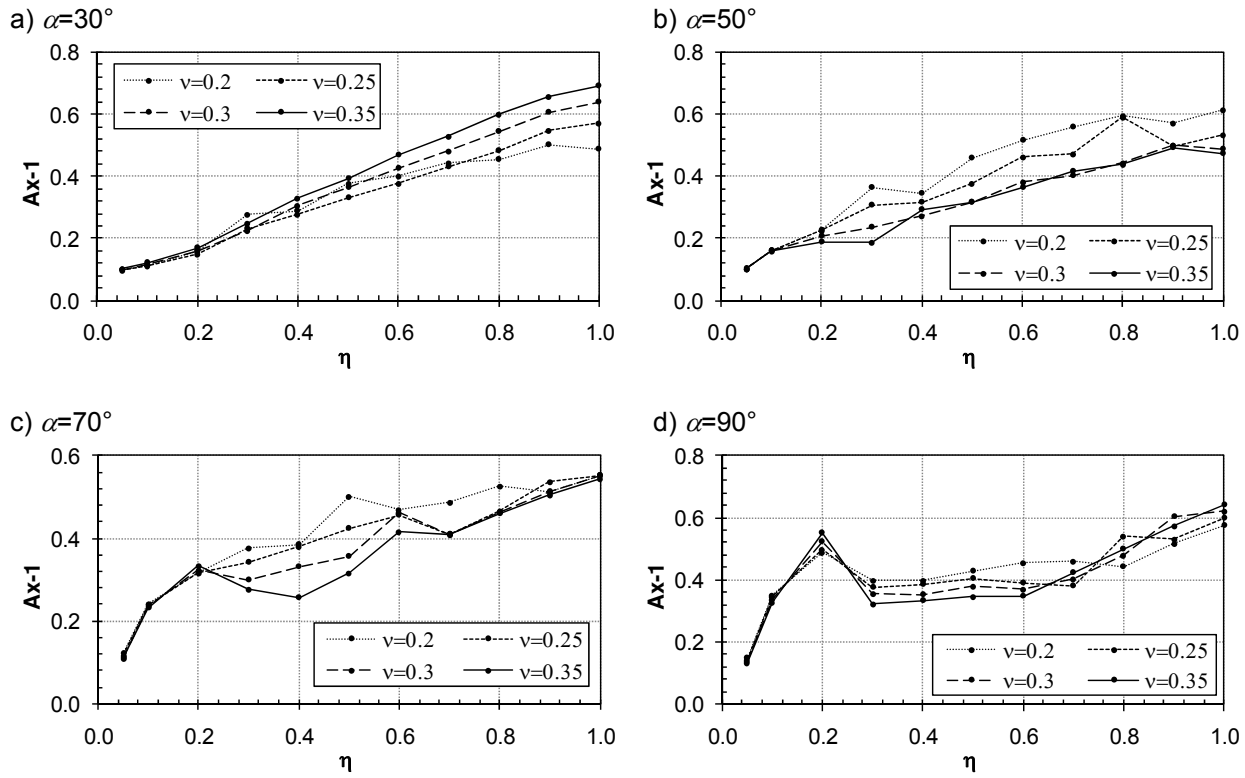


Figure 94. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le facteur d'amplification horizontale ***Ax*** pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η)

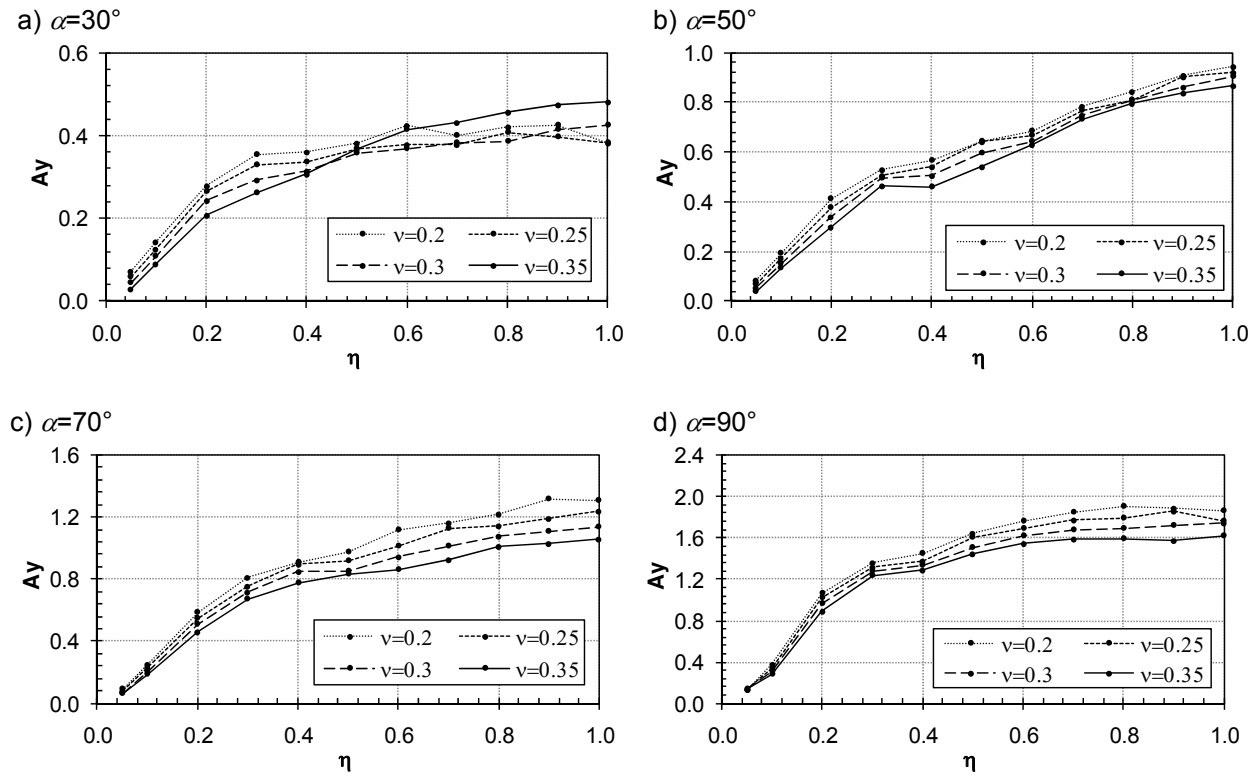


Figure 95. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le facteur d'amplification verticale ***Ay*** pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η)

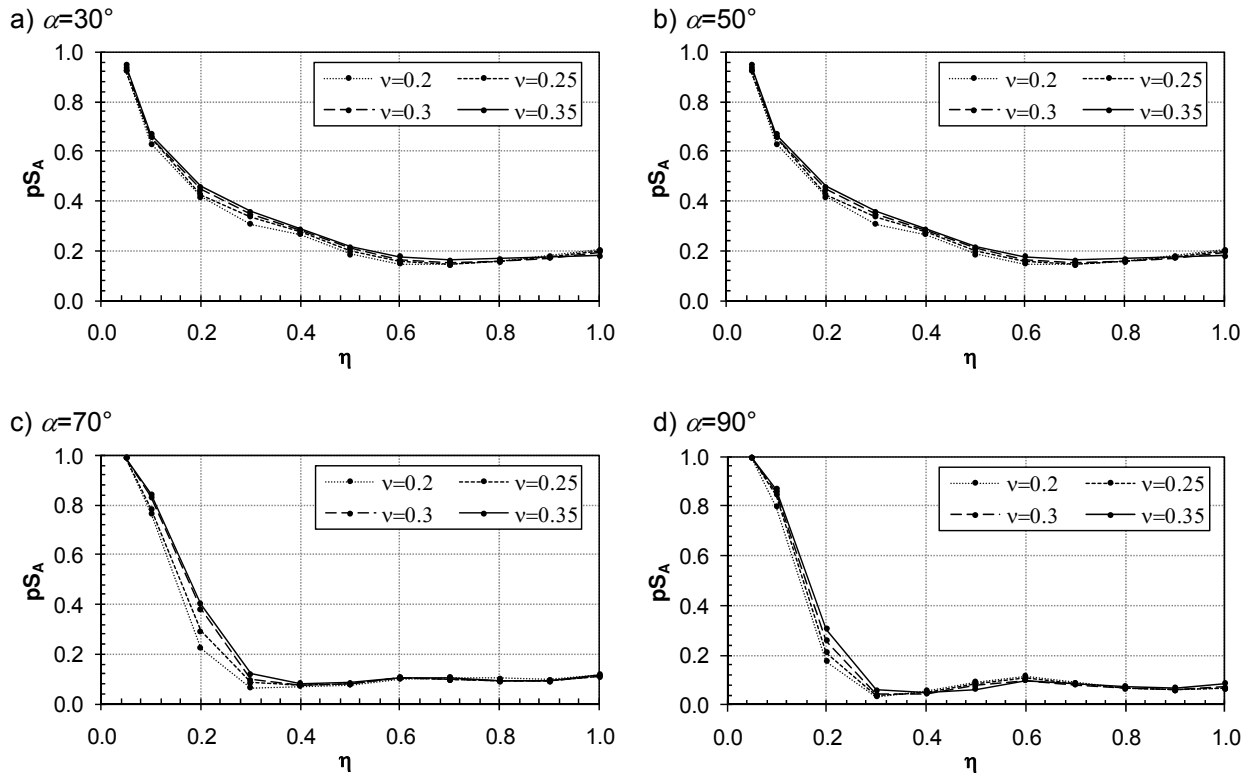


Figure 96. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le rapport $\boldsymbol{pS_A}$ pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η)

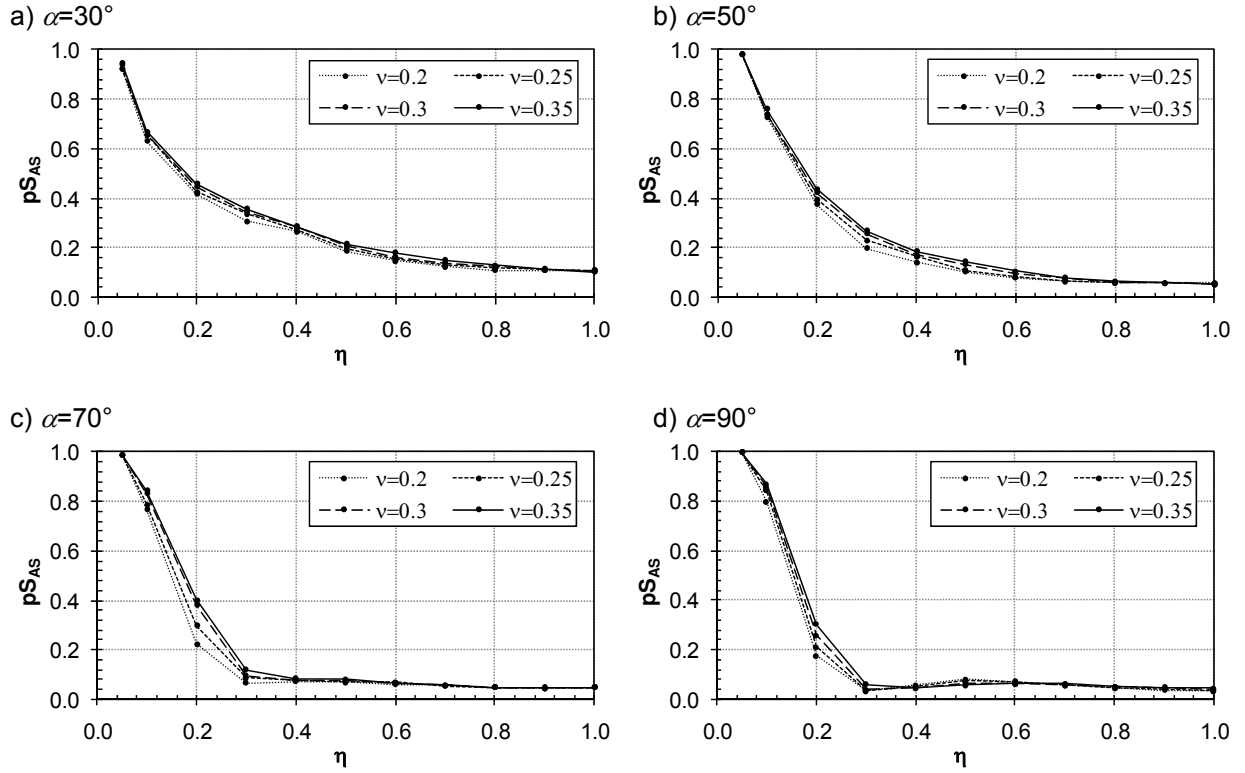


Figure 97. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur le rapport $\boldsymbol{pS_{AS}}$ pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η)

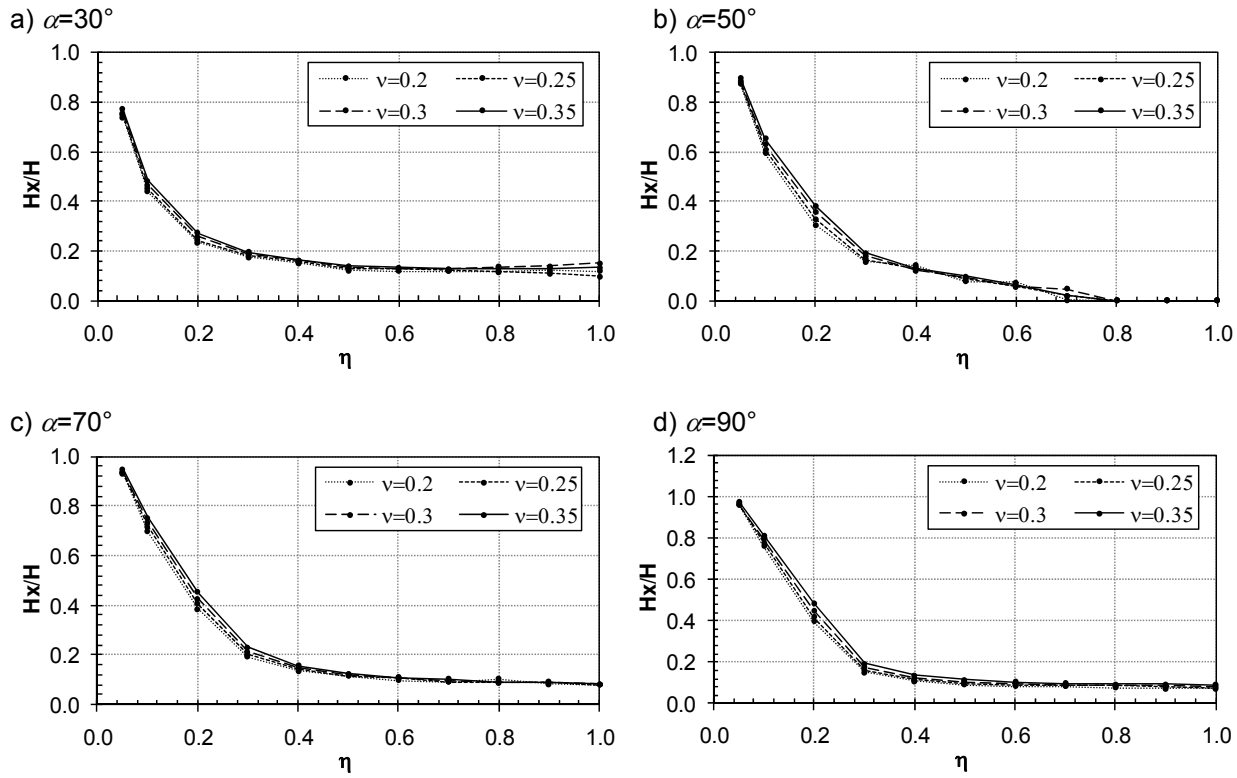


Figure 98. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur la hauteur ***Hx*** pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η)

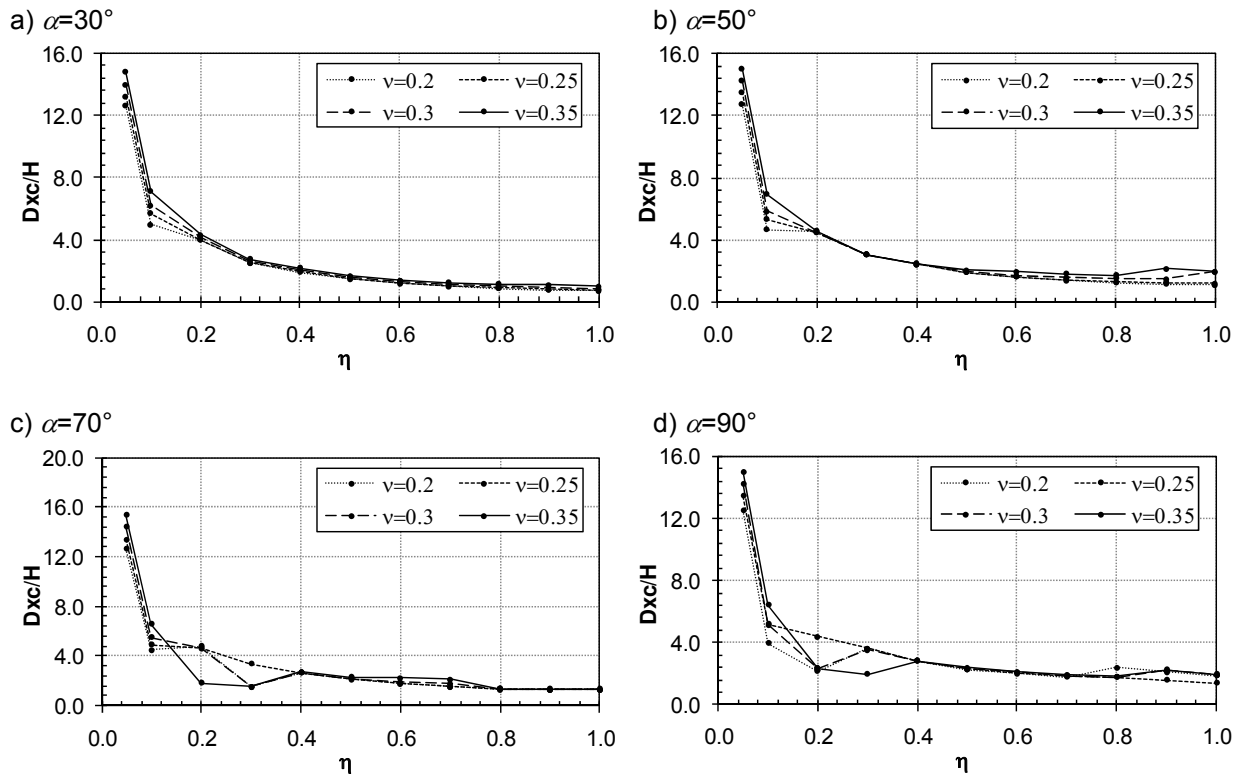


Figure 99. Influence du coefficient de Poisson (ν) sur la largeur ***Dxc*** pour les versants de pentes différentes (α) et différentes fréquences adimensionnelles (η)

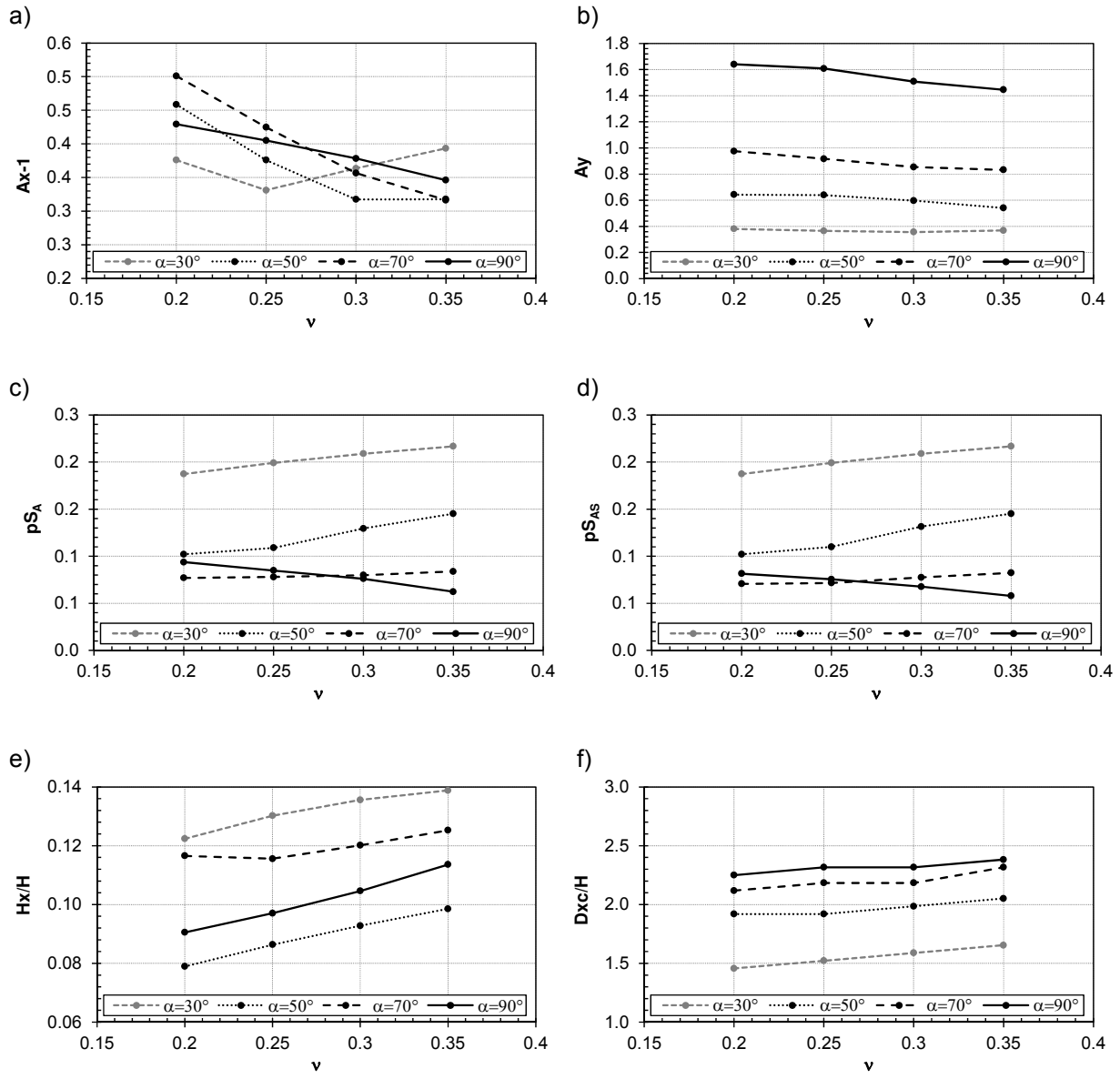


Figure 100. Variation des critères d'étude en fonction du coefficient de Poisson pour les versants de pentes différentes (α = 30° ; 50° ; 70° ; 90°) et de η = 0.5

On trouve que les facteurs d'amplification (*Ax, Ay*) ont tendance globalement à diminuer avec l'augmentation du coefficient de Poisson notamment pour les versants de la pente modérée (α = 50°) ou élevée (α = 70°, 90°). Cette remarque n'est pas applicable pour le versant de faible pente par exemple α = 30°. Ce phénomène est bien montré dans la Figure 100*a* et *b* dans lesquelles la variation des facteurs d'amplification (*Ax*-1, *Ay*) du versant de 30° est quasiment indépendante de la variation du coefficient de Poisson. Au contraire, une tendance à la diminution est bien observée pour les versants de pente plus raide.

Pour les critères caractérisant l'aire des zones en amplification et potentiellement instables (pS_A, pS_{AS}, *Hx, Dxc*), on observe que ces critères ont tendance à augmenter avec l'augmentation du coefficient de Poisson notamment pour les versants de pente raide. Ceci signifie que plus le coefficient de Poisson est élevé plus la zone affectée par l'amplification

est large. Les graphiques *c*, *d*, *e* et *f* de la Figure 100 présentent un exemple de versant avec η = 0.5. On voit bien que tous les critères augmentent avec le coefficient de Poisson.

2.2.4.3. Évaluation générale de l'impact du coefficient de Poisson

Le graphique dans la Figure 101 présente les valeurs du *CV* (coefficient de variation) calculées pour les cas du Tableau 9. La base de données contient au total :

- 44 cas x 4 valeurs du coefficient de Poisson = 176 simulations
- 176 simulations x 6 critères d'analyse = 1056 valeurs de résultats

Toutes les quatre variations du coefficient de Poisson, on calcule une valeur du *CV*. Dans le graphique de la Figure 101, on a alors au total:

- 1056 valeurs de résultats / 4 = 264 valeurs du *CV*

Il faut noter que, pour les 264 points présentés dans la Figure 101, il n'y a que 149 points (≈ 56 %) correspondant à des valeurs de *CV* supérieures à 6 %. Ce sont les cas où la variation du coefficient de Poisson est la raison principale de la variation des résultats.

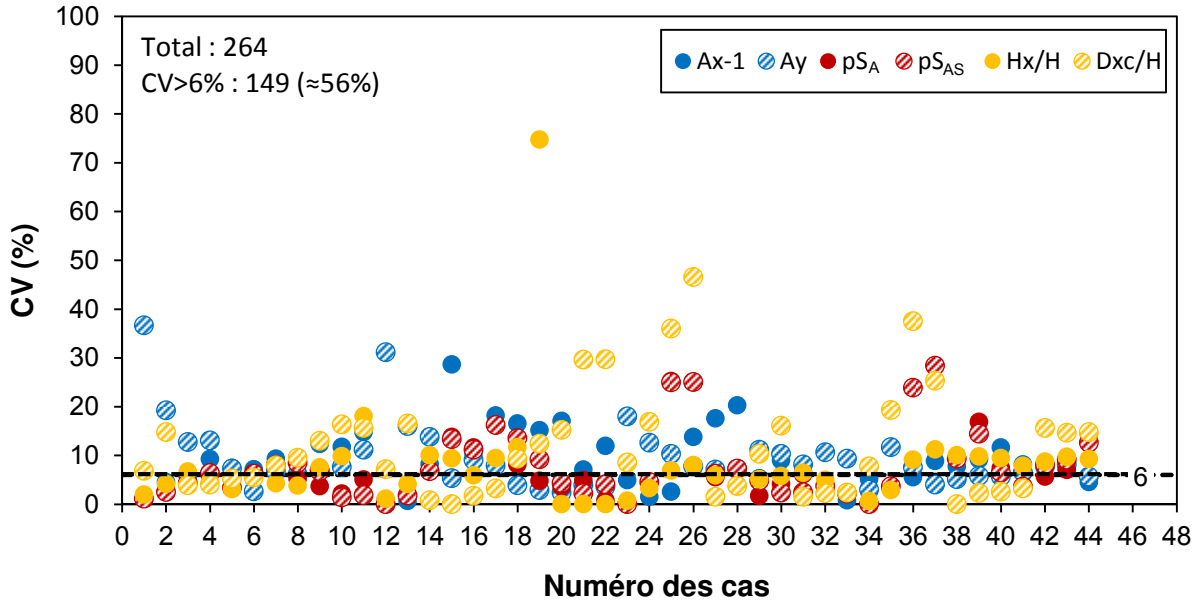


Figure 101. Évaluation de la dispersion des résultats des calculs numériques en réponse à une variation du coefficient de Poisson

Les valeurs de *CV* (%) obtenues doivent subir ensuite une réduction de 6 (%) pour isoler les effets numériques. Les valeurs de *CV** sont finalement présentées dans le graphique de la Figure 102. Pour les cas où l'effet du coefficient de Poisson est significatif (CV > 6 %, 149 cas), on obtient une dispersion moyenne de 7% et une grande majorité des cas (≥ 95 %) ont une dispersion inférieure à 25% quand la valeur du coefficient de Poisson varie entre 0.2 et 0.35.

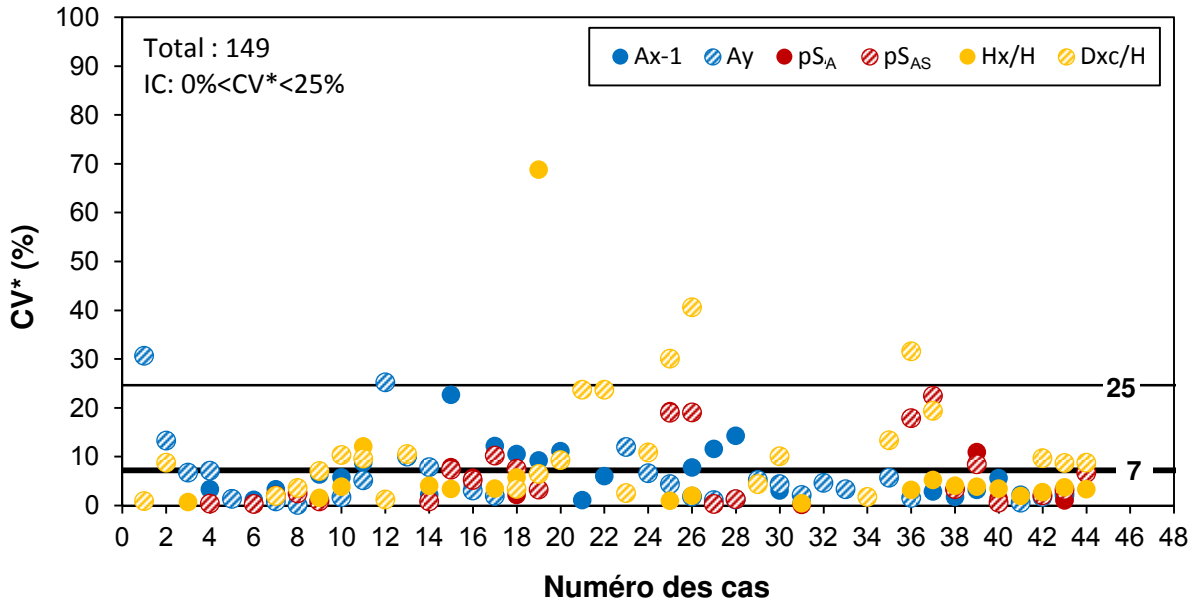


Figure 102. Évaluation de la dispersion de résultats des critères d'interprétation purement causée par la variation du coefficient de Poisson

2.2.4.4. Conclusion

Les résultats des simulations numériques permettent de conclure que la variation de la valeur du coefficient de Poisson donne un effet sur la réponse sismique du versant même si la fréquence adimensionnelle et la pente restent constantes.

Plus le coefficient de Poisson est élevé, plus la valeur maximale de l'accélération (horizontale et verticale) diminue et plus la surface affectée par l'amplification est étendue. Il est nécessaire de noter que ce n'est pas toujours le cas pour les versants de faible pente ($\alpha \leq 30°$).

Comme l'intervalle de variation de la valeur du coefficient de Poisson est relativement faible pour les matériaux géologiques (ν = 0.2÷0.35), son impact est ainsi moins significatif notamment en comparaison avec l'effet de fréquence adimensionnelle et l'effet de la pente. Cette analyse montre qu'une variation de ν dans l'intervalle de 0.2 et 0.35 peut produire une dispersion de résultats moyenne de 7 %, mais dans la plupart des cas, la dispersion ne dépasse pas 25 %.

2.2.5. Étude de l'effet de la courbure en crête et au pied du versant

2.2.5.1. Problématique

Un versant avec profil anguleux au sommet et en pied comme celui qui a été étudié jusqu'à présent est plutôt réaliste dans le cas des falaises. Cependant, le plus souvent, le sommet et le pied de la pente sont des endroits particulièrement touchés par l'érosion et le pied de la pente est un lieu où s'accumulent des éboulis. C'est pourquoi ils présentent généralement un contour arrondi plutôt qu'anguleux. De plus, la courbure de la crête et du pied est très différente et variable en fonction des caractéristiques des matériaux et des types de structure géologique. Il faut également observer que les zones anguleuses peuvent favoriser une concentration de contraintes qui peut parfois conduire à des résultats peu réalistes. Alors, la question posée est : le profil anguleux ou arrondi du versant, en crête et en pied, a-t-il une influence significative sur la réponse sismique du versant ?

2.2.5.2. Analyse paramétrique

Une étude paramétrique portant sur l'effet de la courbure morphologique en crête et en pied du versant a été réalisée sur les modèles de versant de pente 50° et de 50 m de hauteur. Différents rayons de courbure (R = 0 ; 5 ; 10 ; 20 m) ont été testés pour deux cas de fréquence adimensionnelle η = 0.1 et *0.5*. Les résultats obtenus sont présentés dans le graphique de la Figure 103 sous forme des valeurs normalisées : les valeurs des critères d'études (Ax, Ay, pS_A, pS_{AS}, Hx/H, Dxc/H) obtenus pour des versants de morphologie arrondie (R = 5 ; 10 ; 20 m) sont normalisées par ceux obtenus pour des versants anguleux (R = 0). Alors, plus la valeur normalisée est proche de 1.0 plus la réponse du versant arrondi est proche de celle du versant anguleux. Dans ce graphique, pour chaque critère d'étude, les trois premières valeurs correspondent à la fréquence η = 0.1 et les trois dernières pour η = 0.5. Dans chacun de ces deux groupes, ces valeurs correspondent dans l'ordre aux cas de R = 5, 10 et 20 m.

On observe que la plupart des points sur le graphique sont situés dans un intervalle de valeur normalisée 0.8 à 1.2. Ceci signifie que l'écart relatif entre ces deux morphologies ne dépasse pas 20 %. Dans ce graphique, il y a un point particulier qui se situe très loin de la valeur 1.0. Il correspond à la valeur de Hx du cas de rayon de courbure R = 20 m et une fréquence adimensionnelle η = 0.5. Cette différence peut être expliquée grâce à la Figure 105. Dans la Figure 105*a* (R = 0), une toute petite zone amplifiée est présente en crête du versant, celle-ci donne une valeur faible mais non nulle de Hx (Hx/H = 0.08). La même observation peut être faite pour les versants de rayon de courbure faible et modéré (R = 5 m et 10 m). Par contre, dans la Figure 105*d*, en raison de l'existence d'une courbure très élevée en crête du versant (R = 20 m), cette zone a disparu, la valeur de Hx dans ce cas est égale à zéro. Cependant, d'un point de vue général, la distribution spatiale des zones d'amplification et de « dés-amplification » dans les massifs de versant présentant différents rayons de courbe est quasiment identique, comme montré dans la Figure 104 et la Figure 105.

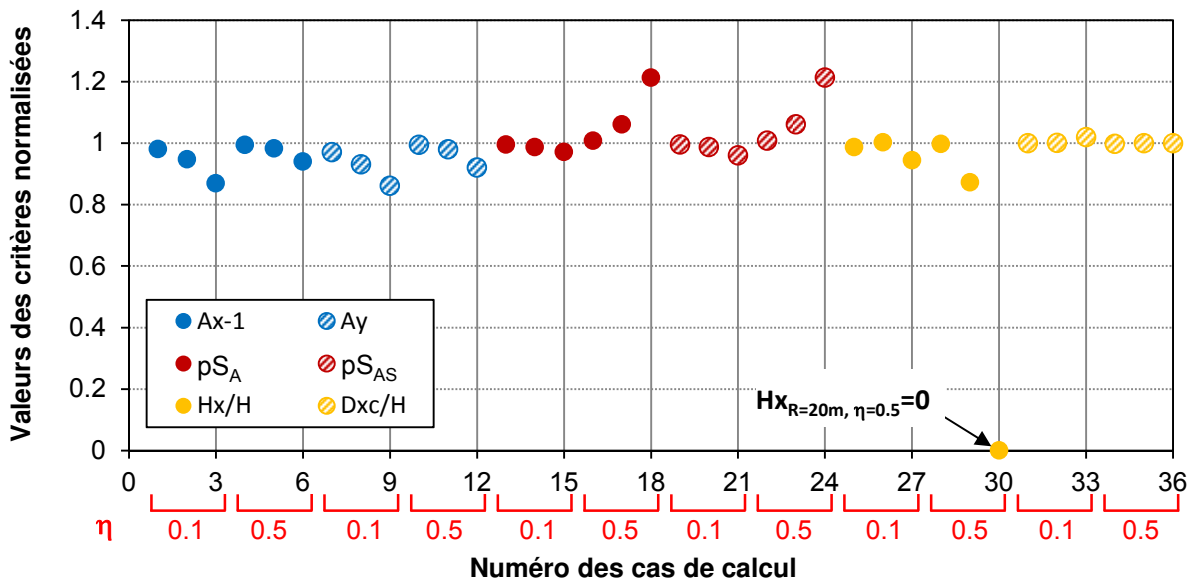


Figure 103. Valeurs des critères d'étude obtenues pour les versants de profils arrondis ($R \neq 0$) normalisés par celles des versants de profil anguleux ($R = 0$)

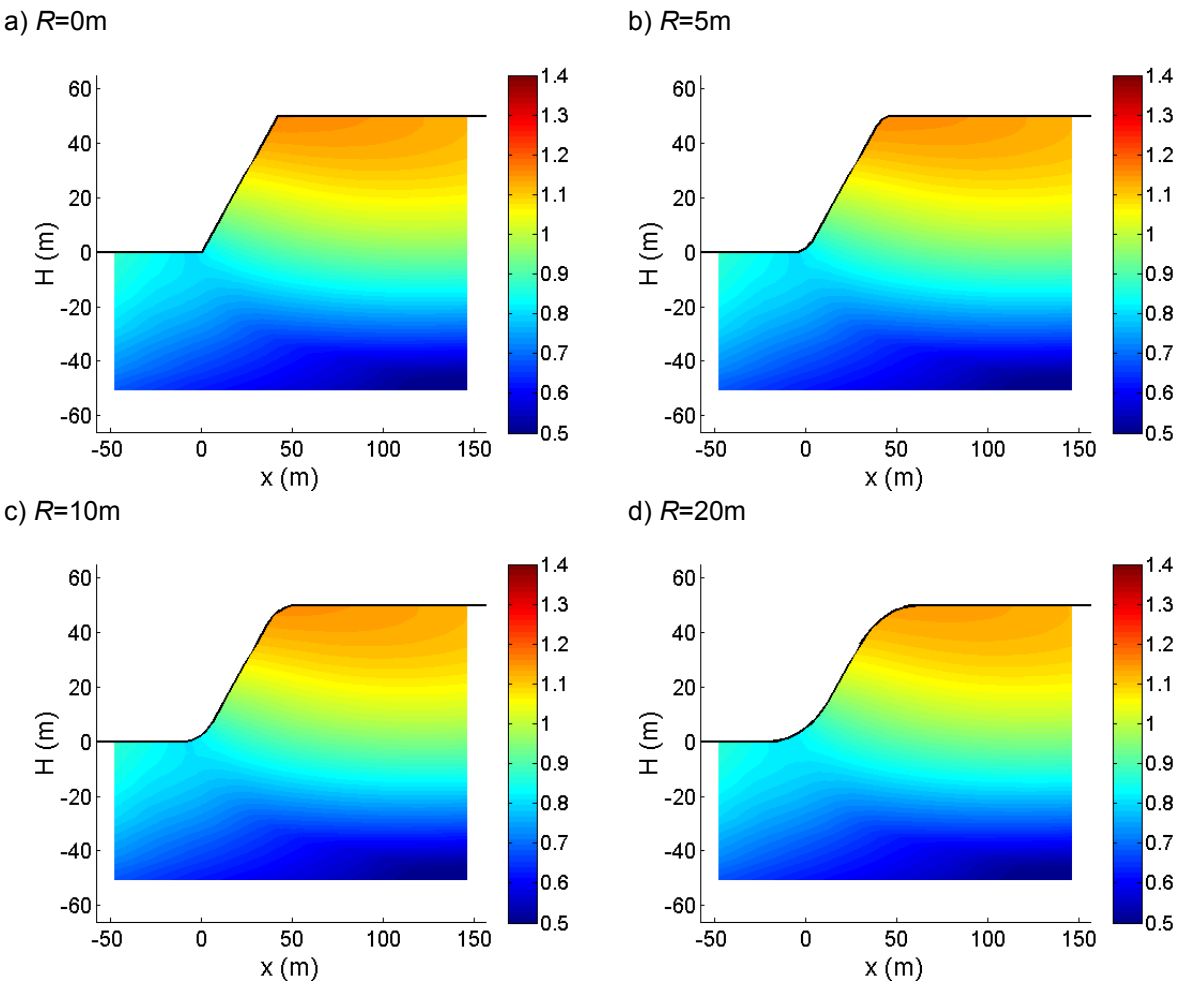


Figure 104. Distribution spatiale de l'amplification horizontale dans les modèles de versant présentant différentes courbures en crête et en pied pour le cas $\eta = 0.1$

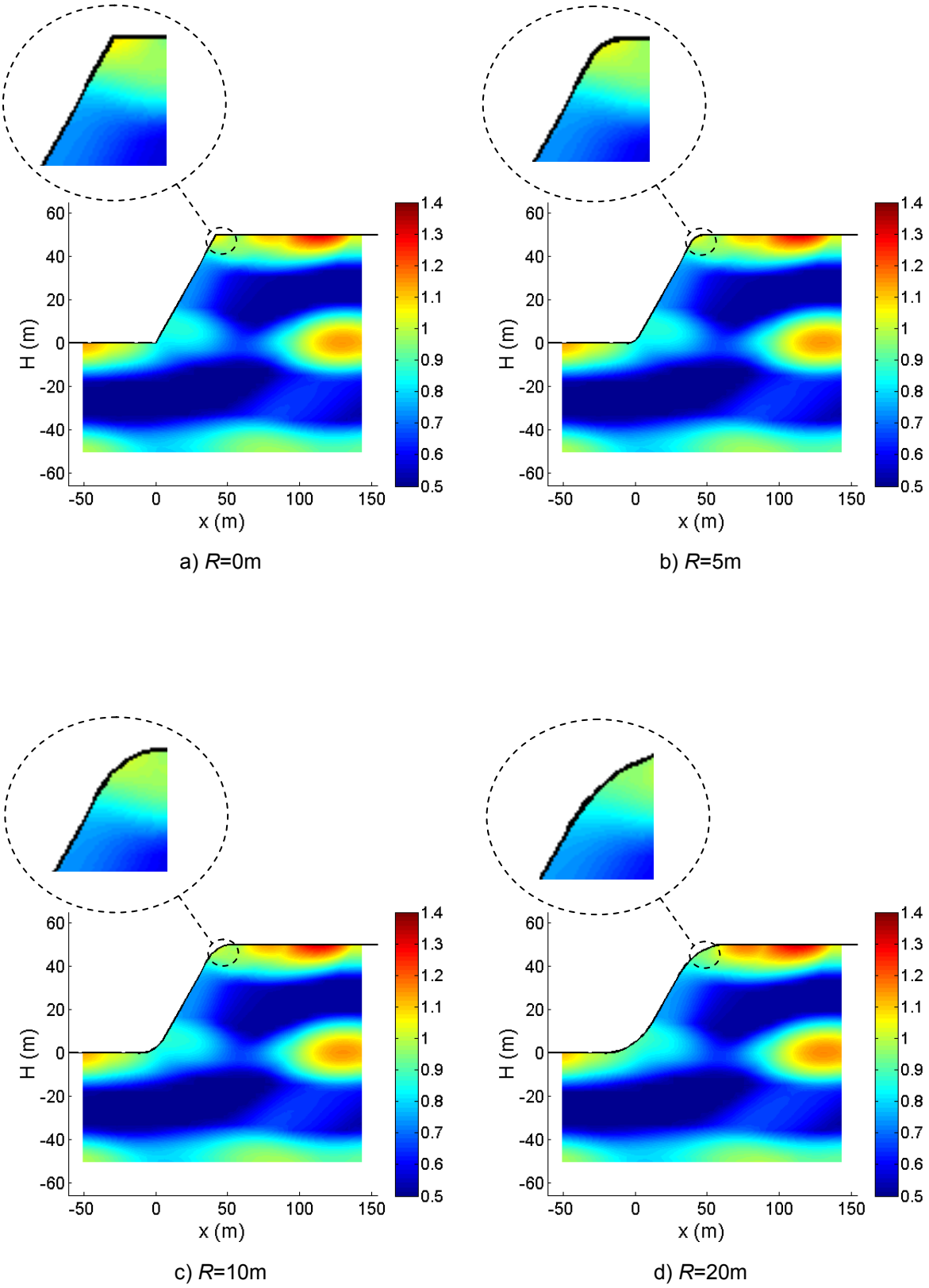


Figure 105. Distribution spatiale de l'amplification horizontale dans les modèles de versant pour différentes courbures en crête et en pied pour le cas η **= 0.5**

2.2.5.3. Évaluation générale de l'effet de la courbure

Pour les 8 simulations réalisées dans cette étude, on a :

8 simulations x 6 critères d'interprétation = 48 valeurs de résultats

Une valeur de *CV* est calculée pour les résultats de chaque groupe de 4 rayons de courbure (*R* = 0 ; 5 m ; 10 m ; 20 m). On a ainsi 12 valeurs de *CV* correspondant à deux fréquences adimensionnelles considérées : 0.1 et 0.5. Ces résultats sont présentés dans la Figure 106 sur laquelle on observe que parmi les 12 points, il y a seulement 5 points dont les valeurs sont supérieures à 6 %, (la dispersion causée par les erreurs numériques). Ceci signifie que l'effet de de la variation de la courbure morphologique n'est visible que sur 42 % des résultats obtenus. Il faut rappeler que le calcul de *CV* ne prend en compte que les résultats positifs. La valeur nulle (comme le cas $Hx_{R=20,\eta=0.5}$ = 0) n'est pas prise en compte car elle augmente de manière non réaliste le *CV* et en conséquence l'effet du paramètre.

Les 5 valeurs de *CV*(%) remarquées sont ensuite minorées par 6 (%) pour éliminer les éventuels effets numériques. La Figure 107 présente les résultats d'analyse réalisés sur ces valeurs de *CV** (= *CV*-6). On trouve que la dispersion moyenne de résultats produite par l'effet de la courbure morphologique est d'environ 1.7 % et l'intervalle de confiance est entre 0 et 4.6 %. Ces chiffres sont beaucoup plus faibles que ceux observés dans les études concernant la fréquence adimensionnelle, la pente et le coefficient de Poisson.

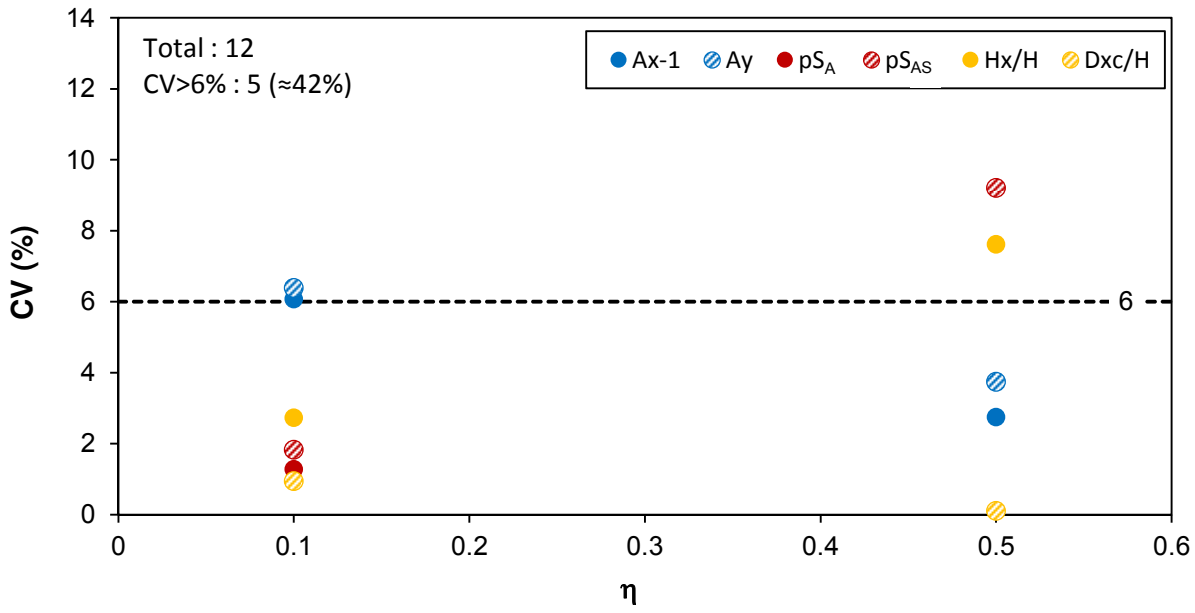


Figure 106. Évaluation de la dispersion des résultats ayant pour origine des calculs numériques et de la variation du rayon de courbure en crête et en pied

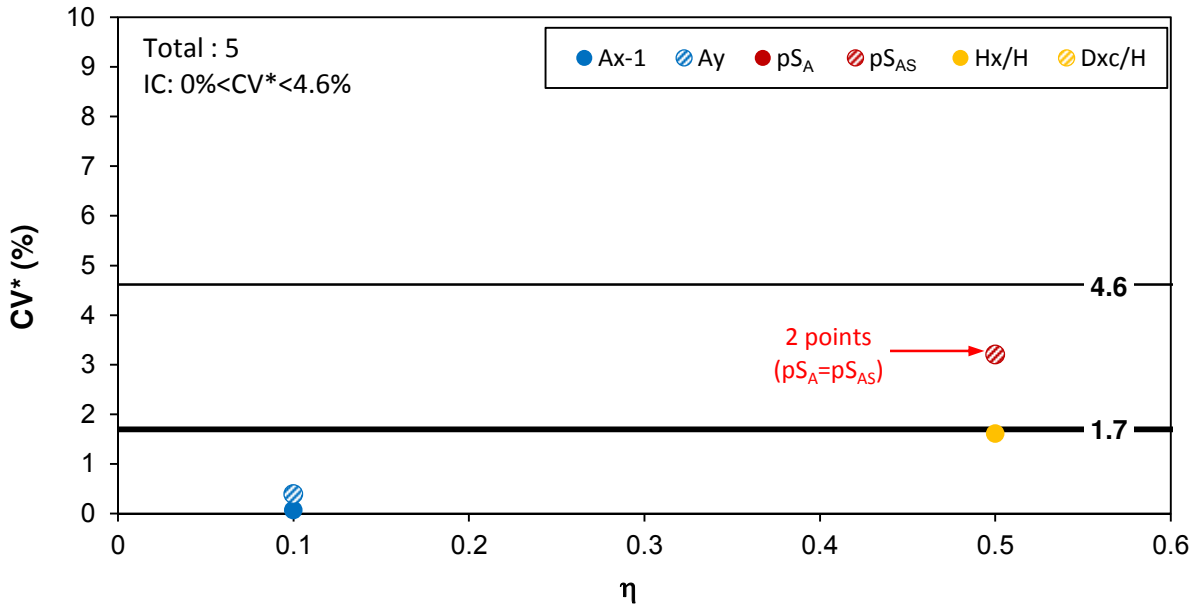


Figure 107. Évaluation de la dispersion des résultats purement causée par la variation du rayon de courbure en crête et en pied

2.2.5.4. Conclusion

En comparaison avec un modèle de versant anguleux, un versant dont le sommet et le pied de la pente présentent un rayon de courbure faible et modéré ($R \leq 0.2H$) peut donner lieu à des différences d'environ 10 % sur les résultats obtenus. Cet écart peut atteindre 20 % pour les valeurs de rayon de courbure très élevées ($R = 0.4\ H$).

Cependant, d'un point de vue général, la prise en compte d'une courbure en crête et en pied du versant ne produit qu'un effet très faible sur la réponse sismique du versant. Plus précisément, une augmentation du rayon de la courbure entraîne une légère diminution des amplifications maximales, une légère augmentation de l'aire des masses d'amplification dans la région critique et une petite diminution de la hauteur de la zone d'amplification en crête. La largeur de la zone d'amplification en crête n'est pas affectée par l'effet de la courbure. Plus précisément, l'évaluation de l'effet de la courbure au travers du coefficient de variation permet de conclure qu'une variation du rayon de courbure, dans l'intervalle de 0 à 0.4 *H,* ne produit qu'une petite différence dans les résultats inférieure à 4.6 %.

De plus, la distribution des effets de site topographiques dans l'ensemble du massif de versant n'est quasiment pas influencée par la présence d'une courbure au sommet ou à la base. La distribution spatiale des zones d'amplification et « dés-amplification » reste invariable. On peut donc conclure que la réponse sismique globale du versant n'est presque pas affectée par l'effet de la courbure en crête et en pied de la pente.

2.3. Conclusion générale du deuxième chapitre

Les analyses paramétriques ont permis d'identifier les paramètres importants qui affectent le développement et l'intensité des effets de site topographiques. Dans ce cadre, l'effet d'un paramètre est évalué en se basant sur sa capacité à faire varier les critères définis pour l'interprétation des résultats (*Ax*, *Ay*, pS_A, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*). Plus la variation d'un paramètre, évalué par le coefficient de variation CV*, produit une différence significative des critères, plus son effet est important. Dans ce sens, la valeur moyenne de *CV** et l'intervalle de confiance de *CV** (IC) sont considérés comme les indicateurs principaux pour estimer l'impact de chaque paramètre. Le Tableau 10 récapitule les valeurs de ces indicateurs en fonction des différents paramètres influents considérés. Par ordre décroissant, on peut citer ces paramètres en fonction de leur impact sur les critères d'interprétation:

- La fréquence adimensionnelle (η) : l'impact de ce paramètre est le plus significatif parmi les paramètres étudiés. Pour cette raison, il peut être utilisé comme le paramètre principal pour estimer l'ampleur du phénomène d'effets de site topographiques.

- L'angle de la pente (α) : ce paramètre présente un effet sur presque tous les critères d'analyse. En particulier, son effet est assez fort pour le facteur *Ay*. D'une manière générale, l'effet de la pente est très prononcé et ne peut pas être négligé dans l'étude des effets de site topographiques.

- Le coefficient de Poisson (ν) : c'est le seul paramètre intégré dans le calcul de la fréquence adimensionnelle qui peut produire un effet supplémentaire qui s'ajoute à l'effet principal de la fréquence adimensionnelle. Son influence est cependant faible. Si on considère le CV^*_{moyen} comme indice principal pour évaluer l'impact de ce paramètre, l'effet du coefficient de Poisson est environ 12 fois plus faible que l'effet de la fréquence adimensionnelle et environ 5 fois plus faible que l'effet de la pente.

- Le rayon de la courbure morphologique (*R*) : ce paramètre n'a qu'un effet minime sur la réponse sismique du versant. Son effet est le plus faible parmi les paramètres étudiés.

Tableau 10. Récapitulatif des dispersions de résultats produites par l'effet de différents paramètres

Paramètres affectants	CV^*_{moyen}	$CV^*_{max} - CV^*_{min}$
Fréquence adimensionnelle (η)	81%	152%-9%=110%
Angle de la pente (α)	33%	66%-0%=66%
Coefficient de Poisson (ν)	7%	25%-0%=25%
Rayon de la courbure morphologique (*R*)	1.7%	4.6%-0%=4.6%

L'impact d'un paramètre est différent selon les critères considérés. Le Tableau 11 présente, de manière plus condensée, les effets dominants de ces paramètres sur les critères d'interprétation. Dans ce tableau, les lettres **A**, **D** et **ND** signifient respectivement **A**ugmentation, **D**iminution et **N**on-**D**épendance du critère étudié pour une augmentation du paramètre considéré.

Tableau 11. Récapitulatif de l'impact des paramètres sur les critères d'interprétation

	η	α	ν	R
Ax	A ($\eta \leq \eta_s$) ND ($\eta > \eta_s$)	A ($\eta \leq 0.4$) ND ($\eta > 0.4$)	D ($\alpha > 30°$)	D
Ay	A ($\eta \leq 1.0$) ND ($\eta > 1.0$)	A	D ($\alpha > 30°$)	D
pS_A, pS_{AS}	D ($\eta \leq 1.0$) ND ($\eta > 1.0$)	A ($\eta \leq 0.15$) D ($\eta > 0.15$)	A	A
Hx	D ($\eta \leq 1.0$) ND ($\eta > 1.0$)	A ($\eta \leq 0.3$) ND ($\eta > 0.3$)	A	D
Dxc	D ($\eta \leq 1.0$) ND ($\eta > 1.0$)	ND ($\eta \leq 0.15$) A ($\eta > 0.15$)	A	ND

A=Augmentation D=Diminution ND=Non-Dépendance

Les résultats obtenus à partir des simulations numériques permettent non seulement d'étudier l'impact des paramètres mais aussi de donner une idée de l'intervalle de variation des critères d'interprétation. Le Tableau 12 présente les intervalles correspondant aux valeurs courantes des paramètres impactants.

Tableau 12. Valeurs maximales et minimales des critères d'analyse pour les intervalles des valeurs courantes des paramètres impactants (η = 0.05÷1.0 ; α = 20÷90° ; ν = 0.2÷0.35 ; R = 0÷0.4 *H*)

	Ax	***Ay***	***pS_A, pS_{AS}***	***Hx*/*H***	***Dxc*/*H***
Min	1.1	0.03	0.03	0.0	0.6
Max	1.7	1.9	1.0	1.0	16.0

Chapitre 3. Détermination de formules approchées pour évaluer les effets de site topographiques

3.1. Formules approchées (ANS)

3.1.1. Développement

Un des objectifs principaux de ce projet de recherche est de trouver une méthode approchée pour quantifier les effets de site topographiques sans recourir à des simulations numériques. De plus, pour qu'une telle méthode soit applicable dans le domaine de l'ingénierie, elle doit être simple et facile à manipuler. Dans ce but, nous avons développé différentes approches numériques en utilisant les analyses statistiques.

De nombreuses simulations numériques ont été réalisées en faisant varier les paramètres géomorphologiques du versant ainsi que les caractéristiques du signal sismique. Sur la base des résultats obtenus lors des analyses paramétriques présentées dans le 2e chapitre, on a choisi de faire varier uniquement les paramètres dominants: la fréquence adimensionnelle (η), la pente (α), le coefficient de Poisson (ν) et le taux d'amortissement (ξ). Le Tableau 13 montre les paramètres des différentes simulations retenues.

- Dans tous cas, la fréquence adimensionnelle est le paramètre le plus important à considérer. Pour changer la valeur de η (= *HF*/*Vs*), on garde le rapport *H*/*Vs* constant et on change la fréquence *F* du signal sismique de 0.5 à 10Hz. En conséquence, la valeur de η est variable dans l'intervalle des valeurs [0.05 ; 0.1 ; 0.2 ; 0.3 ; 0.4 ;… ; 1.0].

- Le deuxième paramètre important est la pente du versant. Elle varie de 20° à 90° comme montré dans le Tableau 13.

- Dans les cas où le coefficient de Poisson est variable, il prend successivement 4 valeurs : ν = 0.2 ; 0.25 ; 0.3 ; 0.35. Dans tous les autres cas, il est égal à 0.25.

