



Effets de site et mouvements de versant en zones sismiques : apport de la modélisation numérique

Céline Bourdeau

► To cite this version:

Céline Bourdeau. Effets de site et mouvements de versant en zones sismiques : apport de la modélisation numérique. Sciences de la Terre. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2005. Français. NNT : 2005ENMP1301 . pastel-00001480

HAL Id: pastel-00001480

<https://pastel.hal.science/pastel-00001480>

Submitted on 6 Aug 2010

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.



Collège doctoral

N° attribué par la bibliothèque

□□□□□□□□□□

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité «Géologie de l'Ingénieur»

présentée et soutenue publiquement
par
Céline BOURDEAU

le 08 juillet 2005

EFFETS DE SITE ET MOUVEMENTS DE VERSANT EN ZONES SISMIQUES : APPORT DE LA MODELISATION NUMERIQUE

Directeur de thèse : Jean-Alain FLEURISSON

Jury

M. D. Jongmans
M. P-Y. Bard
M. R. Genevois
M. P. Sabourault
M. J-F. Semblat

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

AVANT-PROPOS

A l'issue de ces trois années de thèse, je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Michel Deveughèle et tous les membres du Centre de Géologie de l'Ingénieur pour leur accueil au sein du laboratoire.

Je remercie Monsieur Jean-Alain Fleurisson pour le soutien qu'il m'a apporté tout au long de ce travail et pour nos fructueux échanges, notamment lors des corrections de ce manuscrit.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude envers Monsieur Hans-Balder Havenith pour sa participation active dans ce travail, notamment lors de mon séjour à Liège, ses conseils éclairés, son expérience de la thématique qu'il a su me faire partager et sa disponibilité.

Ce travail m'a donné l'occasion de rencontrer de nombreux experts internationaux du domaine dont Monsieur Julian Bommer que je tiens à remercier pour tous les contacts qu'il m'a permis de développer auprès de scientifiques en Angleterre et au Salvador.

J'exprime également mes plus sincères remerciements aux personnes qui m'ont fait l'honneur de juger ces travaux :

Monsieur Pierre-Yves Bard, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées,
et Monsieur Rinaldo Genevois, Professeur à l'Université de Padoue en Italie
qui ont accepté d'être rapporteurs

Monsieur Denis Jongmans, Professeur et Directeur du L.I.R.I.G.M.,
Monsieur Philippe Sabourault, Chargé de mission Risques Sismiques et Volcaniques
au Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable,
et Monsieur Jean-François Semblat, Chercheur au L.C.P.C.
qui ont accepté d'être examinateurs.

Je suis aussi reconnaissante envers Chantal Valentini pour le recul qu'elle m'a permis d'acquérir sur ce travail.

Enfin, je remercie Denis et tous mes proches pour leurs encouragements et leur soutien sans faille tout au long de ce travail.

RESUME

Les méthodes de calcul de stabilité des pentes sous sollicitations dynamiques les plus couramment utilisées (méthodes pseudo-statiques) ne prennent pas en compte la variabilité spatiale et temporelle des accélérations au sein des versants. Selon plusieurs auteurs (Harp et Jibson, 2002 ; Murphy et al., 2002), ces phénomènes d'effets de site seraient pourtant responsables du déclenchement de nombreuses instabilités dans le monde. A titre d'exemple récent, on peut citer le glissement de Las Colinas au Salvador (2001).

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés aux causes du déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques, et, plus particulièrement, aux corrélations éventuelles entre, d'une part, la distribution des mouvements sismiques au sein des versants et, d'autre part, le déclenchement des mouvements de versant ainsi que leurs caractéristiques.

Nous avons tout d'abord considéré des modèles élémentaires (pente unique et configurations géologiques et topographiques simples) inspirés des conditions de pente ayant conduit à des instabilités lors des séismes de 2001 au Salvador. Des analyses paramétriques d'effets de site et de stabilité des pentes portant sur de multiples paramètres (géométrie et structures géologiques du versant, paramètres du signal sismique incident) ont été réalisées sur ces modèles. Elles ont montré que, lorsque l'accélération maximale ou peak-ground acceleration (PGA) du signal sismique incident est faible, les versants sont plus sensibles aux signaux sismiques de contenu fréquentiel basse fréquence (BF) car ce type de signal sismique génère des amplifications fortes et pérennes sur un plus grand volume sous la crête des versants que les signaux sismiques plus haute fréquence (HF). Du fait de la présence, sous la crête du versant, d'un grand volume caractérisé par de fortes amplifications, le volume de la masse instable est plus grand pour des signaux sismiques incidents de contenu fréquentiel BF que pour des signaux sismiques incidents de contenu fréquentiel plus HF.

Dans un deuxième temps, nous avons étudié les conditions de déstabilisation de deux versants réels au Salvador et au Kirghizstan. Ces versants ont récemment été le siège d'instabilités de grande ampleur, en 2001 pour le Salvador et en 1992 pour le Kirghizstan. Dans les deux cas, de fortes amplifications des mouvements sismiques ont été mises en évidence au sein des versants, par la modélisation numérique. Ces amplifications, qui sont essentiellement contrôlées par les structures géologiques des versants et notamment par l'épaisseur de la couche de surface de plus faible vitesse sismique, ont probablement joué un rôle non négligeable dans le déclenchement de ces instabilités. Indépendamment des phénomènes d'effets de site, nous avons observé que le comportement dynamique de ces deux versants est naturellement étroitement lié aux propriétés mécaniques des matériaux de la zone potentiellement instable. Ceci nous amène à conclure que la quantification du rôle des effets de site dans le déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques ne peut se faire que si l'on a une bonne connaissance de l'évolution des propriétés mécaniques des sols sous sollicitations dynamiques.