- Dans la réalité, le taux d'amortissement (ξ) est un paramètre difficile à déterminer, il est fortement dépendant du contexte morphologique, géologique et hydrogéologique du site étudié. Cependant, il est intéressant de le prendre en compte dans les calculs pour se rapprocher de la réalité. 5 valeurs de ξ ont été considérées : 0 %, 5 % ; 10 % ; 15 % ; 20 %.

Dans tous les autres cas et pour les paramètres non mentionnés, les valeurs par défaut ci-après sont utilisées: *H* = 50 m, *E* = 1.25 GPa, ν = 0.25, ρ = 2000 kg/m^3, *Vs* = 500 m/s, ξ = 0 %. Au total, 275 simulations numériques ont été effectuées.

Tableau 13. Variation des paramètres retenus dans les simulations numériques

Pente du versant(°)	20	25	30	40	50	60	70	80	90
Paramètres variables	η	η	η, ν,	η	η, ν, ξ	η	η, ν	η	η, ν

Les résultats obtenus sont ensuite analysés en utilisant le logiciel statistique R. Pour chaque critère étudié, l'analyse de l'interaction entre les paramètres est réalisée en considérant la valeur du coefficient de corrélation. Cette analyse permet d'évaluer le niveau de dépendance de chaque paramètre. Les relations numériques entre les paramètres considérés et les critères d'études sont enfin déduites par la régression. Les équations obtenues permettent d'approcher en pratique la plupart des situations sans avoir recours à des simulations numériques. La série d'équations obtenues est nommée les ANS (***A**pproaches derived from **N**umerical simulations with excitation of **S**inusoidal seismic signal*). Il est important de noter que le coefficient de Poisson n'est pas considéré comme variable à part entière dans ces équations. Vu que son influence est beaucoup plus faible en comparaison des autres paramètres, seul son impact moyen a été pris en compte.

Pour valider les approches, les valeurs estimées par ces formules doivent être comparées avec les résultats des simulations numériques. La Figure 108 présente un exemple de comparaison pour un critère X (X peut être *Ax*-1, *Ay*, pS_{AS}, *Hx*/*H*, *Dxc*/*H*). Dans cette figure, l'abscisse du graphique présente les valeurs obtenues par les calculs numériques (X calculé) et l'ordonnée présente les valeurs estimées par les ANS (X estimé). Pour un cas donné, si la prévision correspond parfaitement au résultat numérique, le symbole s'est localisé sur la droite de corrélation parfaite (la diagonale). Au contraire, si le symbole se trouve au-dessus de cette droite, la valeur estimée est alors plus élevée que le résultat numérique, il s'agit dans ce cas d'une surestimation. Si le symbole est au-dessous de la droite, c'est sous-estimé. De plus, les deux lignes en tirets de chaque côté de la droite de corrélation parfaite représentent l'écart-type des écarts relatifs (δX) dont la valeur est déterminée d'après l'équation [33]. Le nombre des points dont l'écart relatif est inférieur à δX est d'environ 68.2 % au nombre total des points. Autrement dit, il y a environ 68.2 % des points situés entre deux lignes en tirets.

$$\delta X = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[\left(\frac{X_{i,estimé} - X_{i,calculé}}{X_{i,calculé}}\right)^2\right]} \qquad [33]$$

$X_{i,estimé}$: valeur du critère X estimée par les ANS
$X_{i,calculé}$: valeur du critère X obtenue par la simulation numérique
N : nombre des valeurs à comparer (nombre des points dans le graphique)
δX (%) : écart-type des écarts relatifs du critère X

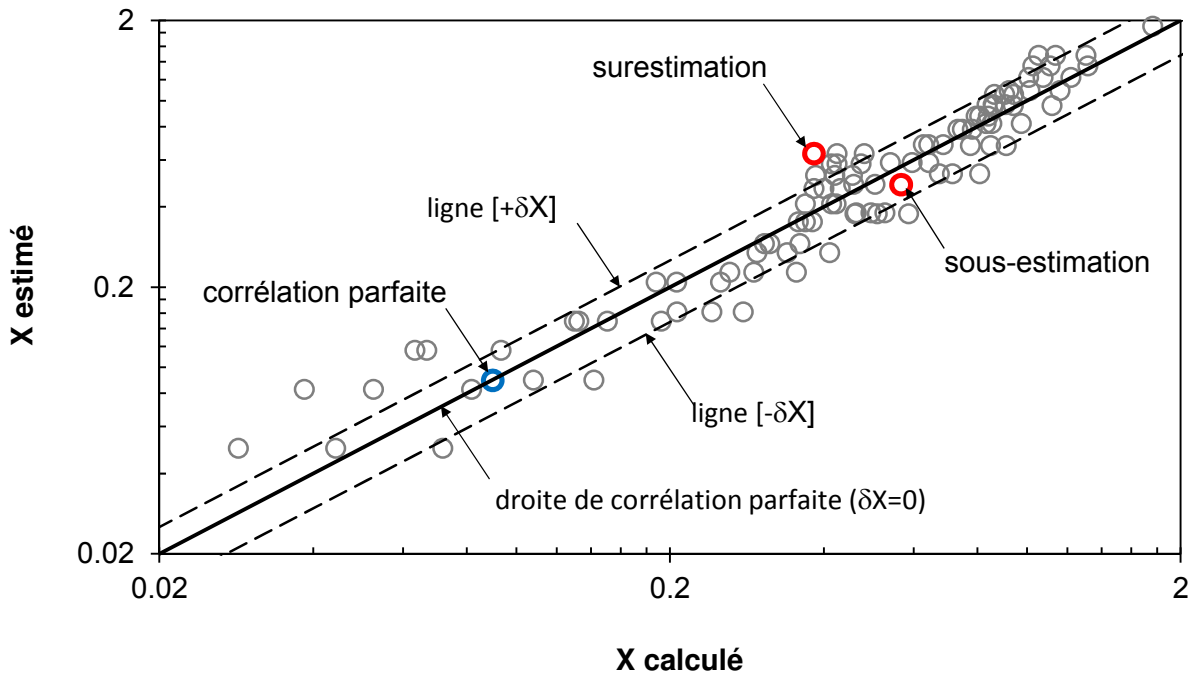


Figure 108. Exemple d'un graphique présentant la comparaison des valeurs estimées et des valeurs calculées d'un critère X quelconque

3.1.2. Présentation des ANS

3.1.2.1. Estimation du facteur d'amplification Ax

Le facteur d'amplification de l'accélération horizontale *Ax* peut être calculé approximativement par l'équation [34] qui contient trois coefficients multiplicateurs $P_{Ax,0}$, m_r et $m_{Ax,dp.}$ La signification de chaque coefficient est donnée dans les paragraphes suivants.

- $P_{Ax,0}$ représente la valeur brute de Ax-1 dans laquelle les effets de la résonance et de l'amortissement ne sont pas pris en compte. La valeur de $P_{Ax,0}$ augmente avec l'augmentation de η jusqu'à η_s. Au-delà de ce seuil dont la valeur est déterminée par l'équation [36] ou la Figure 109, le facteur d'amplification reste invariable et égal à celui de η_s (Figure 111). La Figure 109 montre que la valeur de η_s est inférieure à 2.0 pour tous les cas et que dans la plupart des cas ($\alpha \geq 30°$), elle est supérieure à 1.0.

- m_r, déterminé par l'équation [37], est le coefficient de résonance qui représente l'augmentation du facteur d'amplification, due au phénomène de la résonance. Ce coefficient est applicable pour les valeurs de η situées dans l'intervalle de 0.1 et 0.3 ($0.1 \leq \eta \leq 0.3$), et pour les versants de pente raide ($I=\alpha / 90 \geq 0.5$). Dans les autres cas restants, il est égal à 1.0.

- L'effet de l'amortissement des ondes sismiques est pris en compte au moyen du coefficient multiplicateur $m_{Ax,dp}$ qui est calculé en fonction du taux d'amortissement ξ et de la fréquence adimensionnelle η (équation [38]). Ce coefficient représente l'effet de réduction de *Ax* en raison de la présence de la capacité d'atténuation du signal sismique du matériau. Sa valeur doit être inférieure ou égale à 1.0 dans tous les cas. Cependant, en raison de la simplicité de la formule ainsi que les éventuelles erreurs numériques, la valeur estimée de $m_{Ax,dp}$ donnée par l'équation [38] peut être parfois supérieure à 1.0, dans ce cas on le prend égal à 1.0. Les résultats numériques montre que dans quelques cas particuliers, si les conditions géomorphologiques du versant favorisent l'atténuation des ondes sismiques, l'amplification maximale dans le versant peut perdre jusqu'à 73% de son intensité. Par exemple, pour le cas α = 50°, η = 0.7, ξ = 10 %, on a $m_{Ax,dp}$ = 0.265 (Figure 110), le taux de perte de *Ax*-1 est de 73.5 %.

$$Ax - 1 = P_{Ax,0} \times m_r \times m_{Ax,dp} \qquad [34]$$

$$P_{Ax,0} = \begin{cases} 0.6\eta^{0.6} & (\eta \le \eta_s) \\ 0.6\eta_s^{\ 0.6} & (\eta > \eta_s) \end{cases} \qquad [35]$$

$$\eta_s = 26.7I^3 - 49I^2 + 28.2I - 3.8 \qquad [36]$$

$$m_r = \begin{cases} 2I & \begin{cases} 0.1 \le \eta \le 0.3 \\ I \ge 0.5 \end{cases} \\ 1 & \text{Autres cas} \end{cases} \qquad [37]$$

$$m_{Ax,dp} = \begin{cases} 1 - 15\eta\xi\left[2 - \eta - 6\xi\right] & (\eta \le \eta_s) \\ 1 - 15\eta_s\xi\left[2 - \eta_s - 6\xi\right] & (\eta > \eta_s) \end{cases} \le 1 \qquad [38]$$

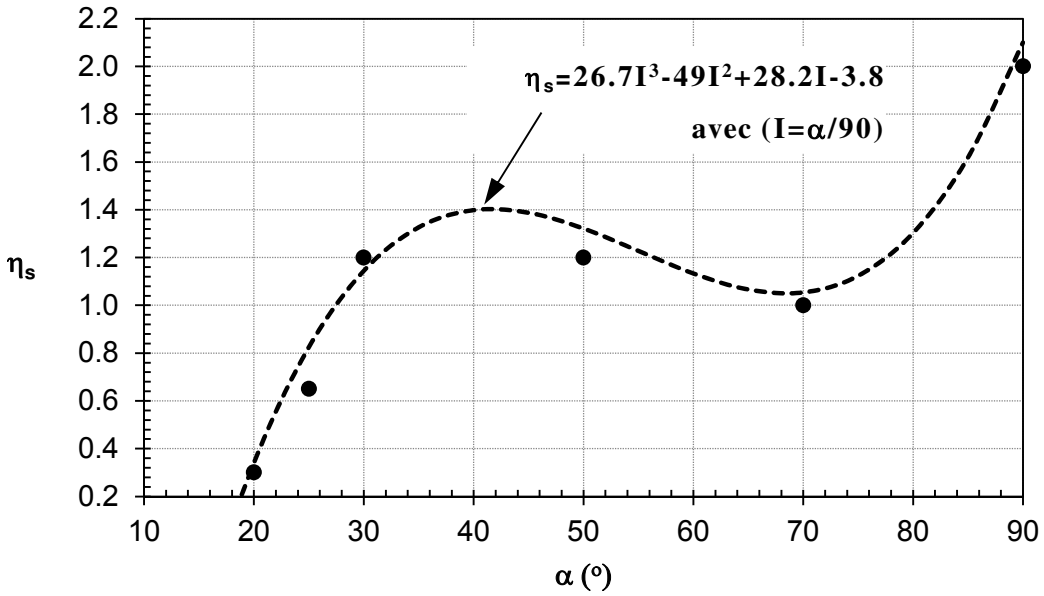


Figure 109. Valeurs de η_s calculées et équation d'approximation proposée

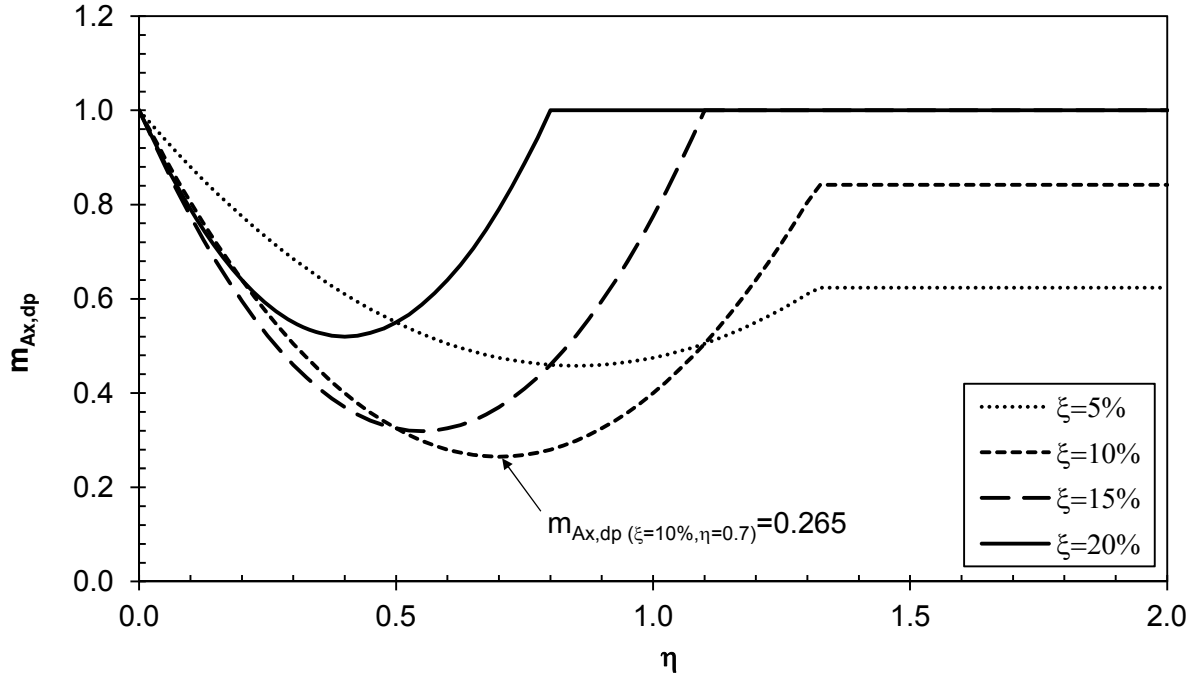


Figure 110. Variation de $m_{Ax,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ) pour le cas du versant de pente 50°

Un exemple de l'application de l'approche proposée est présenté dans la Figure 111. Deux versants de 30° et 70° ont été utilisés. La fréquence adimensionnelle a varié entre 0.05 Hz et 3.0 Hz. Les résultats obtenus à partir des simulations numériques (courbe *Simulation*) sont comparés avec les prévisions des ANS (courbe *Prédiction*).

Une comparaison plus générale a été réalisée sur l'ensemble des cas de la base de données (275 cas). Le résultat est présenté dans le graphique de la Figure 112. Une valeur de l'écart-type des écarts relatifs de 26 % a été observée. Cette valeur est nettement plus faible que celle présentée dans les travaux de Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31] qui s'élève à 40 %.

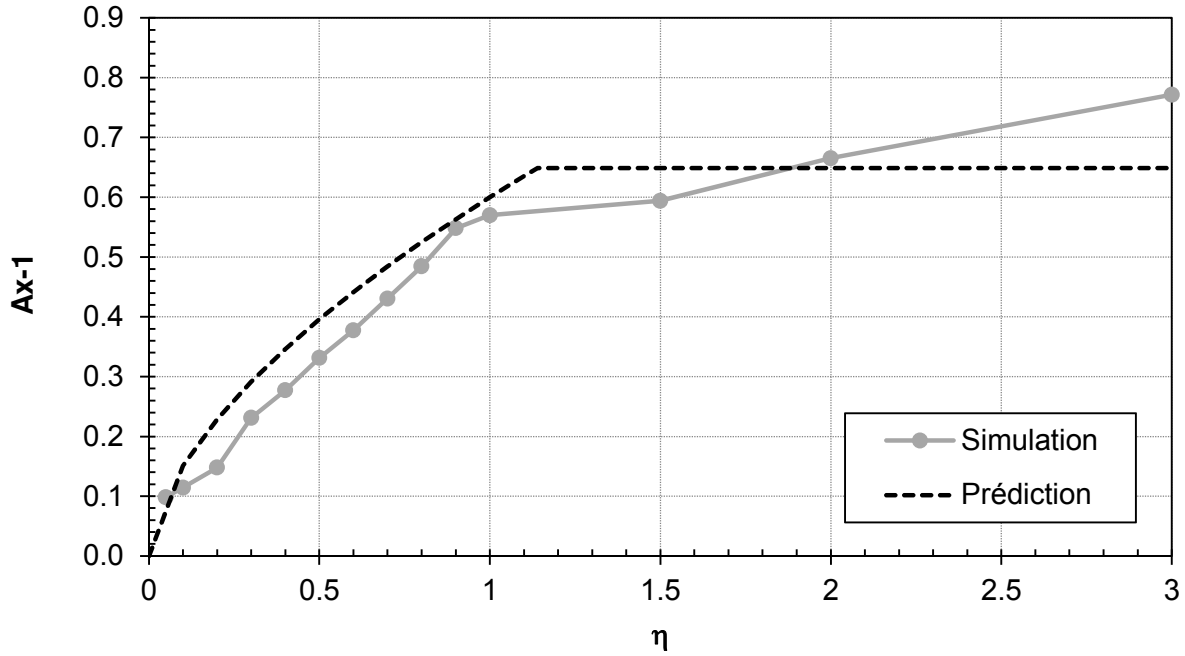
De plus, les analyses paramétriques réalisées dans le chapitre 2 ont montré que l'amplification maximale n'est pas toujours située en crête du versant. Elle peut se trouver à une certaine distance derrière la crête. Les résultats obtenus à partir de nombreuses simulations numériques montrent que cette distance est généralement comprise entre 0.1 et 0.3 fois la longueur de l'onde incidente pour les versants de pente variable entre 20° et 90°.

$$D_{Ax} = (0.1 \div 0.3)\lambda \qquad [39]$$

D_{Ax} (m) : distance entre la crête et la position de l'amplification horizontale maximale en arrière de la crête

λ (m) : longueur d'onde prédominante du signal sismique

a) α=30°



b) α=70°

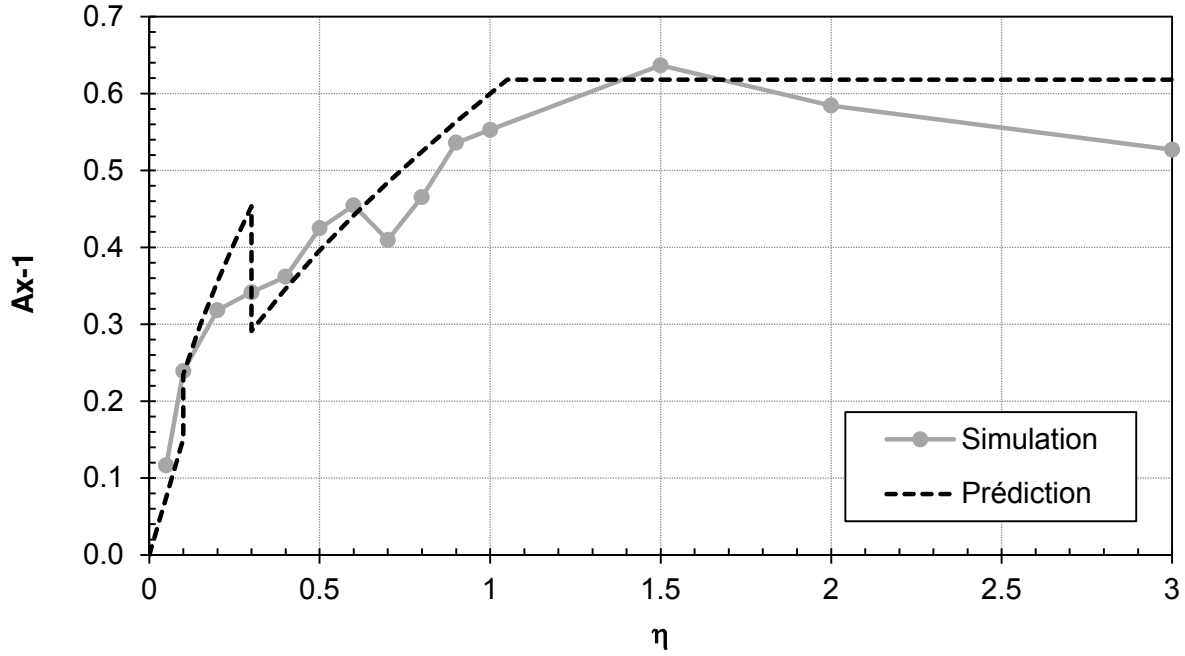


Figure 111. Comparaison des courbes de *Ax*-1 obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente **30** et **70°** avec un taux d'amortissement nul (**ξ = 0 %, $m_{Ax,dp}$ = 1**)

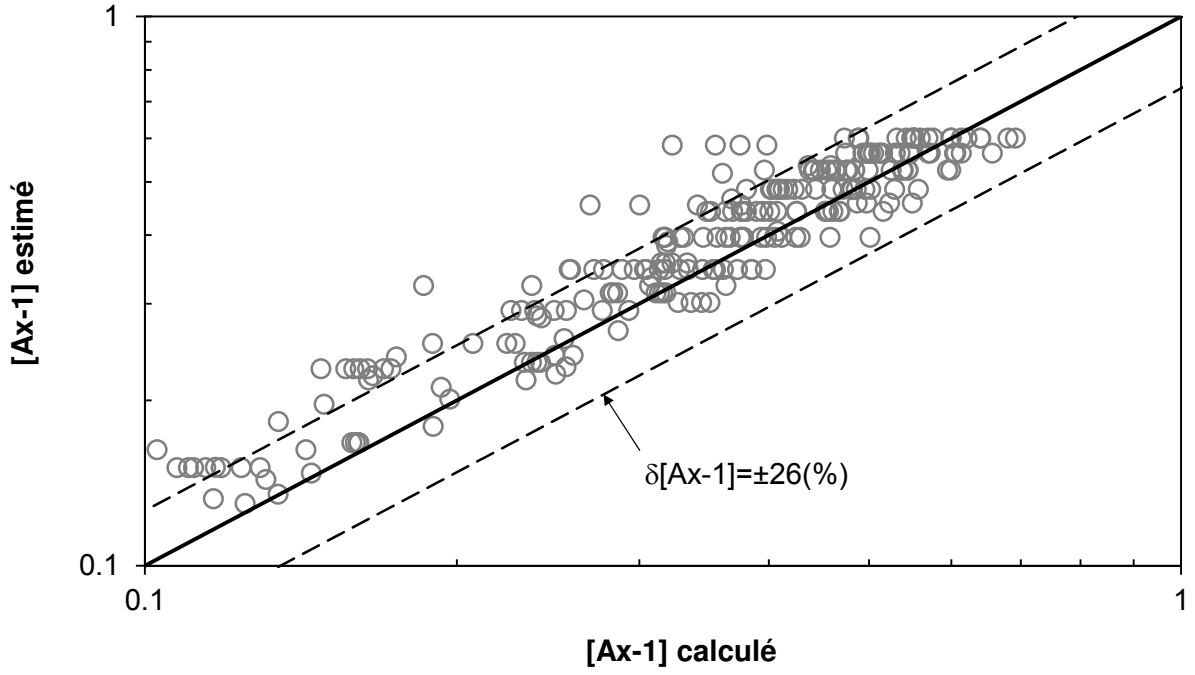


Figure 112. Comparaison des valeurs de *Ax*-1 estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés

3.1.2.2. Estimation du facteur d'amplification Ay

La valeur de *Ay* peut s'approcher à l'aide de deux multiplicateurs comme présenté dans l'équation [40] : 1) $P_{Ay,0}$ représente l'estimation de *Ay* en fonction de la fréquence adimensionnelle et de la pente sans prise en compte de l'amortissement mécanique ($P_{ay,0}$) et 2) $m_{Ay,dp}$ résume l'effet de l'amortissement ($m_{Ay,dp}$).

$$Ay = P_{Ay,0} \times m_{Ay,dp} \qquad [40]$$

$$P_{Ay,0} = \begin{cases} 1.9 \times \eta^{0.85} \times I & (\eta \leq 1.0) \\ 1.9 \times I & (\eta > 1.0) \end{cases} \qquad [41]$$

$$m_{Ay,dp} = \begin{cases} 1 - 3\eta\xi & (\eta \leq 1.0) \\ 1 - 3\xi & (\eta > 1.0) \end{cases} \qquad [42]$$

Les résultats des simulations numériques montrent que la valeur de *Ay* a tendance à augmenter avec l'augmentation de η et de $I(=\alpha/90)$. Cependant, à partir d'une valeur seuil (η_s = 1.0), l'influence de η est négligeable, la valeur de *Ay* ne dépend plus que de la pente. Ce comportement se traduit mathématiquement par l'équation [41] et est illustré par le

graphique de la Figure 113. Cette figure présente également une comparaison simple entre les prédictions des ANS et les résultats des simulations numériques pour les versants de différentes pentes.

L'amortissement mécanique est pris en compte dans l'évaluation de *Ay* par le coefficient $m_{Ay,dp}$. Ce coefficient dépend à la fois de ξ et de η, comme montré dans l'équation [42] et il est toujours inférieur à 1.0. Pour un matériau présentant un amortissement élevé (e.g. ξ = 20 %) la réduction de *Ay* peut atteindre jusqu'à 60 % ($m_{Ay,dp}$ = 0.4) de sa valeur initiale (sans amortissement) comme montré dans la Figure 114.

La comparaison entre les valeurs de Ay estimées par l'approche proposée et calculées par simulations numériques sur les 275 cas de la base de données est présentée dans le graphique de la Figure 115. On observe que tous les points sont répartis régulièrement des deux côtés de la ligne de corrélation parfaite. Les différences relatives entre les valeurs calculées et celles données par les ANS sont de l'ordre de 26 %. Cette valeur de l'écart-type est légèrement plus faible que celle présentée dans les travaux de Bouckovalas et Papadimitriou (29 %).

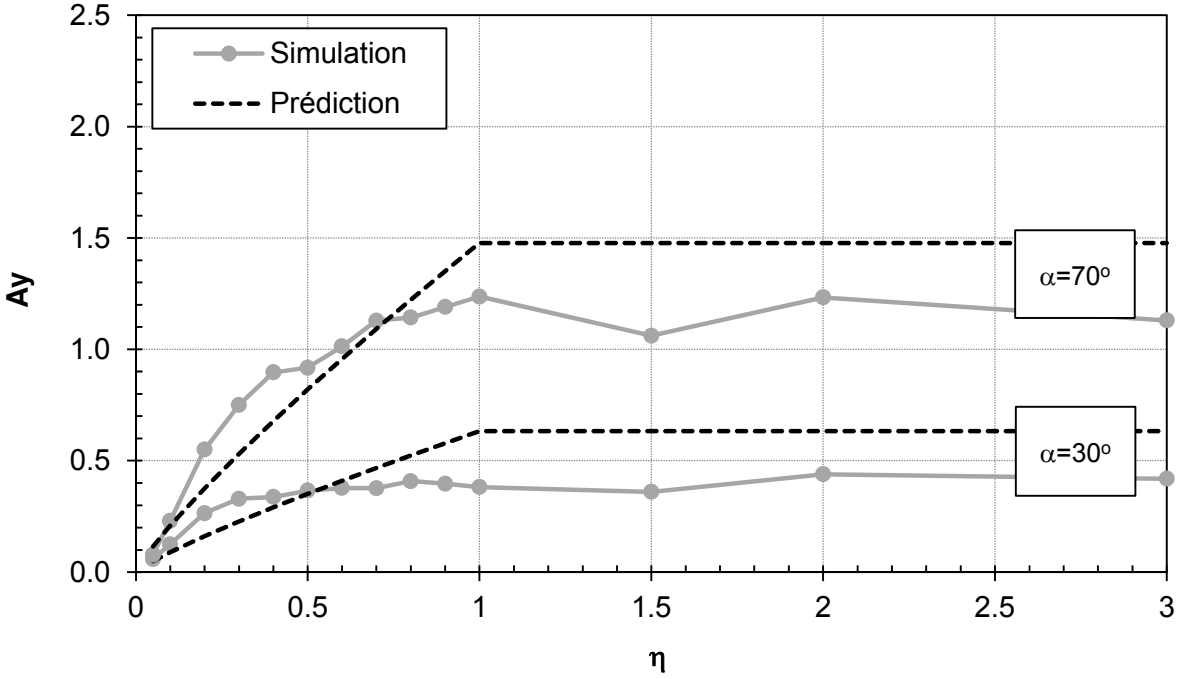


Figure 113. Comparaison des courbes de *Ay* obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente **30** et **70**° avec un taux d'amortissement nul (**ξ = 0%, $m_{Ay,dp}$ = 1**)

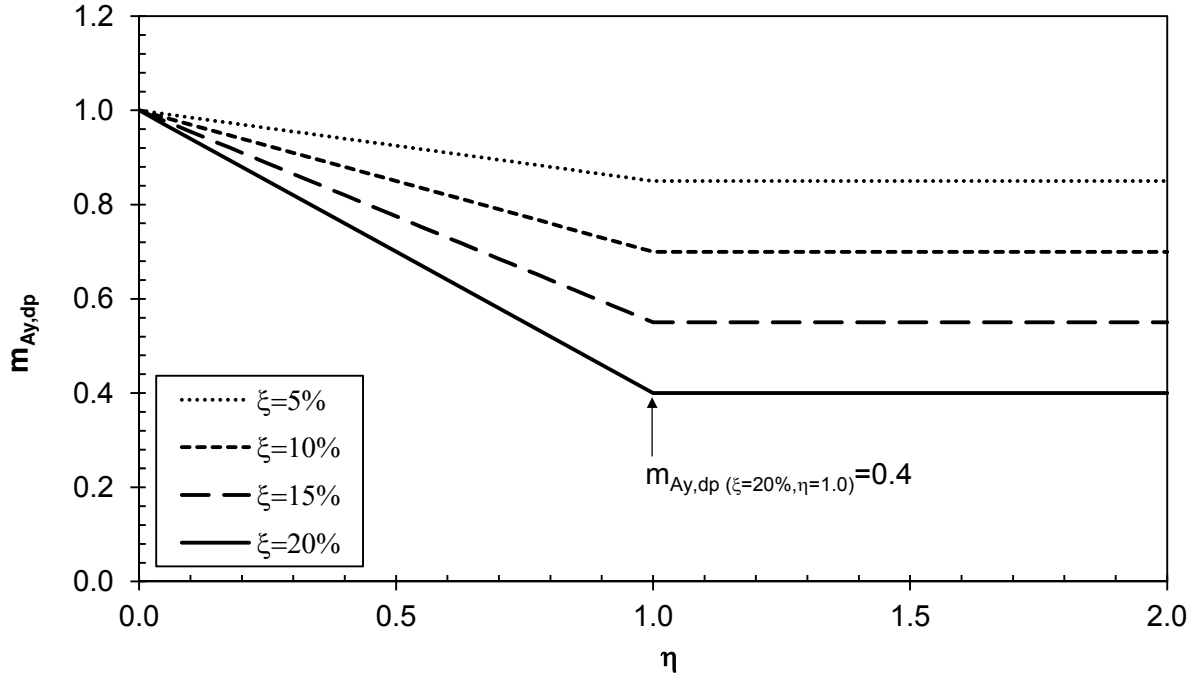


Figure 114. Variation de $m_{Ay,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ)

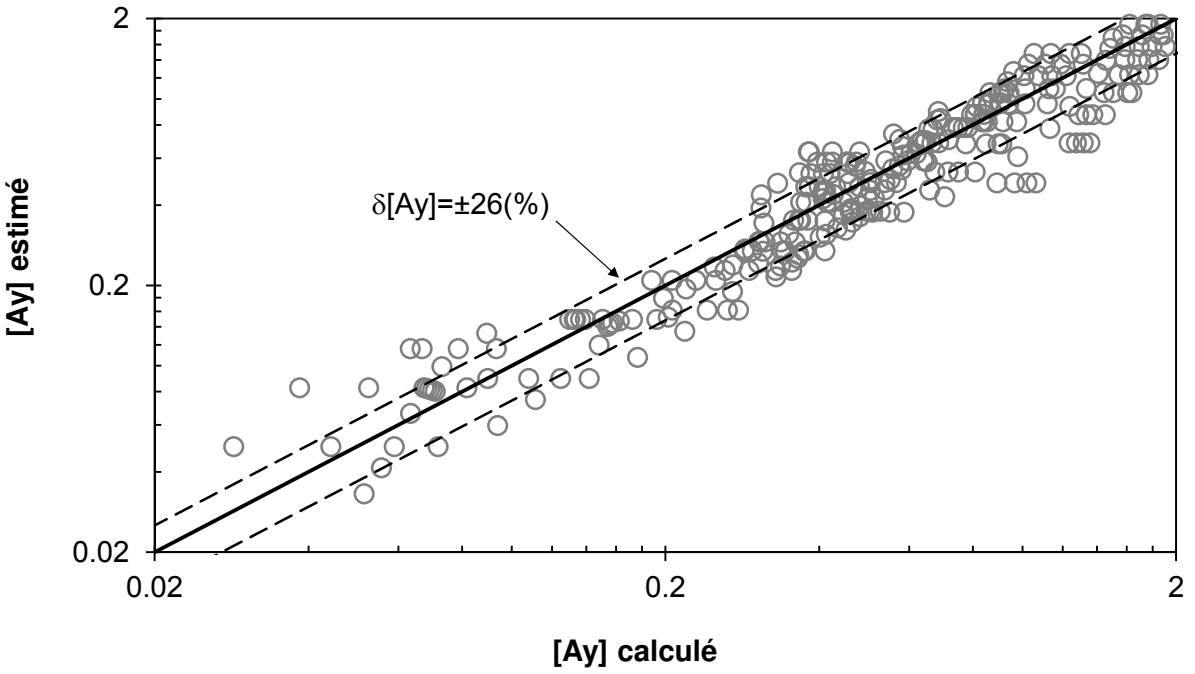


Figure 115. Comparaison des valeurs de *Ay* estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés

3.1.2.3. Estimation du pourcentage de l'aire des zones d'amplification dans la région critique en contact avec les surfaces libres (pS_{AS})

D'après les analyses paramétriques réalisées dans le chapitre 2, la valeur de pS_{AS} a tendance à diminuer quand la fréquence adimensionnelle augmente. Cependant, la variation de ce critère en fonction de l'angle de la pente est plus compliquée. Il augmente avec la pente quand η est inférieure à 0.15 et diminue quand η dépasse 0.15. De plus, quand η est supérieure à 0.5, l'effet de la pente devient moins significatif et la valeur de pS_{AS} est quasiment invariable pour les valeurs de η élevées. Il est donc difficile d'établir une seule équation qui puisse rendre compte de ces trois tendances de variation de pS_{AS}. Nous avons donc décidé de privilégier la tendance considérée comme la plus importante. Dans ce sens, la tendance de variation du critère pour les valeurs de η supérieures à 0.15 mérite une plus grande attention. Bien que l'aire des zones d'amplification générées pour les valeurs de η dans cet intervalle soit moins large que celles obtenues pour les valeurs de η plus faibles (η < 0.15), l'intensité des amplifications (horizontale et verticale) est au contraire plus élevée, et le risque d'instabilité est en conséquence plus important.

$$pS_{AS} = P_{pS,0} \times m_{pS,dp} \qquad [43]$$

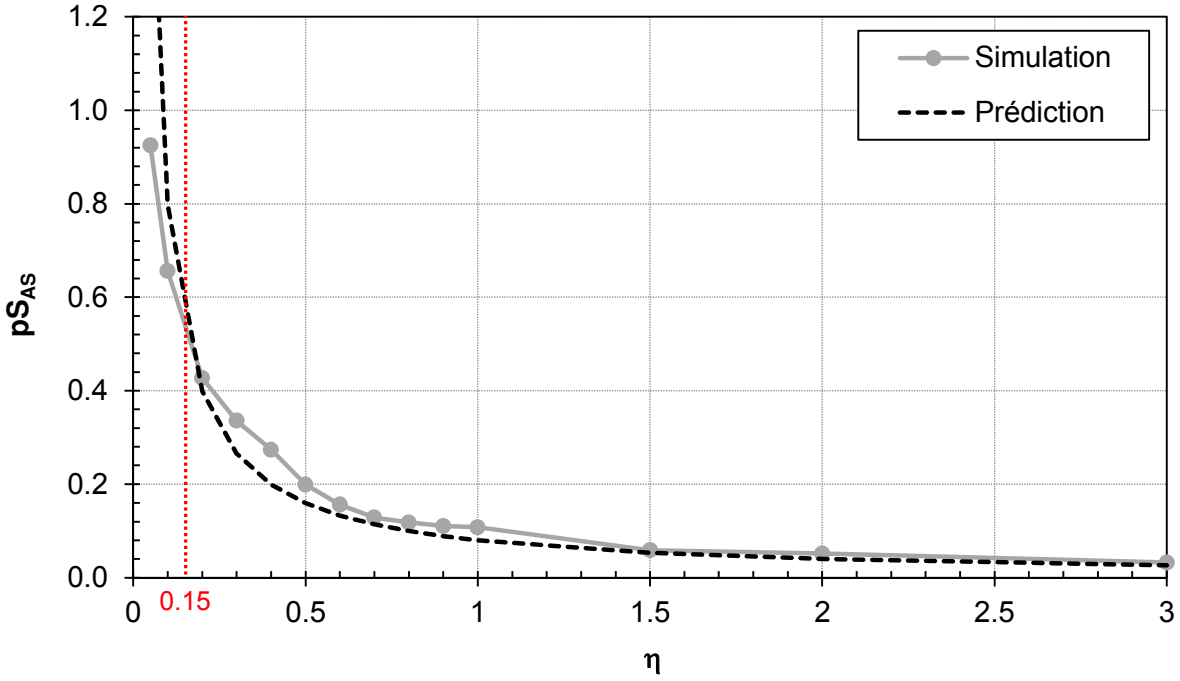
$$P_{pS,0} = 0.035 \times \eta^{-1} \times I^{-0.75} \qquad [44]$$

$$m_{pS,dp} = \begin{cases} 1 - 10\eta\xi(\eta - 6\xi) & (\eta \le 1.0) \\ 1 - 10\xi(1 - 6\xi) & (\eta > 1.0) \end{cases} \qquad [45]$$

La valeur de pS_{AS} peut donc être estimée par les équations [43], [44] et [45]. Ces équations sont valables pour les valeurs de η supérieures à 0.15. Pour cette raison, l'application de cette formule pour une valeur de η faible (η < 0.15) peut engendrer un écart important comme présenté dans la Figure 116. Il faut noter que le rapport pS_{AS} (= S_{AS}/S_T) ne peut pas dépasser 1.0 dans tous les cas, alors si la valeur estimée par cette approche est supérieure à 1.0 (ceci peut arriver quand η est proche de 0.05), on prend pS_{AS} égale à 1.0. Les graphiques de la Figure 116 montrent également que les courbes de prédiction sont proches des courbes de simulations numériques, notamment dans l'intervalle de η considéré (η ≥ 0.15). De plus, quand η est inférieure à 0.15, on obtient souvent une surestimation pour les versants de faible pente (α < 50°), et au contraire, une sous-estimation pour les versants de pente modérée et raide (α ≥ 50°).

Il est intéressant de remarquer qu'une augmentation de l'amortissement ne conduit pas toujours à une diminution de la taille des zones amplifiées, comme c'était le cas pour les facteurs d'amplification. En effet, la prise en compte de l'amortissement peut conduire à une augmentation jusqu'à 72 % ($m_{pS,dp}$ = 1.72), ou une réduction jusqu'à 40 % ($m_{pS,dp}$ = 0.6) en comparaison avec le cas de l'amortissement nul. Les exemples de la variation du coefficient $m_{pS,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle et du taux d'amortissement sont présentés dans la Figure 117.

a) α = 30°



b) α = 70°

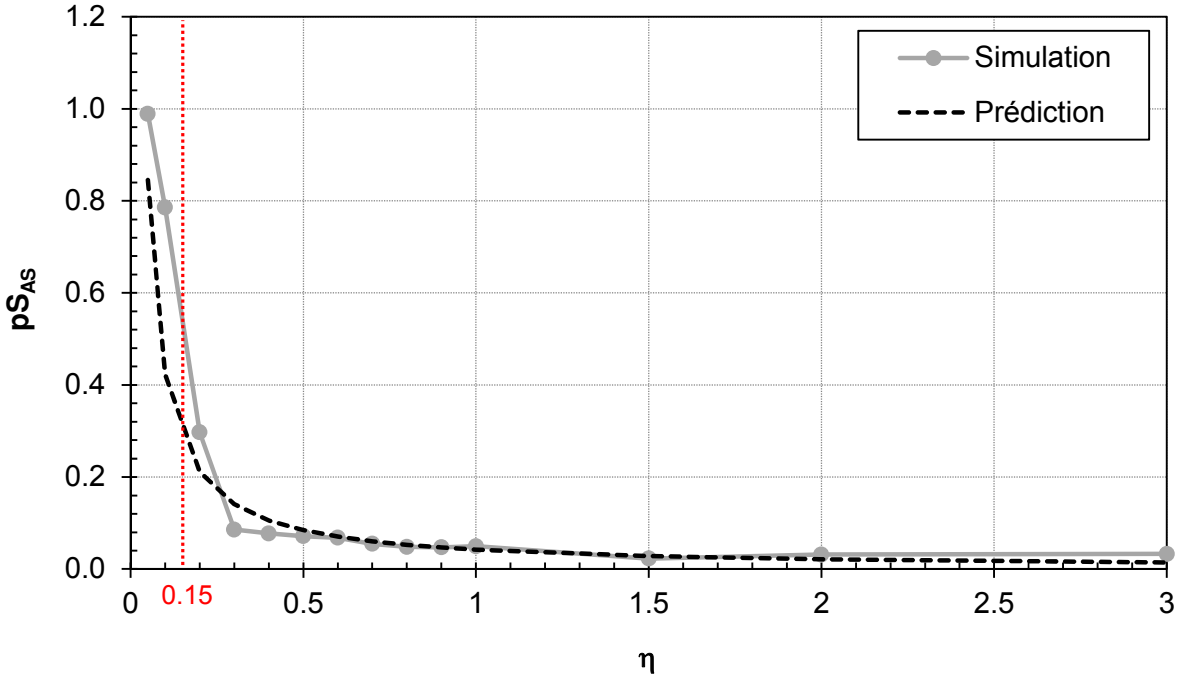


Figure 116. Comparaison des courbes de pS_{AS} obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente **30** et **70**° avec un taux d'amortissement nul (**ξ = 0 %, $m_{pS,dp}$ = 1**)

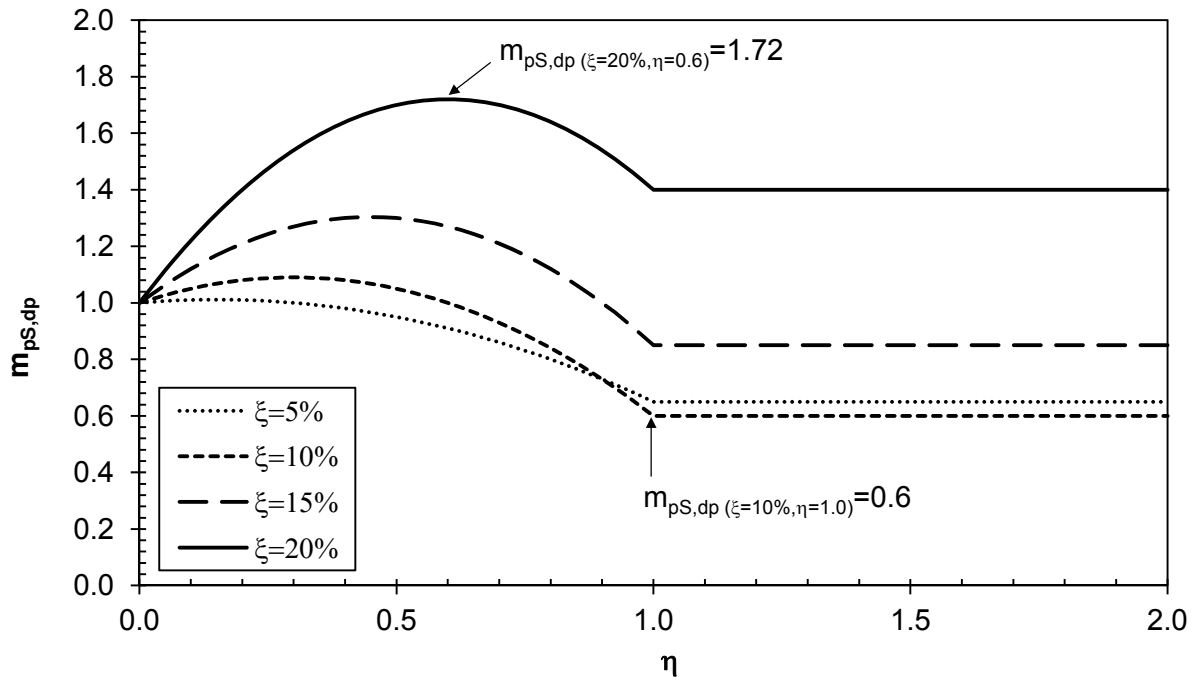


Figure 117. Variation de $m_{pS,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ)

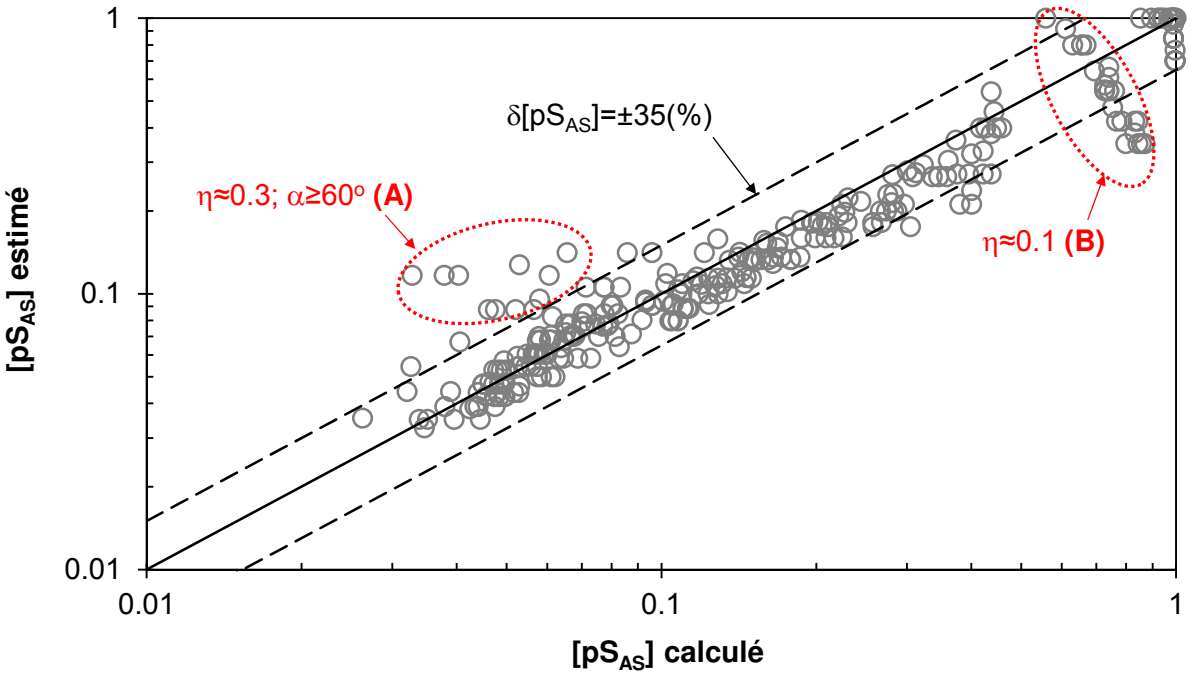


Figure 118. Comparaison des valeurs de pS_{AS} estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés

La comparaison entre les résultats calculés par méthode numérique et les estimations données par les formules, pour tous les cas de la base de données, est présentée dans la Figure 118. Un écart-type des écarts relatifs d'environ 35 % a été trouvé. De plus, il y a deux groupes de données, notés groupe A et groupe B (Figure 118 et Figure 119), dont les résultats présentent un comportement différent par rapport aux autres résultats.

- Groupe A ($\eta \approx 0.3$; $\alpha \geq 60°$) : la Figure 119 montre que les valeurs du critère d'analyse calculées avec η et α dans cet intervalle sont particulièrement faibles. Les formules approchées donnent donc des surestimations significatives qui peuvent atteindre parfois 100 %.

- Groupe B ($\eta \approx 0.1$) : pour les valeurs de η plus faibles que 0.15, les formules approchées ne décrivent pas bien la tendance de variation du critère en fonction de la pente. Ceci explique les différences significatives observées pour les valeurs de η faibles. Particulièrement, quand η est proche de 0.1, où il y a une forte influence de la pente sur le critère d'analyse (Figure 119), les écarts relatifs peuvent augmenter jusqu'à plus de 100 %.

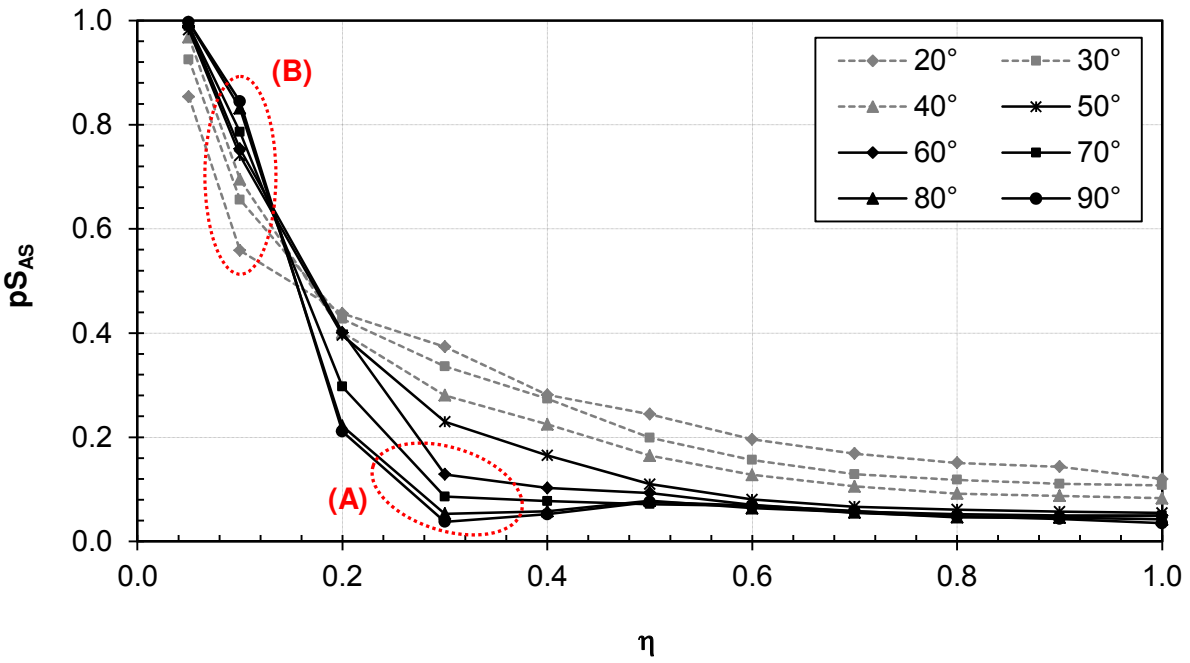


Figure 119. Courbes de pS_{AS} en fonction de η pour différentes valeurs de pente (α = 20°÷90°) et les points correspondant aux écarts relatifs élevés

3.1.2.4. Estimation de la hauteur Hx de la masse d'amplification en crête du versant

La valeur de *Hx* peut être estimée en utilisant les équations [46], [47] et [48]. D'après l'équation [48], le coefficient $m_{Hx,dp}$ est toujours supérieur ou égal à 1.0, ce qui signifie que la prise en compte de la capacité d'atténuation des ondes dans le matériau conduit à une augmentation de *Hx*. Pour les cas du taux d'amortissement élevé (e.g. ξ = 20 %), cette augmentation peut atteindre 100% ($m_{Hx,dp}$=2) comme montré dans la Figure 120. Des exemples de l'application de ces formules approchées sur les versants de 30 et 70° sont présentés dans la Figure 121.

$$\frac{Hx}{H} = P_{Hx,0} \times m_{Hx,dp} \qquad [46]$$

$$P_{Hx,0} = \eta^{-0.85}\left[0.05 + 0.03I\right] \qquad [47]$$

$$m_{Hx,dp} = \begin{cases} 1 + 5\eta\xi & (\eta \le 1.0) \\ 1 + 5\xi & (\eta > 1.0) \end{cases} \qquad [48]$$

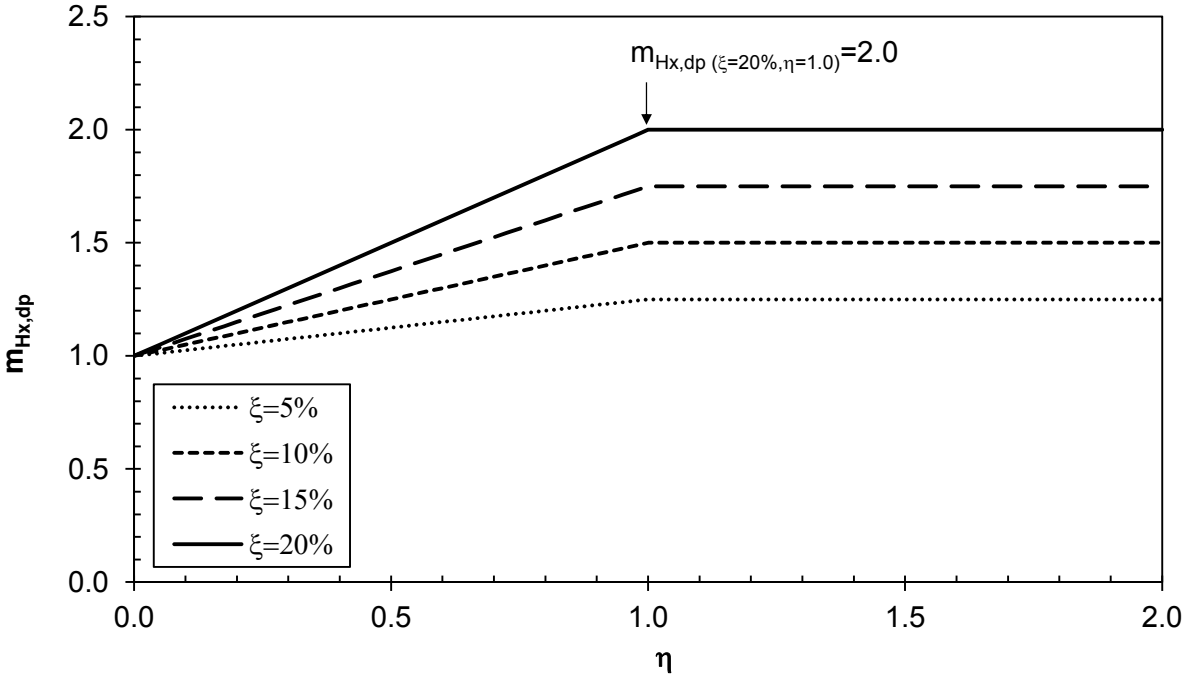


Figure 120. Variation de $m_{Hx,dp}$ en fonction de la fréquence adimensionnelle (η) pour différentes valeurs du taux d'amortissement (ξ)

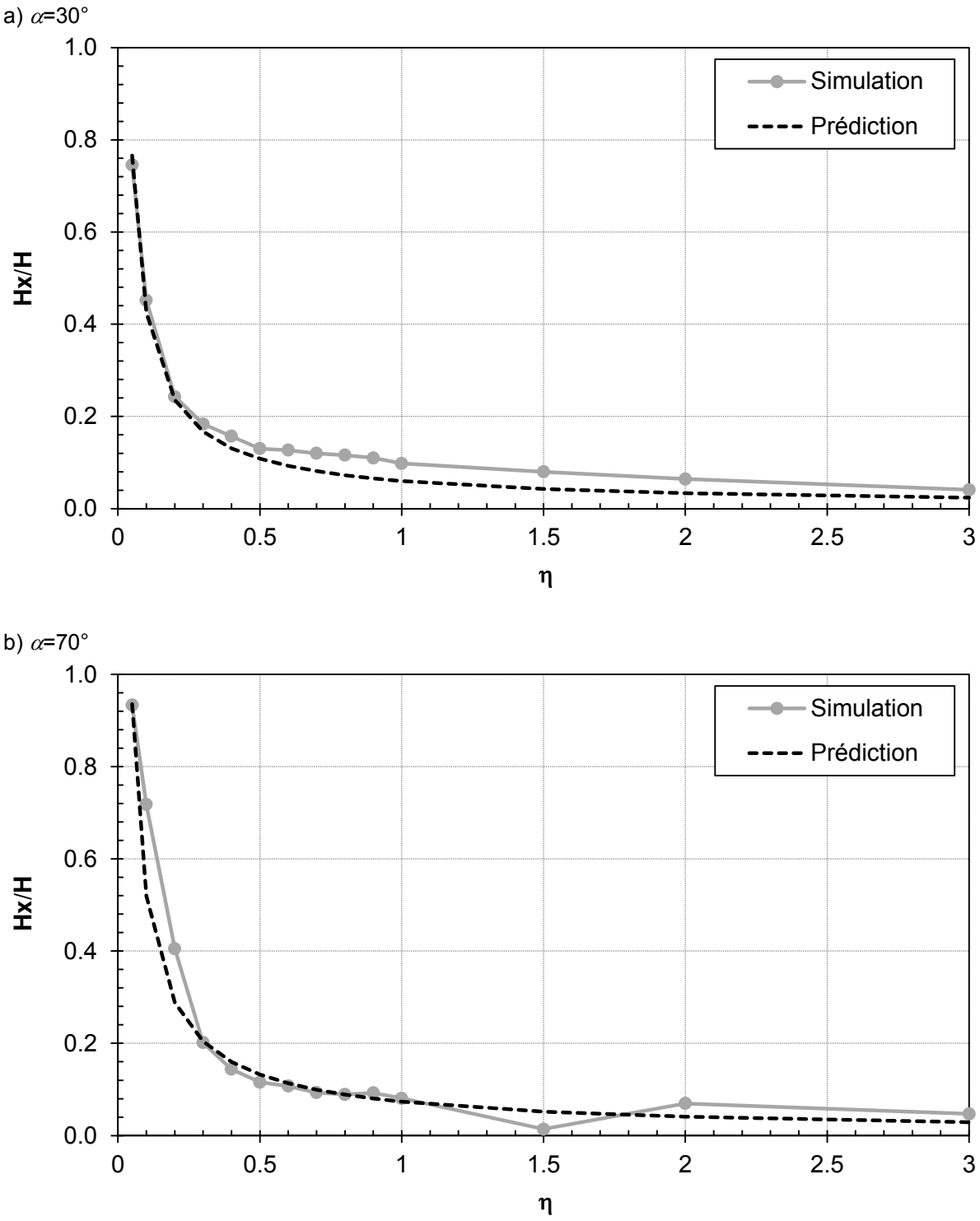


Figure 121. Comparaison des courbes de *Hx*/*H* obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente **30**° et **70**° avec un taux d'amortissement nul **(ξ=0%, $m_{Hx,dp}$=1)**

Les résultats obtenus à partir des 275 simulations numériques ont été utilisés pour comparer avec les prédictions données par les formules approchées (Figure 122). Une différence relative moyenne de 25 % a été trouvée sur l'ensemble de données. Certains cas particuliers présentent un écart plus élevé, même plus grand que 100 % (groupe A dans la Figure 122).

Ils concernent le versant de 50° et particulièrement pour les valeurs de η supérieures à 0.7. D'après la Figure 123, les valeurs de *Hx* trouvées par les calculs numériques pour ces cas sont très proches de zéro ou égales à zéro. Pour cette raison, un moindre écart entre l'estimation et le résultat des simulations peut produire une différence relative élevée.

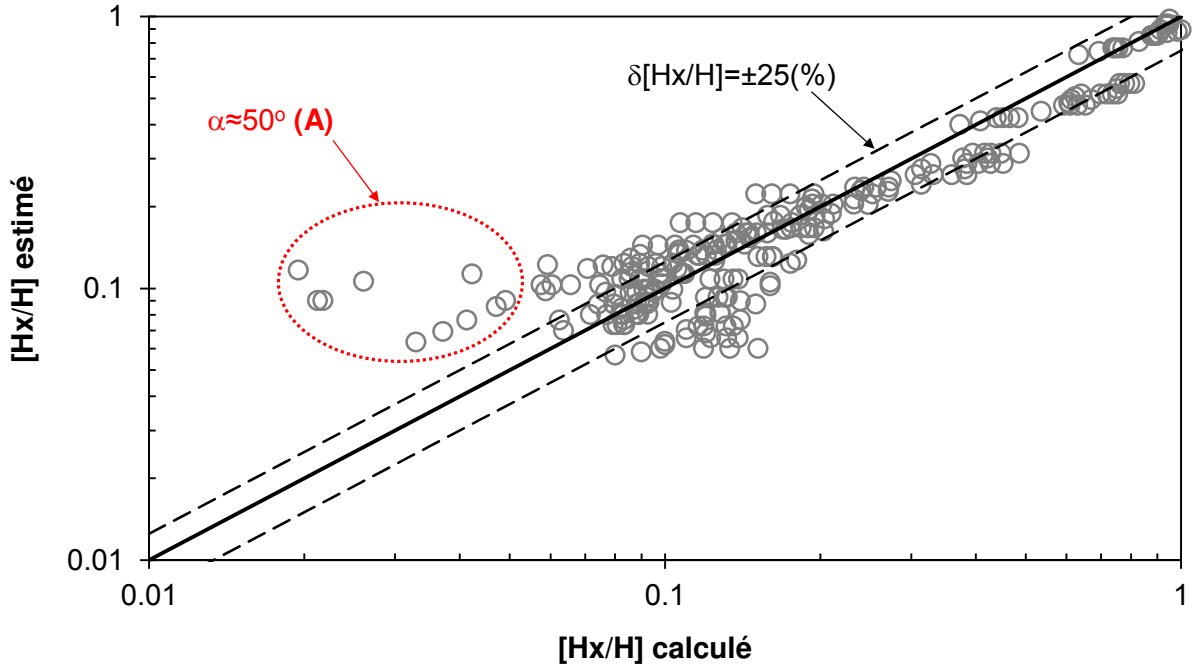


Figure 122. Comparaison des valeurs de *Hx/H* estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés

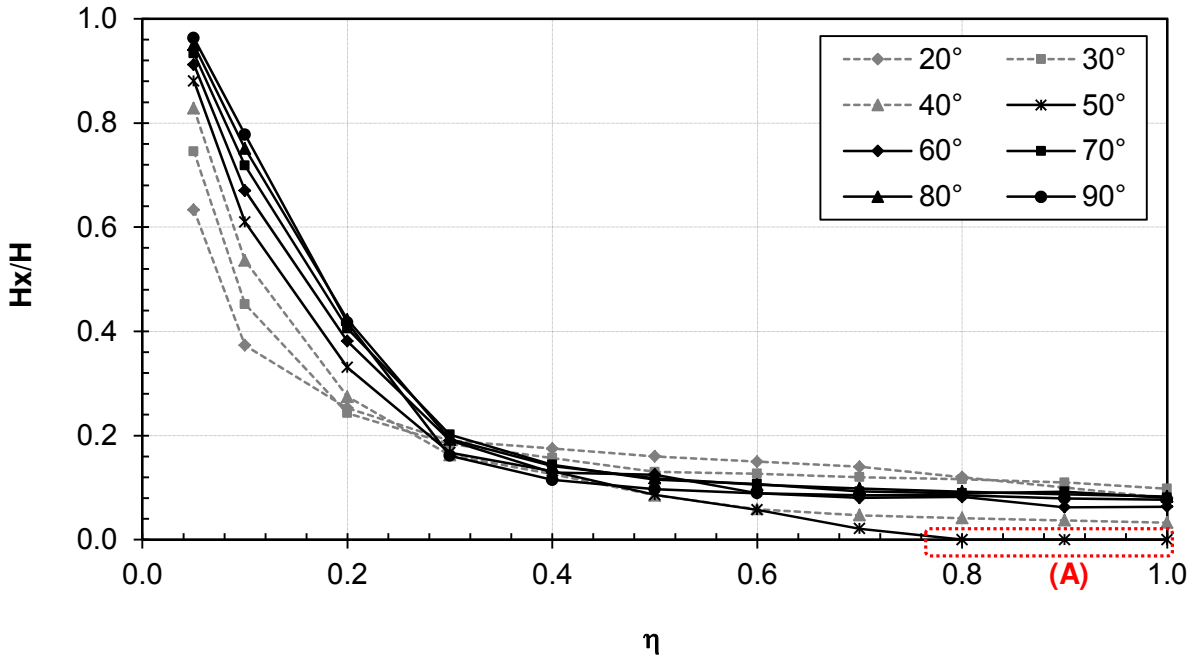


Figure 123. Courbes de *Hx/H* en fonction de η pour différentes valeurs de pente (α=20°÷90°) et les points correspondant aux écarts relatifs élevés

3.1.2.5. Estimation de l'extension Dxc de la masse d'amplification en crête du versant

Les analyses paramétriques menées au chapitre 2 ont montré que la variation de *Dxc* dépend principalement de la fréquence adimensionnelle. L'impact de la pente est très faible voire négligeable. Pour cette raison, l'estimation de *Dxc* peut être basée uniquement sur le paramètre η. D'autre part, les résultats numériques montrent que la valeur de *Dxc* est influencée par l'effet de l'amortissement mais cette influence est faible. Les analyses statistiques montrent effectivement que l'incorporation du taux d'amortissement dans l'établissement des formules approchées ne permet pas d'augmenter de façon significative le coefficient de corrélation. L'impact de l'amortissement est donc négligé dans cette approche. Les équations de [49] à [51] déduites à partir des analyses statistiques permettent d'estimer l'extension *Dxc.*

$$\frac{Dxc}{H} = P_{Dxc,0} \times m_{Dxc,dp} \qquad [49]$$

$$P_{Dxc,0} = \eta^{-0.8} \qquad [50]$$

$$m_{Dxc,dp} = 1.0 \qquad [51]$$

La comparaison entre valeurs calculées et approchées pour deux versants de 30 et 70° est présentée dans la Figure 125. On voit que la courbe des valeurs estimées (courbe *Prédiction*) est quasiment confondue avec la courbe des résultats numériques (courbe *Simulation*). D'autre part, une comparaison générale a été effectuée pour les cas de la base de données. Le résultat présenté dans la Figure 124 montre que tous les points sont répartis régulièrement sur les deux côtés de la ligne de corrélation parfaite avec un des écarts relatifs de l'ordre de 29 %.

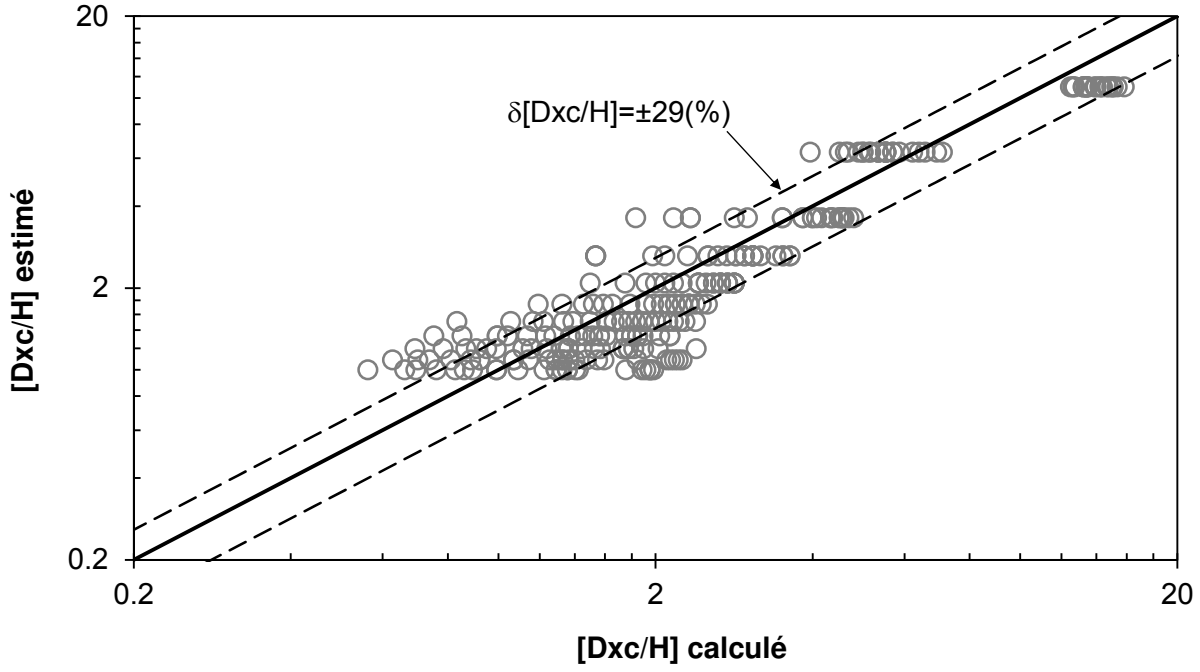
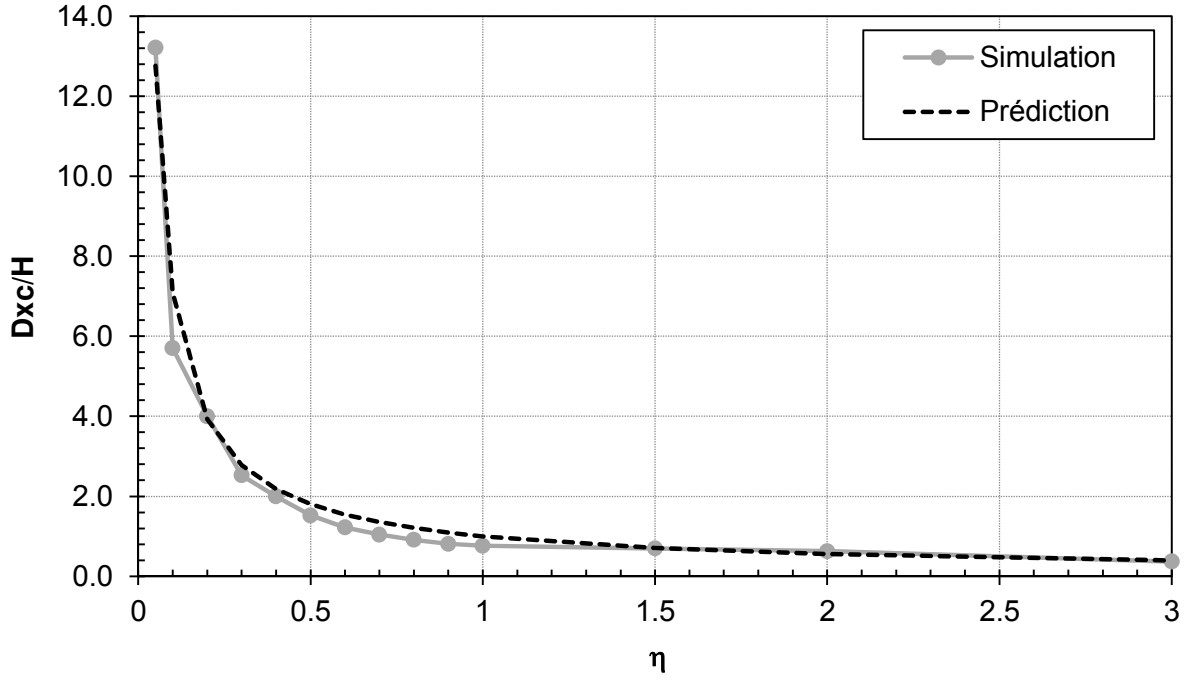


Figure 124. Comparaison des valeurs de *Dxc/H* estimées par les ANS avec celles obtenues par les simulations numériques pour tous les cas étudiés

a) α=30°



b) α=70°

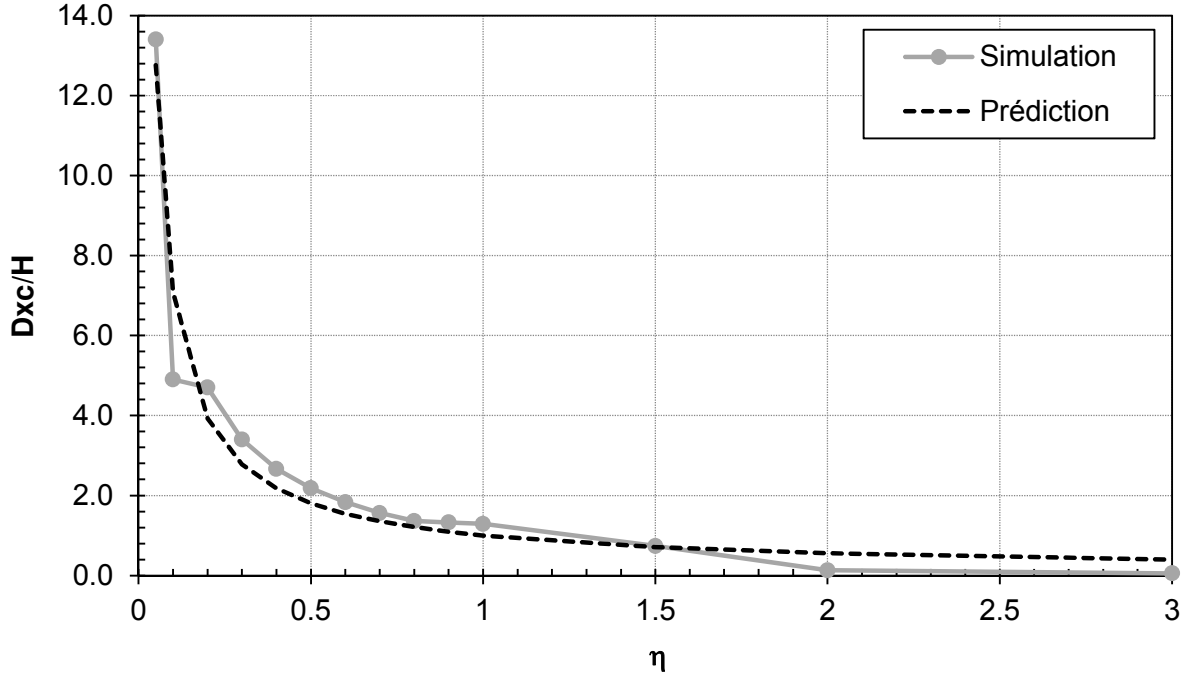


Figure 125. Comparaison des courbes de *Dxc*/*H* obtenues par les simulations numériques (Simulation) et celles estimées par les ANS (Prédiction) pour les versants de pente **30**° et **70**° avec un taux d'amortissement nul (**ξ = 0 %, $m_{Hx,dp}$ = 1**)

3.1.3. Comparaison avec les normes parasismiques

Le Tableau 14 présente une comparaison préliminaire des intervalles de variation des facteurs d'amplification *Ax* et *Ay* calculés par différentes approches. Quatre méthodes de calcul ont été considérées : l'ancien code parasismique français PS-92, l'Eurocode 8 (EC-8), les approches numériques proposées par Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31] (B&P), et les approches proposées par ce travail (ANS).

Pour le facteur d'amplification horizontale *Ax*, EC-8 ne donne que la limite inférieure et ne propose pas de formules de calcul. Cette approche est ainsi trop grossière. Les règles PS-92 sont au contraire plus pratiques. Elles donnent les formules de calcul simples et claires, qui permettent de déduire l'intervalle de variation de *Ax* de 1.0 à 1.4. Cette gamme de valeur est légèrement plus faible que celles données par les méthodes de B&P et ANS. Pour les deux réglementations, l'évaluation de l'amplification verticale (*Ay*) est omise. De plus, seules les conditions morphologiques (H et α) sont considérées dans les calculs. Les caractéristiques géomécaniques du matériau du versant et les caractéristiques du signal sismique ne sont pas prises en compte.

Sur le même domaine d'application, les limites de variation de *Ax* et *Ay* données par les approches numériques (B&P et ANS) sont quasiment identiques. En plus des conditions morphologiques, ces approches considèrent également les paramètres géomécaniques (E, ν, ρ) du site et la fréquence prédominante du signal sismique, ainsi que l'amortissement des ondes. Ces éléments sont incorporés dans le calcul sous forme du paramètre de la fréquence adimensionnelle (η) et du taux d'amortissement (ξ).

Il faut noter que, pour les approches numériques, l'intervalle des valeurs de η mentionné dans le « domaine d'application » correspond à des valeurs souvent rencontrées dans la réalité. Ce ne sont pas les limites d'application des approches qui sont également utilisables pour les valeurs de η supérieures à 1.0.

Tableau 14. Gammes des valeurs des facteurs d'amplification données par les approches (ANS, B&P) et recommandées par les codes parasismiques (PS-92, EC-8)

	PS-92	**EC-8**	**B&P**	**ANS**
Ax	1.0÷1.4	≥1.2	1.00÷1.66	1.09÷1.60
Ay	-	-	0.02÷1.88	0.03÷1.90
Domaine d'application	H≥10m 23°≤α≤90°	H≥30m 15°≤α≤90°	20°≤α≤90° 0.05≤η≤1.0 0%≤ξ≤20%	20°≤α≤90° 0.05≤η≤1.0 0%≤ξ≤20%

3.1.4. Applications à des cas réels

3.1.4.1. Signal sismique réel avec une faible bande de fréquences prédominantes

Dans le but de valider les formules approchées (ANS) développées dans la partie précédente, il est nécessaire de les tester avec des signaux sismiques réels. Dans un premier temps, les tests sont réalisés sur un enregistrement sismique avec une bande de fréquences prédominantes assez limitée. C'est en fait un signal multi-fréquentiel mais qui, en terme du spectre de fréquence, est assez proche d'un signal mono-fréquentiel. Dans ce but, l'accélérogramme du séisme de Kobe au Japon en 1995 a été choisi (Figure 126*a*). Ce sismogramme a été enregistré à la station de Takatori, située dans la ville de Kobe. Son spectre de Fourier (Figure 126*b*) montre une bande de fréquences prédominantes relativement faible, de 0.55 à 0.9 Hz, avec une fréquence centrale prononcée à 0.8 Hz.

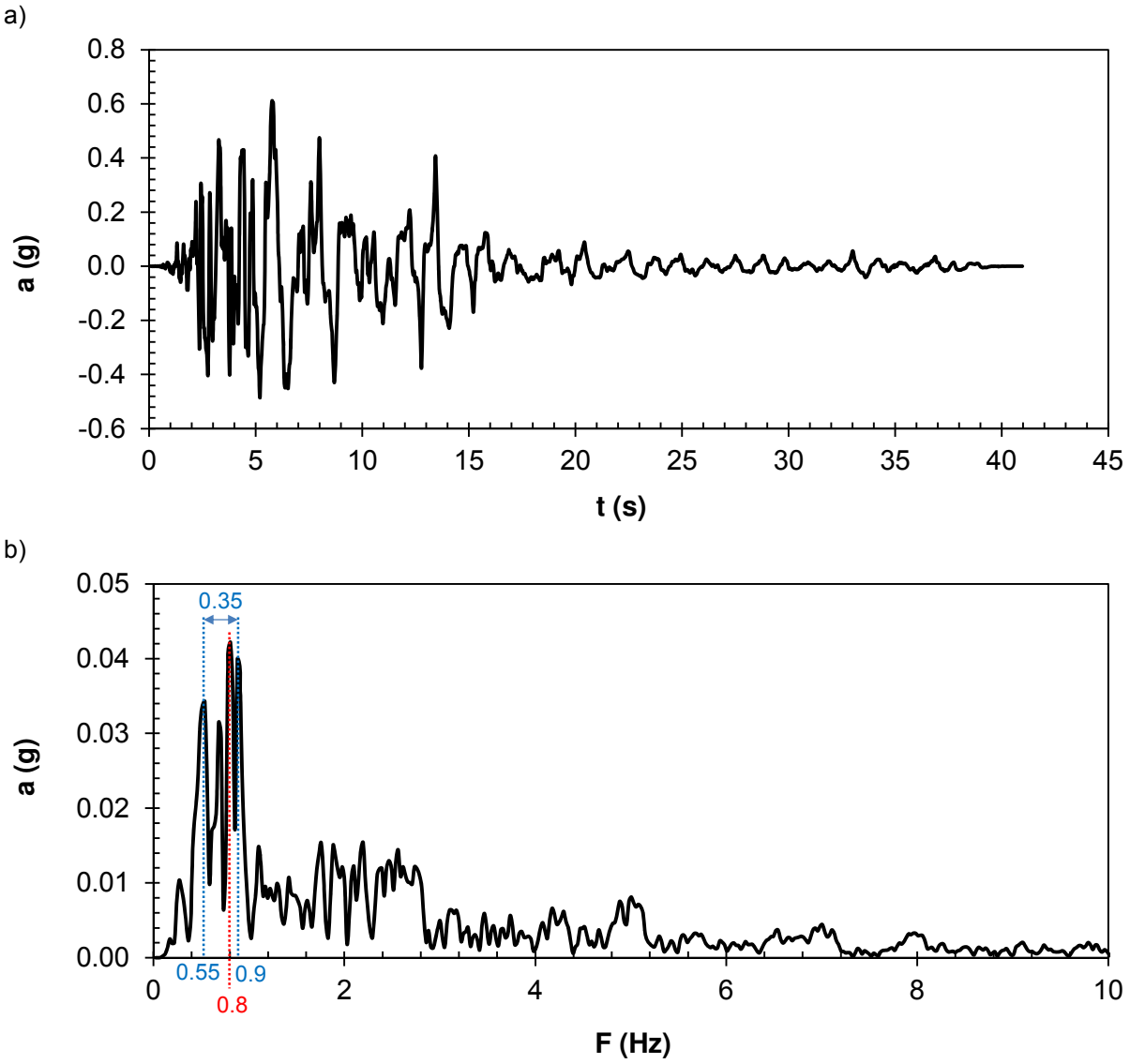


Figure 126. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Kobe (Japon, 1995), $M_w = 6.9$

Tableau 15. Valeurs des paramètres morphologiques et mécaniques des modèles de versant utilisées dans les calculs dynamiques avec le signal sismique de Kobe

a)

ξ (%)	α(°)	
	40	70
5	x	x
15	x	x

b)

ν	Vs (m/s)			
	1000	500	250	125
0.25	x	x	x	x
0.35	x	x	x	x

Différents modèles de versant ont été construits en faisant varier les caractéristiques géomorphologiques et sismiques relatives au site étudié. Pour un couple de valeur (α, ξ) du Tableau 15*a*, on a fait varier les paramètres géomécaniques (V_s et ν) 8 fois comme présenté dans le Tableau 15*b*. Il y a ainsi au total 32 cas de test. La hauteur du versant est invariable (H = 50 m). Les graphiques dans la Figure 127 présentent les comparaisons réalisées sur les résultats obtenus à partir des simulations numériques (en abscisse) et les estimations données par les ANS (en ordonnée). De plus, ces résultats ont également été comparés avec ceux donnés par la méthode B&P et le code parasismique PS-92. Il faut noter que la valeur de la fréquence adimensionnelle utilisée dans les formules approchées de B&P et de ANS est déterminée pour H = 50 m, V_s dans le Tableau 15*b* et la fréquence centrale du signal sismique F_c = 0.8 Hz. La valeur de η est alors variable entre 0.04 et 0.32. Pour les calculs d'après les formules de PS-92, seules les valeurs de la hauteur (H) et de la pente (α) sont nécessaires.

a. Amplification maximale de l'accélération horizontale (Ax)

Comme montré dans la Figure 127*a*, l'écart-type des écarts relatifs entre les valeurs de *Ax*-1 estimées par les ANS et celles des simulations numériques est de 22%. D'autre part, on observe que les estimations obtenues par la méthode de B&P sont légèrement plus élevées que celles données par la méthode ANS. Ces écarts relatifs avec les résultats numériques sont d'environ 60 %. Une analyse détaillée a été réalisée pour expliquer la différence entre les résultats d'estimation obtenus par les deux approches B&P et ANS. En fait, on trouve une bonne cohérence entre ces deux approches quand le taux d'amortissement est nul (ξ = 0 %). Par contre, la prise en compte d'un amortissement conduit à une grande différence. Par exemple, dans l'intervalle des valeurs de η et ξ communes ($0 < \eta < 1$; $0 \leq \xi \leq 20$ %), d'après la méthode de B&P, l'effet de l'amortissement peut produire une réduction maximale de 15 % en comparaison avec le cas de ξ nul. Par contre, cette réduction peut atteindre 73.5 % d'après les ANS (Figure 110).

Les valeurs calculées d'après PS-92 sont plus élevées que les résultats numériques et que les estimations de ANS et de B&P. L'écart-type des écarts relatifs s'élève jusqu'à plus de 200 %.

b. Amplification maximale de l'accélération verticale (Ay)

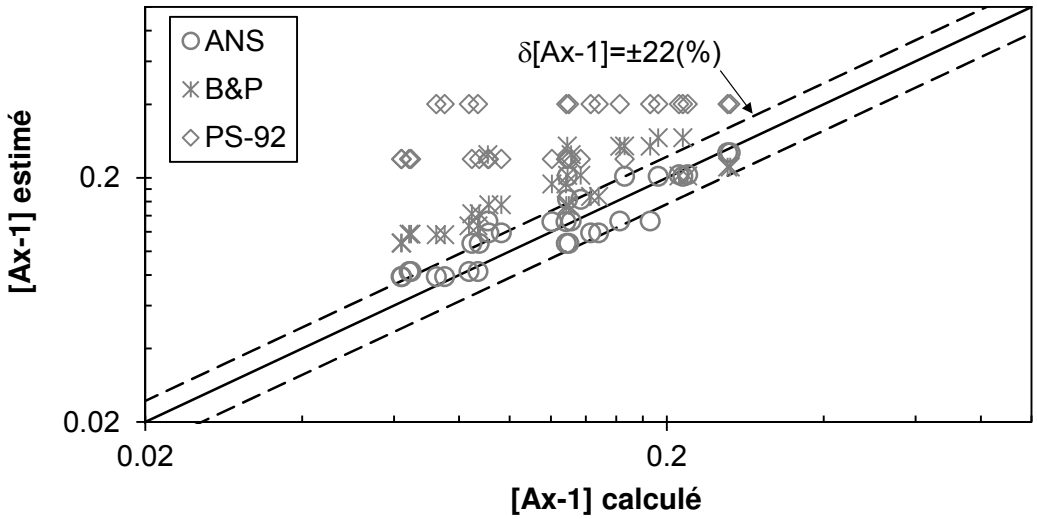
Pour le facteur d'amplification verticale (*Ay*), les estimations des ANS sont réparties régulièrement sur les deux côtés de la ligne de corrélation parfaite avec un écart-type des écarts relatifs de 22 % (Figure 127*b*). Les valeurs estimées par les approches de B&P sont

plus faibles par rapport aux valeurs calculées et aux estimations réalisées par les ANS. Une des raisons qui explique cette différence concerne la méthode de détermination de *Ay*. Bouckovalas et Papadimitriou, 2005[31] ont considéré, dans leur étude, *Ay* comme l'amplification verticale maximale trouvée en surface supérieure (surface en amont, derrière la crête), tandis que dans notre étude, *Ay* est définie comme la valeur maximale trouvée dans tout le massif du versant, y compris le long de la pente du versant et de la surface supérieure. Pour cette raison, les valeurs de *Ay* obtenues par les calculs numériques et par les ANS sont souvent plus élevées que celles données par la méthode de B&P.

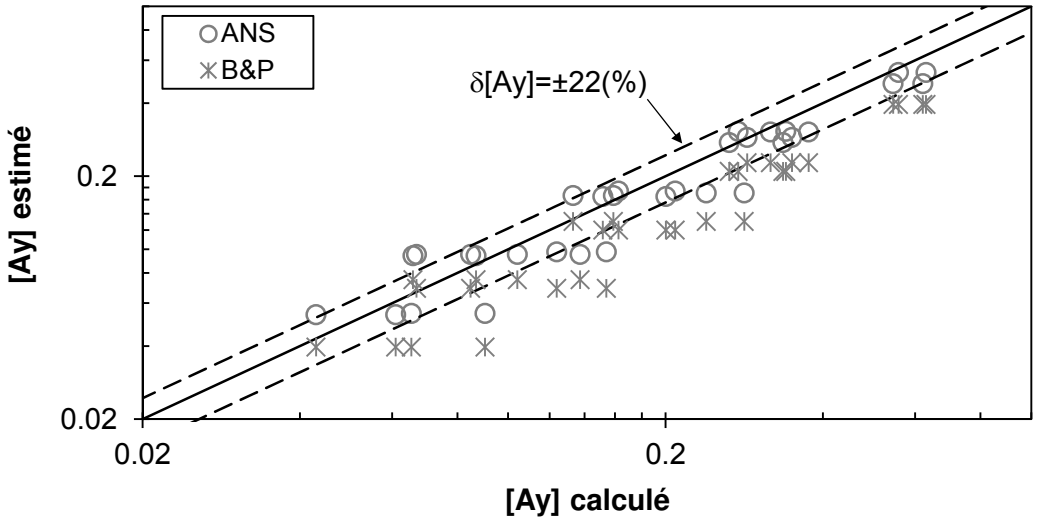
c. *Aire des zones d'amplification (pS_{AS})*

L'analyse des résultats de pS_{AS} donne une valeur d'écart-type égale à 25 % (Figure 127c). En particulier, il y a 4 parmi les 32 cas testés pour lesquels on observe un écart assez éloigné de cette valeur. Ils concernent les versants pour lesquels η = 0.32 et α = 70° qui s'inscrivent dans les cas particuliers pour lesquels les ANS ne sont plus valides ($\eta \approx$ 0.3 et α > 60°). L'explication de ce phénomène a été présentée dans la partie 3.1.2.3.

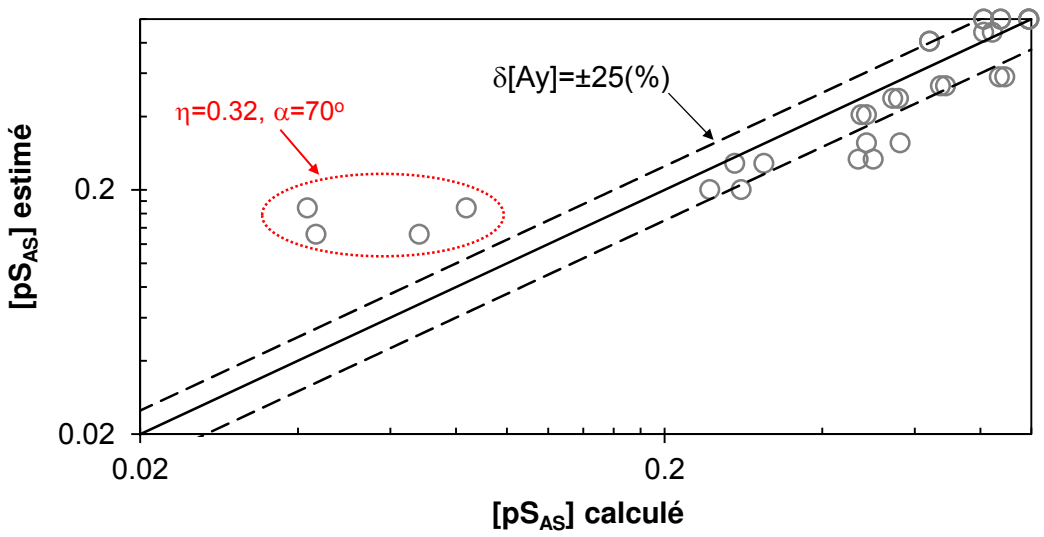
a)



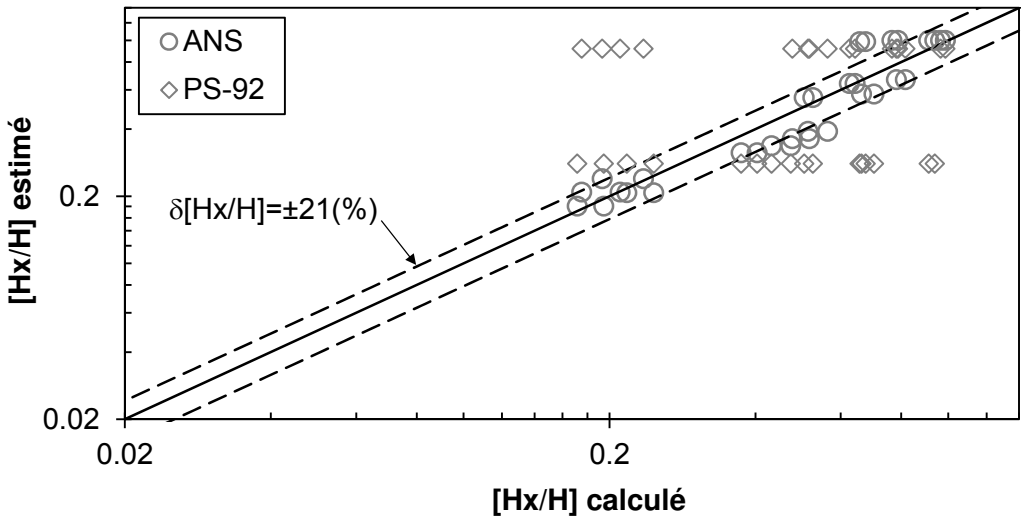
b)



c)



d)



e)

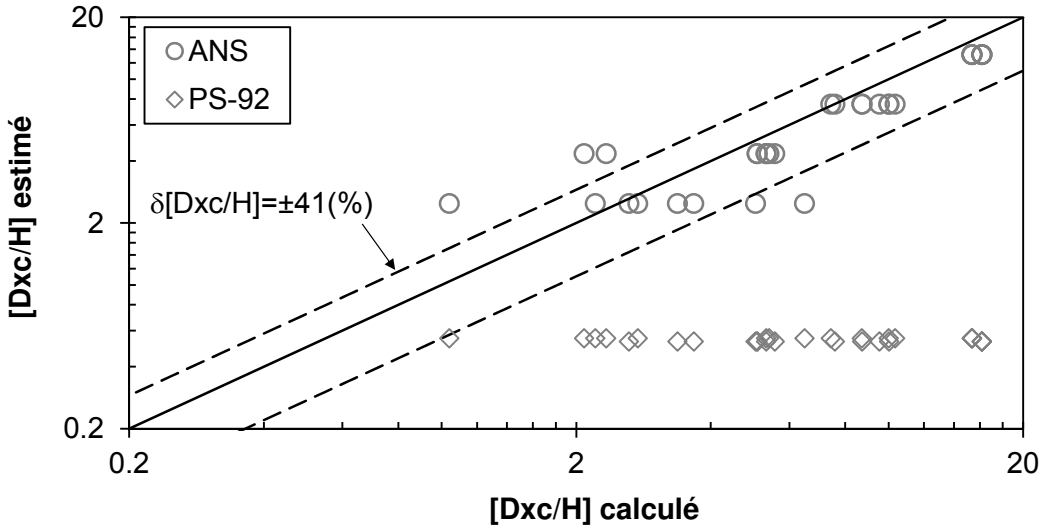


Figure 127. Comparaison des valeurs des critères d'interprétation estimées par les méthodes approchées (ANS, B&P et PS-92) et les résultats de simulations numériques pour le cas de calcul avec le signal sismique de Kobe (Japon, 1995)

d. Dimension de la zone d'amplification en crête (Hx et Dxc)

La Figure 127*d* et la Figure 127*e* présentent les comparaisons, entre valeurs calculées et estimées, pour les paramètres des dimensions de la zone d'amplification en crête du versant : *Hx* et *Dxc*. Une valeur d'écart-type de 21 % a été calculée pour *Hx* et 41 % pour *Dxc*. En général, les points sont répartis régulièrement autour de la ligne de corrélation parfaite. Il n'y a pas de valeur particulièrement éloignée de cette droite. Les valeurs calculées d'après les règles PS-92 ont été également présentées dans les graphiques. On observe des écarts assez importants entre les estimations de PS-92 et les résultats de simulation numérique. Les valeurs d'écart-type calculées pour *Hx* et *Dxc* sont de 135 % et de 90 % respectivement. Ce phénomène peut s'expliquer par la non prise en compte des paramètres géomécaniques du versant et de la fréquence du signal sismique dans les calculs de PS-92. Or, ces paramètres présentent un effet important et non négligeable dans l'évaluation des effets de site topographiques, comme montré dans plusieurs travaux de recherche présentés dans le chapitre 1 ainsi que dans les résultats des études paramétriques dans le chapitre 2.

e. Observations globales pour Ax, Ay, pS_{AS}, Hx, Dxc

Les écarts relatifs entre les résultats des simulations numériques et les estimations approchées par les ANS pour le cas du signal sismique de Kobe varient entre 21 et 41 %. Ces écarts sont comparables avec ceux obtenus pour un signal sinusoïdal (δ = 25÷35 %).

f. Distribution spatiale des amplifications dans le massif de versant

Pour la distribution spatiale des amplifications de l'accélération horizontale et verticale dans le massif de versant, on a trouvé un bon accord avec les résultats obtenus dans le chapitre 2. À titre d'illustration, la Figure 128 et la Figure 129 présentent respectivement les graphiques des accélérations horizontales et verticales normalisées pour un versant avec α = 70°, ξ = 5 % et ν = 0.25.

- Pour la distribution spatiale de l'amplification horizontale *Ax*:
    - Toutes les valeurs de η considérées dans cette analyse sont inférieures à 0.5. Ainsi, les zones d'amplification sont en contact avec les surfaces libres (tous les graphiques de la Figure 128), il n'y a pas de zones d'amplification en profondeur.
    - Pour les deux cas de valeurs de η inférieures à 0.15 présentés dans la Figure 128*a* et *b*, il y a une seule zone d'amplification dans le versant qui se trouve en crête du versant. Pour les deux autres cas avec des valeurs de η plus élevées (η = 0.16 et 0.32), de nouvelles zones d'amplification commencent à apparaître en arrière de la crête (Figure 128*c* et *d*).
    - En outre, on voit bien que plus la valeur de η est élevée, plus la surface de la zone amplifiée en crête diminue, mais plus l'amplification maximale augmente.
- Pour la distribution spatiale de l'amplification verticale *Ay*:
    - Il y a une forte concentration des amplifications le long de la pente sur tous les graphiques présentés dans la Figure 129.
    - Les valeurs de la fréquence adimensionnelle considérée dans les cas étudiés sont inférieures à 0.5. Ainsi, d'après les conclusions présentées dans le

chapitre 2, les amplifications verticales doivent être réparties régulièrement dans tout le massif du versant. Cependant, cette conclusion n'est pas tout à fait cohérente avec les graphiques de la Figure 129 dans lesquels de fortes amplifications ont tendance à se concentrer dans la moitié gauche du massif (du côté de la pente). Cette différence peut s'expliquer par le fait qu'on a utilisé un coefficient d'amortissement dans le calcul. En fait, le mouvement sismique vertical est né après la réflexion sur la pente du signal sismique incident sur la pente. Alors la pente et les zones alentours sont les premières zones touchées par le mouvement vertical. Pour la plupart des cas étudiés dans le chapitre 2, l'amortissement n'a pas été pris en compte. Pour cette raison, après la réflexion sur la pente, les ondes sismiques continuent à se propager sans être atténuées jusqu'aux bords latéraux. On obtient en conséquence une amplification verticale marquée dans tout le massif. Par contre, dans cet exemple, les ondes réfléchies sont maximum juste en arrière de la pente (juste après la réflexion) et diminuent progressivement avec la distance de propagation. Ceci explique pourquoi de fortes amplifications ne sont observées que dans la moitié gauche du versant juste en arrière de la pente.

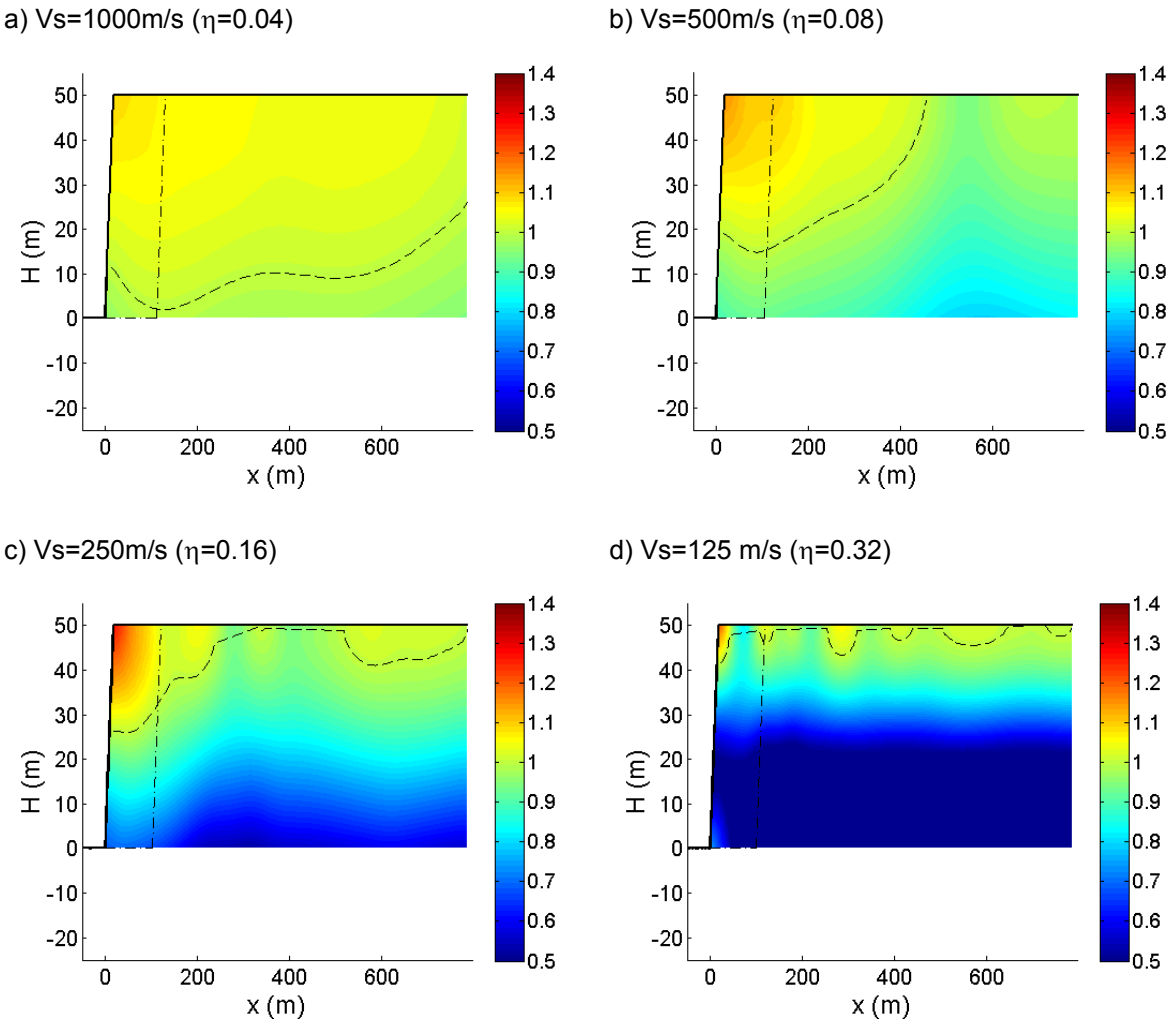


Figure 128. Amplification horizontale dans les versants pour le cas α **= 70°**, ξ **= 5 %,** ν **= 0.25** et différentes **Vs**, avec la sollicitation du signal de Kobe

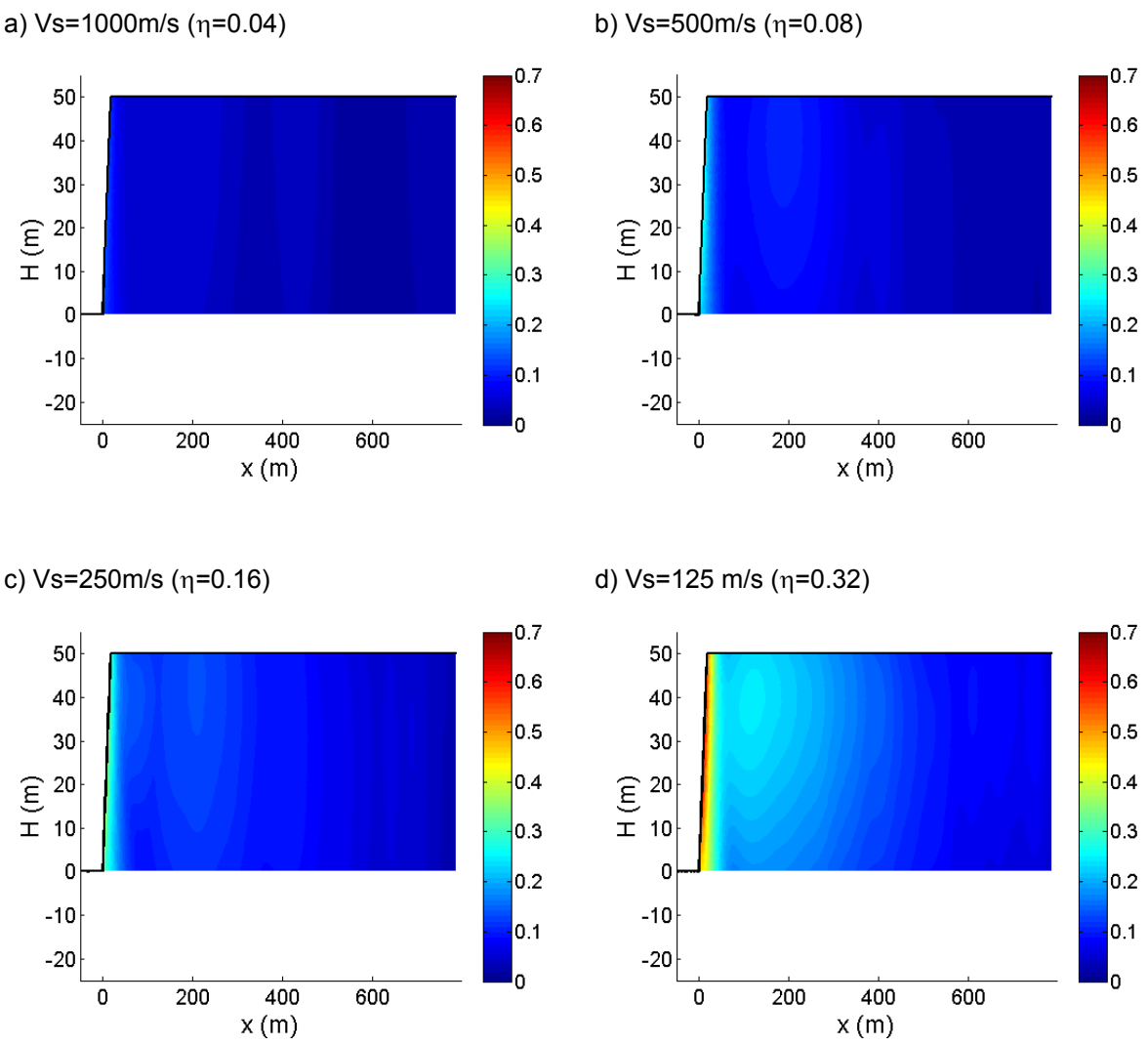


Figure 129. Amplification verticale dans les versants pour le cas α **= 70°**, ξ **= 5 %,** ν **= 0.25** et différentes **Vs**, avec la sollicitation du signal de Kobe

3.1.4.2. Signal sismique réel avec une large bande de fréquences prédominantes

Toujours avec le même objectif de tester les approches proposées (ANS), un autre signal sismique avec une bande de fréquence prédominante plus large que celle du séisme de Kobe a été considéré. On a choisi l'enregistrement du séisme de Cerro Prieto (Basse Californie, Mexique, M_L = 5.4, 1987) dont l'accélérogramme est présenté dans la Figure 130*a.* Ce signal présente une large bande de fréquences prédominantes de 0.9 à 8.3 Hz (Figure 130*b*). Dans cette gamme de fréquences, il est difficile, voire impossible, de déterminer une fréquence centrale (comme pour le cas du signal de Kobe). Alors, pour l'utilisation des formules approchées, on a choisi d'utiliser les valeurs limites de la bande de fréquences prédominantes (0.9 Hz et 8.3 Hz). Cette procédure permet d'obtenir un intervalle de valeurs potentielles pour chaque critère d'analyse.

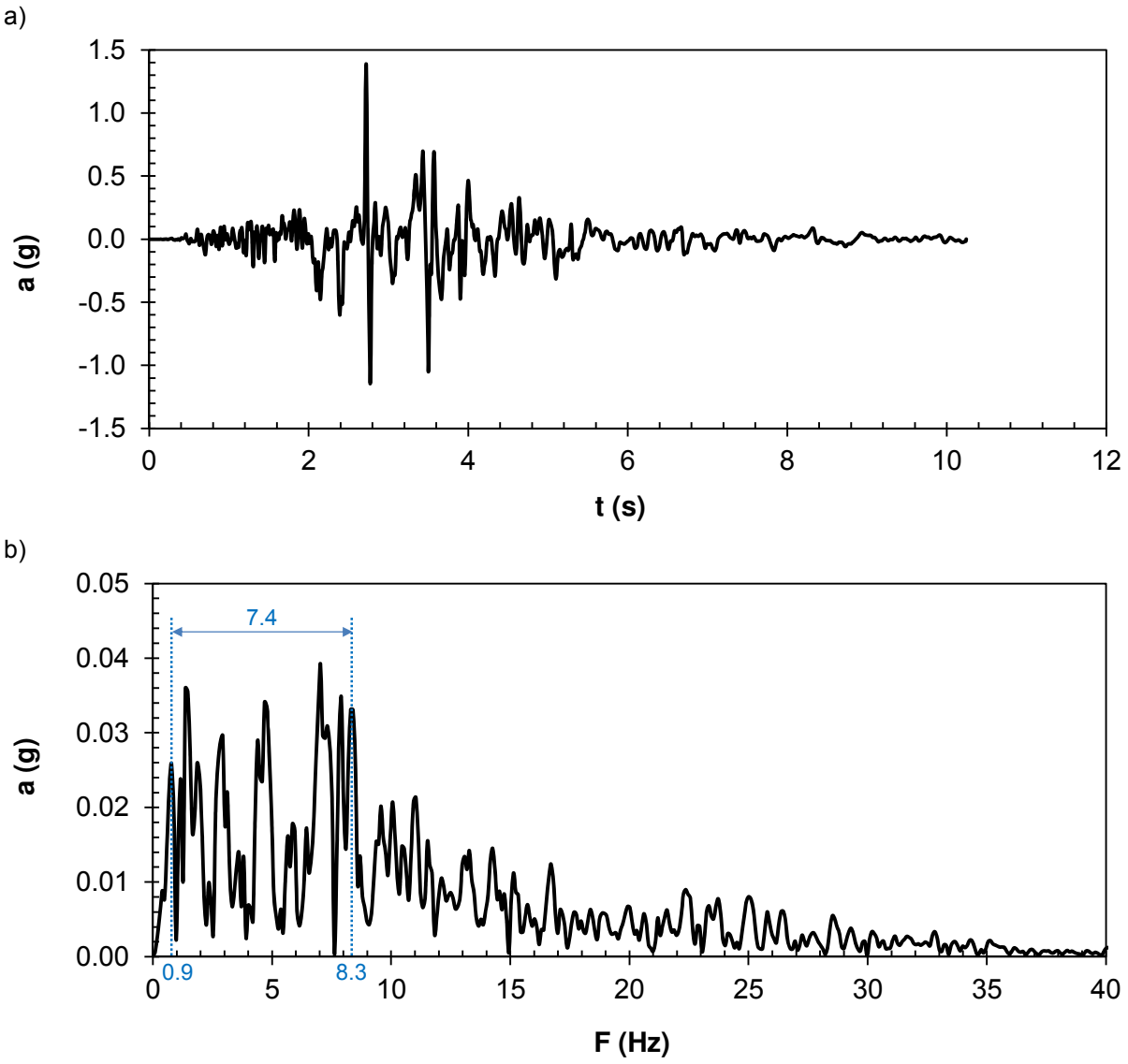


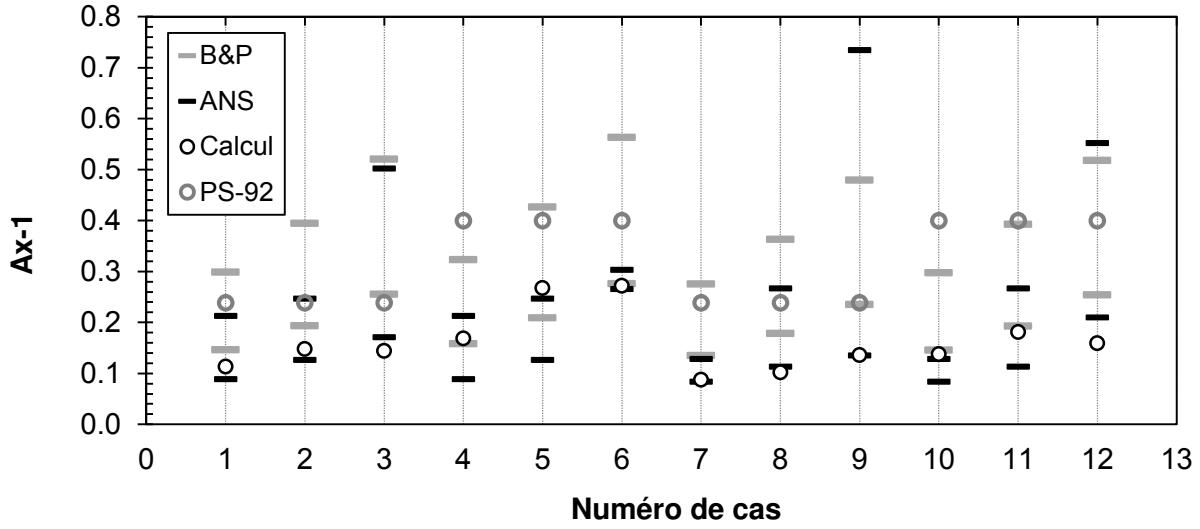
Figure 130. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Cerro Prieto (Basse California, Mexique, 1987), M_L = 5.4

Douze calculs dynamiques ont donc été réalisés sur un modèle de versant de 50m de hauteur. Les conditions morphologiques et mécaniques correspondantes sont présentées dans le Tableau 16. Les résultats des calculs numériques sont comparés avec les estimations données par les approches B&P et ANS. Dans les graphiques de la Figure 131, les résultats des simulations numériques sont représentés par les points, les résultats approchés par B&P et ANS sont présentés sous forme d'intervalles. Les deux limites de chaque intervalle sont calculées en utilisant les valeurs limites de la bande de fréquences prédominantes du signal sismique (0.9 et 8.3 Hz).

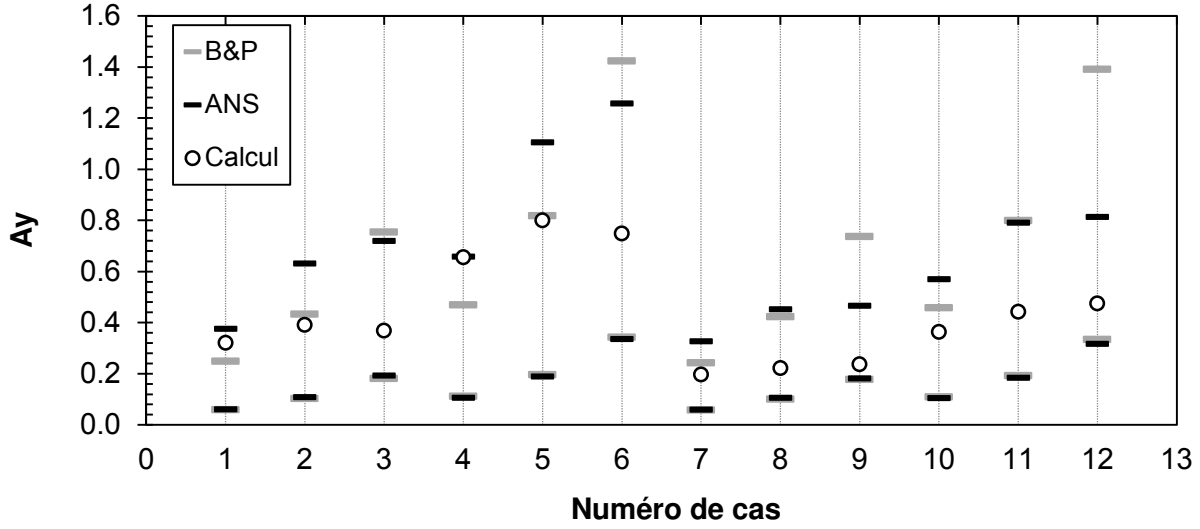
Tableau 16. Valeurs des paramètres morphologiques et mécaniques des modèles de versant utilisées dans les calculs dynamiques avec le signal sismique de Cerro Prieto

ξ (%)	5						15					
α (°)	40			70			40			70		
***Vs* (m/s)**	1000	500	250	1000	500	250	1000	500	250	1000	500	250
Cas n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

a)



b)



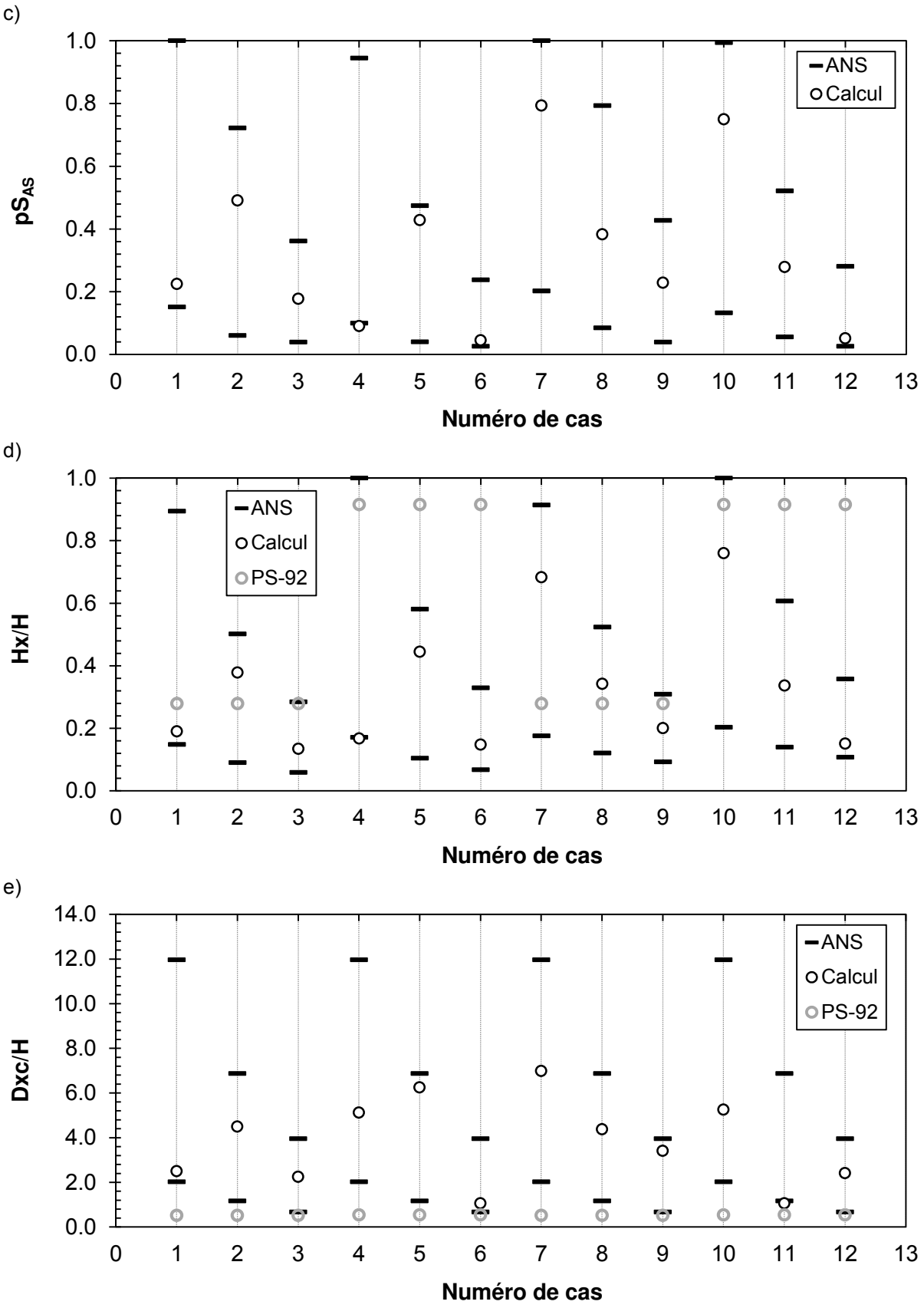


Figure 131. Comparaison des valeurs des critères d'interprétation estimées par les approches ANS et B&P avec les résultats des calculs numériques pour le cas du signal sismique de Cerro Prieto (Mexique, 1987)

a. Facteurs d'amplification (Ax, Ay)

La Figure 131*a* présente la comparaison pour le paramètre *Ax*. Parmi les 12 cas calculés, il y en a 5 dont le résultat des simulations numériques ne se trouve pas à l'intérieur de l'intervalle des valeurs estimées par les ANS (les cas 3 ; 5 ; 8 ; 10 ; 12) mais est proche des bornes. Les moins bonnes estimations concernent les cas 3 et 12 qui correspondent aux versants de faible vitesse de propagation (250 m/s). Dans ces cas, comme la valeur de V_s est faible, les deux fréquences adimensionnelles calculées pour les valeurs limites de la bande de fréquences prédominantes sont très différentes (Tableau 17). Ainsi, l'effet du caractère multi-fréquentiel du signal incident est plus marqué. Ceci explique les différences significatives entre les résultats des simulations numériques et les résultats calculés avec les ANS qui sont applicables pour les signaux mono-fréquentiels ou quasi mono-fréquentiels. Pour les approches B&P, il y a 9 cas où la valeur calculée n'est pas à l'intérieur de l'intervalle de variation. Les plus grands écarts de résultat concernent les versants avec une vitesse de propagation des ondes faible et modérée (250 m/s et 500 m/s). Les valeurs calculées d'après PS-92 sont toujours plus élevées que les résultats des simulations numériques (comme observé dans l'exemple de calcul avec le signal de Kobe). Les différences sont significatives et parfois très importantes comme dans les cas 10, 11, 12.

Tableau 17. Fréquences adimensionnelles extrêmes correspondant aux fréquences extrêmes de la bande des fréquences dominantes du signal sismique pour chaque vitesse de propagation

***Vs* (m/s)**		1000		500		250	
F_{min}	F_{max} **(Hz)**	0.9	8.3	0.9	8.3	0.9	8.3
η_{min}	η_{max}	0.045	0.415	0.09	0.83	0.18	1.66
$\Delta\eta$		0.37		0.74		1.48	

Pour les valeurs de *Ay* présentées dans la Figure 131*b,* on remarque que l'intervalle des valeurs extrêmes estimées par les ANS encadrent bien le résultat du calcul numérique pour les douze cas étudiés. Ce même résultat est obtenu par les formules B&P, mais seulement pour dix cas sur douze. De plus, on observe le même phénomène que pour le facteur *Ax* : *plus la vitesse de propagation des ondes est faible plus l'intervalle des valeurs estimées est large*. Ce phénomène s'explique par l'augmentation de l'écart entre deux fréquences adimensionnelles limites.

Il faut noter que la variation de l'écart $\Delta\eta$ (= η_{max}-η_{min}) intervient de manière importante sur la taille de l'intervalle des valeurs estimées de *Ax* et *Ay* seulement quand η_{max} et η_{min} sont inférieures à η_s (valeur de seuil, variable en fonction de la pente pour *Ax* et égale à 1.0 pour Ay). Pour les valeurs de η supérieures à η_s, les valeurs des facteurs d'amplification deviennent stables et sont donc quasiment indépendantes de la variation de η. Par contre, quand η_{max} et η_{min} sont inférieures à η_s, plus $\Delta\eta$ est grand plus ΔAy est élevé. À titre d'exemple, la Figure 132 présente un exemple de comparaison entre le cas 1 et le cas 2 pour le facteur *Ay*. On voit bien que l'intervalle des valeurs potentielles (ΔAy) devient plus large quand l'écart entre les deux valeurs limites de η ($\Delta\eta$) augmente.

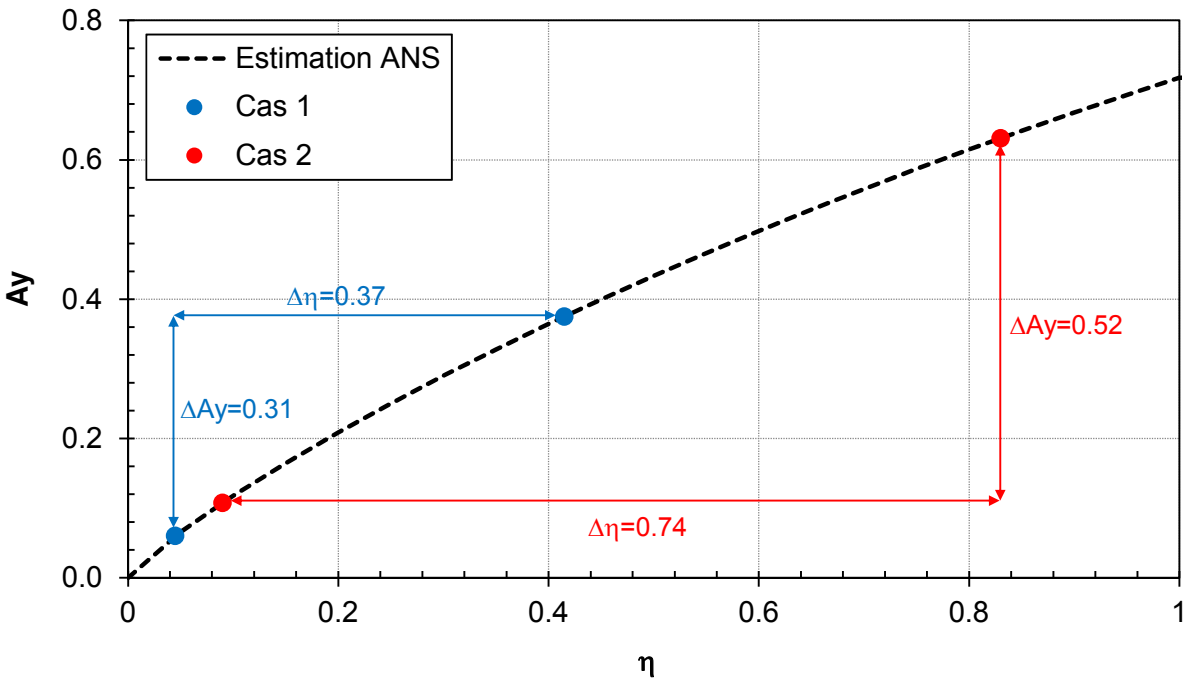


Figure 132. Représentation des intervalles de variation de la fréquence adimensionnelle dans les cas 1 et 2 et des intervalles de variation de *Ay* correspondants sur la courbe des valeurs approchées des ANS

b. Critères caractérisant l'aire et les dimensions des zones d'amplification

Ces critères comprennent pS_{AS}, *Hx* et *Dxc.* On voit que tous les résultats de calcul se trouvent bien dans l'intervalle des valeurs estimées (Figure 131*c, d, e*). Cependant, ces intervalles sont généralement assez larges. De plus, au contraire du phénomène observé pour les facteurs d'amplification (*Ax*, *Ay*), pour ces critères, plus la vitesse de propagation des ondes est faible plus la largeur de l'intervalle des valeurs estimées est réduite. La raison est que, pour ces critères, la taille de cet intervalle ne dépend pas principalement de l'écart entre les fréquences adimensionnelles limites, mais elle dépend plutôt de la gamme de fréquence où se situent les fréquences adimensionnelles limites. Par exemple, la Figure 133 présente une comparaison de *Hx*/*H* pour les cas 1 et 3. On voit sur le graphique que $\Delta\eta$ du cas 1 est beaucoup plus faible que $\Delta\eta$ du cas 3 mais Δ*Hx*/*H* du cas 1 est plus élevé que dans le cas 3. Ceci s'explique par le fait que les valeurs de η du cas 1 sont dans la gamme des fréquences où *Hx* dépend beaucoup de la fréquence adimensionnelle. Au contraire, les valeurs limites de η du cas 3 sont dans la gamme des fréquences où la valeur de *Hx* commence à se stabiliser. Les mêmes commentaires peuvent être faits pour les valeurs de pS_{AS} et *Dxc* car ces trois critères d'interprétation montrent une même tendance de variation avec la fréquence adimensionnelle.

Les valeurs de *Hx* et *Dxc* sont également comparées avec celles préconisées par le code PS-92. Pour *Hx*, il y a seulement six cas sur dix où les préconisations de PS-92 sont proches des résultats des simulations numériques (cas numéro 1, 2, 3, 8, 9, 10). Pour les autres cas, les différences sont importantes. Les résultats de PS-92 sont parfois éloignés des intervalles de variation estimés par les ANS (cas numéro 5, 6, 11, 12). Concernant l'extension de la zone d'amplification en crête *Dxc*, le code parasismique PS-92 a sous-estimé cette distance. La différence est parfois très importante comme dans les cas 2, 4, 5, 7, 8, 10.

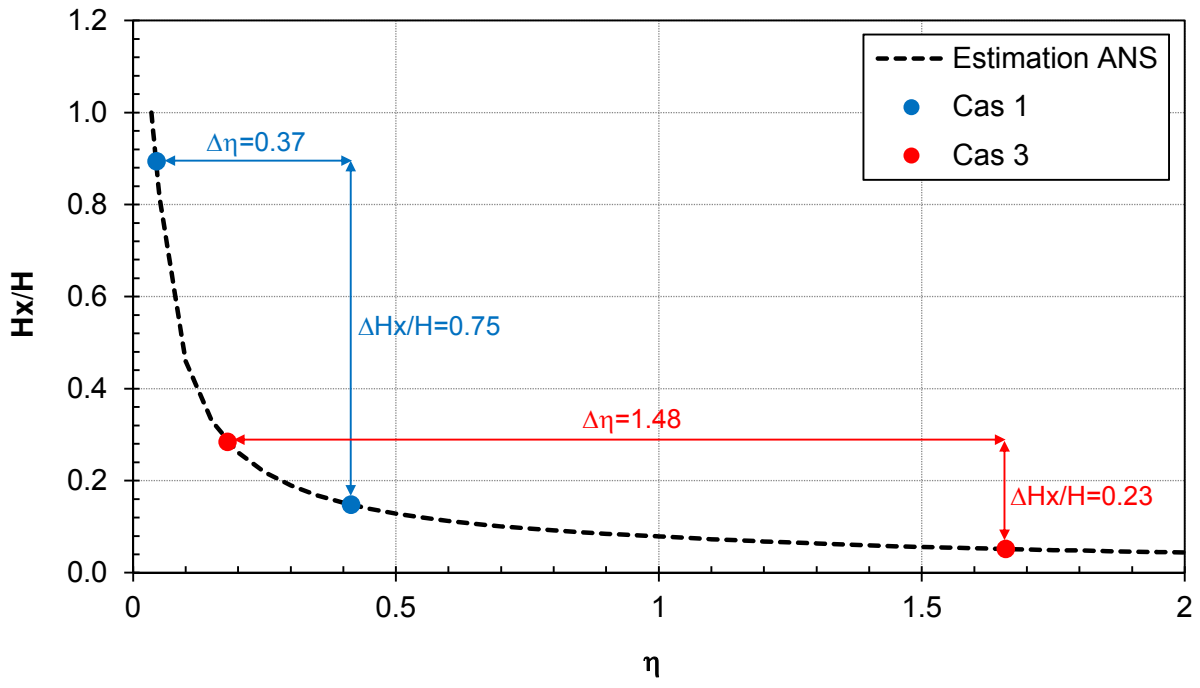


Figure 133. Représentation des intervalles de variation de la fréquence adimensionnelle du cas 1 et 2 et des intervalles de variation de *Hx*/*H* correspondant sur la courbe des valeurs approchées des ANS

c. Distribution spatiales des zones d'amplification

Les représentations graphiques de la Figure 134 et de la Figure 135 montrent que les conclusions tirées pour les signaux mono-fréquentiels sont également valables pour les signaux multi-fréquentiels.

- Les zones d'amplification de l'accélération horizontale sont souvent situées en crête de la pente et le long de la surface supérieure en arrière de la crête.
- Les fortes amplifications de l'accélération verticale se concentrent toujours le long de la pente.

d. Conclusion

D'une manière générale, les analyses des résultats de calcul obtenus avec le signal de Cerro Prieto montrent que les méthodes ANS peuvent être utilisées dans le cas de signaux sismiques multi-fréquentiels avec une large bande de fréquences prédominantes en les appliquant aux fréquences limites de la bande. De cette manière, on obtient un intervalle de variation dans lequel se situe la valeur qu'on obtiendrait en faisant la simulation numérique. La largeur de cet intervalle dépend en même temps de la largeur de la bande de fréquences prédominantes, de la gamme des fréquences adimensionnelles correspondantes et du critère étudié.

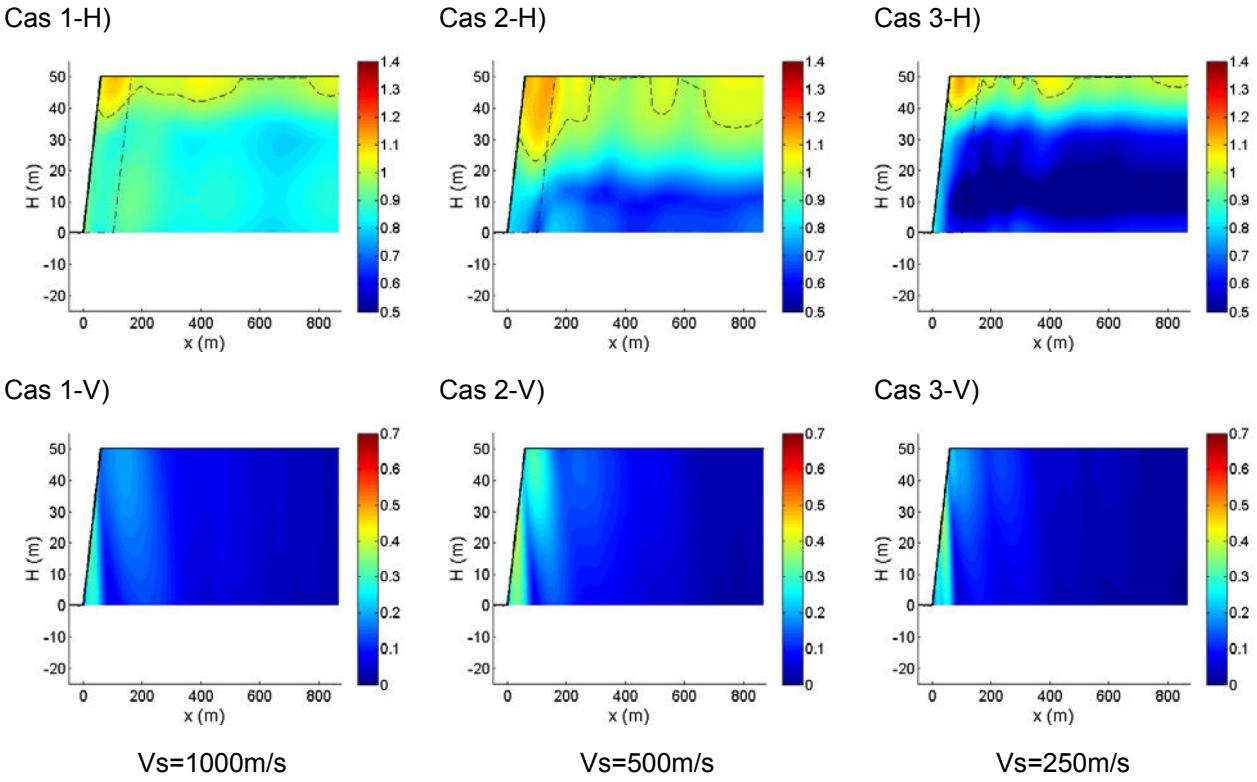


Figure 134. Distribution spatiale des accélérations horizontales (H) et verticale (V) normalisées dans le massif de versant des cas 1 ; 2 et 3 **(α = 40°, ξ = 5 %, V_s = 1000 ; 500 ; 250 m/s)**

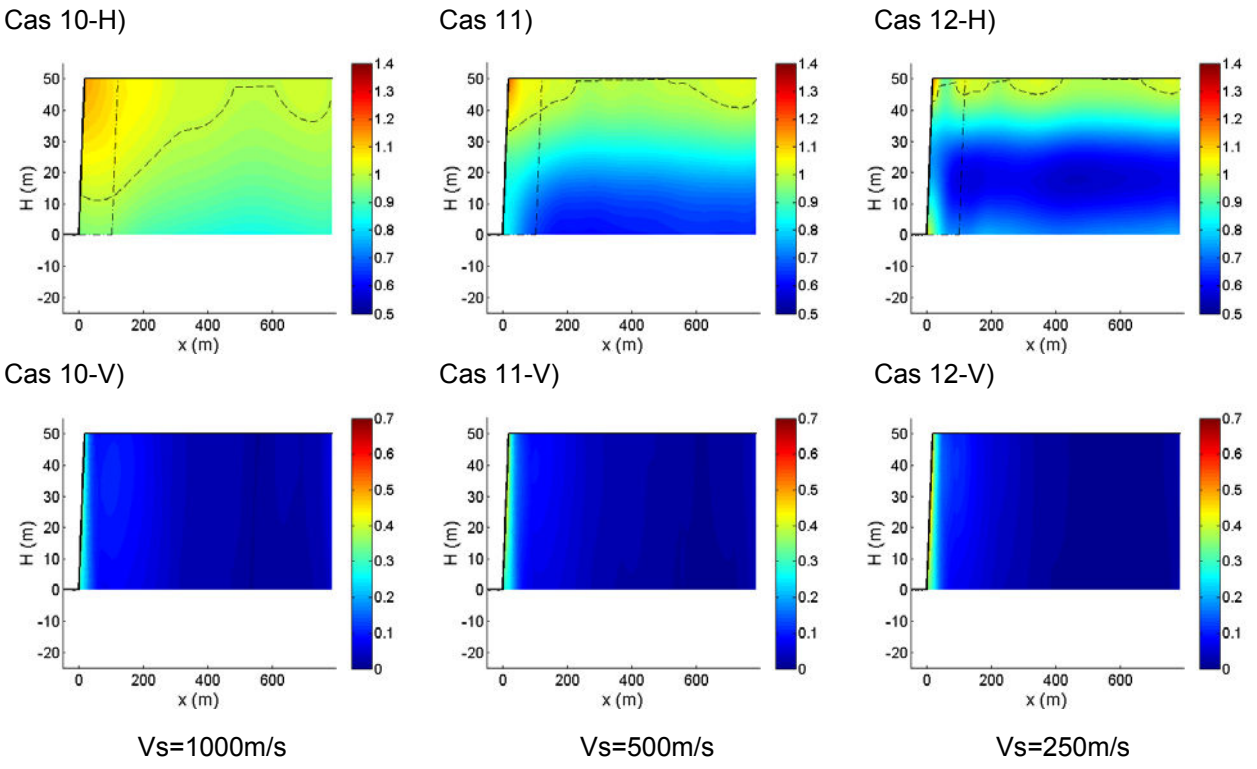


Figure 135. Distribution spatiale des accélérations horizontale (H) et verticale (V) normalisées dans le massif de versant des cas 1 ; 2 et 3 **(α = 70°, ξ = 15 %, V_s = 1000 ; 500 ; 250 m/s)**

3.1.4.3. Le séisme d'Athènes (1999) et le cas de la ville d'Adames

Comme présenté dans le chapitre 1, le cas de la ville d'Adames lors du séisme d'Athènes du 7 septembre 1999 est un exemple représentatif des effets de site topographique du versant isolé. Plusieurs investigations post-sismiques ont été réalisées sur ce site. Au moyen de simulations numériques, plusieurs auteurs ont cherché à comprendre et à expliquer les importants effets causés par la présence du canyon Kifisos à côté de la ville. Pour rappel, cette ville est à une même distance de l'épicentre que la ville d'Athènes (environ 17 km). Cependant, alors que les dégâts sont très légers à Athènes avec aucun dommage structurel important, la ville d'Adames a subi des dommages très graves : 18 morts, nombreux blessés, plusieurs bâtiments industriels et d'habitation effondrés, nombreux bâtiments gravement endommagés. De plus, une forte variation spatiale de dégât a été observée en arrière de la crête de la pente du canyon. Comme montré sur le plan de Figure 19 et les sections transversales présentées dans la Figure 20, les dommages structurels sont plus marqués sur le site 3 (situé à moins de 50 m de la pente) que sur les sites 1 et 2 (situés à peu près à 300 m en arrière de la pente).

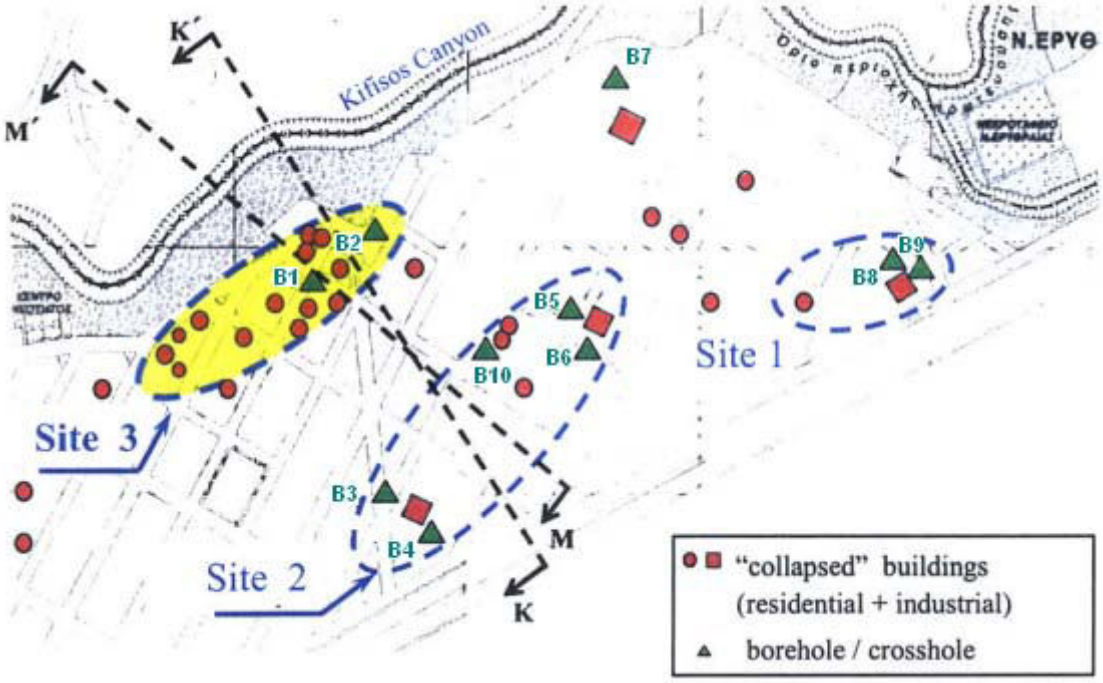


Figure 136. Ville d'Adames avec localisation des constructions endommagées et des forages géotechniques (Assimaki D, 2004[10])

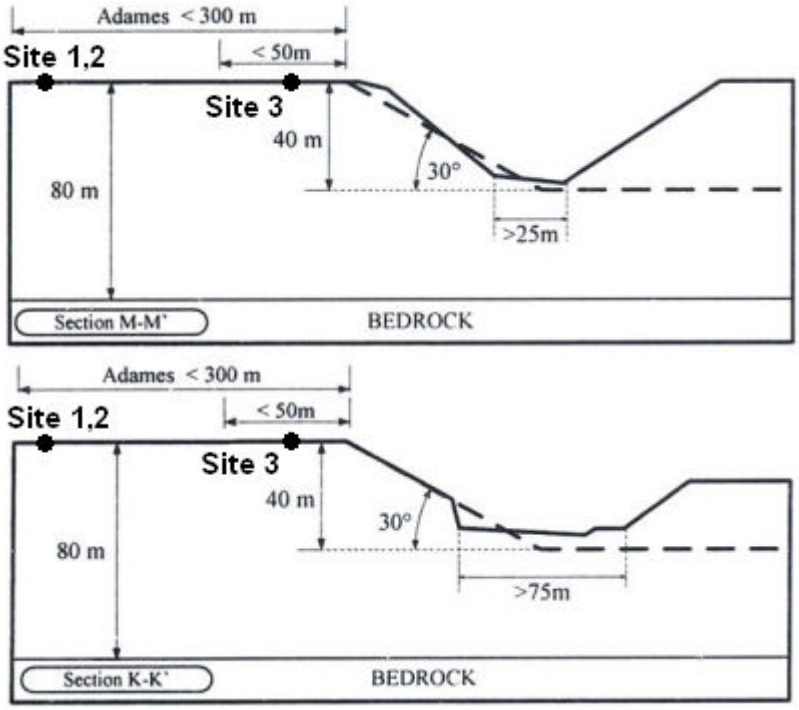


Figure 137. Sections transversales du relief du canyon de la rivière de Kifissos (Assimaki D, 2004[10])

Plusieurs investigations topographiques et géologiques ont été effectuées en l'an 2000 par le Département d'Ingénierie de Surveillance de l'Université Technique Nationale d'Athènes. Les mesures ont été interprétées et présentées dans les travaux de Assimaki, Kausel et Gazetas (Gazetas et al., 2002[65]; Assimaki D et al., 2005[14]; Assimaki D et al., 2005[11]; Assimaki D et al., 2005[13]). À titre d'exemple, la Figure 138 présente les vitesses de propagations des ondes dans les couches de sol de différents sites.

Les analyses géotechniques dans le cadre de ces investigations montrent que tous les sites comprennent une couche de surface à faible vitesse (autour de 300 m/s) sur une épaisseur de 5 à 7 m, puis des alternances de couches de sable limono-graveleux et d'argile sablo-graveleuse sur une profondeur de 20 à 30 m sous la surface. Dans certains forages, on obtient parfois des couches intercalées de grès ou de marne. En combinant les résultats de ces investigations avec les données géotechniques connues de la région, ces auteurs ont conclu que la vitesse moyenne de la couche de 30 m de profondeur de la surface ($V_{s,30}$) est d'environ 500 m/s pour le site 1, 400 m/s pour le site 2 et 340 m/s pour le site 3. Les roches de faibles caractéristiques mécaniques (marne et grès) avec une vitesse de 550 à 800 m/s sont trouvées à une profondeur de 30 à 80 m. Ces auteurs ont supposé une vitesse de 800m/s pour les couches de sols au-dessous de 80 m de profondeur.

En raison de l'absence d'enregistrement du signal sismique directement sur le site étudié (ville d'Adames), Assimaki, Kausel et Gazetas ont utilisé un signal de type Ricker dans les calculs numériques de rétro-analyse. Les résultats numériques calculés par ces auteurs sont utilisés pour faire une comparaison avec les estimations données par les formules approchées (B&P, ANS) et également avec les observations expérimentales.

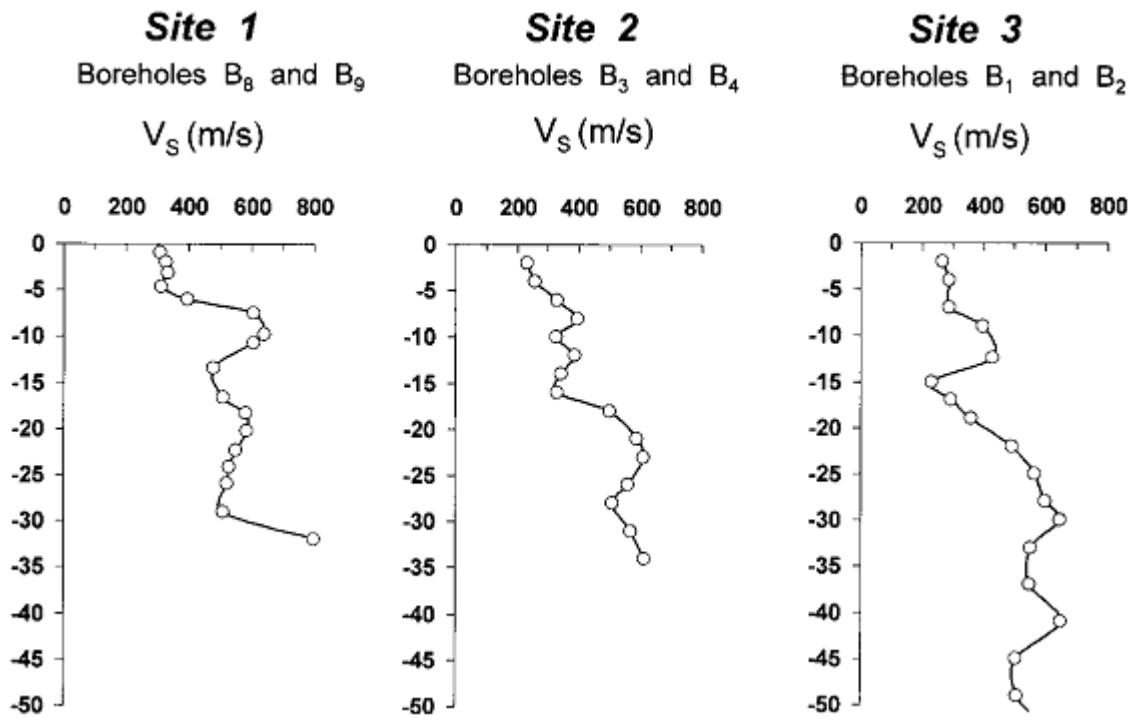


Figure 138. Vitesses de propagation des ondes correspondant à chaque site, déduites à partir des mesures SPT in situ (Gazetas et al., 2002[65])

a. Versant homogène

Les auteurs (Assimaki, Kausel et Gazetas, 2005) ont réalisé des calculs sur un modèle de versant homogène avec V_s = 550 m/s dans tout le massif. Le taux d'amortissement est supposé égal à 5 %. Le signal incident est de type Ricker avec une fréquence centrale de 3 Hz. La comparaison des résultats numériques avec les résultats approchés par les formules de B&P et ANS ainsi que la préconisation de PS-92 est donnée dans le Tableau 18. Pour le facteur *Ax*, on obtient une bonne cohérence entre les estimations (B&P et ANS) et le calcul numérique. Par contre, la valeur préconisée par PS-92 est beaucoup plus faible que les autres valeurs. Pour le facteur *Ay*, les estimations sont un peu plus faibles que le résultat numérique.

Tableau 18. Valeurs des facteurs d'amplifications topographiques (*Ax*, *Ay*) calculées par plusieurs méthodes pour un modèle homogène représentant le massif de la ville d'Adames (site 2) sous sollicitation d'un signal sismique de type Ricker

Méthodes	***Ax***	***Ay***
Calculs numériques	1.20	0.24
Prédictions de B&P	1.23	0.13
Prédictions des ANS	1.18	0.17
PS-92	1.10	-

Un phénomène remarqué pour la ville d'Adames lors du séisme 1999 est que le niveau de dégât n'est pas similaire dans toute la ville. Des dégâts plus importants ont été observés à une distance de 10 à 50 m en arrière de la crête (site 3). Une comparaison a été effectuée entre les observations de terrain, le résultat des simulations numériques et les estimations par les formules approchées. La Figure 139 présente les amplifications de l'accélération horizontale le long de la surface en amont obtenues à partir des simulations numériques. Sur cette figure, on peut déterminer deux distances :

- D_{Ax} : la distance d'amplification maximale qui est déterminée par la distance entre la crête du versant et le point où se trouve l'amplification maximale de l'accélération horizontale.

- D_H : la distance affectée par l'amplification qui est déterminée par la distance entre la crête du versant et le point où l'amplification est égale à 1 (réponse en champ libre).

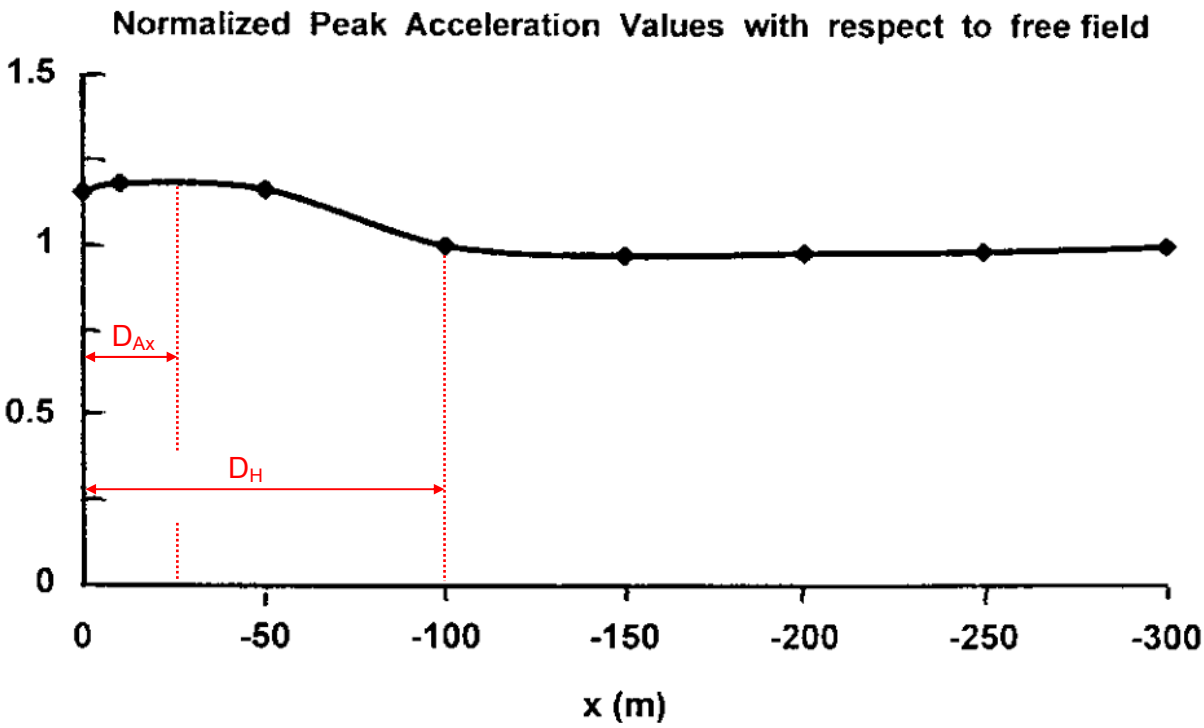


Figure 139. Accélérations horizontales normalisées le long de la surface en amont de la pente (x=0 correspond à la crête) obtenues par simulation numérique et les distances D_H, D_{Ax} correspondantes

Les estimations de ces deux distances calculées par les formules approchées peuvent être alors comparées avec les résultats des simulations numériques et les observations de terrain. Dans le Tableau 19, on voit que l'intervalle de distance D_{Ax} estimée par les formules ANS (équation [39]) correspond bien avec les observations de terrain. C'est également le cas des résultats obtenus par simulations numériques. Ainsi, on obtient une bonne cohérence entre les observations de terrain et les estimations. On peut donc conclure que la zone où se trouvent les plus forts dégâts coïncide avec la zone dans laquelle l'amplification

horizontale atteint son maximum. La méthode de B&P ne permet pas de déterminer la valeur de D_{Ax} tandis que le résultat de PS-92 montre une grande différence par rapport aux observations de terrain.

D'après les observations post-sismiques, les dégâts de structures sont peu ou pas observables sur les sites 1 et 2 qui sont à moins de 300 m de la pente. Ceci conduit à conclure que la zone affectée par les amplifications s'étend sur une distance de moins de 300 m. Les résultats des calculs numériques et des formules approchées (B&P et ANS) ont confirmé que cette extension (D_H) est de l'ordre de 100 à 170 m. Pour le code parasismique PS-92, cette distance est beaucoup sous-estimée, comme déjà montré dans les exemples du signal sismique de Kobe (3.1.4.1) et de Cerro Prieto (3.1.4.2).

Il faut noter que les formules de B&P ne permettent pas d'évaluer la distance D_{Ax}. De plus, pour calculer D_H, la méthode de B&P demande de connaître le nombre de cycle significatif du signal sismique (N) qu'on ne connaît pas. Le calcul a été alors effectué en appliquant les valeurs que les auteurs ont utilisées généralement dans leurs calculs N = 2÷4. Pour les estimations par ANS, comme déjà présenté dans le paragraphe précédent, la distance D_{Ax} est calculée d'après l'équation [39]. Dans le cas modélisé, il y a une seule zone d'amplification et celle-ci est localisée en crête du versant comme le montre la Figure 139. La distance D_H coïncide alors avec l'extension *Dxc* définie par la méthode des ANS.

Tableau 19. Comparaison entre la distance d'amplification maximale D_{Ax} et la distance affectée par les amplifications D_H déterminées par plusieurs méthodes

Méthodes	D_{Ax} **(m)**	D_H **(m)**
Observations de terrain	10÷50	<300
Simulations numériques	25	100
Estimations de B&P	-	127÷171
Estimations par ANS	18÷55	135
PS-92	0÷11	21

b. Versant multicouche

Un autre calcul numérique a été effectué sur un modèle de versant de multicouche. Ce modèle représente les conditions géologiques et géomécaniques similaires à celles du site 2 de la Figure 138. Le signal d'excitation est toujours de type Ricker avec une fréquence centrale de 3 Hz. Le taux d'amortissement est supposé égal à 5 %. Il faut se rappeler que les formules approchées sont applicables uniquement pour les versants homogènes. Dans le cas d'un versant multicouche, l'application de ces formules peut conduire à des sous-estimations car les effets liés aux forts contrastes d'impédance entre les couches ne sont pas pris en compte.

Dans cet exemple, on a essayé d'appliquer quand même les formules approchées à un versant multicouche pour évaluer les différences entre les résultats numériques et les estimations. On sait que la réponse sismique du versant est beaucoup affectée par la couche de surface qui est souvent de faible caractéristique mécanique. On considère alors cette couche comme la couche la plus importante qui contrôle la réponse sismique obtenue en surface. Sa vitesse ($V_{s,30}$) est donc utilisée dans les formules approchées. Ainsi, la valeur de V_s égale à 400m/s (site 2) est utilisée pour calculer les facteurs d'amplifications présentés dans le Tableau 20.

Pour le code parasismique PS-92, les valeurs sont calculées en se basant uniquement sur les caractères morphologiques du versant : la pente et la hauteur. La variation des caractéristiques géologiques et géomécaniques ne donne alors aucun effet sur les résultats calculés. Les valeurs présentées dans le Tableau 20 sont donc identiques à celles du Tableau 18 et du Tableau 19. Les valeurs des observations de terrain de D_{Ax} et D_H sont aussi identiques à celle du Tableau 19.

Tableau 20. Facteurs d'amplifications topographiques et distances D_{Ax}, D_H calculés par plusieurs méthodes pour un modèle multicouche du massif de la ville d'Adames (site 2) sous sollicitation d'un signal sismique de type Ricker

Méthodes	***Ax***	***Ay***	D_{Ax} **(m)**	D_H **(m)**
Observations de terrain	-	-	10÷50	<300
Simulations numériques	1.35	0.27	-	-
Estimations de B&P	1.27	0.16	-	149÷201
Estimations des ANS	1.20	0.22	13÷40	105
PS-92	1.10	-	0÷11	21

D'un point de vue général, toutes les estimations données par les formules approchées sont plus faibles que les résultats des simulations numériques. Cette différence s'explique par le fait que l'effet multicouche n'est pas pris en compte dans les approches simplifiées. Ceci montre que les conditions géologiques en général et les effets de multicouche en surface en particulier exercent une influence significative sur les facteurs d'amplification topographique. Pour approcher la réalité, il est donc important de prendre en compte tous ces effets qui entraînent sans doute une augmentation des amplifications dans tout le massif et notamment dans les couches de surface.

Les résultats numériques concernant les distances D_{Ax} et D_H du versant multicouche ne sont pas présentés dans les travaux de ces auteurs. Pour cette raison, on ne peut pas comparer avec les résultats approchés. En faisant la comparaison avec les observations de terrain, on voit que les résultats des ANS sont toujours cohérents et les résultats de PS-92 sont plus faibles comme déjà observé dans la partie précédente. Cependant, cette comparaison n'a pas beaucoup de sens car les intervalles des valeurs observées au terrain sont assez larges.

3.1.5. Conclusion

De nombreuses simulations numériques ont été réalisées, au cours desquelles on a fait varier la valeur des paramètres importants pour couvrir la gamme des valeurs usuelles dans la réalité. Une étude statistique des résultats obtenus a permis de déduire des formules approchées nommées les ANS. Elles sont utilisables pour estimer les critères d'interprétation des effets de site topographiques (*Ax*, *Ay*, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*) en fonction de la fréquence adimensionnelle (η), de la pente (α) et du taux d'amortissement (ξ).

La comparaison préliminaire avec les codes parasismiques (PS-92 et EC-8) montre que dans les conditions géomorphologiques souvent rencontrées en pratique, les valeurs du facteur d'amplification horizontale (*Ax*), données par les ANS, sont en général plus élevées que celles recommandées par les codes. De plus, ces codes parasismiques ne tiennent compte que des paramètres morphologiques du versant (hauteur et pente). Les formules approchées proposées dans ce travail ont, au contraire, pris en compte non seulement les paramètres morphologiques mais aussi les caractéristiques géomécaniques du massif ainsi que le contenu fréquentiel du signal sismique.

Les calculs réalisés sur des signaux sismiques mono-fréquentiels ou des signaux sismiques réels présentent des écarts relatifs, entre simulations numériques et formules approchées, souvent de l'ordre de 25 % pour les critères *Ax*, *Ay*, pS_{AS}, *Hx* et de 3 5% pour Dxc. Les approches proposées (ANS) sont mieux adaptées pour des signaux sismiques présentant une bande de fréquences prédominantes relativement étroite, avec une fréquence centrale bien marquée. Dans les autres cas, l'application de ces formules ne donne pas une estimation unique mais un intervalle de valeurs potentielles. La largeur de cet intervalle ne dépend pas seulement de la largeur de la bande de fréquences prédominantes mais aussi de la gamme des fréquences adimensionnelles correspondantes et du critère étudié. De plus, ces formules approchées sont applicables uniquement pour les massifs homogènes. Dans le cas où il existe plusieurs couches géologiques notamment avec des caractéristiques mécaniques bien différentes, l'utilisation des ANS peut entraîner des sous-estimations du phénomène.

3.2. Méthode de décomposition du signal sismique (MD)

3.2.1. Principe général de la méthode

L'évaluation du facteur d'amplification horizontale est une des étapes importantes pour évaluer des effets de site topographiques. Sa valeur peut être estimée en utilisant les ANS. Cependant, les approches proposées présentent encore des points faibles dans le cas de signal sismique de large bande de fréquences prédominantes. Pour surmonter ces faiblesses, il est nécessaire de développer une nouvelle méthode qui tient compte de l'intégralité du contenu fréquentiel du signal sismique, et non pas seulement d'une fréquence centrale comme c'est le cas dans les approches ANS.

Grâce à la transformation de Fourier, un signal complexe réel peut être décomposé en plusieurs ondes sinusoïdales élémentaires. Si l'on réussit à évaluer les impacts provoqués par chacune de ces ondes élémentaires, une combinaison de ces impacts par une méthode appropriée (par exemple suivant la proportion de l'énergie transportée par chaque onde élémentaire) serait prometteuse. Inspirée de ce principe, une méthode basée sur la décomposition du signal sismique a été développée. Cette méthode sert à estimer la valeur de l'amplification maximale dans un versant isolé soumis à un signal sismique de large bande de fréquences prédominantes.

3.2.2. Développement de la méthode

3.2.2.1. Influence du déphasage des ondes élémentaires

Quand un signal complexe est décomposé en ondes sinusoïdales élémentaires, outre la fréquence et l'amplitude de chaque onde, la phase joue aussi un rôle important. En effet, pour les mêmes ondes élémentaires (mêmes amplitudes, mêmes fréquences), c'est la différence des phases qui conduira à différents signaux combinés. L'objectif de cette partie est d'étudier si la combinaison des effets de site de chaque signal élémentaire est proche de l'effet de site obtenu par simulation numérique en appliquant le signal réel. Pour ce faire, une étude simple réalisée avec des signaux artificiels a été menée. En se basant sur le spectre de Fourier d'un signal sismique réel, un séisme de Sicile en Italie (Figure 140), on a sélectionné 10 ondes élémentaires dont les fréquences peuvent représenter de manière globale les caractéristiques principales de la bande de fréquences prédominantes du signal réel. Chaque onde est caractérisée par sa fréquence (F), son amplitude (A) et sa phase (φ). Différentes combinaisons ont été effectuées à partir de ces ondes en faisant varier la phase de chaque onde. Six combinaisons (C1÷C6) ont été retenues et sont présentées dans le Tableau 21. Les courbes des signaux combinés obtenues sont illustrées dans la Figure 141.

On observe globalement que la variation du déphasage des ondes élémentaires peut conduire à des signaux très différents aussi bien en forme qu'en amplitude (a_{max}).

Ces signaux artificiels ont été appliqués à des modèles de versant de mêmes caractéristiques géomorphologiques (H = 50 m, α = 50°, Vs = 500 m/s, ξ = 0 %). Les résultats obtenus, en termes des critères d'analyse, sont présentés dans le Tableau 22. Pour chaque critère, la dispersion des résultats est évaluée par le coefficient de variation (CV = écart-type/moyenne). D'un point de vue général, les valeurs de CV reliées aux facteurs d'amplification sont assez faibles (7÷18 %) par rapport aux autres critères (53÷79 %).

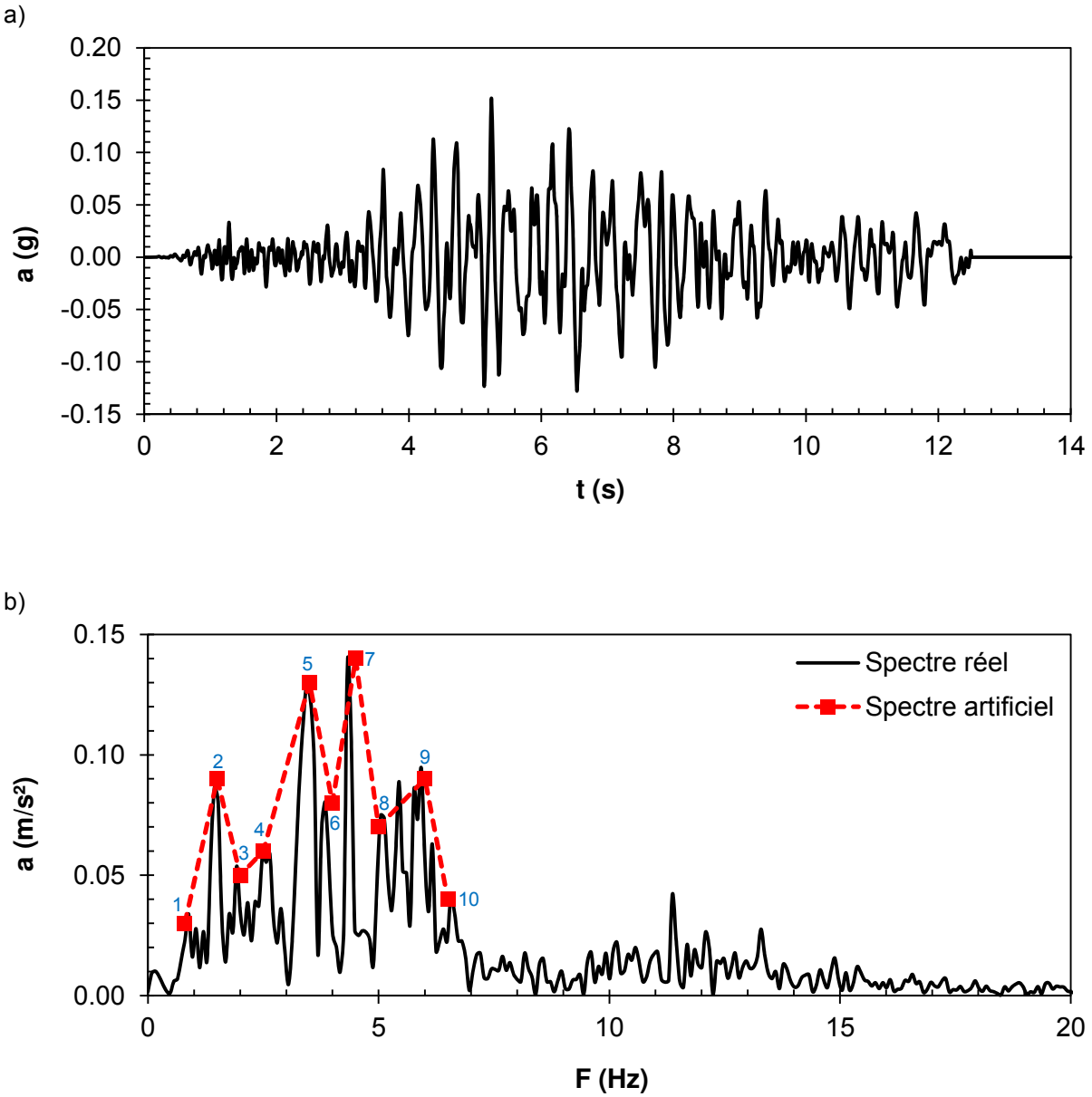


Figure 140. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Sicile (Italie) et les 10 ondes élémentaires choisies (spectre artificiel)

Des simulations identiques ont été faites sur trois autres modèles de versant de pente et de taux d'amortissement différents: 1) α = 70°, ξ = 0% ; 2) α = 50°, ξ = 5 % ; 3) α = 50°, ξ = 15 %. Les résultats sont présentés successivement dans le Tableau 23, le Tableau 24 et le Tableau 25. Les valeurs de *CV* calculées pour ces trois cas varient de 11 à 27 % pour les facteurs d'amplification et de 13 à 61 % pour les autres critères. Ces résultats montrent que le déphasage des ondes élémentaires a un impact moins important sur l'intensité des amplifications (*Ax*, *Ay*) que sur la taille des zones d'amplification (pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*). De plus, entre les deux facteurs d'amplification, cette influence est plus stable pour le facteur d'amplification horizontale (*Ax*) que le facteur d'amplification verticale (*Ay*), *CV* = 18÷21 % pour *Ax*-1 comparée à 7÷27 % pour Ay.

Tableau 21. Différentes combinaisons des phases des ondes élémentaires

N°	F_i (Hz)	A_i (m/s²)	φ_i					
1	0.8	0.03	0	0	π	0	π	π
2	1.5	0.09	0	π	π	π	π	π
3	2.0	0.05	0	0	0	π	π	π
4	2.5	0.06	0	0	0	π	0	π
5	3.5	0.13	0	0	0	0	π	π
6	4.0	0.08	0	0	0	π	0	0
7	4.5	0.14	0	0	0	0	0	0
8	5.0	0.07	0	0	0	π	π	π
9	6.0	0.09	0	0	π	π	π	π
10	6.5	0.04	0	0	π	π	π	π
Combinaison			**C1**	**C2**	**C3**	**C4**	**C5**	**C6**

Tableau 22. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant **α = 50°, ξ = 0 %**

Critères	Combinaison						*CV*(%)
	C1	C2	C3	C4	C5	C6	
***Ax*-1**	0.19	0.21	0.13	0.20	0.23	0.18	**18**
Ay	0.38	0.43	0.44	0.46	0.44	0.46	**7**
pS_{AS}	0.12	0.08	0.04	0.07	0.02	0.06	**53**
Hx*/*H	0.11	0.06	0.01	0.02	0.16	0.07	**79**
Dxc*/*H	2.2	3.3	4.5	4.5	8.5	15	**75**

Tableau 23. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α **= 70°,** ξ **= 0 %**

Critères	Combinaison						*CV*(%)
	C1	C2	C3	C4	C5	C6	
***Ax*-1**	0.19	0.18	0.14	0.21	0.24	0.24	**19**
Ay	0.53	0.63	0.69	0.72	0.63	0.70	**11**
pS_{AS}	0.05	0.04	0.03	0.04	0.09	0.03	**48**
Hx*/*H	0.12	0.10	0.08	0.05	0.17	0.11	**38**
Dxc*/*H	2.4	3.5	4.6	11.5	8.7	11.2	**57**

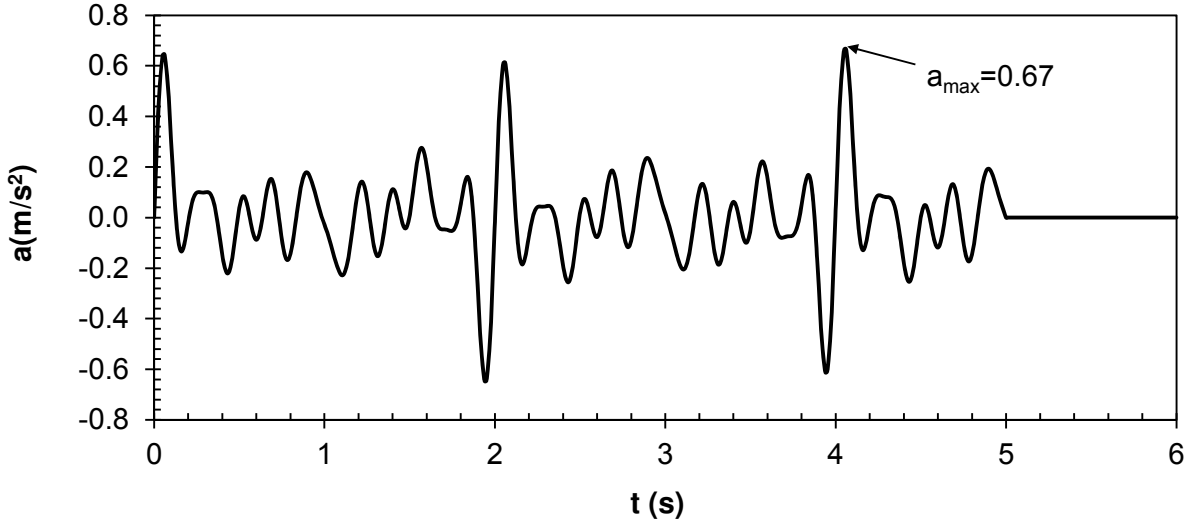
Tableau 24. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α **= 50°,** ξ **=5 %**

Critères	Combinaison						*CV*(%)
	C1	C2	C3	C4	C5	C6	
***Ax*-1**	0.14	0.17	0.18	0.22	0.17	0.23	**18**
Ay	0.29	0.41	0.49	0.44	0.42	0.44	**16**
pS_{AS}	0.17	0.16	0.18	0.14	0.26	0.25	**26**
Hx*/*H	0.14	0.14	0.14	0.13	0.21	0.19	**21**
Dxc*/*H	2.7	2.6	6.4	2.4	3.7	9.3	**61**

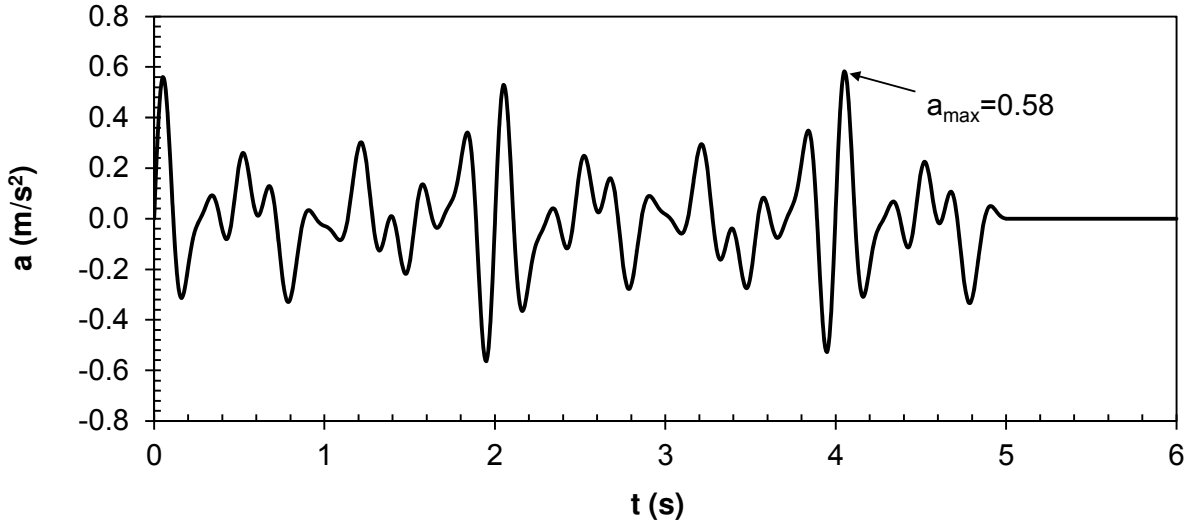
Tableau 25. Valeurs des critères d'analyse obtenues par application de différents signaux sismiques combinés dans le cas du versant α **= 50°,** ξ **= 15 %**

Résultats	Combinaison						*CV*(%)
	C1	C2	C3	C4	C5	C6	
***Ax*-1**	0.10	0.10	0.10	0.15	0.12	0.16	**22**
Ay	0.20	0.35	0.49	0.33	0.37	0.34	**27**
pS_{AS}	0.29	0.25	0.31	0.35	0.29	0.44	**21**
Hx*/*H	0.28	0.25	0.27	0.29	0.27	0.38	**16**
Dxc*/*H	3.2	3.0	3.0	4.0	2.9	3.5	**13**

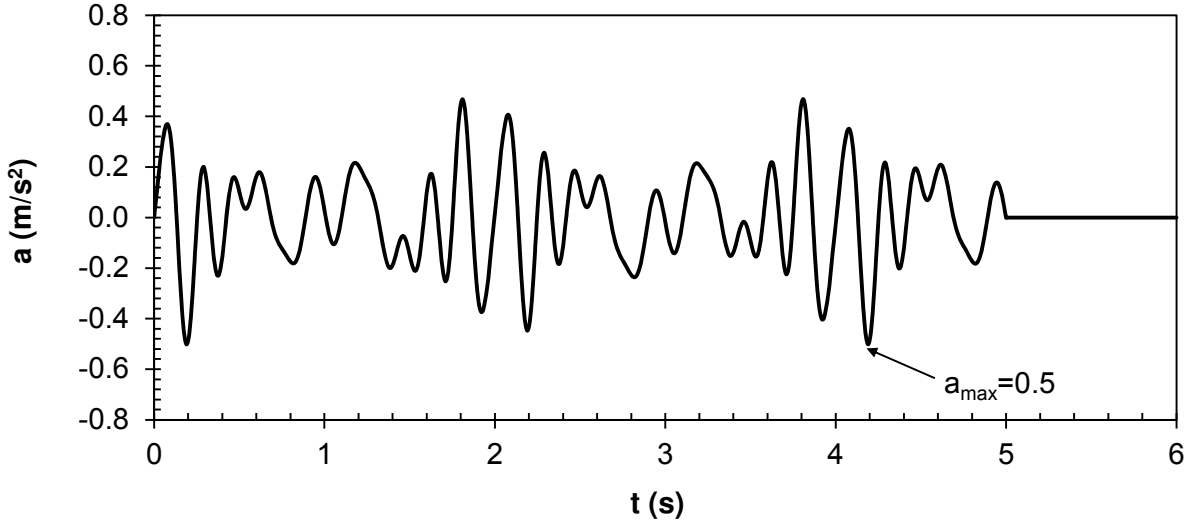
a) C1


0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
-0.2
-0.4
-0.6
-0.8
a(m/s²)
0
1
2
3
4
5
6
t (s)
a_max=0.67

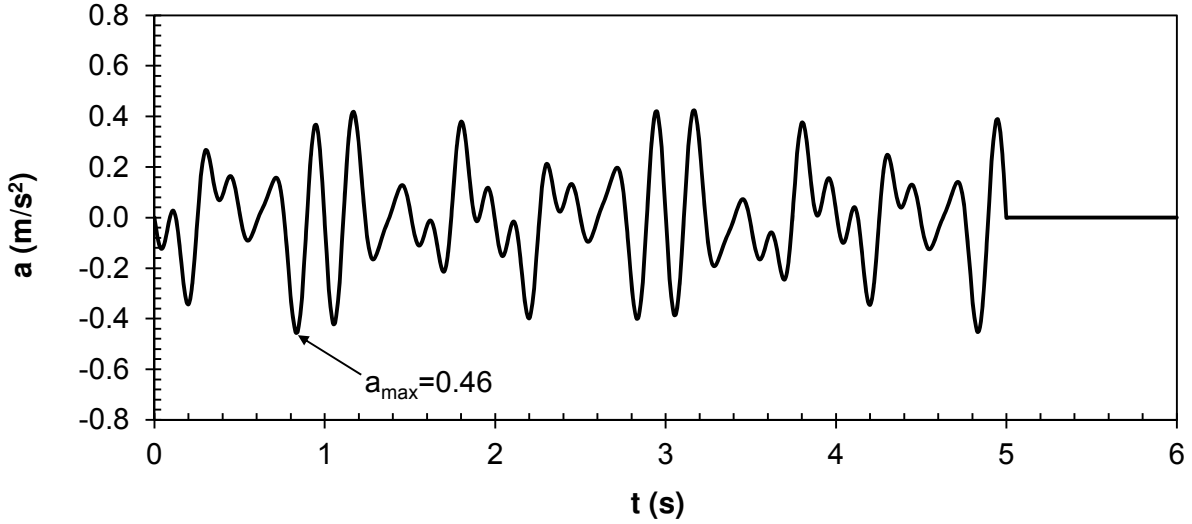
b) C2


0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
-0.2
-0.4
-0.6
-0.8
a (m/s²)
0
1
2
3
4
5
6
t (s)
a_max=0.58

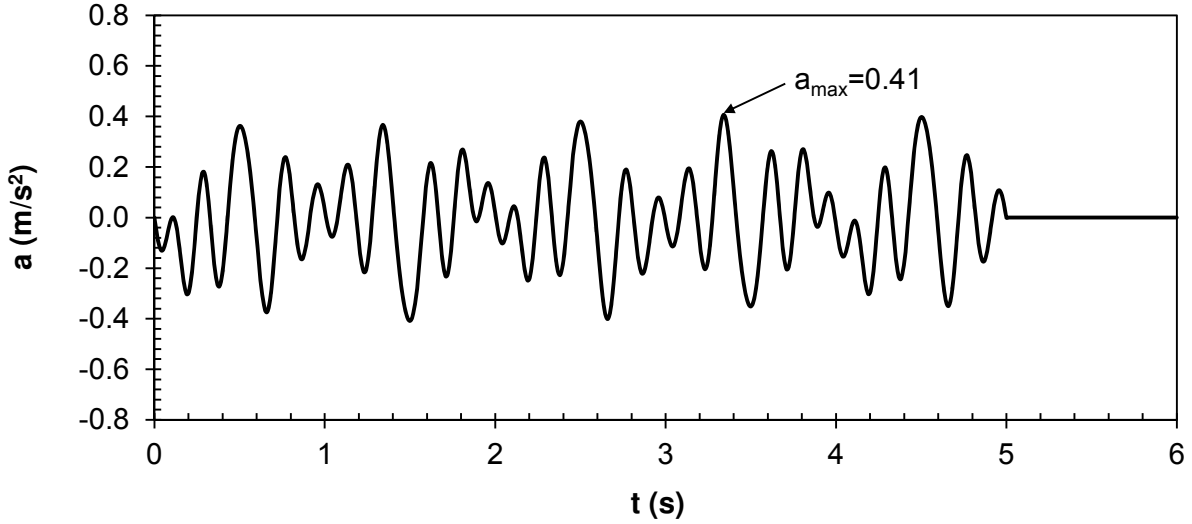
c) C3


0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
-0.2
-0.4
-0.6
-0.8
a (m/s²)
0
1
2
3
4
5
6
t (s)
a_max=0.5

d) C4



e) C5



f) C6

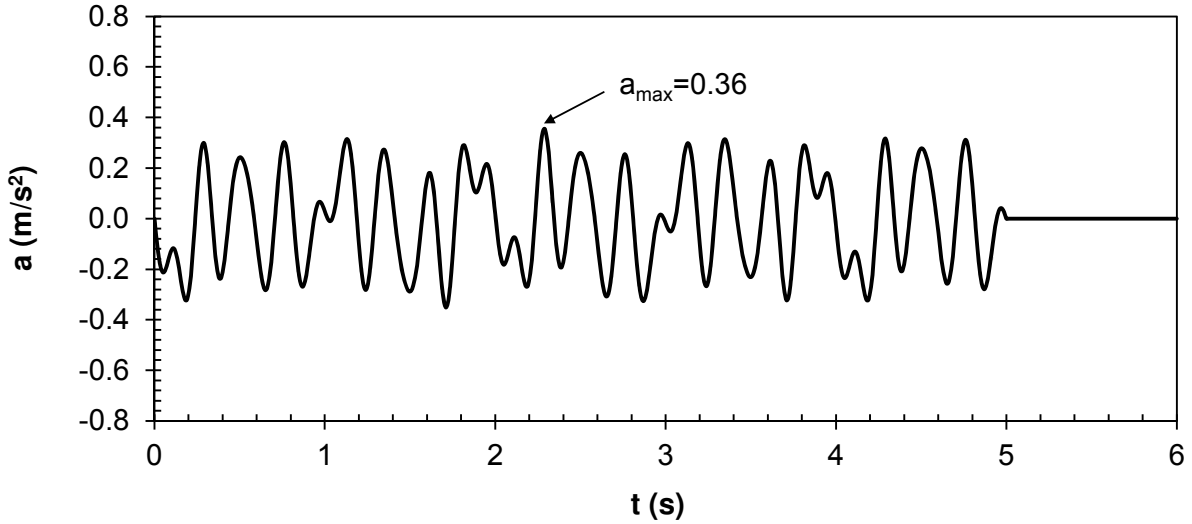


Figure 141. Signaux artificiels composés à partir de 10 ondes élémentaires pré-choisies et différentes combinaisons des phases

3.2.2.2. Approche du facteur d'amplification horizontale Ax

Les résultats obtenus dans la partie précédente sont présentés dans le graphique de la Figure 142*a*.

Pour rappel, les 6 signaux artificiels combinés à partir des 10 ondes élémentaires ont été utilisés respectivement comme source de sollicitation. Pour chaque simulation, un signal combiné d'amplitude a_{max} est utilisé pour solliciter un modèle de versant avec H = 50 m, α = 50°, Vs = 500 m/s.

On sait que s'il y a effet de site, l'accélération maximale obtenue en surface du versant (PGA) peut être déterminée en majorant l'accélération maximale du site de référence (PGA_{ref}) par un facteur d'amplification Ax. De plus, si l'amortissement du matériau constituant le versant est négligeable (ξ = 0 %), le PGA_{ref} est égal à deux fois l'amplitude de l'onde incidente. La relation entre le PGA du site étudié et l'amplitude du signal de sollicitation a_{max} est ainsi établie et représentée par l'équation [52].

$$PGA = Ax.PGA_{ref} = Ax\left[2a_{\max}\right] \qquad [52]$$

Le produit de Ax et a_{max} est noté P_A comme présenté dans l'équation [53]. Ce coefficient représente la moitié de la quantité de PGA obtenue sur le site de versant.

$$P_A = Ax \times a_{\max} = 0.5PGA \qquad [53]$$

Le calcul numérique est répété avec 6 signaux de sollicitation différents. Il faut rappeler que ces 6 signaux artificiels ont le même spectre de Fourier car ils résultent de la combinaison des mêmes ondes élémentaires. Les résultats de calcul sont présentés dans le graphique de la Figure 142*a* dans lequel a_{max} est l'amplitude du signal incident et P_A est la moitié de PGA obtenu sur le versant sous la sollicitation de ce signal. On voit que la relation est quasiment linéaire. Les calculs ont été répétés sur un autre versant de pente différente (α=70°) et on obtient le même résultat (Figure 142*b)*.

On a décidé d'étendre les calculs à des modèles de versant constitué de matériau avec amortissement non négligeable (ξ=5% et 15%). Les résultats présentés dans les graphiques de la Figure 142*c* et *d* montrent que la relation entre a_{max} et P_A est toujours presque linéaire. Il faut noter que dans le cas où l'amortissement est non nul, le coefficient P_A n'a aucun sens physique. Il est le produit de Ax et a_{max} mais celui-ci n'est pas égal à la moitié de PGA obtenu sur le site étudié. On peut conclure que les signaux résultant de combinaisons des mêmes ondes élémentaires produisent des effets de site topographiques différents mais il existe toujours une relation entre eux. Celle-ci peut se présenter sous forme d'une relation linéaire entre a_{max} et P_A :

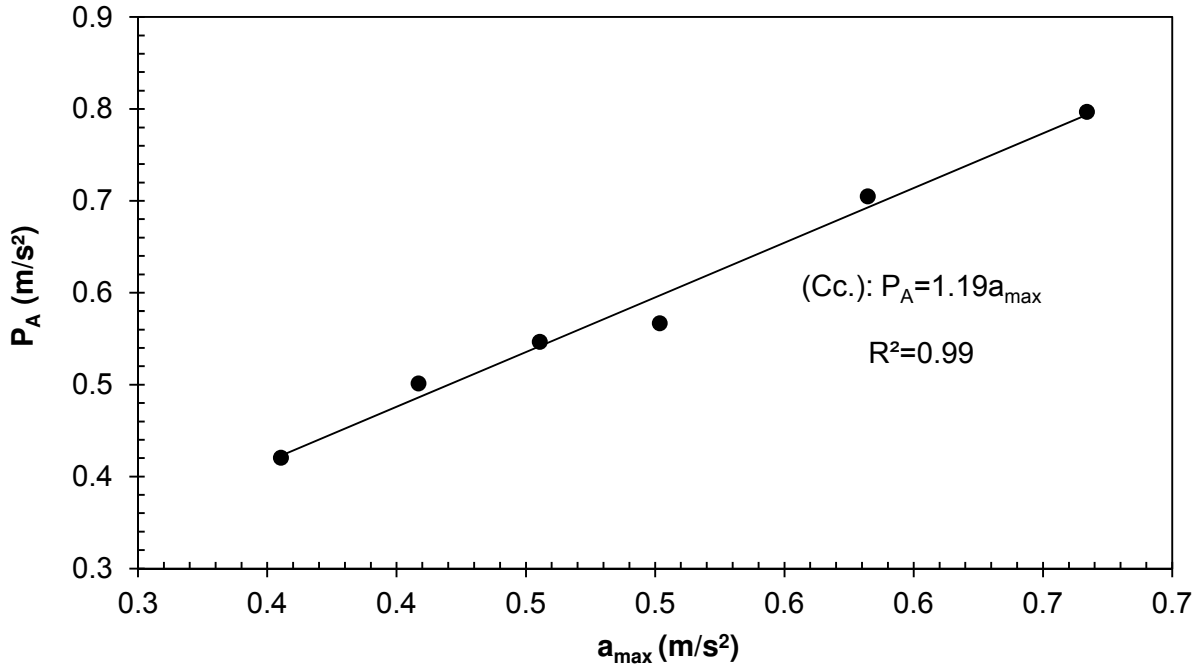
$$P_A = ka_{\max} \qquad [54]$$

La connaissance de l'équation P_A=$k.a_{max}$ est intéressante car elle peut être utilisée pour évaluer la valeur de Ax (équation [55]) quand l'amplitude a_{max} du signal d'excitation est

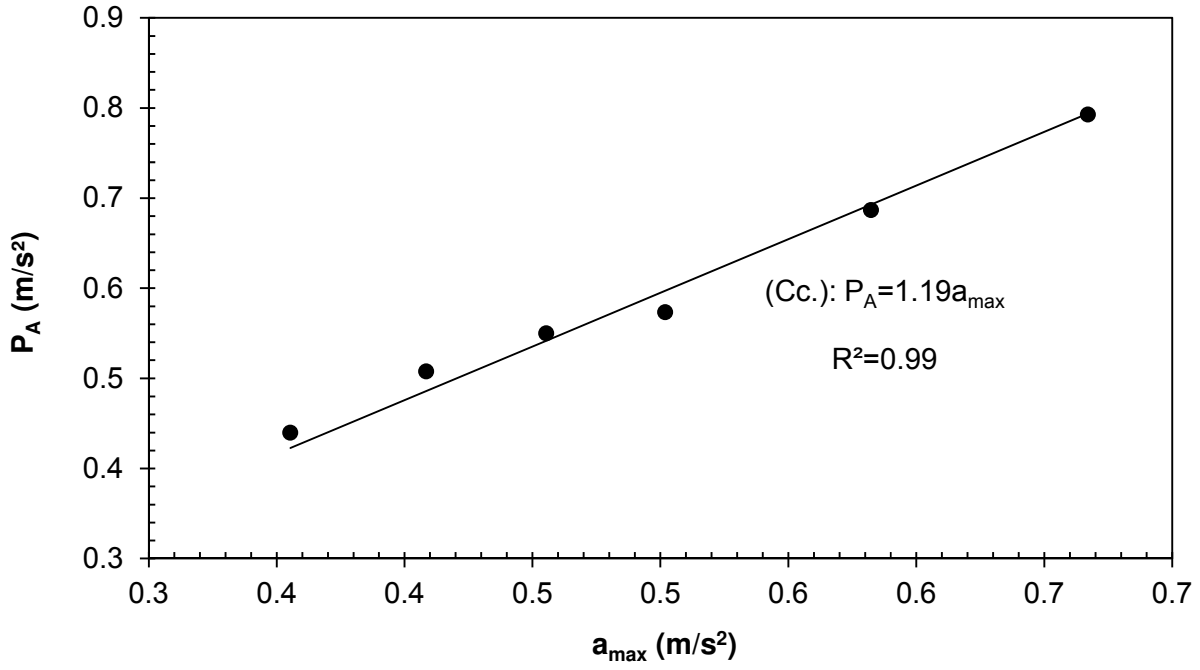
connue. Plus précisément, pour tous les signaux combinés à partir des mêmes ondes élémentaires (même spectre de Fourier), quelle que soit la combinaison de ces ondes, si l'on connaît l'amplitude du signal combiné et sa relation intrinsèque avec le site qui est représentée par l'équation $P_A=k.a_{max}$, on peut calculer le facteur d'amplification produit par ce signal sur le site correspondant. La question posée est de savoir comment faire pour déterminer cette relation intrinsèque.

$$Ax = \frac{P_A}{a_{\max}} = k \qquad [55]$$

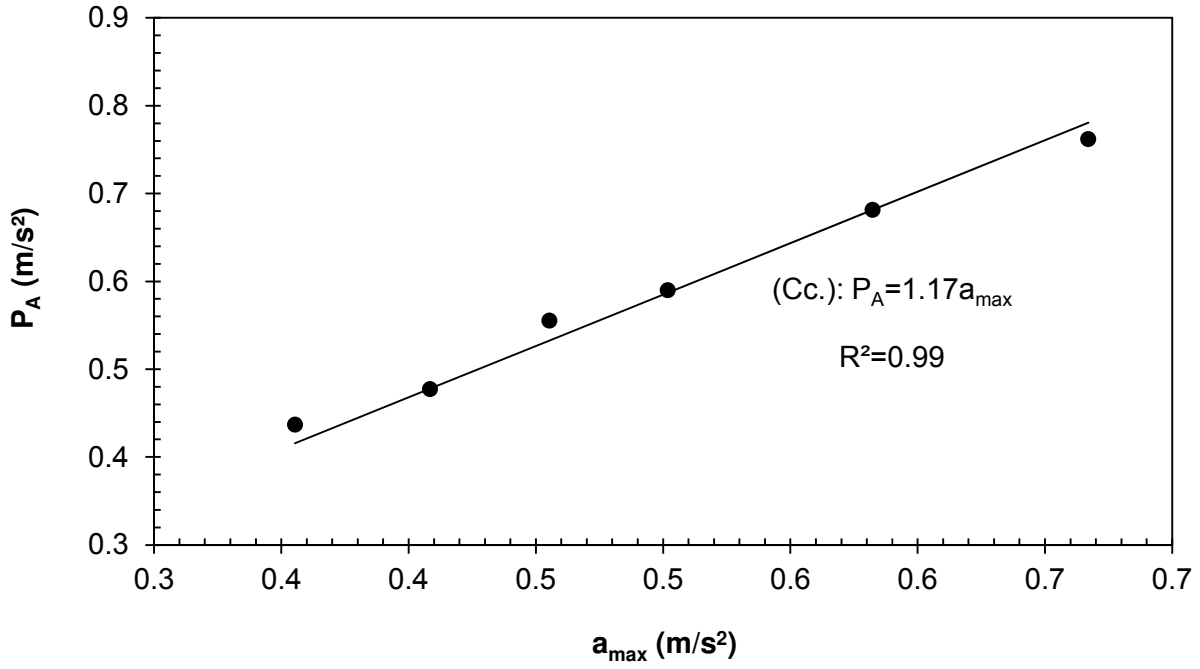
a) α=50°, ξ=0%



b) α=70°, ξ=0%



c) α=50°, ξ=5%



d) α=50°, ξ=15%

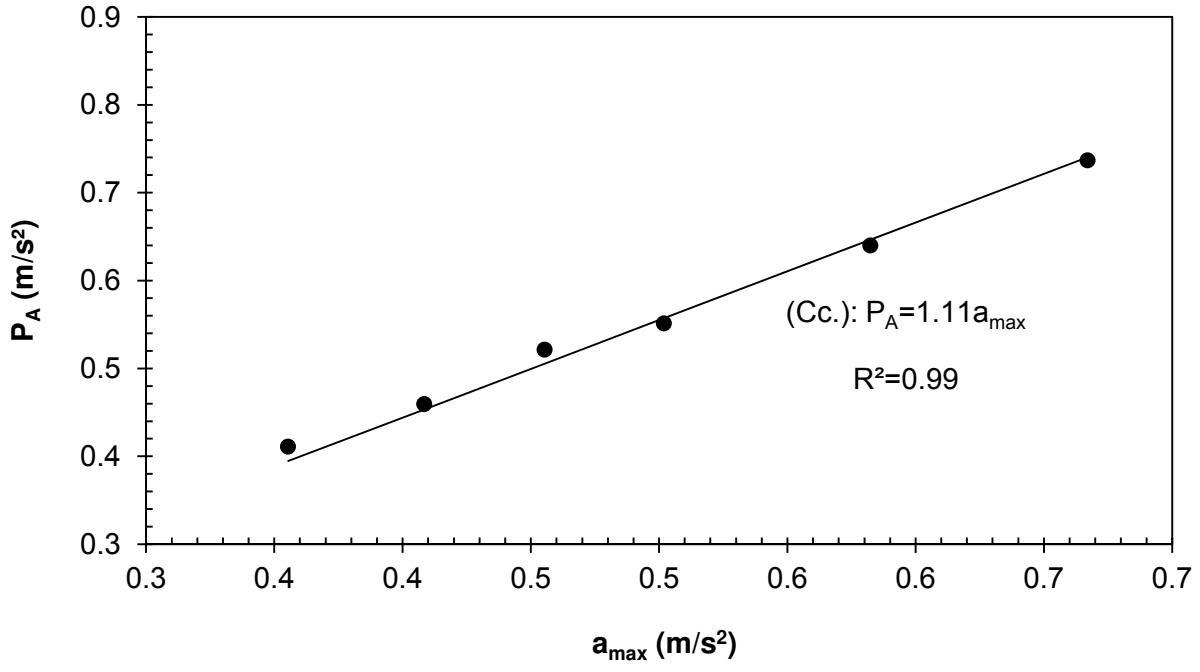


Figure 142. Relations linéaires entre P_A et a_{max} pour différents modèles de versant sous sollicitation de 6 signaux combinés de mêmes ondes élémentaires

Dans cette méthode, on fait l'hypothèse que l'impact total causé par le signal réel (ou combiné) est la somme de la contribution des ondes élémentaires. D'après cette hypothèse, le PGA produit par un signal multi-fréquentiel est alors considéré comme la somme des effets causés par chacune des ondes élémentaires mono-fréquentielles. La Figure 143 présente un exemple dans lequel le signal de sollicitation est composé de 4 ondes élémentaires. Alors, le PGA obtenu, situé au point x_0, est égal à la somme des accélérations générées par chacune des ondes élémentaires à ce point (équation [56]).

$$PGA = a_1 + a_2 + a_3 + a_4 = \sum_{i=1}^{4} a_i\left(x_0\right) \qquad [56]$$

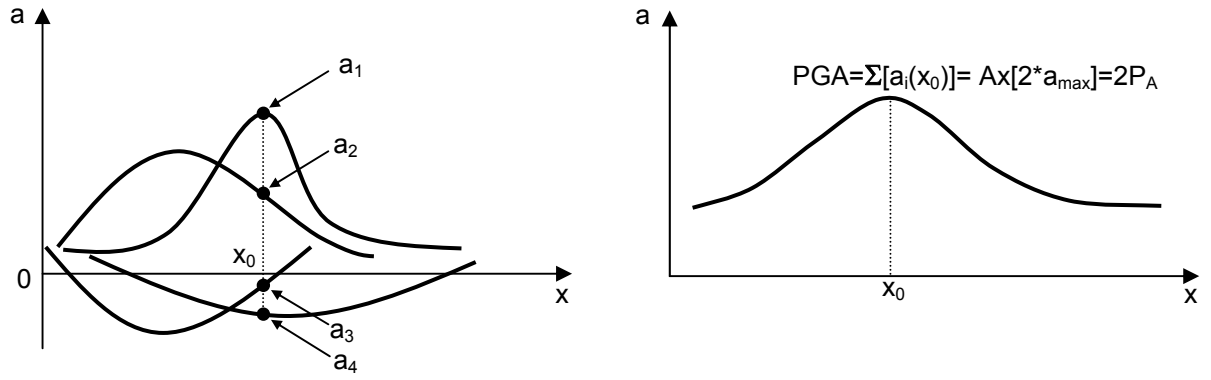
En considérant l'équation [52] et l'équation [56], on a :

$$PGA = \sum_{i=1}^{4} a_i\left(x_0\right) = Ax\left[2a_{\max}\right] \qquad [57]$$

D'après l'équation [53], le produit $Ax[a_{max}]$ est représenté par le coefficient P_A. Alors, on a une relation plus générale comme présenté dans l'équation [58] :

$$PGA = \sum_{i=1}^{n} a_i\left(x_0\right) = Ax\left[2a_{\max}\right] = 2P_A \qquad [58]$$

$a_i(x_0)$: accélération de l'onde élémentaire i au point x_0 (point où on veut évaluer PGA)
n : nombre des ondes élémentaires mono-fréquentielles
Ax : facteur d'amplification maximale
a_{max} : amplitude du signal d'excitation composé de n ondes élémentaires
P_A : coefficient déterminé par le produit de Ax et a_{max}



a) Contribution de chaque onde élémentaire

b) Effet total (signal mesuré en surface)

Figure 143. Schéma illustrant l'hypothèse de la contribution des ondes élémentaires

Dans le but de déterminer la relation linéaire intrinsèque entre P_A et a_{max} (équation [54]), on doit avoir au moins deux couples de valeurs (P_A, a_{max}). En général, pour chaque cas étudié, on connaît l'amplitude du signal appliqué (a_{max}). Alors, il reste à déterminer P_A. D'après l'équation [58], il y a deux voies pour déterminer la valeur de P_A, soit par la somme $\sum a_i$, soit par le produit $Ax.a_{max}$.

a. *Première méthode de détermination de la droite intrinsèque P_A=k.a_{max}*

Cette méthode nécessite de disposer d'un outil numérique. On lance des simulations numériques et on calcule directement le facteur d'amplification *Ax*. De cette manière, on obtient la valeur de P_A et ensuite le couple (a_{max}, P_A). En faisant varier la phase des ondes élémentaires, on construira un nouveau signal combiné avec une nouvelle amplitude a_{max}. En suivant la même procédure, on obtient le deuxième point (a_{max}, P_A). Les calculs sont répétés jusqu'à ce qu'on dispose de suffisamment de points pour tracer la droite P_A=k.a_{max}. Cette méthode permet de déterminer la droite de tendance de la manière la plus précise possible car elle est construite à partir des résultats donnés par les simulations numériques. Cette droite est notée droite de calcul ou Cc.

b. *Deuxième méthode de détermination de la droite intrinsèque P_A=k.a_{max}*

Cette méthode ne nécessite pas de faire des simulations numériques. Le calcul de P_A est réalisé par l'intermédiaire des calculs de $a_i(x_0)$. On suppose qu'**il existe une phase pour chacune des ondes élémentaires pour que l'accélération extrême (maximale ou minimale) produite par chaque onde soit localisée au point x_0 (hypothèse A)** comme montré dans la Figure 144. Il faut se rappeler que, dans le cas où le signal incident contient uniquement une onde élémentaire *i* (signal mono-fréquentiel), la valeur absolue de l'accélération extrême produite par cette onde $a_i(x_0)$ est appelé le PGA_i. Ainsi, on a :

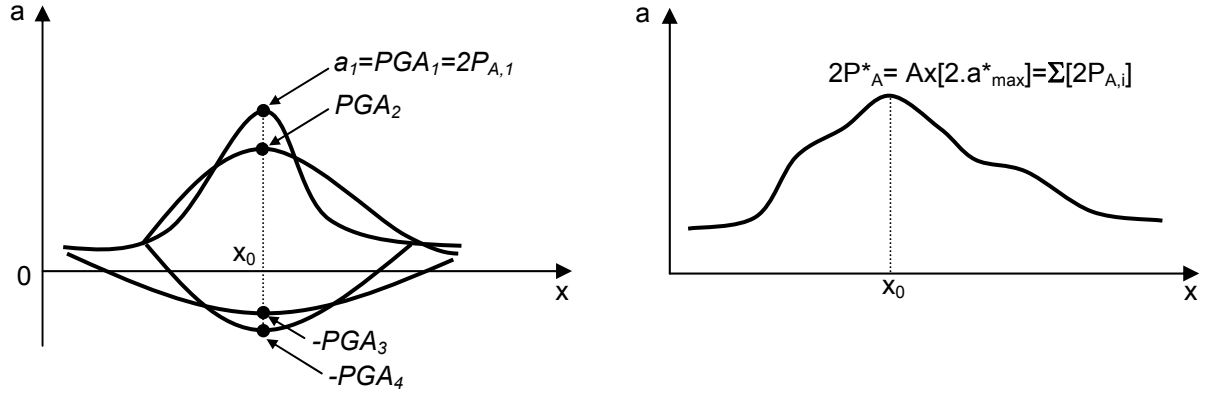
$$\begin{cases} a_i\left(x_0\right) = PGA_i = 2P_{A,i} = Ax_i\left[2a_{\max,i}\right] \text{ si } a_i(x_0) > 0 \\ a_i\left(x_0\right) = -PGA_i = -2P_{A,i} = -Ax_i\left[2a_{\max,i}\right] \text{ si } a_i(x_0) < 0 \end{cases} \quad [59]$$

Dans l'équation [59], $a_{max,i}$ et Ax_i sont respectivement l'amplitude de l'onde élémentaire *i* et l'amplification produite uniquement par cette onde. Alors, au lieu de calculer $\sum a_i\left(x_0\right)$, on peut calculer $\sum Ax_i\left[2a_{\max,i}\right]$. L'avantage de ce transfert est que la valeur de Ax_i peut être estimée rapidement en utilisant les ANS développées dans la partie 3.1.2.1. Une fois qu'on a trouvé la somme $\sum a_i\left(x_0\right)$, la valeur de P_A du signal combiné sera déterminée en divisant cette somme par deux (équation [58]). Le premier point (a_{max}, P_A) est ainsi déterminé.

Ce point devrait être théoriquement situé sur la droite Cc (droite intrinsèque P_A=k.a_{max} déterminée par la première méthode en utilisant les résultats des simulations

numériques). Cependant, après plusieurs essais, on constate que ce point est souvent loin de cette droite. Ce résultat démontre que l'hypothèse A n'est pas bonne, autrement dit il n'existe pas dans la réalité les phases appropriées pour que les effets extrêmes aient lieu tous au même endroit. Donc, les phases évoquées dans l'hypothèse A sont appelées les phases fictives. Les valeurs de a_{max} et P_A obtenues par la combinaison des ondes élémentaires avec les phases fictives sont notées respectivement a^*_{max} et P^*_A.

Pour chaque onde élémentaire *i*, on a supposé pouvoir changer sa phase fictive de manière que l'accélération maximale produite par cette onde ($a_i(x_0) > 0$) puisse devenir l'accélération minimale ($a_i(x_0) < 0$). Ainsi, au lieu d'obtenir la valeur PGA_i au point x_0, on obtient alors $-PGA_i$. Donc, chaque fois que l'on change la valeur PGA d'une ou des ondes élémentaires de positif à négatif, on obtient un autre point (a^*_{max},P^*_A). En répétant cette procédure, on obtient plusieurs points (a^*_{max},P^*_A). Bien que ces points ne se situent pas sur la droite Cc, leur analyse graphique a conduit à un résultat intéressant: ***la relation de a^*_{max} et P^*_A est également linéaire, et surtout cette droite (notée droite d'estimation ou Est.) est toujours parallèle ou presque à la droite Cc***.



a) Contribution de chaque onde élémentaire

b) Effet total (signal mesuré en surface)

Figure 144. Schéma illustrant l'hypothèse de la contribution des ondes élémentaires en utilisant la combinaison des phases fictives

À titre d'illustration, un calcul détaillé a été réalisé. Les dix ondes élémentaires du Tableau 21 ont été réutilisées dans ces calculs. Quatre modèles de versant ont été considérés.

1) H = 50 m, Vs = 500 m/s, α **= 50°**, ξ**= 0 %**
2) H = 50 m, Vs = 500 m/s, α **= 70°**, ξ**= 0 %**
3) H = 50 m, Vs = 500 m/s, α **= 50°**, ξ**= 5 %**
4) H = 50 m, Vs = 500 m/s, α **= 50°**, ξ**= 7 %**

La procédure se présente en deux grands étapes : la première étape concerne les calculs pour obtenir les couples de valeurs (a^*_{max}, P^*_A) et la deuxième est l'analyse ces points sur le graphique ainsi que la recherche des modifications nécessaires pour s'approcher du résultat numérique.

- Première étape : on fait des combinaisons comme celles qui sont présentées dans le Tableau 26. Pour chaque onde élémentaire caractérisée par sa fréquence F_i et son amplitude $a_{max,i}$, la valeur du facteur d'amplification Ax_i est déterminée en appliquant les ANS. À titre d'exemple, pour le premier modèle de versant, les valeurs d'amplification calculées sont présentées dans le Tableau 27. La valeur de $P_{A,i}$ de l'onde élémentaire *i* est calculée par le produit entre $a_{max,i}$ et Ax_i (équation [53]). Pour chaque combinaison, la somme des $a_{max,i}$ et des $P_{A,i}$ donne respectivement $a^*_{max,i}$ et $P^*_{A,i}$ dont les valeurs (pour le 1er cas du modèle de versant) sont présentées dans le Tableau 28.

Tableau 26. Combinaisons envisagées pour les 10 ondes élémentaires choisies

F	Ax	Combinaisons									
		1		2		3		4		5	
F_1	Ax_1	$a_{max,1}$	$P_{A,1}$	$-a_{max,1}$	$-P_{A,1}$	$-a_{max,1}$	$-P_{A,1}$	$-a_{max,1}$	$-P_{A,1}$	$-a_{max,1}$	$-P_{A,1}$
F_2	Ax_2	$a_{max,2}$	$P_{A,2}$	$-a_{max,2}$	$-P_{A,2}$	$-a_{max,2}$	$-P_{A,2}$	$-a_{max,2}$	$-P_{A,2}$	$-a_{max,2}$	$-P_{A,2}$
F_3	Ax_3	$a_{max,3}$	$P_{A,3}$	$a_{max,3}$	$P_{A,3}$	$-a_{max,3}$	$-P_{A,3}$	$-a_{max,3}$	$-P_{A,3}$	$-a_{max,3}$	$-P_{A,3}$
F_4	Ax_4	$a_{max,4}$	$P_{A,4}$	$a_{max,4}$	$P_{A,4}$	$a_{max,4}$	$P_{A,4}$	$-a_{max,4}$	$-P_{A,4}$	$-a_{max,4}$	$-P_{A,4}$
F_5	Ax_5	$a_{max,5}$	$P_{A,5}$	$a_{max,5}$	$P_{A,5}$	$a_{max,5}$	$P_{A,5}$	$a_{max,5}$	$P_{A,5}$	$-a_{max,5}$	$-P_{A,5}$
F_6	Ax_6	$a_{max,6}$	$P_{A,6}$	$a_{max,6}$	$P_{A,6}$	$a_{max,6}$	$P_{A,6}$	$a_{max,6}$	$P_{A,6}$	$a_{max,6}$	$P_{A,6}$
F_7	Ax_7	$a_{max,7}$	$P_{A,7}$	$a_{max,7}$	$P_{A,7}$	$a_{max,7}$	$P_{A,7}$	$a_{max,7}$	$P_{A,7}$	$a_{max,7}$	$P_{A,7}$
F_8	Ax_8	$a_{max,8}$	$P_{A,8}$	$a_{max,8}$	$P_{A,8}$	$a_{max,8}$	$P_{A,8}$	$a_{max,8}$	$P_{A,8}$	$a_{max,8}$	$P_{A,8}$
F_9	Ax_9	$a_{max,9}$	$P_{A,9}$	$a_{max,9}$	$P_{A,9}$	$a_{max,9}$	$P_{A,9}$	$a_{max,9}$	$P_{A,9}$	$a_{max,9}$	$P_{A,9}$
F_{10}	Ax_{10}	$a_{max,10}$	$P_{A,10}$	$a_{max,10}$	$P_{A,10}$	$a_{max,10}$	$P_{A,10}$	$a_{max,10}$	$P_{A,10}$	$a_{max,10}$	$P_{A,10}$
Σ		$a^*_{max,1}$	$P^*_{A,1}$	$a^*_{max,2}$	$P^*_{A,2}$	$a^*_{max,3}$	$P^*_{A,3}$	$a^*_{max,4}$	$P^*_{A,4}$	$a^*_{max,5}$	$P^*_{A,5}$

Tableau 27. Amplification horizontale maximale correspondant à chaque onde élémentaire (exemple de calcul pour le premier cas du modèle de versant)

	Numéro des ondes élémentaires									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
F_i (Hz)	0.8	1.5	2.0	2.5	3.5	4.0	4.5	5.0	6.0	6.5
$a_{max,i}$ (m/s²)	0.03	0.09	0.05	0.06	0.13	0.08	0.14	0.07	0.09	0.04
Ax_i	1.13	1.21	1.25	1.29	1.32	1.35	1.37	1.40	1.44	1.46

Tableau 28. Valeurs de a^*_{max} et P^*_A correspondant à chaque combinaison (exemple de calcul pour le premier cas du modèle de versant)

	Combinaisons				
	1	**2**	**3**	**4**	**5**
a^*_{max} (m/s²)	0.78	0.54	0.44	0.32	0.06
P^*_A (m/s²)	1.01	0.73	0.61	0.46	0.13

- Deuxième étape : pour chaque combinaison choisie, on a donc un point (a^*_{max}, P^*_A). Chaque graphique dans la Figure 145 présente les résultats correspondant à un modèle de versant. Les points (a_{max}, P_A) obtenus avec les simulations numériques ainsi que sa droite de tendance (droite Cc) sont également présentés dans le graphique. On observe que :
  - Les points fictifs (a^*_{max}, P^*_A) ne se situent pas sur la droite (Cc).
  - Ces points (a^*_{max}, P^*_A) sont aussi distribués selon une droite (droite Est.) qui en général ne passe pas par l'origine.
  - La droite (Est.) est subparallèle à la droite (Cc).

  Théoriquement, la droite (Est.) devrait passer par l'origine des coordonnées car quand il n'y a pas de sollicitation sismique ou autrement dit, il n'y a pas d'onde incidente ($a^*_{max} = 0$), il n'y a pas d'effet de site topographique ($P^*_A = 0$). Cependant, la plupart des droites (Est.) dans la Figure 145 ne passent pas par l'origine ($a^*_{max} = 0$ mais $P^*_A \neq 0$). Ceci peut être dû:
  - Aux erreurs numériques : discrétisation du signal sismique, taille des mailles, dimension du maillage, arrondi décimal,…
  - Au fait que l'hypothèse A n'est pas bonne.

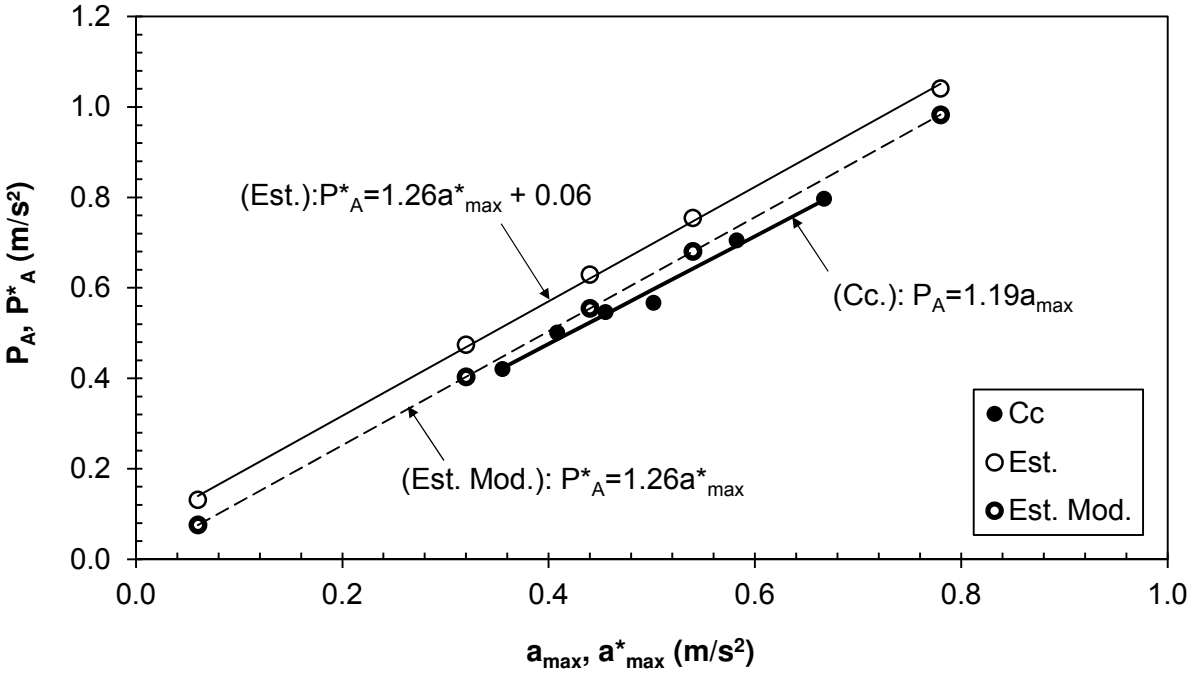
  Donc, il est important de modifier la droite (Est.) pour qu'elle passe par l'origine. De plus, comme observé dans la Figure 145, les droites (Est.) sont subparallèles aux droites (Cc). Il est suffisant de déplacer la droite (Est.), en gardant la même pente, pour qu'elle passe par l'origine. On obtient ainsi la nouvelle droite, nommée la droite d'estimation modifiée (Est. Mod.), qui est très proche de la droite (Cc) (voire confondue avec) comme montré dans la Figure 145. Il est donc possible d'utiliser cette nouvelle droite pour calculer approximativement le facteur d'amplification en appliquant l'équation [60].

$$Ax = \frac{P^*_A}{a^*_{\max}} = k \qquad [60]$$

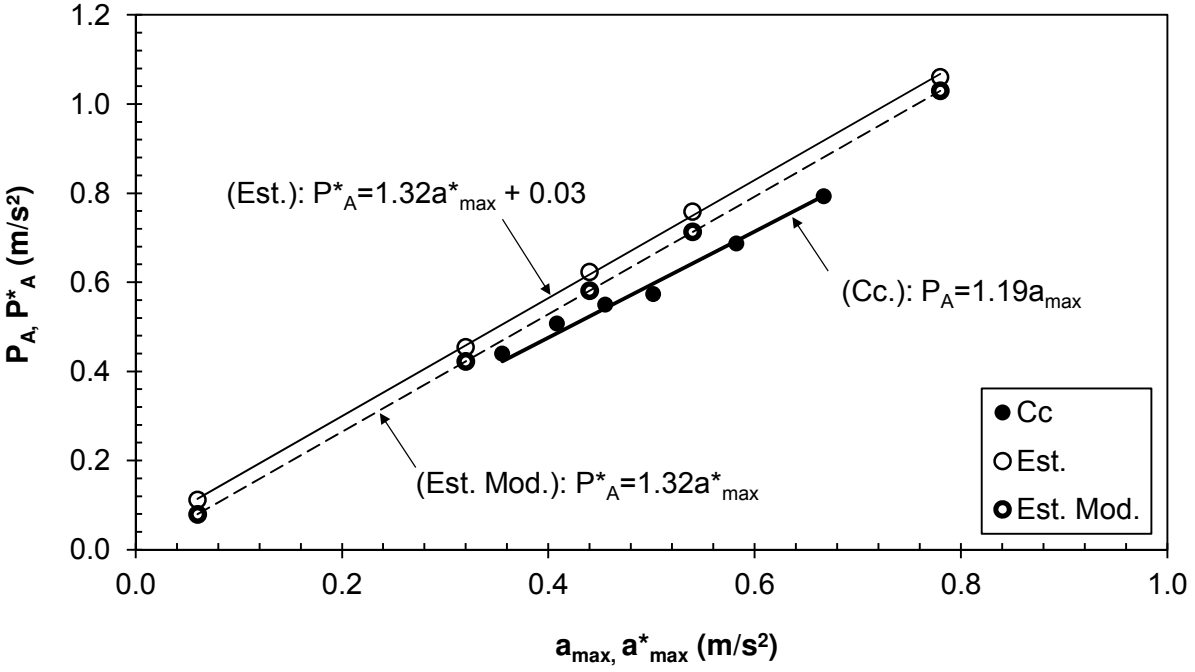
De plus, Il est nécessaire de noter que, pendant l'étape de calcul des valeurs de Ax (en utilisant l'équation [34]) pour chaque onde élémentaire (valeur de Ax_i dans le Tableau 27), la prise en compte de l'effet de résonance, caractérisé par le coefficient m_r (équation [37]) peut être négligée. Pour un signal sismique de large bande de fréquences prédominantes, la modification des valeurs de Ax pour quelques ondes élémentaires n'a pas d'influence

significative sur le résultat final. En effet, la prise en compte ou non du coefficient de résonance m_r ne change pas de manière considérable les équations des droites (Cc) et (Est.).

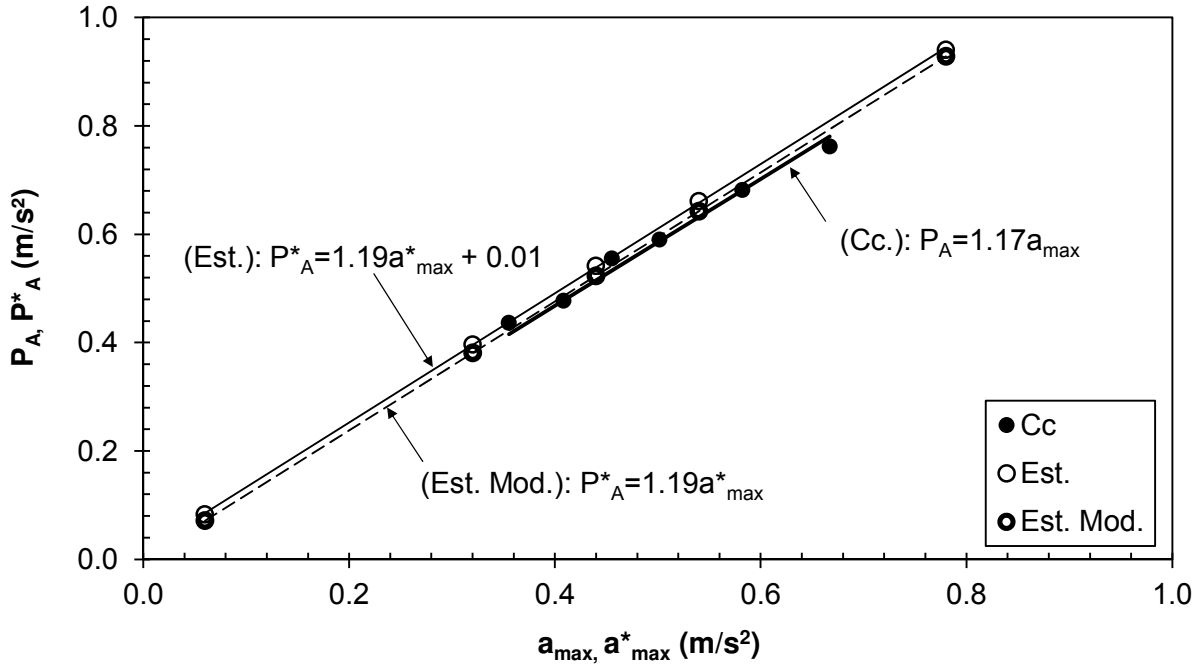
a) α=50°, ξ=0%



b) α=70°, ξ=0%



c) α=50°, ξ=5%



d) α=50°, ξ=15%

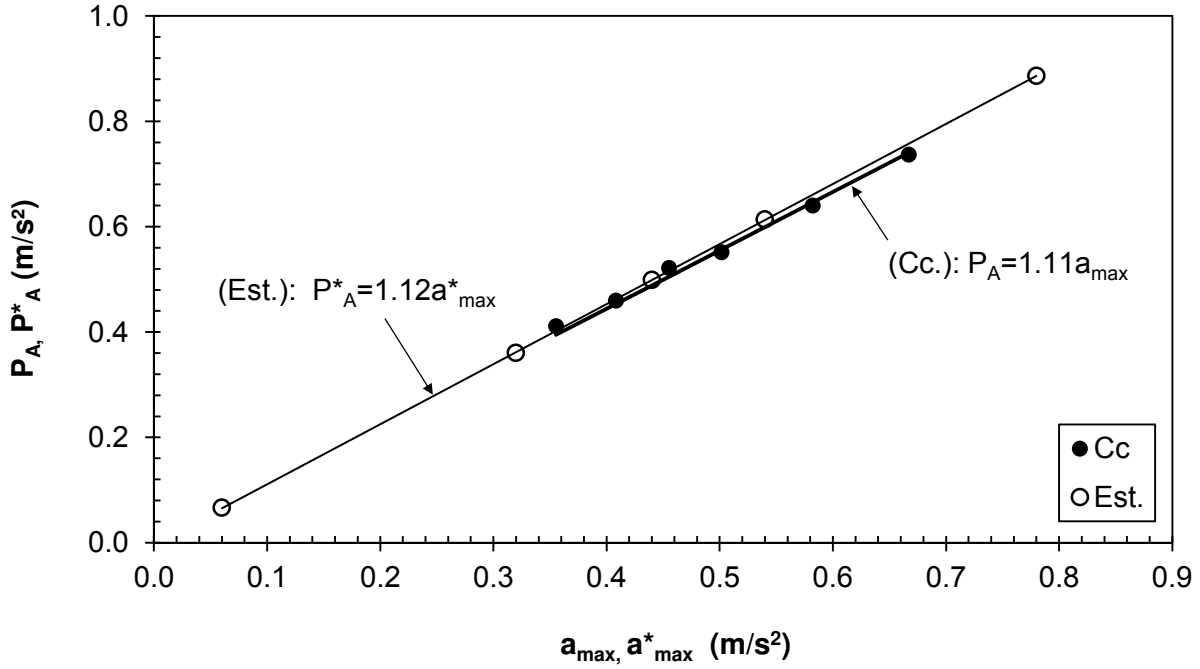
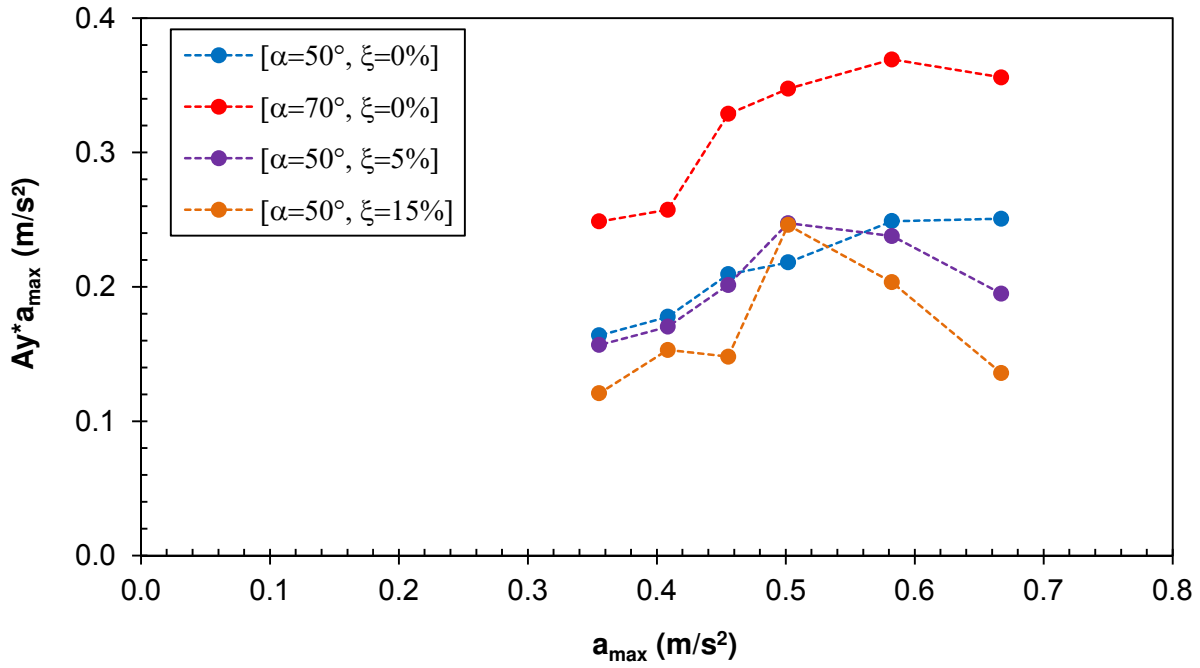


Figure 145. Approximation de la droite de calcul (Cc) pour différents modèles de versant

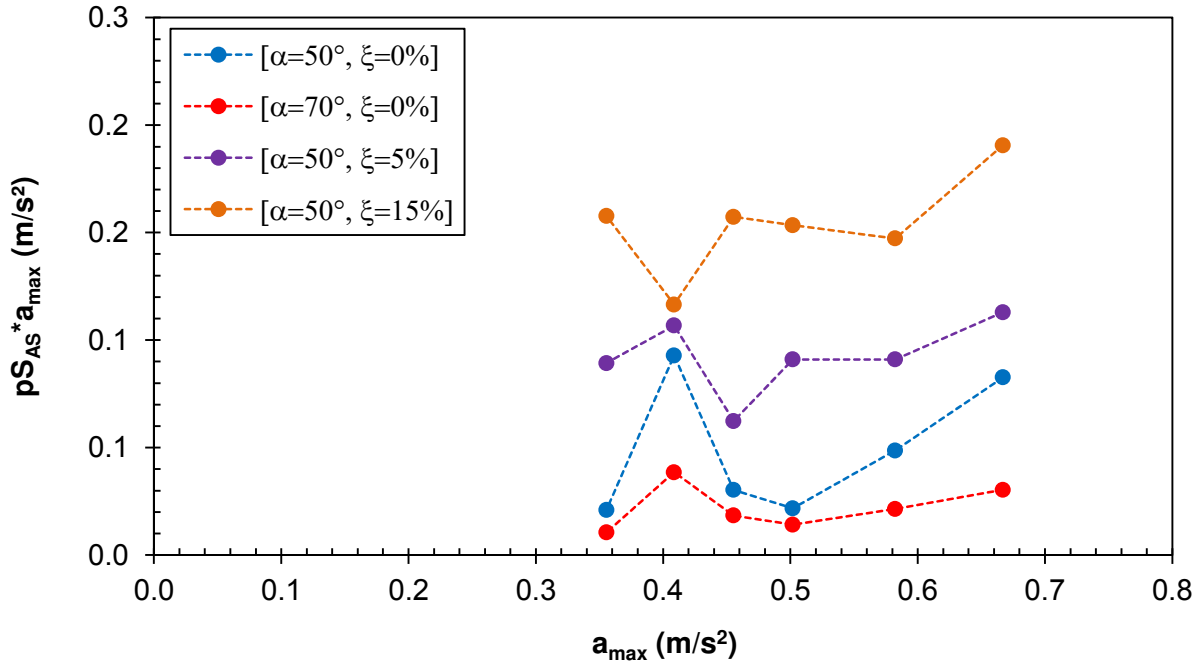
3.2.2.3. Autres critères d'analyse des effets de site topographiques

Cette méthode d'approximation ne peut pas être appliquée aux autres critères d'analyse (*Ay*, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*). Comme présenté dans le paragraphe 3.2.2.1, le déphasage des ondes élémentaires joue un rôle non négligeable et variable en fonction du critère d'analyse. Seul le facteur d'amplification horizontale *Ax* varie peu (autour de 20 %), c'est la raison principale qui explique la relation linéaire entre P_A et a_{max}. Pour les autres critères, la relation avec a_{max} n'est pas linéaire (Figure 146). Ainsi, la méthode développée pour *Ax* ne peut pas être utilisée pour les autres critères.

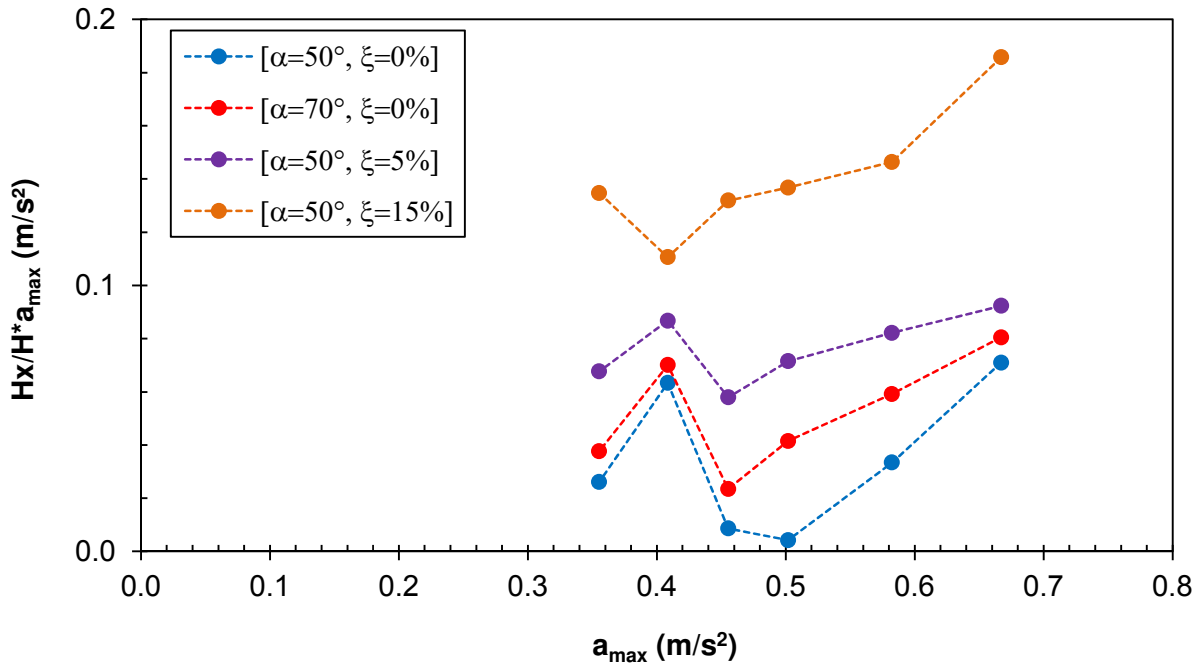
a)



b)



c)



d)

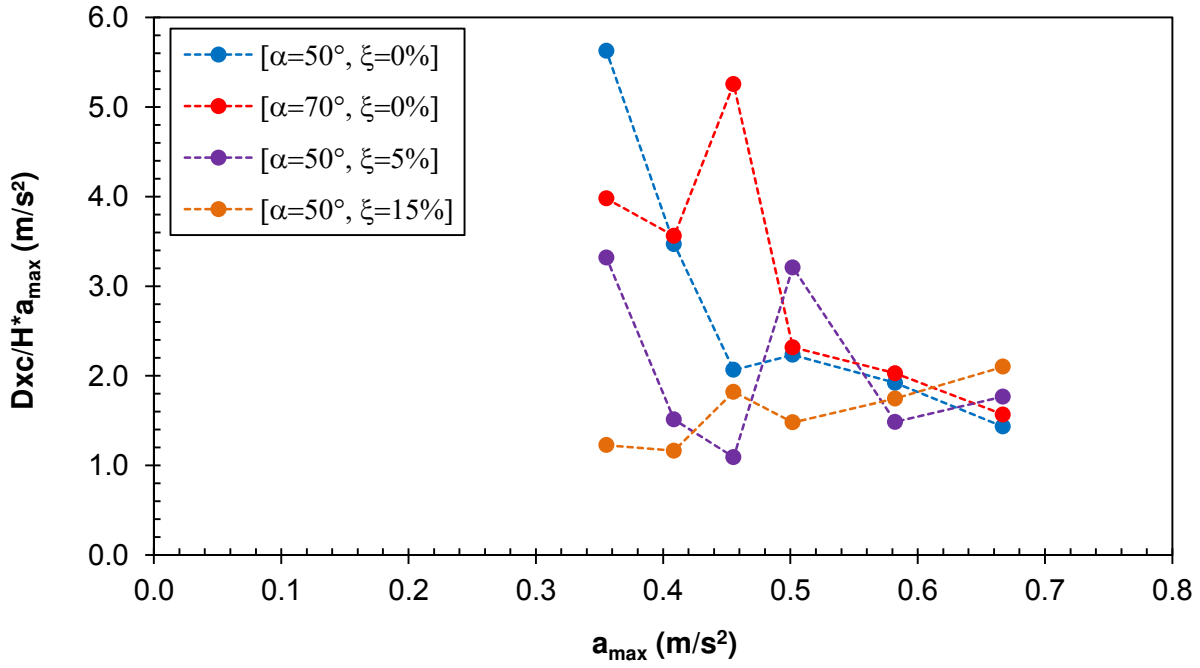


Figure 146. Représentation graphique des produits X*a_{max} (X est *Ay*, pS_{AS}, *Hx/H* et *Dxc/H* et a_{max} est l'amplitude du signal sismique) en fonction de a_{max} pour différents modèles de versant

3.2.3. Application au signal sismique réel

3.2.3.1. Description de la méthode

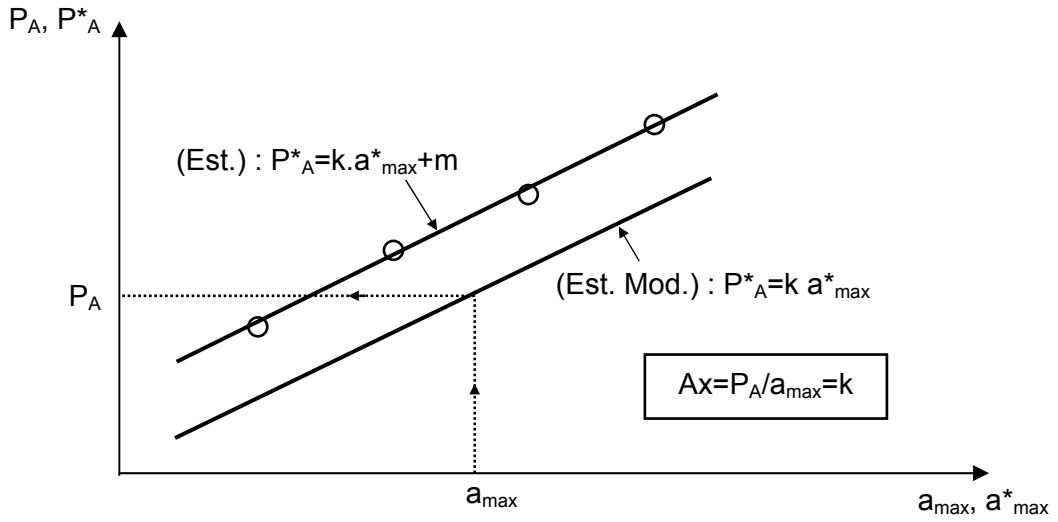


Figure 147. Détermination du facteur d'amplification horizontale *Ax* par la méthode de décomposition du signal sismique

La méthode d'approximation du facteur d'amplification horizontale *Ax* par la décomposition du signal sismique se compose de 4 étapes :

1. Décomposition du signal sismique réel en plusieurs ondes sinusoïdales élémentaires par transformation de Fourier : le calcul peut être réalisé facilement en utilisant les fonctions intégrées dans les logiciels tels que Excel, FLAC… Chaque onde élémentaire est caractérisée par son amplitude $a_{max,i}$ et sa fréquence F_i.

2. Calcul du facteur d'amplification horizontale Ax_i pour chaque onde élémentaire : cette valeur peut être calculée approximativement par les ANS (voir 3.1.2.1). De plus, comme présenté dans le paragraphe 3.2.2.2, l'effet de résonance peut être négligé, on prend alors la valeur de m_r égale à 1.0. Par contre, l'amortissement mécanique ($m_{Ax,dp}$) doit être pris en compte dans le calcul.

3. Détermination des points (a^*_{max}, P^*_A) : il est recommandé de calculer 4 points dont les valeurs de a^*_{max} encadrent la valeur de l'amplitude (a_{max}) du signal sismique réel. Ces 4 points peuvent être calculés à partir des équations [61], [62] et les schémas de la Figure 148. Dans chaque schéma, sur la courbe représentant la silhouette du spectre de fréquence du signal sismique réel, on peut déterminer la bande de fréquences prédominantes ΔF. Le premier point ($a^*_{max,1}$, $P^*_{A,1}$) est déterminé d'après les formules [61]. Les points suivants sont calculés en changeant le signe de l'amplitude d'une partie des ondes élémentaires. Par exemple, pour le 2e point, les amplitudes des K premières ondes élémentaires sont changées de positif à négatif (équations [62]).

Pour le 3e et 4e point, on augmente le nombre des ondes dont on va changer le signe jusqu'à atteindre les valeurs F_L et puis F_M comme montré dans la Figure 148.

$$1^{\text{er}}\ \text{point}\ \begin{cases} a^*_{\max,1} = \sum_{i=1}^{N} a_{\max,i} \\ P^*_{A,1} = \sum_{i=1}^{N} \left[Ax_i \times a_{\max,i} \right] \end{cases} \qquad [61]$$

$$2^{\text{e}}\ \text{point}\ \begin{cases} a^*_{\max,2} = \sum_{i=1}^{K} \left[-a_{\max,i} \right] + \sum_{i=K+1}^{N} \left[a_{\max,i} \right] \\ P^*_{A,2} = \sum_{i=1}^{K} \left[Ax_i \times \left(-a_{\max,i} \right) \right] + \sum_{i=K+1}^{N} \left[Ax_i \times a_{\max,i} \right] \end{cases} \qquad [62]$$

4. Estimation de l'amplification horizontale maximale *(Ax)* engendrée par le signal sismique réel : à partir des 4 points déterminés dans la 3e étape, on peut déduire la droite de tendance (Est.) comme montré dans la Figure 147. La valeur de *Ax* est égale à la pente de la droite.

Il est important de rappeler que cette méthode est uniquement utilisable pour l'estimation du facteur d'amplification horizontale *Ax,* et elle est recommandée pour le cas du signal sismique de large bande de fréquences prédominantes.

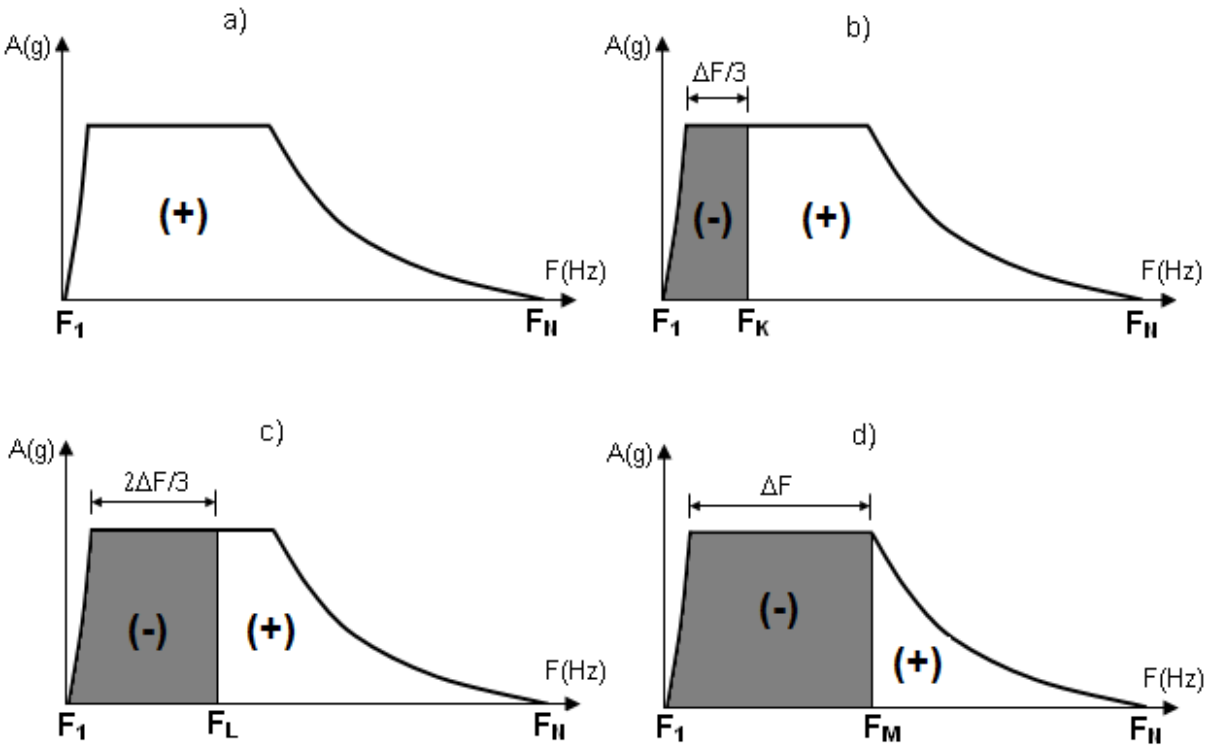


Figure 148. Ordre de changement de signe de l'amplitude des ondes élémentaires pour trouver 4 points de la droite (Est.)

3.2.3.2. Application au signal du séisme de Cerro Prieto (Mexique, 1987)

Comme présenté dans la partie 3.1.4.2, le contenu fréquentiel du signal sismique de Cerro Prieto présente une bande de fréquences prédominantes assez large (0.9÷8.3Hz). De ce fait, l'intervalle des valeurs estimées de *Ax* données par les ANS est large. Alors, la méthode de décomposition du signal sismique (MD) est utilisée dans le but de donner une estimation plus précise. Les résultats obtenus sont présentés dans la Figure 149.

Dans la plupart des cas (9 parmi 12), les estimations de *Ax* obtenues par la méthode MD sont très proches des résultats du calcul numérique et donc plus précises que les intervalles donnés par les ANS. Cependant, il reste encore quelques cas où il y a un écart significatif entre l'estimation et le résultat numérique (cas 3, 9, 12). Ces cas concernent un matériau de faible vitesse de propagation des ondes (*Vs* = 250 m/s). Il est possible que ce type de matériau ait un comportement particulier par rapport au caractère multi-fréquentiel du signal réel et plus particulièrement au déphasage des ondes élémentaires. Pour cette raison, les ANS ainsi que la méthode MD donnent en général une surestimation.

Les résultats de PS-92 ont été également présentés dans la Figure 149. D'un point de vue général, ils sont toujours plus élevés que les valeurs de simulations numériques. L'écart relatif moyen entre les résultats de PS-92 et les résultats de calcul numérique est de 110 %. Cet écart moyen est de 44 % pour les résultats de MD.

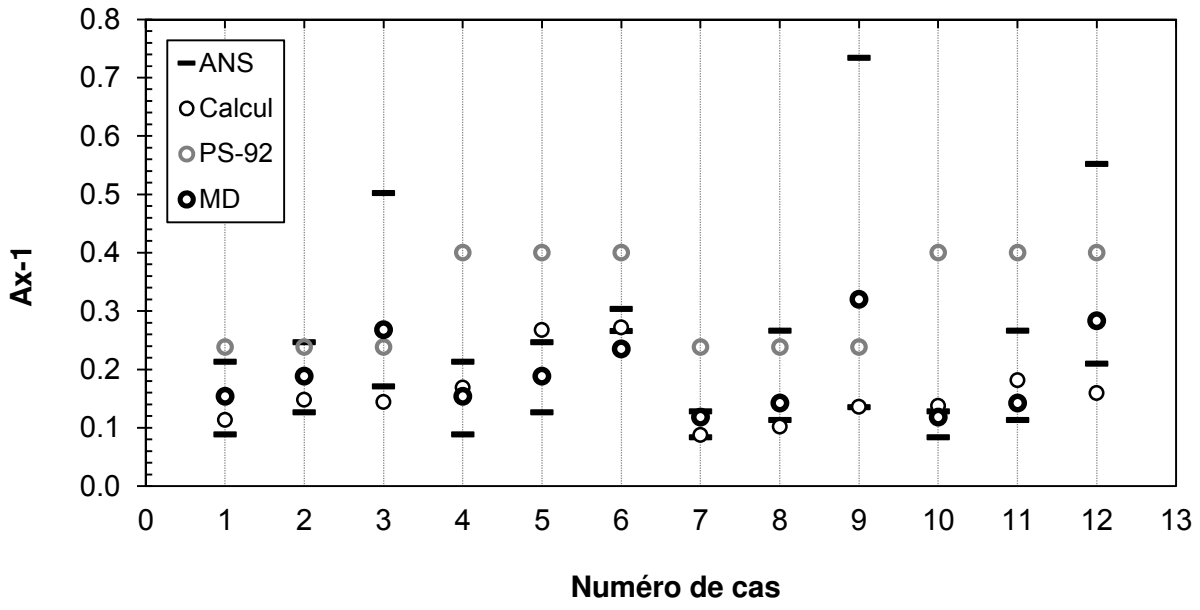


Figure 149. Comparaison des valeurs de *Ax* estimées par les approches ANS et la méthode de décomposition du signal sismique (MD) avec les résultats des calculs numériques pour le cas du signal sismique de Cerro Prieto (Mexique, 1987)

3.2.3.3. Application au signal du séisme de Gazli (URSS, 1976)

Les approches proposées ont été testées avec un autre signal de séisme réel. Le signal choisi est celui du séisme de Gazli (URSS) le 17 mai 1976 avec une magnitude M_S = 7.0. L'accélérogramme et le spectre de Fourier du signal sont présentés dans la Figure 150. Ce signal représente un contenu fréquentiel assez particulier : l'amplitude des ondes élémentaires diminue régulièrement avec l'augmentation de la fréquence. Pour cette raison, il ne montre pas de fréquence centrale et il est difficile de déterminer les limites de la bande de fréquences prédominantes.

Cependant, pour utiliser les ANS, il est nécessaire de connaître soit une fréquence centrale soit des valeurs limites de la bande de fréquences prédominantes. On a décidé de choisir les fréquences dans l'intervalle de 0.12 Hz à 4.54 Hz comme fréquences prédominantes de ce signal.

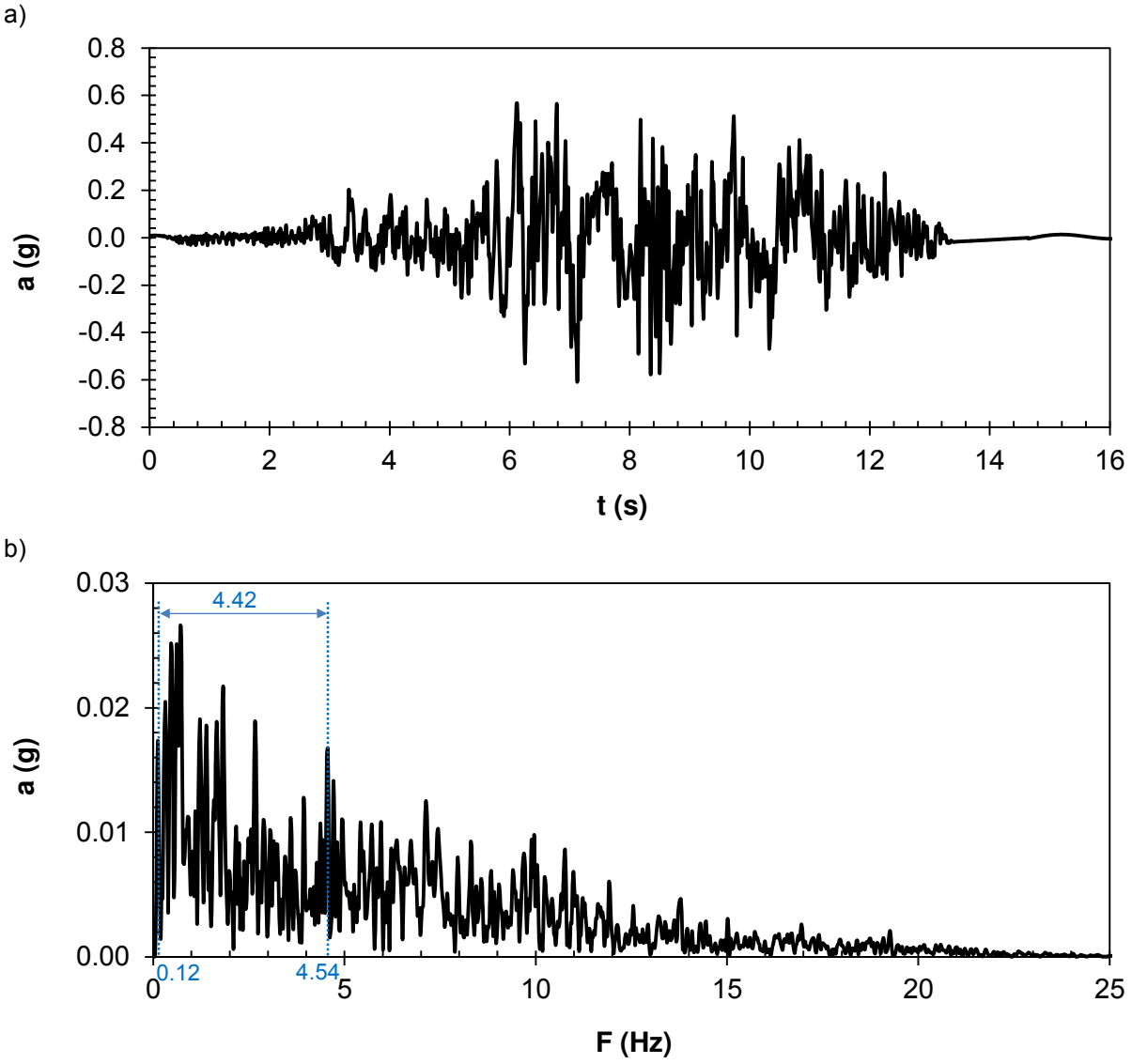


Figure 150. a) Accélérogramme et b) spectre de Fourier du séisme de Gazli (URSS, 1976), M_S = 7.0

Les simulations numériques ont été réalisées avec les mêmes modèles de versant (Tableau 16) qu'on a utilisés avec le signal de Cerro Prieto. Les résultats obtenus sont comparés avec les estimations données par les ANS, le code parasismique PS-92 et la méthode MD.

Comme montré dans la Figure 151, les estimations données par les ANS sont bien encadrées par les résultats de calculs numériques (sauf le cas 5) mais l'écart entre les valeurs minimale et maximale est significatif. Les estimations de MD sont au contraire très proches des résultats de calculs numériques (sauf le cas 9) et particulièrement pour les cas 6 et 7 où ces valeurs sont confondues. Dans le cas 9, une différence importante a été observée, $[Ax\ 1]_{calcul} = 0.12$ et $[Ax\text{-}1]_{estimé,\ MD} = 0.31$. Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que le matériau du massif présente une vitesse de propagation des ondes très faible (250 m/s). Pour les 12 cas étudiés dans cet exemple, l'écart relatif moyen entre les estimations et les résultats de simulation numériques est de 38 %.

Pour les valeurs préconisées par le code parasismique PS-92, on observe le même phénomène dans les exemples précédents. Ces valeurs sont toujours plus élevées que les résultats de simulations numériques. La surestimation est importante avec un écart relatif moyen de 93 %. Les cas où l'on obtient les différences les plus significatives concernent les versants de pente raide (α = 70°).

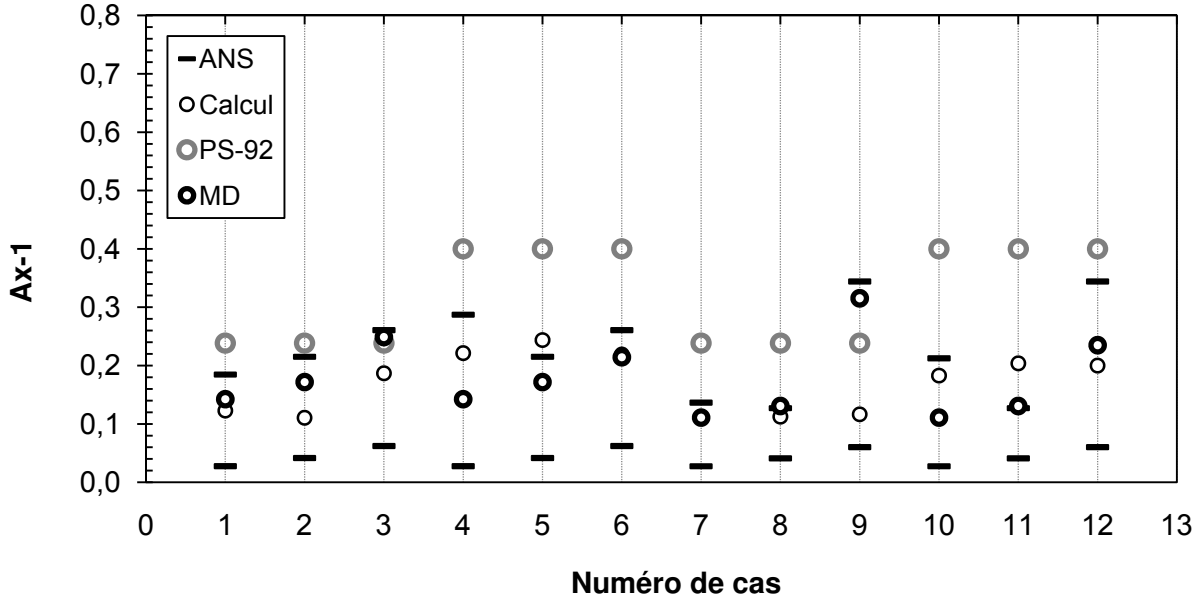


Figure 151. Comparaison des valeurs de *Ax* estimées par les approches ANS et la méthode de décomposition du signal sismique (MD) avec les résultats des calculs numériques pour le cas du signal sismique de Gazli (URSS, 1976)

3.2.4. Conclusion

En se basant sur l'hypothèse que l'effet du signal multi-fréquentiel peut être déterminé par la combinaison des effets individuels des ondes élémentaires, la méthode de décomposition du signal sismique a été spécialement développée pour être appliquée aux signaux sismiques de large bande de fréquences prédominantes. Cette méthode comprend en général quatre étapes :

- Décomposition du signal complexe multi-fréquentiel en plusieurs signaux mono-fréquentiels par transformation de Fourier.
- Calcul de l'impact de chaque signal mono-fréquentiel élémentaire en appliquant les formules approchées ANS.
- Réalisation des combinaisons de tous les impacts individuels pour obtenir des impacts correspondant aux différents signaux complexes combinés.
- Modification des impacts obtenus pour avoir l'impact final correspondant au signal réel d'entrée.

Cette méthode se différencie de l'application seule des ANS par la capacité à incorporer le caractère multi-fréquentiel du signal sismique. En prenant en compte les deux paramètres importants de chaque onde élémentaire (l'amplitude et la fréquence), cette méthode permet de donner une estimation de *Ax* plus proche du résultat obtenu par simulation numérique. Pour les deux exemples présentés, l'écart relatif moyen est de 38 % et 44 %.

Comme la phase de chaque onde élémentaire n'est pas prise en compte, cette méthode ne peut pas être appliquée aux autres critères tels que *Ay*, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc* dont les valeurs présentent une dépendance importante au déphasage de ces ondes. C'est aussi la raison pour laquelle cette méthode conduit parfois à des surestimations dans le cas où le matériau du versant présente une faible capacité de transmission des ondes (*Vs* faible).

3.3. Conclusion générale du troisième chapitre

Dans ce chapitre, deux méthodes ont été proposées pour calculer approximativement les critères d'analyse des effets de site topographiques :

- La première méthode concerne l'application des formules approchées ANS. Ces équations ont été trouvées à partir des analyses des résultats de nombreuses simulations numériques. Cette méthode est applicable uniquement pour les signaux sismiques représentant une fréquence centrale marquée ou une bande de fréquences prédominantes relativement étroite. Les écarts relatifs entre des estimations obtenues avec les ANS et les résultats de simulations numériques sont en général de l'ordre de 25 % à 35 %.

- La deuxième méthode est relative à la décomposition du signal sismique (MD). Cette méthode a été développée en se basant sur l'hypothèse que l'impact du signal complexe multi-fréquentiel est égal à la somme des impacts individuels produits par

des ondes mono-fréquentielles élémentaires. Elle permet d'estimer la valeur du facteur d'amplification *Ax* pour tous types de signaux même s'ils représentent une très large bande de fréquences prédominantes. L'écart relatif moyen entre l'estimation par MD et le résultat du calcul numérique est voisin de 40 %.

Les méthodes approchées proposées (ANS, MD) prennent en compte non seulement des paramètres morphologiques (hauteur, pente) comme dans les normes parasismiques (PS-92, EC-8), mais aussi des paramètres géomécaniques du massif (vitesse de propagation des ondes, capacité d'amortissement des ondes sismiques), ainsi que des paramètres caractérisant le contenu fréquentiel du signal sismique. Les formules approchés ANS prennent en compte la fréquence centrale ou les limites de la bande de fréquences prédominantes, tandis que la méthode MD prend en compte la totalité du contenu fréquentiel du signal sismique. C'est pourquoi les estimations données par ANS et MD sont toujours plus proches des résultats de calculs numériques que des valeurs préconisées par les normes parasismiques.

Pour tester ces méthodes, plusieurs signaux sismiques réels avec des contenus fréquentiels bien distincts ont été utilisés :

- Signal du séisme de Kobe (Japon, 1995) avec une bande de fréquences prédominantes relativement étroite et une fréquence centrale marquée.
- Signal du séisme de Cerro Prieto (Mexique, 1987) avec une large bande de fréquences prédominantes et sans fréquence centrale marquée.
- Signal du séisme de Gazli (URSS, 1976) dont les limites de la bande de fréquences prédominantes sont difficiles à déterminer.

De plus, les estimations données par les approches proposées ont été comparées non seulement avec les résultats de simulations numériques mais aussi avec les résultats d'autres auteurs (formules approchées de B&P), les préconisations de normes parasismiques (PS-92, EC-8) et enfin avec des observations de terrain. Les analyses réalisées pour le cas de la ville d'Adames sous sollicitation du séisme d'Athènes en 1999 ont montré un bon accord entre les estimations obtenues par les ANS et les résultats de simulations numériques et également avec les observations de terrain, notamment pour le cas du massif homogène. Pour le cas du versant multicouche, les estimations des approches proposées sont un peu plus faibles que les résultats des simulations. Ces approches proposées sont donc applicables uniquement pour les massifs homogènes pour évaluer des effets de site purement topographiques. Dans le cas où il existe plusieurs couches géologiques notamment avec des caractéristiques mécaniques bien différentes, l'utilisation de ces approches peut entraîner des sous-estimations du phénomène.

Conclusion

Le phénomène des effets de site topographiques est connu dans la littérature depuis longtemps. Malgré l'ampleur des risques associés, les effets de site topographiques n'ont pas encore été complètement étudiés. Les premières études numériques réalisées en 1972 par Boore ainsi que les études plus récentes menées par de nombreux auteurs ont montré que lors d'un séisme, les ondes sismiques sont piégées dans le versant. Des interférences entre les ondes directes, réfléchies, réfractées et diffractées sont à l'origine d'amplifications au voisinage du sommet et de « dés-amplifications » souvent observées au pied du versant. En France, le village de Rognes (Bouches-du-Rhône), entièrement détruit par le séisme de Lambesc (1909), a attiré particulièrement l'attention des scientifiques. C'est un exemple représentatif de l'impact des effets de site topographiques. L'observation post-sismique a montré une forte variation spatiale des dégâts entre la partie haute et la partie basse du village. Les constructions sur la partie haute du village qui étaient bâties sur les formations de calcaire bien résistant se sont entièrement effondrées, tandis que les habitations situées à la partie basse du village ont été beaucoup moins endommagées alors qu'elles étaient construites sur une couche des molasses de faible résistance mécanique. Cet exemple montre que l'impact des effets de site topographiques est considérable et doit être pris en compte dans la conception des constructions.

Des études scientifiques récentes ont montré que, lors d'un séisme, les plus fortes amplifications du signal sismique sont concentrées dans une zone entourant la crête. Ce phénomène a été bien observé dans le village d'Adames lors du séisme d'Athènes (1999). Les dommages sont plus marqués sur le site 3 qui est situé à une distance de 10 à 50m en arrière de la crête. Par contre, les constructions situées un peu plus loin (environ 300m) de la crête ont été beaucoup moins endommagées. Les résultats numériques montrent que le site 3 est localisé sur la zone où se trouvent potentiellement les plus fortes amplifications. Les travaux réalisés dans ce travail montrent que la zone d'amplification maximale se situe à une distance D_{AX} du bord de la crête, qui est estimée entre 0.1 et 0.3 fois la longueur d'onde prédominante du signal incident. Lorsqu'on s'éloigne de la crête (300 m pour le cas de la ville d'Adames), les effets de site topographiques deviennent négligeables. Cette distance, nommée *Dxc* dans ce travail, peut être estimée en utilisant les formules ANS.

En considérant plusieurs critères d'interprétation des effets de site topographiques comme les valeurs d'amplification maximale (*Ax*, *Ay*), les aires des zones d'amplification (S_A, S_{AS}), les dimensions de la zone d'amplification en crête de la pente (*Hx*, *Dxc*) et la distribution spatiale de ces zones au sein du massif de versant, on a pu déterminer les paramètres les plus influents et les classer par ordre d'importance : la fréquence adimensionnelle, la pente, le coefficient de Poisson et la forme géométrique de la crête et du pied. Les études paramétriques portant sur plusieurs paramètres représentant les conditions géomorphologiques du massif (*H*, *E*, *v*, *p*) et le contenu fréquentiel du signal sismique (*F*) montrent que la fréquence adimensionnelle est le paramètre le plus le plus important pour évaluer les effets de site. En général, l'augmentation de ce paramètre est à l'origine d'une augmentation des amplifications maximales et d'une diminution de la taille des zones d'amplification. La pente est le deuxième paramètre le plus influent. Plus la pente est raide plus les effets de site topographiques sont importants. Pour les deux autres paramètres,

leurs effets sont mineurs et dans la plupart des cas, peuvent être négligés. Particulièrement pour le taux d'amortissement du matériau constituant le massif, ce paramètre montre un impact significatif et non négligeable. Cependant, la prise en compte de ce paramètre dans les simulations numériques cause une énorme augmentation du temps de calcul. Pour cette raison, ce paramètre n'a pas été étudié de manière exhaustive dans ce travail, mais ses impacts moyens ont été pris en compte quand même dans les approches numériques.

Dans le cadre de ce travail de recherche, un grand nombre des simulations numériques ont été effectuées. Les analyses statistiques des résultats obtenus ont permis de définir des formules approchées ANS (***A**pproaches derived from **N**umerical simulations with excitation of **S**inusoidal seismic signal*) qui permettent d'évaluer les effets de site topographiques au travers des critères d'analyse : *Ax*, *Ay*, pS_{AS}, *Hx*, *Dxc*. En tenant compte des paramètres importants tels que la fréquence adimensionnelle, la pente et le taux d'amortissement, ces approches permettent une évaluation plus rigoureuse des facteurs d'amplification, par comparaison avec les normes (PS-92, EC-8). Cependant, comme ces approches ont été développées en se basant sur les résultats des simulations avec un signal mono-fréquentiel, elles sont alors mieux adaptées au cas du signal sismique présentant une fréquence centrale marquée ou une bande des fréquences prédominantes relativement étroite. Pour ces cas, les écarts relatifs moyens entre les valeurs approchées par les ANS et les résultats des simulations numériques sont entre 25 et 35 %.

Pour des signaux plus complexes multi-fréquentiels, la Méthode de Décomposition des ondes (MD) a été développée. Elle est particulièrement utile pour des signaux sismiques présentant une large bande des fréquences prédominantes. Cependant, cette méthode ne concerne pour l'instant que le facteur d'amplification horizontale (*Ax*). De plus, cette méthode peut conduire parfois à des écarts significatifs, en comparaison avec les résultats de simulations numériques, quand la vitesse de propagation des ondes dans le massif de versant est faible.

Perspectives

Dans le cadre de ce travail de recherche, plusieurs paramètres importants ont été étudiés pour analyser l'influence de chacun d'entre eux sur les effets de site topographiques. Les futurs travaux de recherche peuvent élargir ce type d'études à d'autres paramètres comme :

- Des configurations géomorphologiques pouvant représenter des situations communes où se combinent des effets purement topographiques et des effets de structures géologiques et de formations superficielles. On s'intéressera en particulier aux situations géomorphologiques suivantes : falaise subverticale (type falaise crayeuse ou gréseuse), versant à profil en travers concave ou rectiligne, morphologie de type cuesta (caractérisée par une série calcaire ou gréseuse reposant sur une série marneuse ou silteuse), dômes volcaniques, massifs rocheux anisotropes correspondant à des séries sédimentaires monoclinales d'inclinaison variable ou à des massifs de roches métamorphiques.

- Les paramètres reliés aux différents types de comportement du matériau constituant le massif de versant.

- Les paramètres hydrogéologiques.

On pourra également s'intéresser à des versants présentant une couche de matériau de faibles caractéristiques mécaniques de sub-surface en étudiant l'impact de différents paramètres tels que l'épaisseur de cette couche, le contraste d'impédance, la position de la couche (parallèle avec la pente ou horizontale). Le rôle de cette couche en termes d'effets de site pourra alors être évalué et quantifié. Ces résultats pourront ensuite être couplés avec les résultats de ce travail pour proposer une méthode ou des formules approchées permettant d'estimer les effets de site dans le cas de versant bicouches.

Dans le but d'améliorer la méthode de décomposition, une étude détaillée de l'impact de la phase des ondes élémentaires est nécessaire. La connaissance du rôle des phases pourra aider à améliorer la procédure de calcul d'Ax et également à trouver une procédure pour calculer les autres critères.

Un autre axe de recherche est de corréler l'impact des effets de site topographiques avec l'instabilité de versant. Dans ce travail, on a proposé une méthode pour estimer l'aire de la masse potentiellement instable (pS_{AS}). Il est évident que, lors du séisme, ce n'est pas toute cette masse qui va devenir instable. Alors, une étude permettant de mieux évaluer le volume des masses instables et également de prendre en compte des effets de site dans l'évaluation de la stabilité des pentes serait intéressante à mener dans le cadre d'une meilleure prévention du risque sismique.

Publications issues de la thèse

Les résultats obtenus au cours de ce travail de recherche ont fait l'objet de plusieurs présentations et d'une publication dont la liste est donnée ci-dessous :

Article :

Nguyen, H. T., Fleurisson, J.-A., Cojean, R.. Quantification of topographic site effects through numerical calculations of step-like slopes under SV seismic wave excitation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. (soumis, en cours de révision).

Communications orales en France

Nguyen, H. T., Fleurisson, J.-A., Cojean, R. (2013). Rôle du paramètre "fréquence adimensionnelle" dans l'évaluation de l'effet de site topographique en cas de séisme. *Conférence Franco-Vietnamien CIGOS 2013 - Construction et développement durable*, Avril 2013, Lyon, France. 8 p., 2013.

Nguyen, H. T., Fleurisson, J.-A., Cojean, R. (2013). Estimation de la taille de l'instabilité potentielle d'un versant homogène sous sollicitations sismiques par des approches empiriques. *Journées Aléa Gravitaire (JAG)*, Septembre 2013, Grenoble, France. 6 p, 2013

Communications orales à l'étranger :

Nguyen, H. T., Fleurisson, J.-A., Cojean, R. (2013). Evaluation of topography site effect in slope stability under dynamic loading. *Vienna Congress on Recent Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics 2013 (VEESD 2013). August 28-30, 2013*. Vienna, Austria. Paper No: 521, 10p.

Références

[1] Abrahamson, N. A. et Silva, W. J. (1996). *Empirical ground motion models*. Report to Brookehaven National Laboratory.

[2] Ambraseys, N. et Adams, R. D. (1996). Large-magnitude Central American earthquakes, 1898-1994. *Geophysical Journal International*, 127, 665-692.

[3] Ambraseys, N. et Menu, J. M. (1988). Earthquake-induced ground displacements. *Earthquake engineering and structural dynamics*, 16, 985-1006.

[4] Ambraseys, N. et Srbulov, M. (1995). Earthquake-induced displacements of slopes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 14, 59-71.

[5] Ang, A. H. S. (1990). Reliability bases for seismic safety assessment and design. *Proceedings, Fourth U.S. National Conference on Earthquake Engineering*. Chirstchurch, New Zealand. 29-45.

[6] Aptikaev, F. F. (1982). On the correlation of MM Intensity with parameters of ground shaking. *Proceeding of the 7th European Conference on Earthquake Engineering*. Athens. Greece. 95-101.

[7] Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. In: Hansen, R. J. (Ed). Seismic design for nuclear power plants. Massachusetts Institute of Technology Press. Cambridge, MA, 438-483.

[8] Ashford, S. A. et Sitar, N. (1997). Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 692-700.

[9] Ashford, S. A., Sitar, N. et al. (1997). Topographic effects on the seismic response of steep slopes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 701-709.

[10] Assimaki D (2004). *Topography effects in the 1999 Athens earthquake: engineering issues in seismology*. Ph.D. thesis. Massachusetts Institute of Technology. Massachusetts, Cambridge, USA.

[11] Assimaki D, Gazetas G. et al. (2005). Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (3), 1059-1089.

[12] Assimaki D et Kausel E. (2007). Modified topographic amplification factors for a single-faced slope due to kinematic soil-structure interaction. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 133 (11), 1414-1431.

[13] Assimaki D, Kausel E. et al. (2005). Soil-dependent topographic effects: a case study from the 1999 Athens earthquake. *Earthquake Spectra*, 21(4), 929-966.

[14] Assimaki D, Kausel E. et al. (2005). Wave propagation and soil-structure interaction on a cliff crest during the 1999 Athens Earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25, 513-527.

[15] ATC (1978). *Tentative provisions for the development of seismic regulations for buildings*. ATC 3-06, Applied Technology Council. Palo Alto, California.

[16] Auclair, S. et Rey, J. (2009). *Corrélation indicateur de mouvement du sol/intensité. Vers l'acquisition conjointe de données instrumentales et macrosismiques*. Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). Rapport BRGM/RP-57785-FR.

[17] Bachus, R. C., Clough, G. W. et al. (1981). *Behavior of weakly cemented soil slopes under static and seismic loading*. The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University. Vol II. Report No. 52.

[18] Bard, P.-Y. (1982). Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 71, 111-120.

[19] Bathe, K.-J. et Wilson, E. L. (1976). Numerical methods in finite element analysis. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc.

[20] Blake, T. F., Hollingsworth, R. A. et al. (2002). *Recommended procedures for implementation of DMC special publication 117 - guidelines for analyzing and mitigating landslide hazards in California*. Southern California Earthquakes Center, Los Angeles, CA, 127pp.

[21] Blong, R. J. (1973). A nemerical classification of selected landslides of the debris-slide-avalanche-flow type. *Engineering Geology*, 7, 99-144.

[22] Bommer, J. J. et Rodriguez, C. E. (2002). Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering Geology*, 63, 189-220.

[23] Boore, D. M. (1972). Note on the effect of simple topography on seismic SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62, 275-284.

[24] Boore, D. M. (1973). The effect of simple topography on seismic waves: implications for the accelerations recorded at Pacoima dam, San Fernando valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 1603-1609.

[25] Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francissco bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60, 29-61.

[26] Borcherdt, R. D. et Gibbs, J. F. (1976). Effects of local geological conditions in the San Francissco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 467-500.

[27] Borcherdt, R. D. et Glassmoyer, G. (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco bay region, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 603-641.

[28] Bouchon, M. (1973). Effect of topography on surface motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 615-632.

[29] Bouckovalas, G. D. et Kouretzis, G. (2001). Review of soil and topography effects in the september 7, 1999 Athens (Greece) earthquake. *Proceedings of fourth international conference on recent advances in geotechnicalearthquake engineering and soil dynamics. March 26-3, 2001*. San Diego, California.

[30] Bouckovalas, G. D. et Papadimitriou, A. G. (2003). Multi-variable relations for soil effects on seismic ground motion. *Earthquake engineering and structural dynamics*, 32, 1867-1896.

[31] Bouckovalas, G. D. et Papadimitriou, A. G. (2005). Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25, 547-558.

[32] Bouckovalas, G. D. et Papadimitriou, A. G. (2006). Aggravation of seismic ground motion due to slope topography. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. September 03-08, 2006*. Geneva, Switzerland. Paper No: 1171, 10pp.

[33] Bourdeau, C. (2005). *Effets de site et mouvements de versant en zones sismiques : apport de la modélisation numérique*. Ph.D. thesis defense July 08 2005. Ecole des Mines de Paris. Paris, France.

[34] Bourdeau, C. et Havenith, H.-B. (2008). Site effects modelling applied to the slope affected by the Suusamyr earthquake (Kyrgyzstan, 1992). *Engineering Geology*, 97, 126-145.

[35] Bray, J. D. et Rathje, E. M. (1998). Earthquake-induced displacements of solid-waste landfills. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 124, 242-253.

[36] Bray, J. D., Rathje, E. M. et al. (1998). Simplified seismic design procedures for geosynthetic-lined, solid waste landfills. *Geosynthetics International*, 5, 203-235.

[37] Bray, J. D. et Travasarou, T. (2007). Simplified procedure for estimating earthquake-induced deviatoric slope displacements. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 133(4), 381-392.

[38] Bray, J. D. et Travasarou, T. (2009). Pseudostatic coefficient for use in simplified seismic slope stability evalutation. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 135, 1336-1340.

[39] Brideau, M.-A., Pedrazzini, A. et al. (2010). Three-dimensional slope stability analysis of South Peak, Crowsnest Pass, Alberta, Canada. *Landslide*, 8, 139-158.

[40] Burjanek, J., Gassner-Stamm, G. et al. (2010). Ambien vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophysical Journal International*, 180, 820-828.

[41] California Division of Mines and Geology (1997). *Guidelines for evaluating and mitigating seismic hazards in California*. Special publication 117, 74pp.

[42] Calvello, M. (2013). *Landslide classification systems*. Landslide risk mini-course. University of Salerno (Italy) - Department of Civil Engineering.

[43] Celebi, M., Prince, J. et al. (1987). The culprit in Mexico City - Amplification of motions. *Earthquake Spectra*, 3, 315-328.

[44] Chopra, A. K. (1967). Earthquake response of earth dams. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 93 (SM2), 65-81.

[45] Chowdhury, R., Flentje, P. et al. (2010). Geotechnical slope analysis. CRC Press/Balkema. Taylor & Francis Group. London, UK.

[46] Chugh, A. K. et Start, T. D. (2006). Permanent seismic deformation analysis of a landslide. *Landslide*, 3, 2-12.

[47] Clough, R. W. (1960). The finite element method in plane stress analysis. *Proceedings of the 2nd Conference on Eletronic Computation*. St. Louis, MO. Structural division, Pittsburgh, PA.

[48] Clough, R. W. et Chopra, A. K. (1966). Earthquake stress analysis in earth dams. *Journal of the Engineering Mechanics Division*, 92. Proceedings paper 4793, 197-212.

[49] Cojean, R., Durville, J.-L. et al. (2009). *Glissement de terrain et barrages naturels induits par le séisme du 12 mai 2008 au Sichuan (Chine)-Retour d'expérience*. Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement (CFGI).

[50] Courant, R. (1943). Variational methods for solution of quilibrium and vibration. *Bulletin of the American Mathematical Society*, 49, 1-43.

[51] Cruden, D. M. et Varnes, D. J. (1996). *Landslide types and processes*. In Landslides: Investigation and Mitigation. Washington: Transportation Research Board. Special Report 247, 36-75.

[52] Cundall, P. A., Hansteen, H. et al. (1980). *NESSI - soil structure interaction programme for dynamic and static problems*. Norwegian Geotechnical Institute. Report 51508-9.

[53] Dakoulas, P. (1993). Earth dam-canyon interaction effects for obliquely incident SH waves. *Journal of Geotechnical Engineering*, 119, 1696-1716.

[54] Davis, L. L. et West, L. R. (1973). Observed effects of topography on ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 283-298.

[55] De Martin, F. et Kobayashi, H. (2010). *Etude des effets d'une topographie sur le mouvement sismique*. Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). Rapport BRGM/RP-59103-FR.

[56] Del Gaudio, V. et Wasowski, J. (2007). Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. Doi:10.1029/2007GL029842. *Geophysical Research Letters*, 34.

[57] Delgado, J., Garrido, J. et al. (2011). On far field occurrence of seismically induced landslides. *Engineering Geology*, 123, 204-213.

[58] Deng, N. (1991). *Two-dimensional site response analyses*. Ph.D. thesis. University of California at Berkeley. Berkeley, California.

[59] Di Fiore, V. (2010). Seismic site amplification induced by topographic irregularity: Results of a numerical analysis on 2D synthetic models. *Engineering Geology*, 114, 109-115.

[60] Ecole et Observation des Sciences de la Terre. *La Terre mise en scène*. http://eost.u-strasbg.fr/public/FAQ/sismologie.htm.

[61] Eurocode 8 (2005). *Design of structures for earthquake resistance - Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects*. NF EN 1998-5.

[62] Fotopoulou, S., Anastasiadou, C. et al. (2013). Topographic effects and soil-foundation-structure interaction on a cliff crest. *Vienna Congress on Recent*

Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics 2013 (VEESD 2013). August 28-30, 2013. Vienna, Austria. Paper No: 208, 10pp.

[63] François, M. (2005). Roches et paysages - Reflets de l'histoire de la Terre. Belin. BRGM éditions. ISBN 978-2-7011-4081-0, 74-75.

[64] Franklin, A. G. et Chang, F. K. (1977). Earthquake resistance of earth and rock-fill dams. *US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station*, Miscellaneous Paper vol. S-71-17, 59 pp.

[65] Gazetas, G., Kallou, P. et al. (2002). Topography and soil effects in the Ms=5.9 Parnitha Athens earthquake: the case of Adames. *Natural Hazards*, 27, 133-169.

[66] Geli, L., Bard, P.-Y. et al. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 42-63.

[67] Glinsky, N. et Bertrand, E. (2011). Etude numérique d'effets de site topographiques par une méthode éléments finis discontinus. *8ème Colloque National AFPS 2011- Vers une maîtrise durable du risque sismique. September 06-08, 2011*. Paris, France. 723-732.

[68] Glinsky, N. et Bertrand, E. (2011). Numerical study of topographical site effects by a discontinuous finite element method. *4th IASPEI / IAEE International Symposium - Effects of surface geology on seismmic motion, August 23-26 2011*. University of California Santa Barbara.

[69] Glinsky, N. et Bertrand, E. (2012). Topographical site amplifications investigation by combining numerical and field experiments : the case of Rognes, south east France. *15th World Conference on Earthquake Engineering- September 24 to September 28, 2012*. Lisbon, Portugal.

[70] Graham, J. (1984). Methods of Stability Analysis. Department of Civil Engineering. University of Manitoba. Brunsden D. and Prior D. B. (eds), 171-215.

[71] Griffiths, D. W. et Bollinger, G. A. (1979). The effect of Appalachian Mountain topography on seismic waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69, 1081-1105.

[72] Grünthal, G. (2001). L'échelle macrosismique Européenne (European Macroseismic Scale 1998, EMS-98). ISBN 2-9599804-3-3. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 19. Conseil de l'Europe. Luxembourg.

[73] Harder, L. F. J. (1991). Performance of Earth Dams during Loma Prieta Earthquake. *Proceedings of the 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*. St. Louis, MO. 1673-1690.

[74] Havenith, H.-B., Jongmans, D. et al. (2000). Geophysical investigations on seismically induced surface effects, case study of a landslide in the Suusamyr valley, Kyrgyzstan. *Survey of Geophysics*, 21, 349-369.

[75] Havenith, H.-B., Jongmans, D. et al. (2002). Site effects analysis around the seismically induced Ananevo rockslide, Kyrgyzstan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 3190-3209.

[76] Havenith, H.-B., Vanini, M. et al. (2003). Initiation of earthquake-induced slope failure: influence of topographical and other site specific amplification effects. *Journal of Seismology*, 7, 397-412.

[77] Helle, D. (1983). *Risque sismique et stabilité des pentes. Applications aux barages*. Ph.D. thesis defense July 07 1983. Université scientifique et médicale de Grenoble. Grenoble, France.

[78] Hong, Y., Yu, G. et al. (2011). Effect of cyclic loading on the residual strength of over-consolidated silty clay in a ring shear test. *Landslide*, 8, 233-240.

[79] Housner (1959). Behaviorof structures during earthquakes. *Journal of the Engineering Mechanics Division*, 85(14), 109-129.

[80] Hungr, O., Evans, S. G. et al. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, 1-18.

[81] Hutchinson, J. N. (1988). General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings of the fifth International Symposium on Landslides*. Lausanne, Switzerland. Balkema, Rotterdam. 3-35.

[82] Hynes-Griffin, M. E. et Franklin, A. G. (1984). *Rationalizing the seismic coefficient method*. US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station. Miscellaneous Paper GL-84-13, 37pp.

[83] Idriss, I. M. (1968). Finite element analysis for the seismic response of earth banks. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 94(SM3), 617-636.

[84] Idriss, I. M. (1978). *Characteristics of earthquake ground motions*. Lecture notes for : seismic aspects of Geotechnical Engineering. Paris, May 4,6 1981.

[85] Idriss, I. M. et Seed, H. B. (1967). Response of earthbanks during earthquakes. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 93(SM3), 61-82.

[86] IRSN. *Risque sismique et installations nucléaires*. http://www.irsn.fr/FR/connaissances/Installations_nucleaires/La_surete_Nucleaire/risque_sismique_installations_nucleaires/Pages/sommaire.aspx.

[87] Itasca Consulting Group (2000). FLAC Optional Features, 3-1-3-99.

[88] Itasca Consulting Group (2000). FLAC user's Guide.

[89] Jibson, R. W. (2007). Regression models for estimating coseismic landslide displacement. *Engineering Geology*, 91, 209-218.

[90] Jibson, R. W. (2011). Methods for assessing the stability of slopes during earthquakes-A retrospective. *Engineering Geology*, 122, 43-50.

[91] Jibson, R. W. et Michael, J. A. (2009). *Map showing seismic landslide hazards in Anchorage, Alaska*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3077, 2 sheets (scale 1:25000), 11-p.pamphlet.

[92] Journal officiel de la République Française (2011). *Arrêté du 26 octobre 2011 relatif à la classification et aux règles de construction parasismique applicables aux ponts de la classe dite "à risque normal"*.

[93] Kavazanjian, E., Matasovic, N. et al. (1997). Design guidance: Geotechnical earthquake engineering for highways. Vol. 1: design pinciples, geotechnical engineering circular 3. Publication FHWA-SA-97-06, FHA, US Dept of Transportation. Washington, DC.

[94] Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.

[95] Knopoff, L., Fredricks, R. W. et al. (1957). Surface amplitudes of reflected body waves. *Geophysics*, 22, 842-847.

[96] Kovacs, W. D., Seed, H. B. et al. (1971). Studies of seismic response of clay banks. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 97(SM2), 441-455.

[97] Lacassin, R., Tapponnier, P. et al. (2001). Was the Trévaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake? Historical and geomorphic evidence. *Earth and Planetary Sciences*, 333, 571-581.

[98] Lenti, L. et Martino, S. (2012). The interaction of seismic waves with step-like slopes and its influence on landslide movements. *Engineering Geology*, 126, 19-36.

[99] Lin, J.-S. et Whitman, R. V. (1983). Decoupling approximation to the evaluation of earthquake-induced plastic slip in earth dam. *Earthquake engineering and structural dynamics*, 11, 667-678.

[100] Lin, J.-S. et Whitman, R. V. (1986). Earthquake induced displacements of sliding blocks. *Journal of Geotechnical Engineering*, 112(1), 44-59.

[101] Lysmer, J. et Kuhlemeyer, R. L. (1969). Finite dynamic model for infinite media. *Journal of engineering mechanics*, Div. ASCE 95(EM4), 857-877.

[102] Makdisi, F. I. et Seed, H. B. (1978). Simplified procedure for estimating dam and embankment earthquake-induced failures. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 104, 849-867.

[103] Maquaire, O. (2002). *Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain) - Processus, fontionnement, cartograhie*. HDR thesis defense December 13 2002. Université Louis Pasteur - Strasbourg 1. Strasbourg, France.

[104] Marcuson, W. F. (1981). Moderator's report for session on earth dams and stability of slopes under dynamic loads. *International conference on recent advances in geotechnical earthquake engineering ans soil dynamics*. St. Louis, MO. pp. 1175.

[105] May, T. W. (1980). *The effectiveness of trenches and scarps in reducing seismic energy*. Ph.D. thesis. University of California at Berkeley. Berkeley, California.

[106] Messaoudi, A., Laouami, N. et al. (2011). Effet de la topographie des pentes sur les réponses sismiques. *8ème Colloque National AFPS 2011-Vers une maîtrise durable du risque sismique. September 06-08, 2011*. Paris, France. 285-294.

[107] Mitroulia, A. (2000). *Slope stability of volcanic soils under dynamic loading*. Master of Science Dissertation. Imperial College. London, 1998.

[108] Miyagi, T., Yamashina, S. et al. (2010). Massive landslide triggered by 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake in the Aratozawa Dam area, Tohoku, Japan. *Landslide*, 8, 99-108.

[109] Moore, J. R., Gischig, V. et al. (2011). Site effects in unstable rock slopes: dynamic behavior of the Randa instability (Switzerland). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 3110-3116.

[110] Musée de sismologie et magnétisme terrestre. *Intensité d'un séisme*. http://musee-sismologie.unistra.fr/.

[111] Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, 30(1).

[112] Nataf, H.-C. et Sommeria, J. (2006). *Panorama des Geosciences Modernes*. Cours de l'universiré Paris 7.

[113] Newmark, N. M. (1965). Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15, 139-159.

[114] Nguyen, H. T. et Fleurisson, J.-A. (2013). Rôle du paramètre "fréquence adimensionnelle" dans l'évaluation de l'effet de site topographique en cas de séisme. *Conférence Franco-Vietnamienne CIGOS 2013 - Construction et développement durable. April 04-05, 2013*. Lyon, France. Paper No: CIGOS206, 8pp.

[115] Nguyen, H. T., Fleurisson, J.-A. et al. (2013). Evaluation of topography site effect in slope stability under dynamic loading. *Vienna Congress on Recent Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics 2013 (VEESD 2013). August 28-30, 2013*. Vienna, Austria. Paper No: 521, 10pp.

[116] Nguyen, V. K. (2005). *Étude des effets de site dus aux conditions topographiques et géotechniques par une méthode hybride éléments finis/éléments frontières*. Ph.D. thesis defense January 17 2005. Ecole des Ponts ParisTech. Marne-la-vallée, France.

[117] Nguyen, V. K. et Gatmiri, B. (2007). Evaluation of seismic ground motion induced by topographic irregularity. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27, 183-188.

[118] Papadopoulos, G. A., Drakatos, G. et al. (2000). Preliminary results about the catastrophic earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece. *Seismological Research Letters*, 71, 318-329.

[119] Paulus, C. (2006). *Filtrage de donées sismiques multicomposantes et estimation de la polarisation*. Ph.D. thesis defense September 25 2006. Laboratoire des Images et des Signaux de Grenoble. Grenoble, France. 10-28.

[120] Peng, W.-F., Wang, C.-L. et al. (2009). Incorporating the effects of topographic amplification and sliding areas in the modeling of earthquake-induced landslide hazards, using the cumulative displacement method. *Computers & Geosciences*, 35, 946-966.

[121] Perkins, D. M. (1997). Landslide hazard maps analogues to probabilistic earthquake ground motion hazard maps. In: Cruden, D. M.; Fell, R. (eds). Landslide risk assessment, Balkema, 327-332.

[122] PS-92 (1995). *Règles de construction parasismique - Règles PS applicables aux bâtiments, dites Règles PS 92*. NF P 06-013.

[123] Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.

[124] Ricker, N. (1953). The form and laws of propagation of seismic wavelets. *Geophysics*, 18, 10-40.

[125] Rodriguez, C. E., Bommer, J. J. et al. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325-346.

[126] Rogers, A. M., Katz, L. J. et al. (1974). Topographic effect on ground motion for incident P waves: a model study. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64, 437-456.

[127] Romeo, R. (2000). Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58, 337-351.

[128] Sanchez-Sesma, F., Herrera, I. et al. (1982). A boundary method for elastic wave diffraction: application to scattering SH waves by surface irregularities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 473-490.

[129] Sarma, S. K. (1975). Seismic stability of earth dams and embankments. *Geotechnique*, 25, 743-761.

[130] Savage, W. Z. (2004). An exact solution for effects of topography on free Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1706-1727.

[131] Schuster, R. L. (2006). *Interation of dams and landslides - Case studies and mitigation*. U.S.Geological Survey Professional. Paper 1723.

[132] Seed, H. B. (1979). Considerations in the earthquake-resistant design of earth and rockfill dams. *Geotechnique*, 29, 215-263.

[133] Sétra (2010). *Application des Eurocode-Recommandations pour l'Eurocode 8: Calculs des structures pour leur résistance aux séismes*. Service d'études sur les transports, les routes et leurs aménagements (Sétra).

[134] Sills, L. (1978). Scattering of horizontally polarised shear waves by surface irregularities. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 54, 319-348.

[135] Singh, R. G. (2009). *Landslide classification, characterization and susceptibility modeling KwaZulu-Natal*. Master of Science Dissertation. University of the Witwatersrand, Johannesburg. Johannesburg, South African.

[136] Sitar, N. et Clough, G. W. (1983). Seismic response of steep slopes in cemented soils. *Journal of Geotechnical Engineering*, 109, 210-227.

[137] Sitar, N., Clough, G. W. et al. (1980). *Behavior of weakly cemented soil slopes under static and seismic loading*. The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University. Report No. 44.

[138] Skempton, A. W. (1953). Discussion in soil stability problems in road engineering. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 2, 219-280.

[139] Smith, W. D. (1975). The application of finite element analysis to elastic body wave propagation problems. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42, 747-768.

[140] Stewart, J. P., Blake, T. F. et al. (2003). A screen analysis procedure for seismic slope stability. *Earthquake Spectra*, 19, 697-712.

[141] Strenk, P. M. et Wartman, J. (2011). Uncertainty in seismic slope deformation model predictions. *Engineering Geology*, 122, 61-72.

[142] Terzaghi, K. (1950). Mechanism of landslides. In: Paige, S. (Ed.). Geological Society of America. Application of Geology to Engineering Practice (Berkey Volume). New York, 83-213.

[143] Thiery, Y. (2007). *Susceptibilité du Bassin de Barcelonnette (Alpes du sud, France) aux "mouvements de versant": cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste*. Ph.D. thesis defense December 17 2007. Université de Caen/Basse-Normandie. Caen, France.

[144] Travasarou, T. (2003). *Optimal ground motion intensity measures for probabilistic assessment of seismic slope displacements*. Ph.D. thesis. University of California at Berkeley. Berkeley, California.

[145] Travasarou, T. et Bray, J. D. (2003). Optimal ground motion intensity measures for assessment of seismic slope displacements. *2003 Pacific conference on earthquake engineering*. Chirstchurch, New Zealand.

[146] Trifunac, M. B. et Brady, A. G. (1975). A study on the duration of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(3), 581-626.

[147] Tucker, B. E., King, J. L. et al. (1984). Observations of hard rock site effects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 121-136.

[148] U.S Army Corps of Engineers (2000). *Technical bases for regulatory guide for soil liquefaction*. U.S.Nuclear Regulatory Commission. Office of Nuclear Regulatory Research. Washington. NUREG/CR-5741.

[149] Vanbrabant, F. (1998). *Prise en compte des effets de site topographiques dans l'étude de la stabilité des pentes soumises à des sollicitations dynamiques*. Ph.D. thesis defense November 23 1998. Ecole des Mines de Paris. Paris, France.

[150] Varnes, D. J. (1978). *Slope movement: types and processes*. In Landslides: Analysis and Control. Washington: Transportation Research Board. Report 176, 11-33.

[151] Wieczorek, G. F., Wilson, R. C. et al. (1985). *Map showing slope stability during earthquakes in San Matre County, California*. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investiagations Map I-1257-E, scale 1:62500.

[152] Yegian, M. K., Marciano, E. A. et al. (1991). Earthquake-induced permanent deformations: probabilistic approach. *Journal of Geotechnical Engineering*, 117(1), 35-50.

[153] Yegian, M. K., Marciano, E. A. et al. (1991). Seismic risk analysis for earth dams. *Journal of Geotechnical Engineering*, 117(1), 18-34.

[154] Yin, Y., Zheng, W. et al. (2010). Catastrophic landslide associated with the M8.0 Wenchuan earthquake. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 70, 15-32.

[155] Zahradnik, J. et Urban, L. (1984). Effect of a simple mountain range on underground seismic motion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 79, 167-183.

[156] Zhenpeng, L. Y., Baipo, L. et al. (1980). Effect of three-dimenional topography on earthquake ground motion. *Proceedings of the 7th World Conference on Earthquake Engineering, vol 2.September 8-13, 1980*. Istanbul, Turkey.

Annexe A : Magnitude et intensité d'un séisme

A.1. 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. Il existe plusieurs échelles de magnitude.

- La magnitude locale (M_L) est utilisée pour des séismes proches dits séismes locaux : la distance de la station d'enregistrement à l'hypocentre (foyer) n'excède pas 600 km.

$$M_L = \log A - \log A_0 + c \log(\Delta) \qquad [63]$$

A (mm)	:	amplitude maximale mesurée sur le sismogramme
A_0 (mm)	:	amplitude de référence correspondant à un séisme de magnitude 0 à 100 km
c	:	constante d'étalonnage
Δ (km)	:	distance épicentrale

- La magnitude de durée (M_D) est également utilisée pour des séismes proches mais elle est définie à partir de la durée du signal

$$M_D = \log t + a + c \log(\Delta) \qquad [64]$$

t (s)	:	durée du signal mesuré
a, c	:	constantes d'étalonnage
Δ (km)	:	distance épicentrale

- La magnitude des ondes de surface (M_S), basée sur la mesure de l'amplitude des ondes de surface (en général l'onde de Rayleigh), est utilisée pour les séismes lointains (télé-séismes) dont la profondeur du foyer est inférieure à 100 km.

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + a + c \log(\Delta) \qquad [65]$$

A (μm)	:	amplitude maximale du mouvement du sol
T (s)	:	pseudo-période de l'onde mesurée
a, c	:	constantes d'étalonnage

Δ (km) : distance épicentrale

- La magnitude des ondes de volume (M_B) est une mesure qui se fait sur le premier train d'onde P et permet une estimation rapide de l'importance du séisme. Elle est définie pour tous les télé-séismes et en particulier pour les séismes profonds.

$$M_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + a + c\log(\Delta) \qquad [66]$$

A (μm) : amplitude maximale du mouvement du sol
T (s) : pseudo-période de l'onde mesurée
a, c : constantes d'étalonnage
Δ (km) : distance épicentrale

- La magnitude de moment (M_w), définie pour les très gros séismes, est la magnitude la plus utilisée aujourd'hui.

$$M_w = \frac{2}{3}\log(M_0) - 6.0 \qquad [67]$$

$$M_0 = \mu S \Delta u \qquad [68]$$

M_0 (Nm) : moment sismique
μ (N/m^2) : rigidité du milieu
S (m²) : surface rompue durant le séisme
Δu (m) : déplacement moyen sur la faille

A.2. Intensité

Tableau 29. Échelle d'intensité MSK81 (d'après IRSN, 2013[86])

Degrés	Dégâts observés
I	Secousse non ressentie, mais enregistrée par les instruments.
II	Secousse partiellement ressentie, notamment par des personnes au repos et aux étages.
III	Secousse faiblement ressentie, balancement des objets suspendus.
IV	Secousse largement ressentie dans les habitations, tremblement des objets.
V	Secousse forte, réveil des dormeurs, chute d'objets, parfois légères fissures des plâtres.
VI	Légers dommages, parfois fissures dans les murs, frayeur de nombreuses personnes.
VII	Dégâts, larges lézardes dans les murs de nombreuses habitations, chute de cheminées.
VIII	Dégâts massifs, les habitations les plus vulnérables sont détruites, presque toutes subissent des dégâts importants.
IX	Destruction de nombreuses constructions, chute de monuments et de colonnes.
X	Destruction générale des constructions, même les moins vulnérables.
XI	Catastrophe, toutes les constructions sont détruites.
XII	Changement de paysage, énormes crevasses dans le sol, vallées barrées, rivières déplacées...

Tableau 30. Échelle d'intensité macrosismique Européenne EMS98 (d'après IRSN, 2013[86])

Degrés	Définition	Description des effets typiques observés (résumé)
I	Non ressenti	Non ressenti.
II	Rarement ressenti	Ressenti uniquement par quelques personnes au repos dans les maisons.
III	Faible	Ressenti à l'intérieur des habitations par quelques personnes. Les personnes au repos ressentent une vibration ou un léger tremblement.
IV	Largement observé	Ressenti à l'intérieur des habitations par de nombreuses personnes, à l'extérieur par très peu. Quelques personnes sont réveillées. Les fenêtres, les portes et la vaisselle vibrent.
V	Fort	Ressenti à l'intérieur des habitations par la plupart, à l'extérieur par quelques personnes. De nombreux dormeurs se réveillent. Quelques personnes sont effrayées. Les bâtiments tremblent dans leur ensemble. Les objets suspendus se balancent fortement. Les petits objets sont déplacés. Les portes et les fenêtres s'ouvrent ou se ferment.
VI	Dégâts légers	De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Chute d'objets. De nombreuses maisons subissent des dégâts non structuraux comme de très fines fissures et des chutes de petits morceaux de plâtre.
VII	Dégâts	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Les meubles se déplacent et beaucoup d'objets tombent des étagères. De nombreuses maisons ordinaires bien construites subissent des dégâts modérés : petites fissures dans les murs, chutes de plâtres, chutes de parties de cheminées ; des bâtiments plus anciens peuvent présenter de larges fissures dans les murs et la défaillance des cloisons de remplissage.
VIII	Dégâts importants	De nombreuses personnes éprouvent des difficultés à rester debout. Beaucoup de maisons ont de larges fissures dans les murs. Quelques bâtiments ordinaires bien construits présentent des défaillances sérieuses des murs, tandis que des structures anciennes peu solides peuvent s'écrouler.
IX	Destructions	Panique générale. De nombreuses constructions peu solides s'écroulent. Même des bâtiments bien construits présentent des dégâts très importants : défaillances sérieuses des murs et effondrement structural partiel.
X	Destructions importantes	De nombreux bâtiments bien construits s'effondrent.
XI	Catastrophe	La plupart des bâtiments bien construits s'effondrent, même ceux ayant une bonne conception parasismique sont détruits.
XII	Catastrophe généralisée	Pratiquement tous les bâtiments sont détruits.

Annexe B : Évaluation de l'instabilité dynamique d'un versant

La rédaction de cette Annexe B prend appui sur différents articles de synthèse sur le sujet.

B.1. Méthode pseudo-statique

Les analyses de la stabilité des pentes sous sollicitation sismique se sont développées au milieu du 20e siècle. La première documentation qui est connue dans la littérature est la méthode de Terzaghi, 1950[142] qui est aujourd'hui souvent nommée méthode pseudo-statique. Cette méthode adopte la même démarche que pour un problème statique, mais en rajoutant une force d'inertie (*I*) qui modélise la sollicitation dynamique (Figure 152). Cette force, avec une composante horizontale I_h et une composante verticale I_v est proportionnelle au poids *W* de la masse potentiellement instable par l'intermédiaire du coefficient sismique (*k*), comme représenté dans les équations [69], [70] et [71]. À travers des mesures, plusieurs travaux ont montré que la composante verticale (I_v) était beaucoup plus faible que la composante horizontale. Pour cette raison, elle est souvent négligée dans les calculs pratiques. Donc, dans la littérature, sauf cas spécifique, le coefficient sismique (*k*) est souvent considéré comme confondu avec le coefficient sismique horizontal ($k = k_h$).

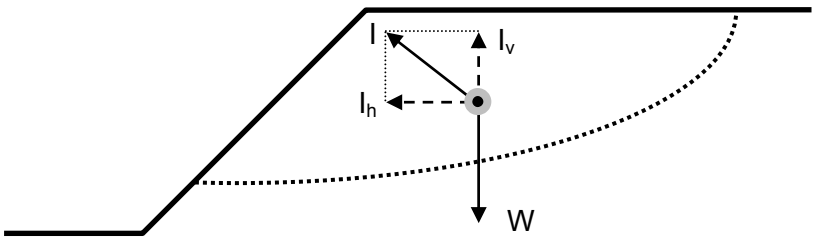


Figure 152. Illustration de la méthode pseudo-statique, introduisant une force d'inertie pour représenter la sollicitation sismique

$$I = kW \quad [69]$$

$$I_h = k_h W \quad [70]$$

$$I_v = k_v W \quad [71]$$

I_h, I_v : composante horizontale et verticale de la force d'inertie ajoutée
k_h, k_v : coefficients pseudo-statiques (coefficients sismiques)
W : poids du volume instable

L'évaluation de la stabilité dynamique des pentes par la méthode pseudo-statique présente des avantages significatifs : mise en œuvre facile et rapide, coût faible. C'est pour cette

raison qu'elle est beaucoup utilisée et même recommandée par les normes PS-92 et plus récemment l'Eurocode 8. Pourtant, elle représente aussi des limites inévitables :

- Le massif est considéré comme un corps rigide. De ce fait, à un instant donné, tous les points dans le massif subissent la même force d'inertie. Cette hypothèse va à l'encontre des effets de site qui montrent que le mouvement sismique est concentré en quelques endroits spécifiques comme la crête ou dans la couche de sub-surface de plus faibles caractéristiques mécaniques.

- L'hypothèse d'une rupture totale dès que le coefficient de sécurité est inférieur à 1.0 est très pessimiste. En réalité, le massif peut subir localement des déformations plastiques, mais les forces d'inertie induites par un séisme étant de nature transitoire, elles peuvent donc dépasser plusieurs fois le chargement critique sans causer la rupture.

- De plus, la plus grande difficulté de cette méthode concerne la détermination de la valeur du coefficient pseudo-statique (le coefficient sismique). La fiabilité de cette méthode repose sur le choix de ce coefficient.

Généralement, la valeur du coefficient sismique *k* d'un cas étudié peut être estimée en se basant sur les valeurs des cas de référence, l'estimation est réalisée en comparaison les caractéristiques géomorphologiques et sismiques des sites. D'un autre côté, la valeur de *k* peut être également déterminée de façon empirique ou semi-empirique en se basant sur des observations au laboratoire, in situ ou des simulations numériques. Dans le but de donner une idée de la plage des valeurs du coefficient sismique, les paragraphes suivants présentent des recommandations à propos du choix de la valeur du coefficient sismique *k*. Elles sont proposées par différents auteurs ou préconisées par des normes.

a) Coefficient sismique déterminé en fonction des critères décrivant l'énergie du séisme

Traditionnellement, les valeurs de *k* utilisées pour les études de stabilité de versants naturels ainsi que de pentes artificielles (barrages, digues…) sont dans l'intervalle de 0.05 à 0.15, même dans les régions de risque sismique élevé comme en Californie, aux Etats-Unis (California Division of Mines and Geology, 1997[41]). Pour le Japon, les valeurs de *k* recommandées sont un peu plus grandes mais elles n'ont jamais dépassé 0.2. Cependant, les études plus récentes (Kavazanjian et al., 1997[93]; Jibson, 2007[89]; Jibson, 2011[90]) montrent qu'il vaut mieux définir la valeur de *k* en considérant l'intensité du signal sismique.

Dans l'objectif de trouver un procédé pour corréler ce coefficient avec une mesure de l'intensité sismique, de nombreuses études ont été menées par plusieurs auteurs pendant des décennies. Le Tableau 31 résume quelques relations trouvées dans la littérature. Le coefficient sismique *k* est déterminé soit en fonction de l'intensité sismique de l'échelle Rossi-Forel (R-F), soit en fonction de la magnitude sismique (M_w), soit en fonction du PGA. Les valeurs calculées par ces approches présentent entre elles un écart significatif qui est probablement dû aux différentes conditions de calibration. Quelques-unes parmi ces

approches ont été calibrées pour la conception des barrages en terre pour laquelle un déplacement maximum d'environ un mètre est accepté. D'autres approches s'intéressaient à l'évaluation de la stabilité des versants naturels, dans lesquels le déplacement admissible varie de 5 à 30 cm (Wieczorek et al., 1985[151]; Blake et al., 2002[20]; Jibson et Michael, 2009[91]).

Ces approches doivent être utilisées avec précaution, elles ne sont pas recommandées pour les cas suivants :

- Le matériau peut subir une perte significative des caractéristiques mécaniques sous le chargement cyclique (une perte inférieure à 15 % est acceptable) ;
- Le site étudié peut faire l'objet de séismes de très grande magnitude ;
- Les versants comportent des sols liquéfiables ;
- Les barrages comportent ou sont fondés sur des sols liquéfiables ;
- Les barrages dont le déplacement permanent admissible (d'après la norme) est beaucoup plus faible que la limite souvent utilisée (1 m).

Tableau 31. Valeurs du coefficient sismique recommandées par plusieurs auteurs (basées sur la synthèse de Jibson, 2011[90])

Investigateur	**Coefficient sismique (*k*) recommandé**	**Facteur de sécurité (*FS*) recommandé**	**Condition de calibration**
Terzaghi, 1950[142]	0.1 (R-F=IX) 0.25 (R-F=X) 0.5 (R-F>X)	>1.0	Non spécifiée
Seed, 1979[132]	0.1 (M_w=6.50) 0.15 (M_w=8.25)	>1.15	<1m de déplacement pour barrage en terre
Marcuson, 1981[104]	(0.33÷0.5) PGA/g	>1.0	Non spécifiée
Hynes-Griffin et Franklin, 1984[82]	0.5 PGA/g	>1.0	<1m de déplacement pour barrage en terre
California Division of Mines and Geology, 1997[41]	0.15	>1.1	Non spécifiée
Kavazanjian et al., 1997[93]	0.17 PGA/g : avec une analyse dynamique 0.5 PGA/g : sans analyse dynamique	>1.0	Non spécifiée

b) Valeurs empiriques de Helle (1983)

Dans le but de chercher des relations empiriques liant l'accélération maximale du sol et la magnitude du séisme, des études statistiques ont été réalisées pendant les années 70 et 80 (Idriss, 1978[84]; Aptikaev, 1982[6]). Au travers de ces études, ces auteurs trouvent que l'accélération est alors fonction d'une distance qui peut être épicentrale, hypocentrale ou à la source d'énergie la plus proche. En plus, cette accélération est variable avec le type du sol concerné. Basé sur ces résultats et dans le cadre de l'hypothèse du sol au comportement rigide plastique (le coefficient sismique représente l'accélération du sol qui est identique en tout point dans le matériau), Helle a proposé en 1983 un tableau des valeurs moyennes du coefficient sismique horizontal (k_h) déterminées à partir de moyennes d'accélérations maximales mesurées pour plusieurs séismes et dans des conditions de sites différentes (Helle, 1983[77]). Le Tableau 32 présente ces valeurs classées en fonction de la magnitude du séisme, de la distance épicentrale et du type de sol.

Tableau 32. Valeurs du coefficient pseudo-statique (k_h) proposées par Helle, 1983[77]

Magnitude Ms	Distance épicentrale (km)	Sols mous et alluvions	Sols durs et intermédiaires	Rocher
5.5	10	0.2	0.19	0.18
	30	0.07	0.06	0.05
	50	0.03	0.04	0.02
6.5	10	0.4	0.38	0.46
	30	0.2	0.17	0.19
	50	0.1	0.09	0.08
7.5	10	0.5-1.2	0.4-1.1	0.5-0.9
	30	0.3-0.5	0.2-0.6	0.25
	50	0.2	0.1-0.3	0.1

c) Méthode de Stewart

Se basant sur la relation statistique proposée par Bray et Rathje (Bray et Rathje, 1998[35]), Stewart a développé une nouvelle procédure pour évaluer le coefficient pseudo-statique (Stewart et al., 2003[140]). Par rapport aux méthodes existantes, cette méthode est plus développée, elle prend en compte le rôle du PGA, de la magnitude du séisme ainsi que de la distance épicentrale. En plus, elle considère également deux niveaux de déplacement permanent admissible (5 et 15 cm). Le calcul détaillé peut être réalisé en utilisant les équations [72], [73], [74], [75] et [76].

$$k = \frac{f_{eq} \times MHA_r}{g} \qquad [72]$$

f_{eq} : facteur synthétique représentant l'effet sismique du site étudié et prenant en compte le déplacement maximal tolérable

MHA_r : accélération horizontale maximale du site de référence (pic d'accélération enregistré sur un site rocheux)

$$f_{eq} = \frac{NRF}{3.477}\left[1.87 - \log_{10}\left(\frac{u}{\frac{MHA_r}{g} \times NRF \times D_{5-95,m}}\right)\right] \qquad [73]$$

u : déplacement permanent admissible (u=5 ou 15cm)

$D_{5\text{-}95,m}$: durée moyenne de la sollicitation sismique, approchée par les relations [74] et [75] (Abrahamson et Silva, 1996[1]), avec r la distance épicentrale et M la magnitude du séisme.

NRF : facteur représentant l'effet de la réponse sismique non linéaire de la masse instable, déterminé par l'équation [76] pour l'intervalle de MHA_r/g de 0.1 à 0.8

$$r > 10km:\ \ln\left(D_{5-95,m}\right) = \ln\left\{\frac{\left[\frac{\exp\left[5.204 + 0.851\left(M-6\right)\right]}{10^{1.5M+16.05}}\right]^{-1/3}}{15.7 \times 10^{6}} + 0.063\left(r-10\right)\right\} + 0.8664 \qquad [74]$$

$$r < 10km:\ \ln\left(D_{5-95,m}\right) = \ln\left\{\frac{\left[\frac{\exp\left[5.204 + 0.851\left(M-6\right)\right]}{10^{1.5M+16.05}}\right]^{-1/3}}{15.7 \times 10^{6}}\right\} + 0.8664 \qquad [75]$$

$$NRF \approx 0.622 + 0.920\exp\left(-2.25\frac{MHA_r}{g}\right) \qquad [76]$$

Il est nécessaire de noter que les formules de [73] à [76] qui servent à calculer le facteur f_{eq} peuvent être utilisées uniquement pour les valeurs de MHA_r/g entre 0.1 et 0.8. Pour les valeurs plus grandes (0.8 < MHA_r/g < 1), on doit utiliser les graphiques de la Figure 153.

Dans cette figure, on observe bien le rôle de la magnitude du séisme. La valeur de f_{eq}, et par conséquent la valeur de k, augmente significativement avec la magnitude du séisme. Par contre, l'effet de la distance épicentrale, dans la gamme de 10 à 30 km, diminue avec la magnitude pour devenir négligeable quand la magnitude dépasse 8.

D'après les recommandations des auteurs, cette méthode ne peut pas être appliquée pour :

- des versants constitués de matériaux au comportement radoucissant significatif, par exemple un sol liquéfiable.

- Des versants comportant à leur base une couche d'argile de faibles caractéristiques mécaniques.

- Des cas où les seuils de déplacements de 5 ou 15 cm ne sont pas appropriés.

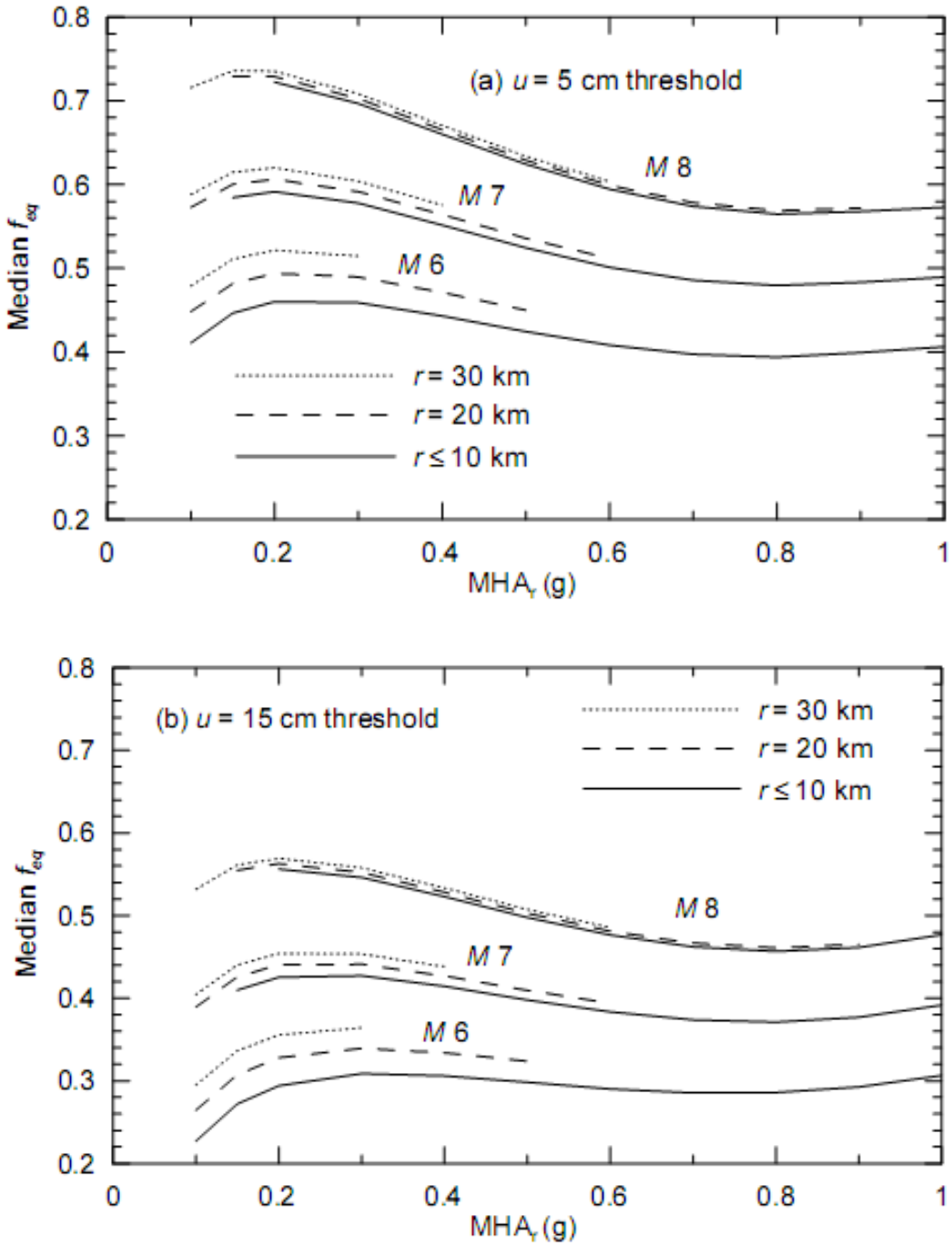


Figure 153. Valeur de f_{eq} en fonction de MHA_r et des conditions sismiques pour deux niveaux de déplacement permanent admissible: 5 et 15cm (Stewart et al., 2003[140])

d) Méthode de Bray et Travasarou

Les approches de calcul de déplacement permanent proposées par Bray et Travasarou en 2007 (Bray et Travasarou, 2007[37]) peuvent être utilisées pour estimer la valeur du coefficient sismique. L'objectif principal de ces auteurs est de développer une méthode semi-empirique simplifiée pour la prédiction du déplacement permanent d'une pente dû à la sollicitation sismique. Le calcul du coefficient sismique est réalisé en considérant la magnitude du séisme et le spectre de réponse du site étudié. Ce calcul prend en compte également le déplacement permanent admissible qui peut être choisi librement en se basant sur les normes en vigueur et la demande de performance de l'ouvrage.

$$k = \exp\left(\frac{-a+\sqrt{b}}{0.665}\right) \qquad [77]$$

$$a = 2.83 - 0.566\ln\left(S_a\right) \qquad [78]$$

Si $T_s \geq 0.05$s :

$$b = a^2 - 1.33\left\{\ln\left(D_a\right) + 1.10 - 3.04\ln\left(S_a\right) + 0.244\left[\ln\left(S_a\right)\right]^2 - 1.5T_s - 0.278\left(M_w - 7\right) - \varepsilon\right\} \qquad [79]$$

Si $T_s < 0.05$s :

$$b = a^2 - 1.33\left\{\ln\left(D_a\right) + 0.22 - 3.04\ln\left(S_a\right) + 0.244\left[\ln\left(S_a\right)\right]^2 - 1.5T_s - 0.278\left(M_w - 7\right) - \varepsilon\right\} \qquad [80]$$

D_a (cm)	:	déplacement permanent admissible
T_s (s)	:	période propre de la masse potentiellement instable
S_a (g)	:	accélération du spectre de réponse du site étudié (avec la prise en compte de l'effet de site) à la période égale à $1.5T_s$.
M_w	:	magnitude de moment du séisme.
ε	:	variable aléatoire suivant une loi de distribution normale avec une moyenne de zéro et l'écart type de 0.66.

La valeur de ε est déterminée en fonction du pourcentage de dépassement du seuil de déplacement (e.g. 50% de probabilité pour ε=0 ou 16% de probabilité pour ε=0.66). Il faut noter que le choix d'un petit pourcentage (e.g. 16% au lieu de 50%) va entraîner une augmentation du coefficient sismique. Ce fait va aggraver la force d'inertie potentiellement appliquée à la masse instable.

Dans le cas où la magnitude M_w est non connue ou compliquée à déterminer, le terme relié à ce paramètre [-0.278(M_w-7)] peut être omis dans les formules à titre de simplification. En considérant les valeurs des paramètres utilisés dans la base de données, l'application de ces approches devrait concerner des contextes semblables : période fondamentale (T_s) entre 0.0 et 2.0s, accélération spectrale pour $1.5T_s$ ($S_a(1.5T_s)$) entre 0.002g et 2.7g.

e) Règles parasismiques françaises PS-92

Ces règles parasismiques (PS-92, 1995[122]) ont été appliquées sur le territoire français jusqu'au 31 octobre 2012. Avant son application, les anciennes règles (PS69/82) ont été utilisées. Ces règles donnent des recommandations de calcul pour la stabilité des pentes par la méthode pseudo-statique. Dans ces règles, le choix de la valeur du coefficient sismique horizontal et vertical est réalisé en fonction des caractéristiques du site et de l'accélération nominale a_N au niveau du site rocheux (Tableau 33).

Tableau 33. Valeurs des coefficients pseudo-statiques (k_h et k_v) à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes en fonction du type de site (PS-92, 1995[122])

Sites	k_h	kv
S_0	a_N/g	$\pm 0.3\ k_h$
S1	$0.5\ a_N/g$	
S_2	$0.45\ a_N/g$	
S_3	$0.40\ a_N/g$	

Les sites sont classés en 4 types de S_0 à S_3 (Tableau 34) en fonction de la nature (Tableau 35) et de l'épaisseur de la couche de sol. Plus le sol est classé loin de S_0, plus il possède une bonne capacité d'amortissement de l'énergie ou plus il est plastique. À l'inverse, le sol peut présenter plutôt un comportement rigide comme le rocher (S_0). Pour un site rocheux, le coefficient sismique horizontal est égal à a_N/g. Pour les autres types de sols, en tenant compte de la déformation non négligeable des sols avant la rupture, une minoration de 40 à 50 % de l'accélération nominale a été appliquée.

L'action sismique verticale doit être considérée comme agissant vers le haut ou vers le bas, de manière à produire l'effet le plus défavorable. Son intensité est prise à 30 % de l'intensité horizontale.

Tableau 34. Types de sites classés en fonction de l'épaisseur des couches de sol de différentes natures reposant sur un substratum rocheux (PS-92, 1995[122])

Épaisseur	Classe	Site
	Rocher	S_0
h < 15m	*a*	S_0
h > 15m	*a*	S_1
h < 15m	*b*	S_1
15< h < 50m	*b*	S_2
h < 10m	*c*	S_2
h > 50m	*b*	S_3
10< h < 100m	*c*	S_3

Tableau 35. Classifications des sol en fonction de leur résistance (PS-92, 1995[122])

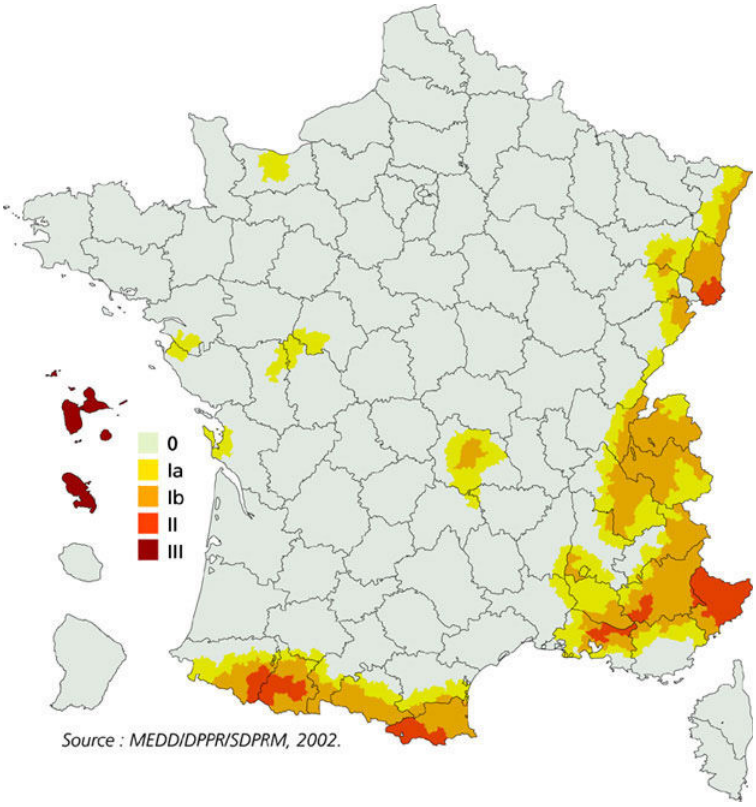
Classe	Description
a	Sols de bonne à très bonne résistance : sables et graviers compacts, marnes ou argiles raides fortement consolidées …
b	Sols de résistance moyenne : roches altérées, sables et graviers moyennement compacts, marnes ou argiles de raideur moyenne …
c	Sols de faible résistance : sables ou graviers lâches, argiles molles, craies altérées, vases …

Pour calculer le coefficient pseudo-statique, la connaissance de l'accélération nominale a_N est indispensable. C'est l'accélération maximale enregistrée en surface d'un site rocheux. En l'absence de mesure, les valeurs de a_N peuvent être évaluées en fonction de la zone de sismicité du site étudié et la classe de l'ouvrage comme présentées dans le Tableau 36. Les zones de risque sismique du territoire français sont définies par la carte de zonage sismique dans la Figure 154. Les types d'ouvrage sont classifiés en fonctions du degré d'importance et de son influence en cas de défaillance (Tableau 37).

De plus, l'effet de site topographique doit être pris en compte dans le calcul de la stabilité en considérant les conditions géomorphologiques du site étudié. Cet effet peut parfois modifier énormément le contenu de l'accélérogramme enregistré, en particulier le pic d'accélération. Pour cette raison, un facteur d'amplification doit en plus être appliqué à la valeur de a_N. La méthode pour déterminer ce facteur d'amplification est présentée dans la partie d'évaluation de l'effet de site topographique (paragraphe 1.3.4.1).

Tableau 36. Accélération nominale a_N (m/s²) en fonction de la zone de sismicité et de la classe de l'ouvrage (PS-92, 1995[122])

Zone sismique	Classe de l'ouvrage			
	A	***B***	***C***	***D***
0	0	0	0	0
Ia	0	1,0	1,5	2,5
Ib	0	1,5	2,0	2,5
II	0	2,5	3,0	3,5
III	0	3,5	4,0	4,5



Zone 0 : sismicité négligeable mais non nulle
Zone Ia : sismicité très faible mais non négligeable
Zone Ib : sismicité faible
Zone II : sismicité moyenne
Zone III : sismicité forte

Figure 154. Zones de sismicité du territoire français (décret n° 91-461 du 14 mai 1991)

Tableau 37. Classification des ouvrages (PS-92, 1995[122])

Classe	Description
A	Ouvrages dont la défaillance ne présente qu'un risque minime pour les personnes ou l'activité économique
B	Ouvrages offrant un risque dit "courant" pour les personnes
C	Établissements d'enseignement, stades, salles de spectacles, halls de voyageurs, musées, centres de production et de distribution d'énergie
D	Hôpitaux, casernes, garages d'ambulances, dépôts de matériel de lutte contre les incendies, musées ou bibliothèques abritant des œuvres majeures

L'application réglementaire des règles PS-92 sur le territoire français est terminée depuis le 31 octobre 2012. Elles ont été remplacées par la norme parasismique Eurocode 8. Une période transitoire destinée à laisser le temps aux bureaux d'études de s'adapter aux nouvelles règles de construction a été consentie jusqu'au début de l'année 2014. Depuis le 2 janvier 2014, seul l'Eurocode 8 est applicable, toutes les constructions parasismiques doivent respecter cette norme.

f) Eurocode 8

Par rapport aux règles PS-92, la norme Eurocode intègre :

- Les avancées les plus récentes en matière de génie parasismique par le biais de règles de calcul améliorées : une plus grande attention est accordée aux modes constructifs favorisant la dissipation d'énergie.

- Une meilleure prise en compte du sol : par l'Eurocode 8 et les valeurs du coefficient de sol *S*.

Concernant l'évaluation de la stabilité dynamique des pentes sous sollicitation sismique, la norme accepte que dans le cas où la topographie de surface et la stratigraphie du sol ne présentent pas des irrégularités très prononcées, la vérification de la stabilité peut être effectuée au moyen de méthodes pseudo-statiques simplifiées. En l'absence d'études spécifiques, les coefficients sismiques (horizontal k_h et vertical k_v) affectant toutes les masses doivent être calculés suivant les formules données par le Tableau 38 (Eurocode 8, 2005[61]; Sétra, 2010[133]).

Tableau 38. Valeurs des coefficients pseudo-statiques (k_h et k_v) à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes (EC-8)

Coefficients pseudo-statiques	Valeurs
k_h	$0.5\alpha S = 0.5a_gS/g = 0.5\gamma_I a_{gR}S/g$
k_v	$\pm 0.5k_h$ (si $a_{vg}/a_g > 0.6$) $\pm 0.33k_h$ (si $a_{vg}/a_g \leq 0.6$)

α : rapport de la valeur de calcul de l'accélération du sol de la classe *A* (a_g) à l'accélération de la pesanteur (*g*).
a_g, a_{vg} : accélération horizontale, verticale de calcul au niveau d'un sol de type rocheux (*A*).
a_{gR} : accélération maximale de référence au niveau d'un sol de type rocheux (*A*).
γ_I : coefficient d'importance en fonction de la catégorie des bâtiments.
g : accélération de la pesanteur.
S : paramètre caractéristique de la classe de sol.

Pour déterminer la valeur de k_h, il est nécessaire de trouver la valeur de αS. Ce produit peut être calculé si on connaît l'accélération horizontale de calcul a_{gR} (donnée par le Tableau 39 et la Figure 155), le coefficient d'importance γ_I (donné par le Tableau 40), le paramètre de sol S (Tableau 41) et l'accélération de la pesanteur *g* (9.81 m/s²).

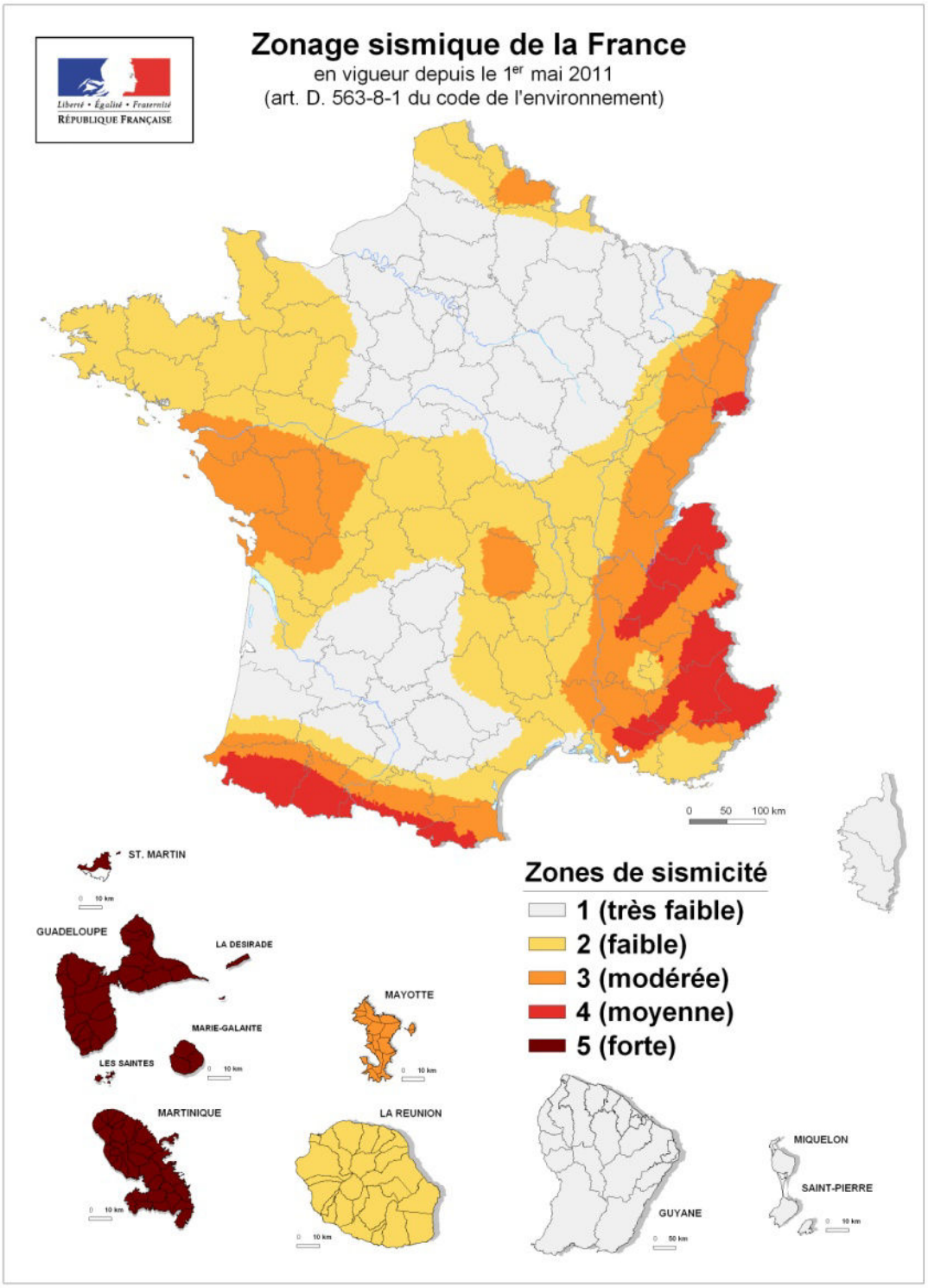


Figure 155. Zonage sismique de la France (en vigueur depuis le 1er mai 2011)

Tableau 39. Accélération maximale de référence a_{gR} (m/s²) applicable en France en fonction de la zone de sismicité (EC-8)

Zone de sismicité	a_{gR} (m/s²)
1 (très faible)	0.4
2 (faible)	0.7
3 (modérée)	1.1
4 (moyenne)	1.6
5 (forte)	3.0

Tableau 40. Coefficient d'importance relatif à la catégorie d'importance des bâtiments (EC-8)

Catégorie d'importance	Coefficient d'importance γ_I
I	0.8
II	1.0
III	1.2
IV	1.4

Tableau 41. Paramètre de sol résultant de la classe de sol (EC-8)

Classe de sol	*S* (zone 1-4)	*S* (zone 5)
A	1	1
B	1.35	1.15
C	1.5	1.2
D	1.6	1.35
E	1.8	1.4

Tableau 42. Accélération de calcul du sol dans la direction verticale (EC-8)

Zone de sismicité	a_{vg}/a_g (m/s²)
1 (très faible)	0
2 (faible)	0.45
3 (modérée)	0.45
4 (moyenne)	0.45
5 (forte)	0.9

Tableau 43. Caractérisation des classes de sol selon EC-8

Classe de sol	Description du profil stratigraphique	Paramètres		
		$V_{s,30}$ (m/s)	N_{SPT} (bl/30cm)	c_u (kPa)
A	Rocher ou toute autre formation géologique de ce type comportant une couche superficielle d'au plus 5 m de matériau moins résistant.	>800	-	-
B	Dépôts raides de sable, de gravier ou d'argile sur-consolidée, d'au moins plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, caractérisés par une augmentation progressive des propriétés mécaniques avec la profondeur	360-800	>50	>250
C	Dépôts profonds de sable de densité moyenne, de gravier ou d'argile moyennement raide, ayant des épaisseurs de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres.	180-360	15-50	70-250
D	Dépôts de sol sans cohésion de densité faible à moyenne (avec ou sans couches cohérentes molles) ou comprenant une majorité de sols cohérents mous à fermes	<180	<15	<70
E	Profil de sol comprenant une couche superficielle d'alluvions avec des valeurs de Vs de classes C ou D et une épaisseur comprise entre 5 m environ et 20 m, reposant sur un matériau plus raide avec Vs>800 m/s			

Le coefficient pseudo-statique vertical k_v est pris égal à 50 ou 33 % de k_h en fonction du rapport des valeurs de calcul de l'accélération verticale et de l'accélération horizontale (a_{vg}/a_g). En cas d'absence de mesure, ce rapport peut être déterminé à l'aide du Tableau 42 et de la carte du zonage sismique de la France (Figure 155).

Pour la même raison, comme indiqué dans les règles PS-92, l'influence de l'effet de site doit être prise en compte dans le calcul de la stabilité des pentes. L'Eurocode 8 recommande l'application d'un facteur d'amplification à l'accélération de calcul a_g. La méthode de calcul de ce facteur est présentée dans la partie d'évaluation de l'effet de site topographique (paragraphe 1.3.4.2)

B.2 Méthode des déplacements

L'évaluation de la stabilité des pentes a connu un renouveau dans les années 1960 avec l'introduction de la méthode du bloc rigide ou méthode des déplacements. Le concept principal de cette méthode est d'estimer la stabilité dynamique des pentes en termes de déplacement induit par la sollicitation sismique. Newmark a proposé en 1965 une procédure d'analyse se basant principalement sur l'hypothèse que le mécanisme physique de la rupture d'une masse de versant le long de la surface de rupture peut être modélisé par un bloc rigide glissant le long d'une surface inclinée.

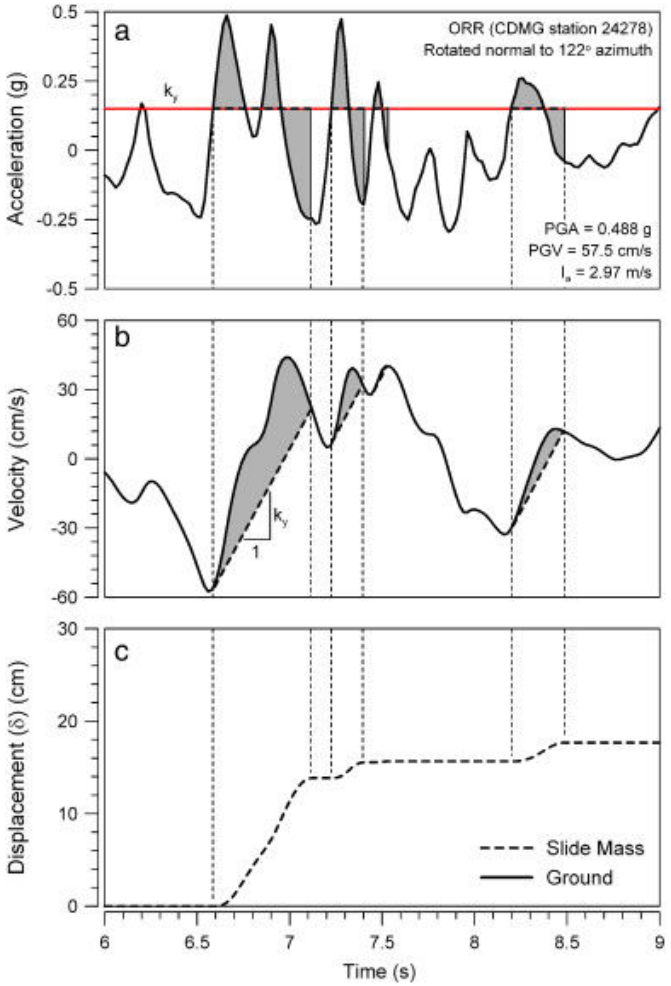


Figure 156. Illustration de la méthode des déplacements de Newmark, 1965[113] (reprise par Strenk et Wartman, 2011[141])

L'analyse de la stabilité dynamique effectuée à partir d'un accélérogramme, en utilisant la méthode de Newmark, est illustrée schématiquement dans la Figure 156. Selon ce procédé, le déplacement permanent est initialisé quand la force d'inertie induite par la sollicitation dynamique agissant sur la masse potentiellement instable dépasse la limite de résistance de la surface de rupture (Figure 156*a*). Le déplacement continue jusqu'à ce que la force d'inertie passe au-dessous de la limite de résistance et que la vitesse de la masse instable et celle du massif coïncident. Les intervalles de temps où il y a glissement sont indiqués par les

zones ombrées dans la Figure 156*b*. Le déplacement horizontal cumulé total (Figure 156*c)* de la masse en rupture est calculé en faisant deux fois l'intégration des zones ombrées sur l'accélérogramme de la Figure 156*a* en fonction du temps.

La résistance à la rupture est quantifiée par le coefficient sismique de rupture $k_y(g)$, qui est calculé par une analyse pseudo-statique dans laquelle le coefficient sismique k_h est progressivement augmenté jusqu'à ce que le facteur de sécurité (*FS*) diminue jusqu'à 1.0. Le coefficient sismique (k_h) en ce point est considéré comme le coefficient sismique de rupture (k_y). Dans le cadre de la méthode des déplacements de Newmark, *ky* représente l'accélération minimale requise pour déclencher le mouvement d'une masse instable. Dans ce sens, si PGA est inférieur à k_y, aucun déplacement ne se produit.

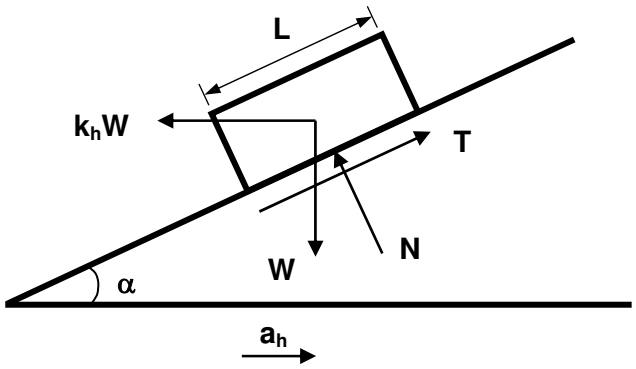


Figure 157. Principe du bloc rigide de la méthode de Newmark, 1965[113]

La difficulté principale de cette méthode réside dans la détermination du coefficient sismique de rupture k_y. Pour calculer ce coefficient, Newmark a considéré que la masse instable est un bloc rigide reposant sur une pente d'angle α (Figure 157), le coefficient de frottement à la surface de contact est la tangente de l'angle de frottement interne du sol φ. Ce système est soumis à un mouvement horizontal sous forme d'une accélération $\overline{a_h}$ qui induit dans le bloc une force d'inertie $\overline{Ma_h} = \overline{k_h W}$. Au moment où le bloc commence à glisser, k_h devient égal à k_y, le produit $k_y g$ est alors appelé accélération critique. En résolvant le système des équations d'équilibre ($\sum \vec{F} = 0$), on obtient la valeur de k_y qui peut être déterminée d'après la formule [81].

$$k_y = \tan(\varphi - \alpha) + \frac{cL}{W(1 + \tan\varphi \tan\alpha)\cos\alpha} \qquad [81]$$

k_y : coefficient sismique de rupture
φ : angle de frottement interne du sol le long de la surface de rupture
α : angle d'inclinaison de la surface de rupture
c : cohésion du sol le long de la surface de rupture
L : longueur de la masse glissante
W : poids de la masse glissante

Après la rupture, un autre système d'équations d'équilibre est déterminé en appliquant le 2e théorème de Newton ($\sum \vec{F} = m\vec{a}$). En résolvant ce système, les accélérations qui sont à l'origine du déplacement permanent de la masse instable peuvent être calculées d'après l'équation [82]. Enfin, le déplacement résiduel en direction horizontale est obtenu en intégrant deux fois cette expression en prenant soin de ne considérer que le mouvement dirigé dans le sens de déplacement de la masse instable.

$$\ddot{x} = g\frac{\left(k_h - k_y\right)\cos\left(\varphi - \alpha\right)}{\cos\alpha} \qquad [82]$$

$\ddot{x}$: accélération horizontale produisant le déplacement permanent
k_h : coefficient sismique horizontal
k_y : coefficient sismique de rupture
φ : angle de frottement interne du sol à la surface de rupture
α : angle d'inclinaison de la surface de rupture
g : accélération de la pesanteur (g=9.81m/s²)

Pour les cas de surface de rupture typique (plane ou circulaire), Chowdhury a proposé une méthode pour approcher de manière simple la valeur du coefficient pseudo-statique en utilisant le facteur de sécurité en statique *FS* (Chowdhury et al., 2010[45]). Les cas d'application ainsi que l'équation de calcul correspondante sont présentés dans les paragraphes suivants.

- Cas d'une surface de rupture plane, parallèle à la pente (Figure 158*a*) ou triangulaire (Figure 158*b et c*), d'angle de rupture (α) connu.

  - Si l'action sismique est considérée comme s'exerçant principalement en direction horizontale, la composante verticale est négligeable (Figure 158*a et b*).

$$k_y = \left(FS - 1\right)\frac{\tan\alpha}{1 + \tan\alpha\tan\varphi} \qquad [83]$$

  - Si l'action sismique est parallèle à la surface de rupture, la composante verticale n'est pas négligeable (Figure 158*c*).

$$k_y = \left(FS - 1\right)\sin\alpha \qquad [84]$$

- Cas d'une surface de rupture circulaire (Figure 158*d*), avec un matériau argileux saturé, d'angle de frottement nul (φ=0).

$$k_y = \frac{x}{y}\left(FS - 1\right) \qquad [85]$$

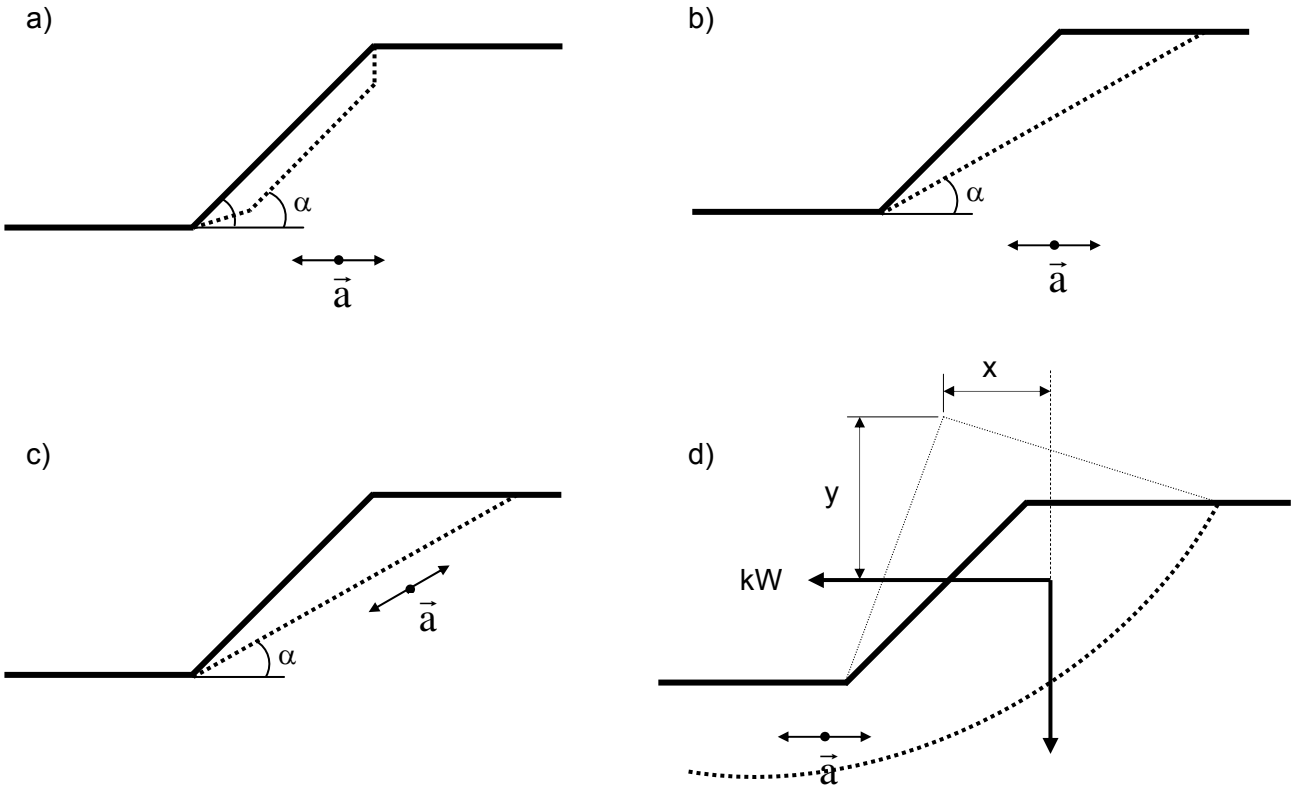


Figure 158. Quelques formes typiques de surfaces de rupture

La méthode des déplacements de Newmark est très utilisée. Ses principaux avantages sont les suivants :

- Le procédé est facile à mettre en œuvre.
- Il est rapide en temps de calcul et donc peu coûteux.
- La prise en compte de l'accélérogramme du signal sismique dans le calcul est un élément positif de cette méthode.
- L'estimation du déplacement permanent est un point intéressant de cette méthode par rapport à la méthode pseudo-statique.
- Malgré les hypothèses simplificatrices (bloc rigide, déplacement survenu dès que FS<1,…), les résultats obtenus sont acceptables.

La plupart des limites de cette méthode sont similaires à celles de la méthode pseudo-statique car ces méthodes sont basées sur plusieurs hypothèses identiques.

- La rupture est supposée immédiate sur toute la surface de glissement dès que le facteur de sécurité est inférieur à 1.0, cette hypothèse est très pessimiste. Dans la réalité, la force d'inerte induite par le mouvement sismique peut dépasser de manière momentanée plusieurs fois la force critique sans causer une rupture totale ou un déplacement permanent.

- La masse en mouvement est considérée comme un bloc rigide, les forces d'inertie appliquées sont ainsi identiques à tout instant dans tout l'ensemble de la masse

instable. En réalité, la réponse sismique de différents points dans le versant n'est pas identique en raison des effets de site.

- La résistance au cisaillement du matériau est supposée constante. Pourtant, de nombreux sols sont susceptibles de subir une forte diminution de résistance sous l'effet d'un chargement cyclique au cours d'un séisme.

- Les caractéristiques sismiques de la masse instable comme la capacité d'absorption d'une partie de l'énergie du signal sismique ne sont pas prises en compte.

- Les conditions hydrogéologiques sont négligées.

Dans le but de rendre la méthode plus réaliste, de nombreuses modifications ont été proposées par plusieurs auteurs. À titre d'exemple, on peut citer les travaux des auteurs comme Makdisi et Seed, 1978[102] avec la prise en compte de la réponse sismique de la masse instable, Graham, 1984[70] avec la prise en compte des conditions hydrogéologiques, Havenith et al., 2000[74] avec la prise en compte de l'effet de site lithologique… Les paragraphes suivants présentent sommairement ces méthodes.

a) Prise en compte de la réponse sismique de la masse instable

Presqu'une décennie après l'apparition de la méthode de Newmark, Makdisi et Seed, 1978[102] ont modifié sa formulation originale pour prendre en compte la réponse sismique de la masse instable. Cette méthode est appelée « méthode découplée » car elle se décompose en deux étapes :

1) l'analyse dynamique pour calculer l'évolution en fonction du temps de l'accélération moyenne agissant sur la masse potentiellement instable ;

2) Le calcul des déplacements de Newmark en effectuant la double intégration des accélérations moyennes obtenues à la 1ère étape.

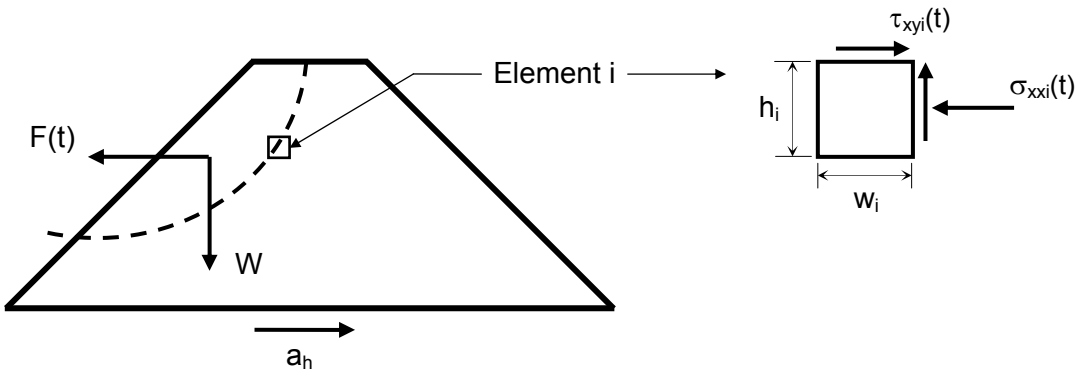


Figure 159. Calcul de l'accélération moyenne par la méthode des éléments finis

Pour calculer l'accélération moyenne agissant sur une masse instable en fonction du temps (*HEA*: *horizontal equivalent acceleration*), ces auteurs ont utilisé les approches proposées par Chopra qui a appliqué la méthode des éléments finis pour les analyses des barrages en terre (Clough et Chopra, 1966[48]; Chopra, 1967[44]). À un moment *t* donné, les forces qui s'exercent le long de la surface de glissement sont calculées en fonction de la contrainte normale et de cisaillement des éléments finis le long de cette surface suivant l'équation [86] et la Figure 159. La résultante de ces forces divisée par le poids de la masse instable donne l'accélération moyenne *HEA(t)* s'appliquant sur cette masse à un moment *t* donné. Ce processus est répété pour chaque pas de temps de la durée du signal sismique pour calculer l'évolution dans le temps de l'accélération moyenne *(HEA).* Les accélérations moyennes obtenues sont ensuite utilisées pour calculer le déplacement en effectuant la double d'intégration d'après le principe de la méthode de Newmark

$$HEA(t) = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left[\sigma_{xxi}(t)h_i + \tau_{xyi}(t)w_i\right]}{W} \qquad [86]$$

n	: nombre d'éléments sur la surface de glissement
$\sigma_{xxi}(t)$, $\tau_{xyi}(t)$	: contraintes normale et de cisaillement de l'élément *i* au moment *t*
h_i, w_i	: hauteur et largeur correspondantes de l'élément *i*
W	: poids de la masse instable

Dans le but de comparer la méthode découplée (bloc déformable) avec la méthode originale de Newmark (bloc rigide), Strenk et Wartman, 2011[141] ont appliqué ces deux méthodes pour un même signal sismique (Figure 160*a*) en faisant varier la valeur de l'accélération critique ($k_y g$) de pratiquement zéro jusqu'à *PGA*. Le résultat est présenté en fonction du rapport $k_y(g)/PGA(g)$ pour la méthode de Newmark et $k_y(g)/k_{max}(g)$ pour la méthode découplée. La Figure 160*b* montre la différence de résultat des deux procédés. Elle est expliquée par l'introduction de la réponse sismique de la masse instable avec sa capacité de déformation par rapport à la masse rigide de la méthode originale de Newmark. Néanmoins, les tendances globales des résultats montrent qu'une relation non linéaire entre le déplacement et le rapport des accélérations (k_y/PGA ou k_y/k_{max}) est toujours observée. C'est une caractéristique fondamentale des méthodes qui utilisent le comportement dynamique d'un système de bloc instable pour se rapprocher du mécanisme physique des déformations induites par la sollicitation dynamique (Strenk et Wartman, 2011[141]).

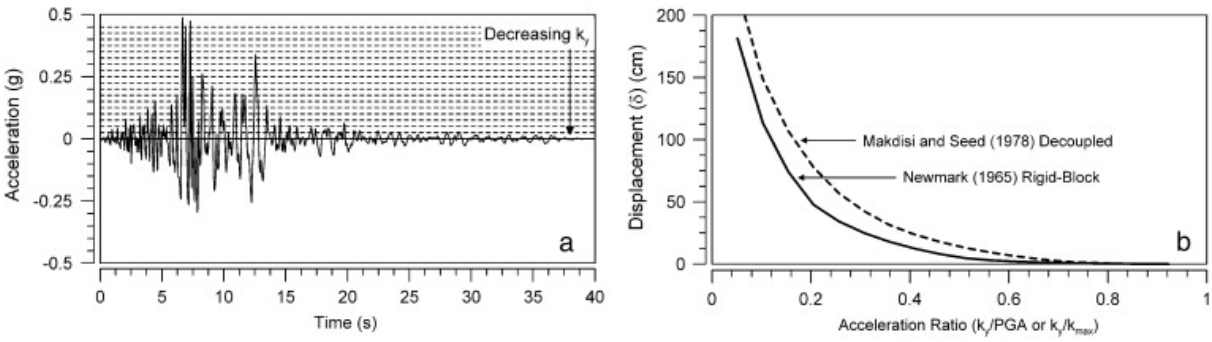


Figure 160. Comparaison des déplacements permanents calculés par la méthode originale de Newmark, 1965[113] et des valeurs calculées par la méthode découplée de Makdisi et Seed, 1978[102] (présentée par Strenk et Wartman, 2011[141])

La méthode découplée de Makdisi et Seed est largement utilisée dans le génie civil pour évaluer la stabilité dynamique des pentes artificielles en général et des barrages en terre en particulier. Cette procédure consiste en six étapes :

1. Détermination de la hauteur de la masse potentiellement instable (*y*) et calcul du rapport *y/h*, avec *h* la hauteur maximale de l'ouvrage.

2. Détermination de l'accélération critique ou du coefficient sismique de rupture (k_y) de la masse potentiellement instable par l'analyse pseudo-statique.

3. Détermination de l'accélération maximale en crête de la pente ($\ddot{u}_{\max}$). Elle peut être estimée avec l'aide des analyses statistiques ou en application des normes régionales, nationales. Par exemple : la comparaison entre le pic d'accélération à la base (le PGA du signal sismique appliqué à la base du modèle) et le pic d'accélération en crête du barrage ($\ddot{u}_{\max}$) présentée dans Figure 161 (recommandée par U.S Army Corps of Engineers, 2000[148]) peut être utilisée pour estimer $\ddot{u}_{\max}$.

4. Détermination de la période propre de l'ouvrage (T_0).

5. Détermination de l'accélération moyenne maximale (k_{max}) de la masse potentiellement instable correspondante en utilisant le graphe de la Figure 162 et les paramètres obtenus aux étapes 1 et 3.

6. Détermination du déplacement permanent (*u*), normalisé par $k_{max}gT_0$, de la masse instable à l'aide de la Figure 163.

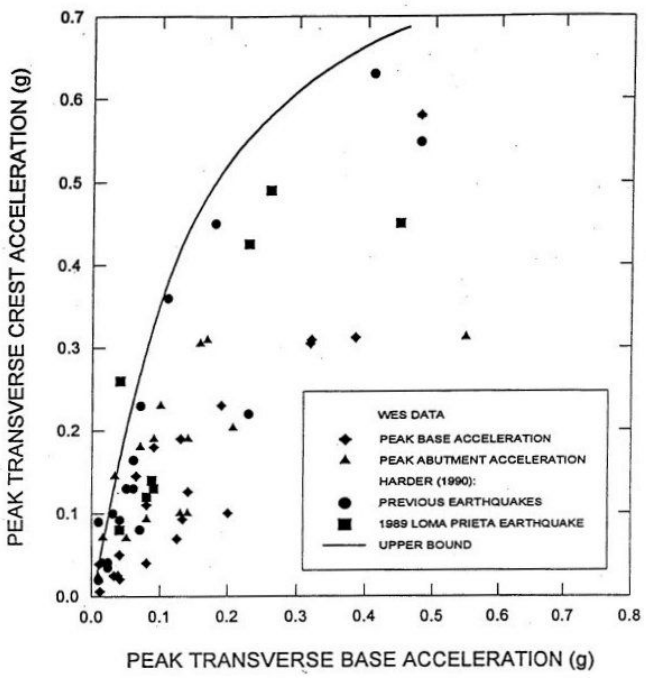


Figure 161. Comparaison des pics d'accélération à base et en crête du barrage (Harder, 1991[73], modifiée par Cameron (WES),1996)

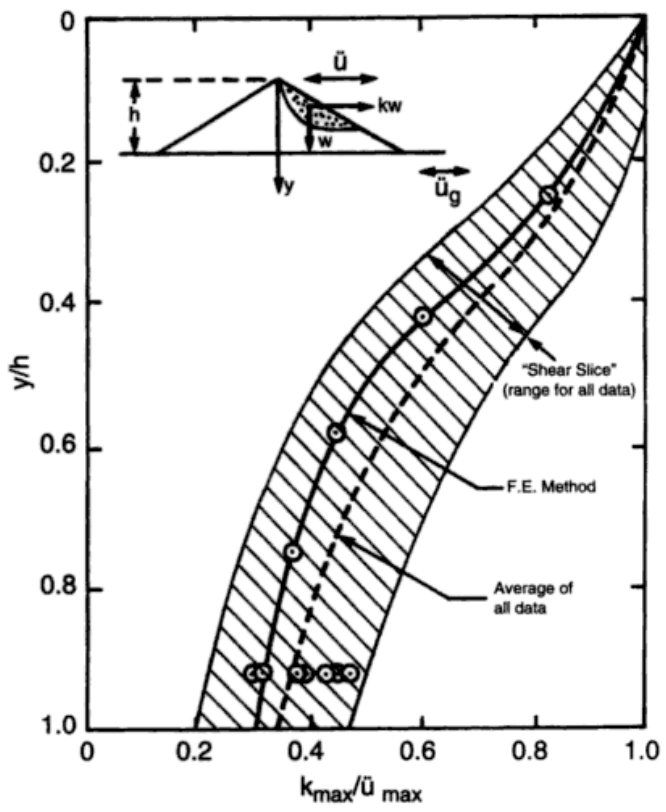


Figure 162. Variation du coefficient sismique k_{max} en fonction de la hauteur de la masse instable (Makdisi et Seed, 1978[102])

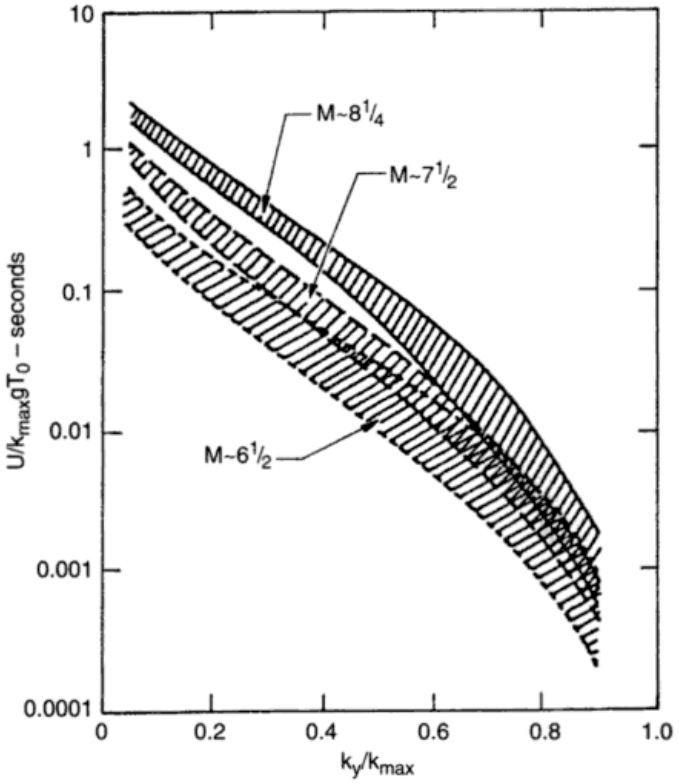


Figure 163. Variation du déplacement permanant normalisé en fonction de l'accélération critique (Makdisi et Seed, 1978[102])

Malgré les défauts inévitables dus aux hypothèses simplificatrices concernant la masse instable sur un plan incliné, cette nouvelle méthode présente des améliorations importantes par rapport à la méthode originale de Newmark. Son utilisation est souvent recommandée dans les calculs de stabilité dynamique des barrages.

Il est nécessaire de noter que l'application de cette méthode doit être effectuée avec précaution pour les cas où la fréquence prédominante du signal d'excitation (*Fs*) est proche de la fréquence propre de l'ouvrage (*Fn*), notamment quand le rapport *Fn*/*Fs* est dans l'intervalle de 0.5 à 1.5 (Lin et Whitman, 1983[99]).

b) Prise en compte des conditions hydrogéologiques

Avec l'objectif de prendre en compte des effets hydrogéologiques dans les calculs de stabilité dynamique des pentes, Graham a proposé d'ajouter des nouveaux paramètres tels que la position de la nappe phréatique, la pression interstitielle, l'épaisseur de la masse… L'équation [87] présente la formule de calcul de k_y proposée par Graham (Graham, 1984[70]).

$$k_y = \frac{1}{g}\left[\frac{\dfrac{c'}{\cos^2\alpha} + \left(\gamma - m\gamma_w\right) z \tan\varphi' - \gamma z \tan\alpha}{\gamma z\left(1 + \tan\alpha \tan\varphi'\right)}\right] \qquad [87]$$

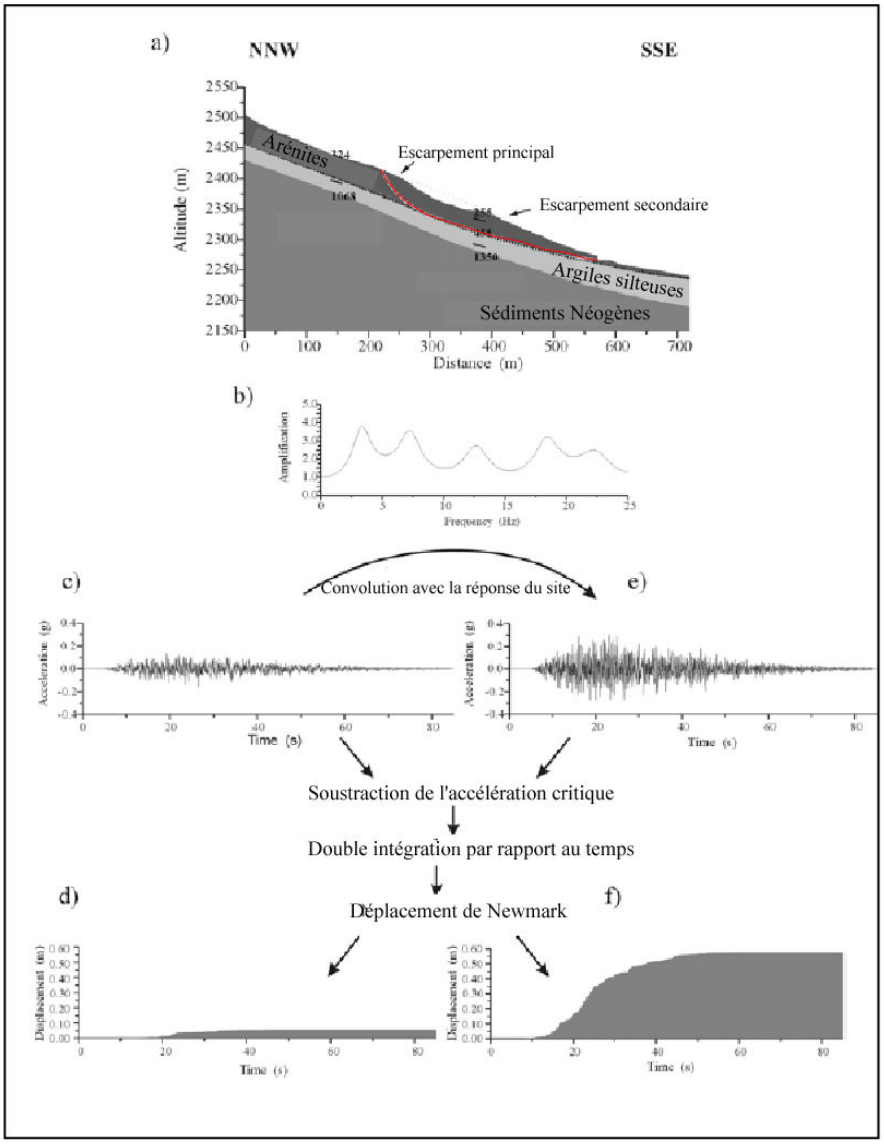
c' (kPa)	: cohésion effective
α (°)	: pente du versant
γ (kN/m^3)	: poids volumique du matériau
m	: coefficient de nappe phréatique : rapport de la hauteur de la nappe phréatique au-dessus de la surface de cisaillement à l'épaisseur verticale du bloc instable.
φ' (°)	: angle de frottement effectif
z (m)	: épaisseur du bloc instable suivant la direction normale du versant.

c) Prise en compte de l'effet de site lithologique

Toujours avec le même objectif d'amélioration de la méthode des déplacements, Havenith et al., 2000[74] a proposé d'associer le phénomène d'amplification du mouvement sismique dû aux effets de site lithologiques au calcul de déplacement. L'idée principale de cette modification est d'appliquer à l'accélérogramme une fonction de transfert correspondant aux conditions géologiques du site étudié. Ainsi, les effets de site géologiques sont inclus dans le calcul des déplacements à travers le sismogramme. La procédure de cette méthode (Figure 164) peut être résumée en six étapes :

1. Définition des paramètres des différentes couches du site étudié comme : épaisseur, densité, vitesse de propagation des ondes P.
2. Modélisation de la fonction de transfert 1D de la colonne de sol représentative de la zone de glissement potentiel

3. Convolution d'un accélérogramme enregistré en un site rocheux par cette fonction de transfert
4. Calcul de l'accélération critique du versant
5. Soustraction de l'accélération critique du nouvel accélérogramme obtenue à l'étape 3.
6. Double intégration de cet accélérogramme, pour obtenir le déplacement de Newmark avec l'effet de site lithologique intégré.



a) Configuration topographique et lithologique du site d'étude
b) Fonction de transfert 1D de la colonne de sol représentative de la zone de glissement potentiel
c) Accélérogramme enregistré au rocher
d) Déplacement de Newmark calculé sans prendre en compte les effets de site lithologiques.
e) Accélérogramme convolué par la fonction de transfert 1D
f) Déplacement de Newmark calculé en tenant compte des effets de site lithologiques

Figure 164. Modification apportée par Havenith et al., 2000[74] à la méthode de Newmark pour prendre en compte des effets de site lithologiques

B.3. Méthode en contrainte-déformation

Les méthodes d'analyse qui ont été développées en se basant sur des hypothèses simplificatrices, comme la méthode pseudo-statique, la méthode des déplacements de Newmark, les méthodes de Newmark modifiées…, aident à traiter le problème de façon simple et pratique. Cependant, les simplifications peuvent parfois entraîner des résultats très éloignés de la réalité. Après la publication de la méthode pseudo-statique (Terzaghi, 1950[142]), beaucoup d'autres approches basées sur cette méthode ont été proposées soit en améliorant le procédé de détermination du coefficient sismique (Seed, 1979[132]; Marcuson, 1981[104]; Helle, 1983[77]; Hynes-Griffin et Franklin, 1984[82]; Kavazanjian et al., 1997[93]; Stewart et al., 2003[140]; Bray et Travasarou, 2009[38]) soit en couplant avec une analyse dynamique (Newmark, 1965[113]; Makdisi et Seed, 1978[102]; Graham, 1984[70]; Havenith et al., 2000[74]). Malgré cela, les principales limites dues aux hypothèses simplificatrices sont toujours présentes.

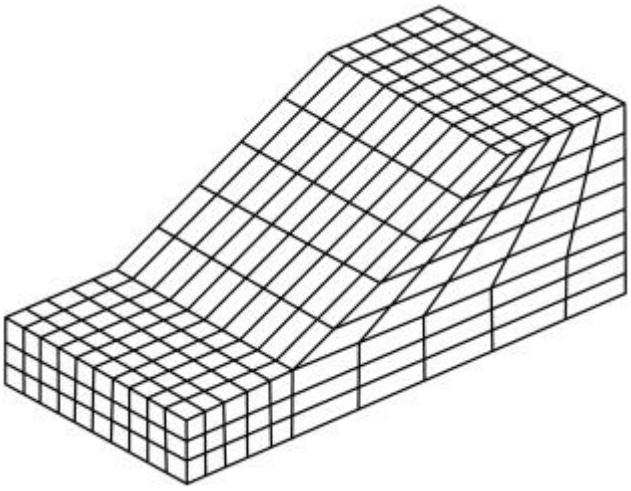


Figure 165. Exemple d'un maillage 3D d'un versant qui peut être utilisé pour une analyse par la méthode en contrainte-déformation (Jibson, 2011[90])

En 1960, basée sur les développements mathématiques de Courant (Courant, 1943[50]), Ray Clough, de l'université de Californie a développé la méthode de contrainte-déformation (Clough, 1960[47]). Son principe général est de simuler un système ou une structure déformable par un maillage dont la déformation de chaque nœud est calculée en fonction de la contrainte appliquée (Figure 165). Cette procédure est rapidement devenue un outil efficace, qui a été largement utilisé dans le domaine de la mécanique en général et de la géotechnique en particulier, notamment avec l'aide des ordinateurs qui sont de plus en plus puissants.

Pour l'étude dynamique du versant, le concept de base de l'analyse en contrainte-déformation est de calculer le mouvement du versant par rapport à un niveau de base fixe et de modéliser le massif par un maillage dont les éléments sont connectés par des nœuds. Le modèle est soumis à une force d'inertie $R(t)$, due à l'accélération $a(t)$ appliquée à la base,

donnée par l'équation [88] pour tous les nœuds. La masse nodale *M* est obtenue en affectant à chaque nœud une proportion appropriée de la masse de chaque élément situé autour de ce nœud. Le déplacement *r* de chaque nœud est ensuite déterminé par l'équation [89], dans laquelle *C* est le coefficient d'amortissement, *K* est la rigidité.

$$R(t) = -M \ a(t) \qquad [88]$$

$$M\ddot{r} + C\dot{r} + Kr = R(t) \qquad [89]$$

Pour représenter l'ensemble des nœuds, l'équation [89] peut être réécrite sous forme matricielle comme [90], dans laquelle [*M*], [*C*] et [*K*] représentent respectivement les matrices de masse, d'amortissement et de rigidité. La matrice des forces $\{R(t)\}$ est obtenue en tenant compte des deux composantes horizontale et verticale de l'accélération sismique.

$$[M]\{\ddot{r}\} + [C]\{\dot{r}\} + [K]\{r\} = \{R(t)\} \qquad [90]$$

En résolvant ces équations, le déplacement *r* au bout d'un intervalle de temps discret peut être calculé. Ainsi, l'état de contrainte correspondant à chaque nœud est déterminé. Cette méthode présente les avantages suivants :

- Elle donne une vision plus concrète de ce qui se passe dans le versant au cours d'une sollicitation mécanique.

- La variation spatiale des caractéristiques géomorphologiques du site étudié peut être prise en compte.

- Toutes les caractéristiques du signal sismique peuvent être bien simulées et utilisées pour des analyses dynamiques.

Cette méthode présente aussi quelques limites :

- Elle est spécifiquement réservée pour des problèmes d'extension limitée (une étude de cas). Elle n'est pas appropriée pour une évaluation des risques dans une large zone.

- De nombreux paramètres concernant les conditions géomorphologiques, sismiques, hydrauliques, etc. sont requis.

- Des connaissances sur le comportement (statique et cyclique) des matériaux sont indispensables.

- Même avec les progrès des moyens de calcul, le temps de calcul reste toujours une question importante.

B.4 Méthode statistique et semi-empirique

a) Approches semi-empiriques basées sur la méthode des déplacements de Newmark

Suite à la première présentation de la méthode de Newmark (1965), de nombreuses approches simplifiées ont été proposées par plusieurs auteurs dans le but de corréler le déplacement cumulé de la masse potentiellement instable avec les caractéristiques du versant (pente du versant, caractéristiques des matériaux, caractéristiques de la surface de rupture, conditions hydrogéologiques…) et celles du signal sismique (intensité, contenu fréquentiel, durée).

Pour la méthode de Newmark ou les méthodes basées sur celle-ci, les caractéristiques intrinsèques de la pente sont déjà représentées par le coefficient sismique k. La question actuelle est de savoir comment inclure les caractéristiques du signal sismique dans les approches simplifiées pour mieux estimer le déplacement cumulé. La majorité des travaux utilisent le PGA, ou plus précisément le rapport de l'accélération critique sur le PGA (a_c/PGA ou k_y/k_{max}), comme le paramètre principal caractérisant l'intensité du mouvement sismique (désigné ici par mesure de l'intensité ou *intensity measure* : IM), par exemple : Sarma, 1975[129]; Franklin et Chang, 1977[64]; Hynes-Griffin et Franklin, 1984[82]; Yegian et al., 1991[152]. Ce paramètre est parfois couplé avec d'autres facteurs caractérisant le contenu fréquentiel et/ou la durée du mouvement sismique, par exemple : Makdisi et Seed, 1978[102] ont utilisé la magnitude (M_w) en combinaison avec le PGA estimé en crête de la pente ; Yegian et al., 1991[153] ont utilisé la fréquence prédominante et le nombre équivalent des cycles de sollicitation en combinaison avec le PGA ; Bray et al., 1998[36] ont utilisé la fréquence moyenne et la durée significative du mouvement sismique du site rocheux en combinaison avec le PGA.

La valeur de IM la plus utilisée dans la littérature jusqu'à récemment est le PGA, cependant il n'est ni la seule ni la meilleure mesure de l'intensité du mouvement sismique. Dans le but d'évaluer l'efficacité de différents IM, Travasarou et al. ont effectué des analyses sur 29 IM différents (Travasarou et Bray, 2003[145]; Travasarou, 2003[144]). 1447 accélérogrammes enregistrés de 45 séismes dans le monde ont été utilisés. Les résultats statistiques ont permis de déterminer les IM optimales : le PGA, l'accélération spectrale S_a, la racine carrée de l'accélération moyenne (a_{rms}), Peak Ground Velocity (PGV), l'intensité d'Arias (I_a), Effective Peak Velocity (EPV), l'intensité du spectre de réponse (SI) et l'intensité caractéristique (I_c). La définition de ces IM est donnée dans le Tableau 44.

Les paragraphes suivants présentent les approches qui corrèlent le déplacement permanent avec ces principaux IM : PGA, M_w, S_a, I_a

Tableau 44. Définitions des mesures de l'intensité (IM) principales obtenues dans les travaux de Travasarou et Bray

IM	Signification	Définition	Unité
PGA	L'accélération maximale du sol	$\max\left(\lvert a(t)\rvert\right)$	g
SA	L'accélération spectrale	$SA(Ts)$	g
a_{rms}	La racine carrée de l'accélération moyenne	$\sqrt{\frac{1}{D_{595}}\int_{T1}^{T2}\left[a(t)\right]^2 dt}$	g
PGV	La vitesse maximale du sol	$\max\left(\lvert v(t)\rvert\right)$	cm/s
I_a	L'intensité d'Arias (Arias, 1970[7])	$\frac{\pi}{2g}\int_0^{\infty}\left[a(t)\right]^2 dt$	cm/s
EPV	La vitesse effective maximale (ATC, 1978[15])	$SV(T_s \approx 1)/2.5$	cm/s
SI	L'intensité du spectre de réponse (Housner, 1959[79])	$\int_{0.1}^{2.5} PSV(T_s, \xi = 5\%)\,dT$	cm
I_c	L'intensité caractéristique (Ang, 1990[5])	$a_{rms}^{1.5}\left(D_{595}\right)^{0.5}$	$cm^{1.5}s^{-2.5}$
D_{595}	Durée significative (Trifunac et Brady, 1975[146])	$t_{0.95I_a} - t_{0.05I_a}$	s

- <u>Méthode d'Ambraseys et Menu</u>

Basé sur les résultats des analyses de 50 enregistrements de 11 séismes (Ambraseys et Menu, 1988[3]), ces auteurs ont déduit par méthode statistique une équation de régression (l'équation [91]) qui peut être utilisée pour obtenir une évaluation préliminaire du déplacement de Newmark en fonction du rapport entre l'accélération critique (a_c) et le PGA.

$$\log D_N = 0.90 + \log\left[\left(1-\frac{a_c}{PGA}\right)^{2.53}\left(\frac{a_c}{PGA}\right)^{-1.09}\right] \pm 0.30t \qquad [91]$$

D_N (cm) : déplacement permanent de Newmark

a_c : accélération critique qui peut être estimée de façon simple par l'équation [92] avec *FS* le facteur de sécurité en statique de la pente et α l'angle d'inclinaison de la surface de rupture.

$$a_c = (FS - 1) g \sin \alpha \qquad [92]$$

t : variable aléatoire d'après la loi de distribution normale (*t*=0 si la probabilité de dépassement du déplacement calculé est de 50 %)

Comme indiqué dans les paragraphes ci-dessus, une seule IM n'est pas totalement suffisante pour caractériser le signal sismique. De plus, le déplacement permanent calculé par la méthode de Newmark est sensiblement dépendant de la durée de la secousse. Or cette dernière s'allonge généralement avec l'augmentation de la magnitude. Pourtant, ni la durée ni la magnitude ne sont prises en compte dans l'équation de régression. Alors, l'utilisation de cette approche simplifiée est recommandée uniquement pour des séismes de magnitude proche de celle des séismes à partir desquels cette équation a été établie (M_s entre 6.6 et 7.3).

- Méthode de Bray et Travasarou

L'objectif principal du travail de ces auteurs est de développer une méthode semi-empirique simplifiée pour la prédiction du déplacement permanent d'une pente dû à la sollicitation sismique. La méthode doit être simple et facile pour une application pratique. Pour cette raison, l'utilisation d'un seul IM est souhaitable. Les auteurs ont proposé d'utiliser l'accélération spectrale à la période dite dégradée dont la valeur est environ 1.5 fois la période fondamentale du versant ($1.5T_s$) comme le principal IM. En se basant sur la méthode de calcul du déplacement permanent (Newmark, 1965[113]) et la méthode d'estimation de la probabilité du déplacement permanent ou la méthode couplée (Lin et Whitman, 1986[100]), Bray et Travasarou ont proposé des approches pour évaluer le déplacement de la masse potentiellement instable sous l'effet de la sollicitation sismique (Bray et Travasarou, 2007[37]). Cette procédure consiste en deux étapes distinctes : 1) calcul de la probabilité de zéro déplacement (D_N≤1cm) et 2) calcul de la quantité probable de non-zéro déplacement.

$$P\left(D_N = 0\right) = 1 - \Phi\left(-1.76 - 3.22\ln\left(k_y\right) - 0.484T_s \ln\left(k_y\right) + 3.52\ln\left(S_a\left(1.5T_s\right)\right)\right) \qquad [93]$$

$P(D_N=0)$: probabilité de zéro déplacement
$D_N(cm)$: déplacement permanent déclenché par le mouvement sismique
k_y : coefficient sismique de rupture
T_s(s) : période fondamentale de la masse instable
$S_a(1.5T_s)$ (g) : accélération du spectre de réponse avec un amortissement de 5 % pour la période de $1.5T_s$
Φ : fonction de répartition de la loi normale standard

La période fondamentale de la masse instable peut être estimée en utilisant l'équation [94] si la masse instable a la forme d'un trapèze ou d'un arc de cercle. Pour le cas de la forme triangulaire, la formule [95] est utilisée.

$$T_s = \frac{4H}{V_s} \qquad [94]$$

$$T_s = \frac{2.6H}{V_s} \qquad [95]$$

H : hauteur moyenne de la masse instable
V_s : vitesse moyenne de l'onde de cisaillement dans la masse instable

Le déplacement permanent de la masse potentiellement instable (D_N en cm) peut être estimé en utilisant la formule [96]. Les définitions des paramètres sont les mêmes que pour l'équation [93]. L'inclusion du terme M_w (magnitude de moment du séisme) dans l'équation de régression ne permet que de diminuer légèrement l'écart type de 0.67 (sans M_w) à 0.66 (avec M_w). En conséquence, si l'incorporation de ce paramètre pose des difficultés, le terme 0.278(M_w -7) peut être enlevé. Cependant, selon des auteurs, il vaut toujours mieux la prendre en compte parce qu'il permet d'éviter de sous-estimer le résultat de calcul pour les séismes de grande magnitude (M_w>7). Le paramètre ε à la fin de l'équation est une variable aléatoire calculée selon la loi de distribution normale avec la moyenne de zéro et l'écart type de 0.67 (sans M_w) ou 0.66 (avec M_w).

$$\begin{aligned}\ln\left(D_N\right) &= -1.10 - 2.83\ln\left(k_y\right) - 0.333\left[\ln\left(k_y\right)\right]^2 + 0.566\ln\left(k_y\right)\ln\left[S_a\left(1.5T_s\right)\right] \\ &+3.04\ln\left[S_a\left(1.5T_s\right)\right] - 0.244\left\{\ln\left[S_a\left(1.5T_s\right)\right]\right\}^2 + 1.50T_s + 0.278\left(M_w - 7\right) \pm \varepsilon\end{aligned} \qquad [96]$$

$$\begin{aligned}\ln\left(D_N\right) &= -0.22 - 2.83\ln\left(k_y\right) - 0.333\left[\ln\left(k_y\right)\right]^2 + 0.566\ln\left(k_y\right)\ln\left(PGA\right) \\ &+3.04\ln\left(PGA\right) - 0.244\left[\ln\left(PGA\right)\right]^2 + 0.278\left(M_w - 7\right) \pm \varepsilon\end{aligned} \qquad [97]$$

L'utilisation de l'équation [96] est recommandée pour l'intervalle de T_s entre 0.05s et 2.0s. Quand la valeur de T_s est inférieure à 0.05s (T_s~0s), la formule [96] doit être remplacée par la formule [97]. En considérant les valeurs des paramètres utilisés dans la base de données, l'application de ces approches devrait concerner des contextes semblables : coefficient sismique (k_y) entre 0.02 et 0.4, période fondamentale (T_s) entre 0.0 et 2.0s, accélération spectrale pour 1.5T_s (S_a(1.5T_s)) entre 0.002g et 2.7g.

- <u>Méthode de Jibson</u>

Toujours dans le même but de trouver des approches simplifiées pour estimer le déplacement de Newmark de façon la plus précise possible, Jibson a proposé un ensemble d'équations de régression qui prédit le déplacement permanent de la masse instable en fonction d'un ou de plusieurs facteurs : rapport de l'accélération critique et le PGA, magnitude de moment M_w, intensité d'Arias (Jibson, 2007[89]).

Un grand nombre d'enregistrements (2270 accélérogrammes pour la composante horizontale de 30 séismes) a été utilisé pour déduire le déplacement en fonctions de cinq valeurs d'accélération critique (a_c = 0.05 g, 0.10 g, 0.20 g, 0.30 g, 0.40 g). Un mélange de condition géologique de site a été également pris en compte : 10 % des sites sont sur les roches dures, 27 % sur les roches de faibles caractéristiques mécaniques, 49 % sur les sols

durs et 14 % sur les sols mous. Grâce à ces calculs, l'auteur a obtenu au total 6632 valeurs de déplacements de Newmark qui ont été utilisées ensuite pour les analyses statistiques.

La prédiction du déplacement de Newmark en fonction de l'accélération maximale (PGA) est une façon simple et efficace qui a été utilisée par plusieurs auteurs. En réutilisant la forme générale de l'équation [91] proposée par Ambraseys et Menu, 1988[3], Jibson a trouvé une nouvelle équation de régression correspondant à sa base de données (équation [98]) avec le coefficient de détermination R^2 assez fiable (84%).

$$\log D_N = 0.215 + \log\left[\left(1-\frac{a_c}{PGA}\right)^{2.341}\left(\frac{a_c}{PGA}\right)^{-1.438}\right] \pm 0.510 \qquad [98]$$

L'équation [99] a été établie avec l'objectif de prendre en compte la magnitude du séisme (M_w=5.3÷7.6) pour le calcul du déplacement permanent. Ainsi le coefficient de détermination augmente de 84 à 87 %.

$$\log D_N = -2.710 + \log\left[\left(1-\frac{a_c}{PGA}\right)^{2.335}\left(\frac{a_c}{PGA}\right)^{-1.478}\right] + 0.424 M_w \pm 0.454 \qquad [99]$$

Une autre approche a été développée avec l'objectif d'estimer le déplacement de Newmark en fonction de l'intensité d'Arias (I_a). L'équation [100] a été obtenue avec R^2 = 71 %. Bien que cette valeur de R^2 soit plus faible que celle des équations présentées dans les paragraphes précédents (84%÷87%), Jibson apprécie l'application de l'intensité d'Arias dans l'évaluation du mouvement de versant : « *l'intensité d'Arias est, de toute manière, supérieure au PGA en caractérisant le contenu énergétique d'un enregistrement sismique parce qu'elle prend en compte tous les pics d'accélération (pas uniquement le pic maximum) et implicitement la durée* » (Jibson, 2007[89]). D'un autre côté, Bray et Travasarou, dans leurs travaux (Bray et Travasarou, 2007[37]), ont également souligné le rôle de l'intensité d'Arias « *Pour les IM indépendantes de la période (i.e., aucune connaissance de la période fondamentale de la masse instable n'est requise), l'intensité d'Arias a été constatée comme un IM la plus efficace pour un versant de matériau non ou très faiblement déformable. Tandis que l'intensité basée sur la réponse spectrale a été constatée comme la plus efficace pour un versant de matériau avec une forte capacité de déformation* ».

$$\log D_N = 2.401 \log I_a - 3.481 \log a_c - 3.230 \pm 0.656 \qquad [100]$$

a_c (g) : accélération critique
I_a (m/s) : intensité d'Arias, déterminée par l'équation

Une autre forme de cette formule avec la prise en compte de PGA est présentée dans l'équation [101]. Ceci permet d'augmenter la valeur de R^2 de 71 à 75 % et de diminuer légèrement l'écart type (de 0.656 à 0.616).

$$\log D_N = 0.561 \log I_a - 3.833 \log\left(\frac{a_c}{PGA}\right) - 1.474 \pm 0.616 \qquad [101]$$

L'auteur a conseillé aux utilisateurs de ne pas utiliser ces approches pour une étude de cas spécifique, notamment une étude de conception. Pour une analyse préliminaire, cette approche peut être acceptable de même que pour une cartographie régionale des risques de glissement de terrain.

b) Approches purement basées sur les analyses statistiques

Tableau 45. Relation entre la magnitude minimale de séisme à l'origine du déclenchement et le type de mouvement de versant

Types de mouvement de versant	Magnitude minimale du séisme déclenchant			
	Période 1811-1980 (Keefer, 1984[94])		Période 1980-1997 (Rodriguez et al., 1999[125])	
	M_L	M_S	M_L	M_S
Chute de blocs, glissement rocheux, effondrement de sols, glissement de masses de sols fragmentées	4.0		5.5	5.4
Glissement rotationnel de sols, glissements de masses de sols	4.5		5.5	5.4
Glissement rotationnel rocheux, glissement de masses rocheuses, coulée de sols, étalement latéral de sols	5.0		6.5	5.9
Avalanche rocheuse		6.0		6.5
Avalanche de sols		6.5		6.0

Une étude statistique sur la base de données des mouvements des versants déclenchés par 40 séismes dans le monde pendant la période de 1811 à 1980 a été réalisée par Keefer (Keefer, 1984[94]). L'auteur a remarqué que les caractéristiques de la sollicitation sismique, surtout la magnitude du séisme, peuvent influencer les caractéristiques des mouvements de versants (la nature du mouvement, la zone affectée, la distance maximale affectée…). Ce travail a proposé des corrélations qui peuvent être utilisées pour la prévention des risques ou des études préliminaires. En 1999, Rodriguez et al. (Rodriguez et al., 1999[125]) ont amélioré les résultats de Keefer (1984) en ajoutant 36 nouveaux séismes datés de 1980 à 1987. L'auteur a généralement remarqué que pendant cette période, la plupart des séismes ayant déclenché des glissements ont une magnitude supérieure à 5.

La première corrélation a été réalisée par Keefer en 1984 en se basant sur les observations de terrain. Son but était d'identifier la limite inférieure de la magnitude du séisme qui peut déclencher un mouvement de versant. Le travail a été poursuivi avec la contribution de Rodriguez en 1999. Le Tableau 45 résume les observations de mouvements de versants déclenchés dans le monde par des séismes pendant la période de 1811 à 1997.

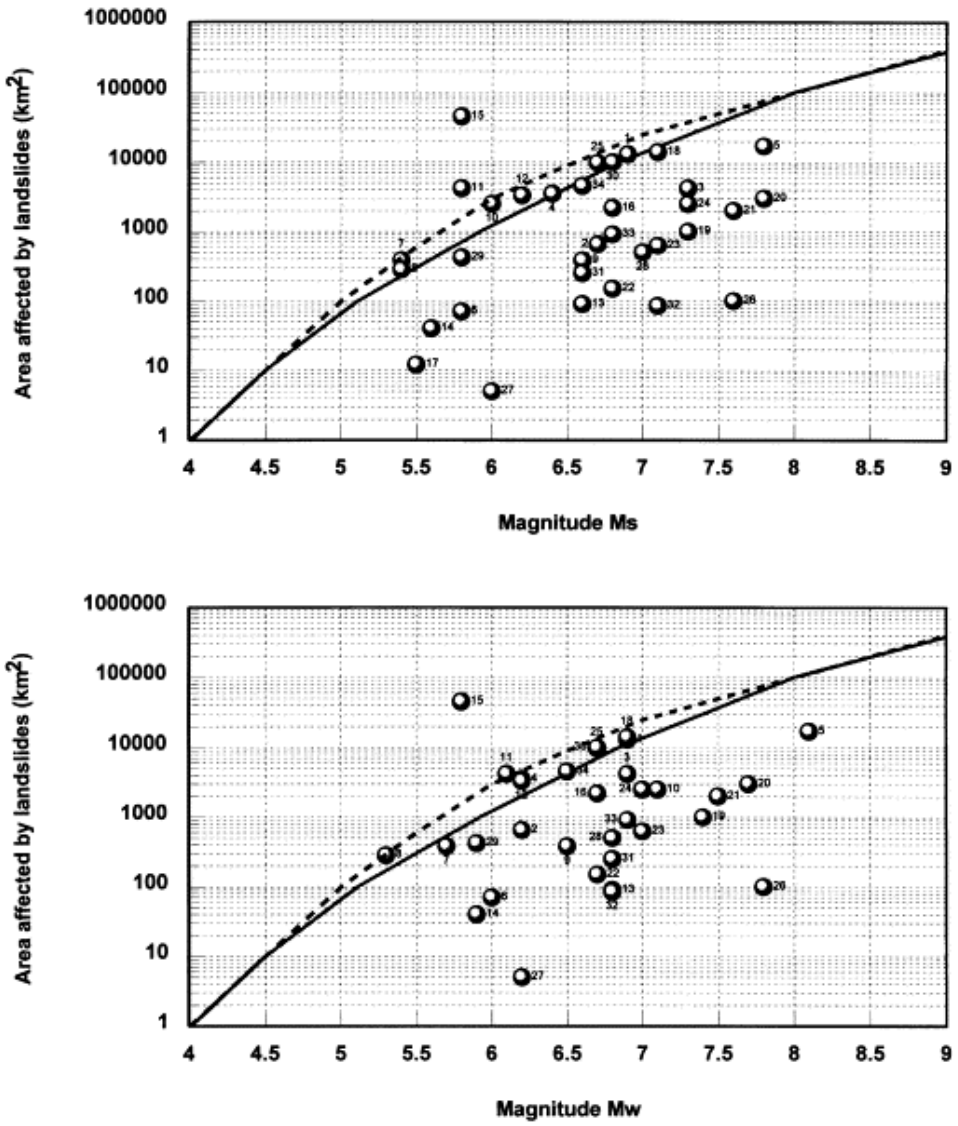
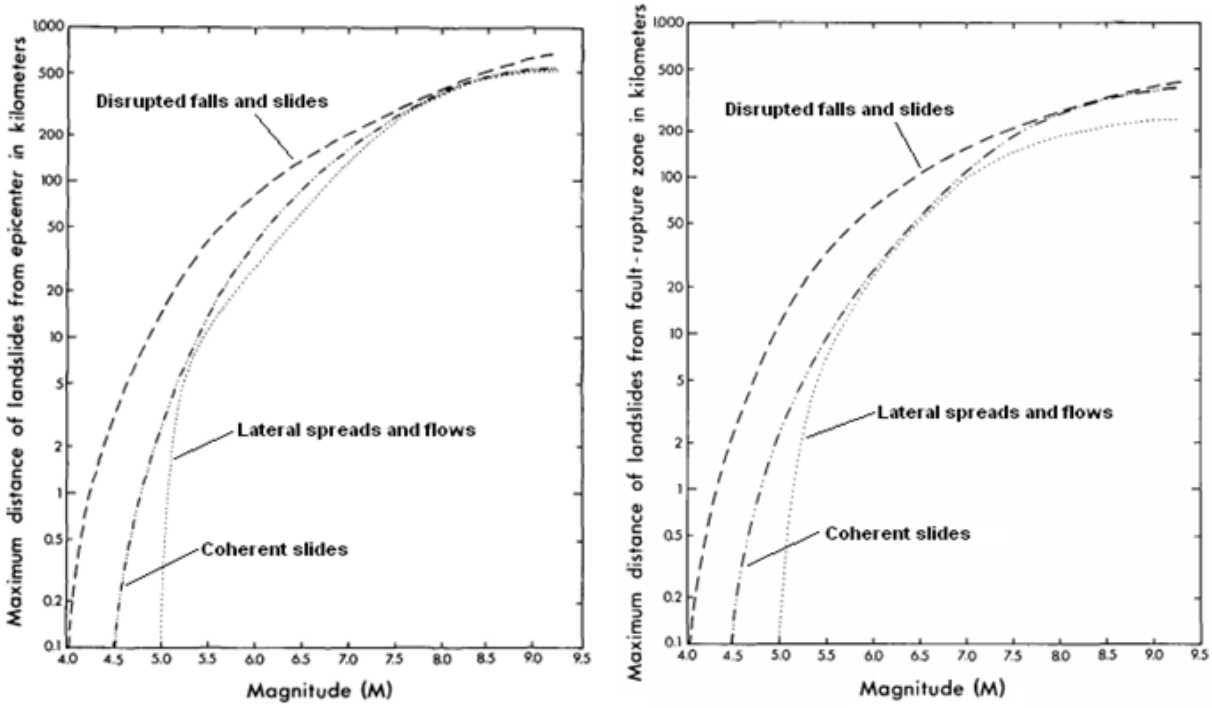


Figure 166. Superficie totale des zones affectées par les mouvements de versants en fonction de la magnitude du séisme (Rodriguez et al., 1999[125])

La Figure 166 montre la corrélation entre la magnitude (M_w et M_S) du séisme et la superficie totale des zones affectées par les mouvements de versants. La courbe continue représente la limite supérieure observée par Keefer en 1984, et la courbe en pointillé est celle proposée par Rodriguez en 1999 en considérant les nouvelles données. Cette figure montre que la limite supérieure de la superficie totale des zones affectées par les mouvements de versants a légèrement augmenté, pour une plage des magnitudes modérées (entre 5.3 et 7.0), par rapport à celle suggérée pour les séismes avant 1980. Les points situés au-dessus de la courbe correspondent à des cas particuliers avec un taux de précipitation élevé avant le séisme. Des pressions interstitielles élevées diminuent en effet la stabilité statique des versants. L'instabilité peut en conséquence se produire plus facilement sous sollicitation sismique même avec une magnitude plus faible.



a) b)

Figure 167. Distance à la source sismique (a/ l'épicentre, b/ la faille de rupture) du mouvement de terrain le plus lointain pour des séismes de différentes magnitudes (Keefer, 1984[94])

« *Dans le domaine de la gestion des risques des mouvements de terrain, la distance de la source du séisme jusqu'au mouvement de terrain le plus lointain est une information utile pour la cartographie des risques* » (Perkins, 1997[121]). Pour cette raison, des corrélations entre la distance de la source au mouvement de versant le plus lointain et la magnitude des séismes ont été établies par Keefer (Keefer, 1984[94]). L'auteur a distingué les mouvements de terrain en trois groupes :

- Les effondrements et les glissements de masses fragmentées (*disrupted falls and slides*)

- Les glissements de terrain dans un matériau cohésif (*coherent slides*)

- Les étalements latéraux et les coulées (*lateral spreads and flows*)

Deux types de distance à la source ont été considérés

- La distance épicentrale : définie par la distance entre l'épicentre du séisme jusqu'au site étudié (Figure 167*a*)

- La distance de la faille de rupture : définie par la distance entre le point le plus proche sur la faille de rupture jusqu'au site étudié (Figure 167*b*).

Dans ces figures, le terme « magnitude » correspond à la magnitude des ondes de surface M_S si $M < 7.5$, sinon il correspond à la magnitude de moment M_w

Évaluation des effets de site topographiques dans les pentes soumises à des sollicitations dynamiques par simulations numériques

RESUME :

Les séismes sont connus comme des catastrophes naturelles destructrices et meurtrières. Particulièrement dans les régions montagneuses, les effets des séismes sont encore beaucoup plus aggravés à cause des effets de site topographiques. La présence d'une pente est à l'origine d'une amplification du signal sismique notamment dans le voisinage de la crête. De nombreux séismes anciens tels que le séisme de Lambesc (1909, M_s=6.2) qui a conduit à la destruction du village de Rognes (Bouches-du-Rhône, France), ou plus récemment le séisme d'Athènes en Grèce (1999, M_s=5.9) qui a endommagé la ville d'Adames ainsi que les séismes de Chichi à Taiwan (1999, M_w=7.6), du Salvador (2001, M_w=7.6) et du Sichuan (2008, M_w=7.9) responsables de très nombreux glissements de terrain particulièrement catastrophiques sont des exemples représentatifs. Les investigations post-sismiques ont montré une contribution importante des effets de site topographiques au bilan des dommages humains et matériels.Dans le but d'améliorer les connaissances de ce phénomène, de nombreuses simulations numériques ont été réalisées sur des modèles de versant isolés en utilisant le logiciel FLAC 2D (Itasca). Les résultats obtenus ont été analysés en considérant plusieurs critères comme les facteurs d'amplification, les surfaces et les dimensions des zones d'amplification ainsi que la distribution spatiale de ces zones dans le massif de versant. Des études paramétriques ont permis de mettre en évidence le rôle principal de la fréquence adimensionnelle, rapport de la hauteur du versant à la longueur d'onde du signal sismique, dans l'évaluation des effets de site topographiques. Ces résultats montrent également que la pente est le deuxième paramètre important, suivie du coefficient de Poisson et de la géométrie de la crête et du pied de la pente. Ces résultats numériques ont également permis de définir des relations empiriques, nommées ANS, qui permettent d'estimer les effets de site topographiques selon les différents critères d'interprétation. Ces formules sont adaptées pour les signaux sismiques avec une bande de fréquences prédominantes relativement étroite. Pour les autres cas, la Méthode de Décomposition des ondes (MD) a été développé dans ce travail. Cette méthode est basée sur la décomposition du signal complexe multi-fréquentiel en plusieurs ondes mono-fréquentielles par transformée de Fourier. L'effet du signal complexe est alors évalué en faisant une combinaison des effets individuels de chaque onde élémentaire. Ces approches développées dans ce travail (ANS et MD) permettent d'évaluer les effets de site topographiques, en tenant compte de plusieurs paramètres géomorphologiques et sismiques du massif de versant ainsi que du contenu fréquentiel du signal sismique, sans avoir recours à des simulations numériques.

Mots clés : effets de site, amplification, versant, sollicitations sismiques, simulations numériques, fréquence adimensionnelle, approches numériques, ANS, MD.

Evaluation of topographic site effects on slopes under dynamic loading by numerical simulations

ABSTRACT :

Earthquakes are known as destructive and murderous natural catastrophe. Particularly in the mountainous regions, the effects of earthquakes are still much aggravated due to the topographic site effects. The presence of a slope causes an amplification of the seismic signal, particularly in the vicinity of the crest. Numerous earthquakes in the past such as the 1909 Lambesc earthquake (M_s=6.2) which led to the destruction of the Rognes village (Bouches-du-Rhône, France), or more recently the 1999 Athens, Greece earthquake (M_s=5.9) which damaged the Adames city as well as the 1999 Chichi, Taiwan earthquake (M_W=7.6), the 2001 El Salvador earthquake (M_W=7.6) and the 2008 Sichuan earthquake (M_W=7.9) responsible for numerous catastrophic landslides are representative examples. Post-seismic investigations demonstrated a significant contribution of topographic site effects on the human and material damage assessment. In order to improve the knowledge of this phenomenon, numerous numerical simulations were performed on the step-like slope models by using the FLAC 2D software (Itasca). The obtained results were analyzed by considering various criteria such as amplification factors, dimensions and area of amplification zones as well as spatial distribution of these zones inside the slope mass. The parametric analyses allow underlining the principal role of the dimensionless frequency, ratio of the slope height to the wavelength of the seismic signal, in the evaluation of topographic site effects. These results also show that the slope angle is the second important parameter, followed by the Poisson's ratio and the geometry of the crest and of the toe of slope. These numerical results allow pointing out empirical equations, called ANS, which can be used to estimate the topographic site effects according to different interpretation criteria. These formulas are suitable for seismic signals with a relatively narrow band of predominant frequencies. For other cases, the method concerning decomposition of seismic incident wave (MD) was developed in this work. This method is based on the decomposition of the complex multi-frequency seismic signal into multiple mono-frequency waves by using Fourier transform. The effect of the complex signal is then evaluated through a combination of the effects of elementary waves. The approaches developed in this work (ANS and MD) allow evaluating the topographic site effects, by taking into account geomorphologic and seismic parameters of the slope as well as the frequency content of the seismic signal, without recourse to numerical simulations.

Keywords : site effects, amplification, slope, seismic loading, numerical simulation, dimensionless frequency, numerical approaches, ANS, MD.