Mots-clés : stabilité des pentes, séisme, effets de site, modélisation numérique, mouvements de versant.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1.....	3
LES MOUVEMENTS DE VERSANT SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES : SYNTHESE DES CONNAISSANCES RELATIVES A LA COMPREHENSION DU PHENOMENE.....	3
1.1. Terminologie et classifications	3
1.2. Généralités sur les mouvements de versant sous sollicitations dynamiques	6
1.2.1. Distribution spatiale à l'échelle du globe	6
1.2.2. Fréquence et impact sur les populations, les infrastructures et l'environnement	6
1.3. Les bases de données : première approche possible du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques	9
1.3.1. Bases de données mondiales	9
1.3.2. Bases de données "régionales"	14
1.3.3. Apports et limites des bases de données pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques	17
1.4. L'étude de cas particuliers : deuxième approche possible du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques – Application au cas des mouvements de versant déclenchés par les séismes du Salvador en 2001	18
1.4.1. Généralités sur le Salvador.....	18
1.4.2. Historique des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques au Salvador	24
1.4.3. Mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador.....	27
1.4.4. Synthèse sur les mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador : apports de l'analyse de cas particuliers pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques	35
1.4.5. Les facteurs de prédisposition au déclenchement d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques	36
1.4.6. Les facteurs déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques	36
1.4.7. Synthèse sur les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques.....	58
1.5. Méthodes d'analyse de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques	59
1.5.1. Méthodes reposant sur des observations	59
1.5.2. Méthodes reposant sur la modélisation	60
1.5.3. Synthèse sur les méthodes d'analyse de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques.....	67

CHAPITRE 2	69
MODELISATION NUMERIQUE DE LA STABILITE SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES DE VERSANTS DE CONFIGURATIONS GEOLOGIQUES ET TOPOGRAPHIQUES SIMPLES	69
2.1. Présentation du logiciel FLAC	69
2.1.1. Définition de la géométrie et des paramètres rhéologiques du modèle	71
2.1.2. Définition des conditions initiales et des conditions aux limites.....	73
2.1.3. Recherche d'un état d'équilibre en conditions statiques	74
2.1.4. Analyse dynamique	74
2.1.5. Propagation des ondes sismiques dans un versant	81
2.2. Analyse paramétrique préliminaire : influence du maillage et des conditions aux limites sur le comportement dynamique du versant.....	86
2.2.1. Maillage de la grille et signal sismique incident	86
2.2.2. Les limites latérales du modèle	89
2.3. Modélisation numérique de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques.....	94
2.3.1. Définition des modèles et des paramètres de la modélisation	95
2.3.2. Etude des effets de site	99
2.3.3. Etude de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques : les effets de site jouent-ils un rôle dans le déclenchement des mouvements de versant ?.....	122
2.3.4. Conséquences en termes de réglementation parasismique	148
 CHAPITRE 3.....	 153
MODELISATION NUMERIQUE DE LA STABILITE SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES DE DEUX CAS REELS DE VERSANTS AU SALVADOR ET AU KIRGHIZSTAN	153
3.1. Le glissement de Las Colinas au Salvador	153
3.1.1. Etat des connaissances relatives à l'instabilité de Las Colinas	153
3.1.2. Définition des modèles FLAC et des paramètres de la modélisation.....	157
3.1.3. Etude des effets de site au sein du versant de Las Colinas.....	161
3.1.4. Etude de la stabilité du versant de Las Colinas sous sollicitations dynamiques : les effets de site ont-ils joué un rôle dans le déclenchement de cette instabilité ?	173
3.1.5. Synthèse des résultats de l'étude de la stabilité du versant de Las Colinas sous sollicitations dynamiques	191
3.2. Le glissement de Suusamyr au Kirghizstan.....	193
3.2.1. Généralités sur le Kirghizstan : localisation géographique - contexte tectonique et sismique –fréquence, caractéristiques et impact des mouvements de versant	193
3.2.2. Etat des connaissances relatives à l'instabilité de Suusamyr	194
3.2.3. Définition des modèles FLAC et des paramètres de la modélisation.....	200
3.2.4. Etude des effets de site au sein du versant de Suusamyr.....	204

3.2.5. Etude de la stabilité du versant de Suusamyr sous sollicitations dynamiques : les effets de site ont-ils joué un rôle dans le déclenchement de cette instabilité ?	213
3.2.6. Synthèse des résultats de l'étude de la stabilité du versant de Suusamyr sous sollicitations dynamiques	234
3.3. Synthèse générale des résultats des simulations numériques des versants de Las Colinas au Salvador et de Suusamyr au Kirghizstan	235
CONCLUSION.....	241
BIBLIOGRAPHIE	247

LISTE DES ILLUSTRATIONS

<i>Figure 1-1 : Classification de Varnes (1978).....</i>	<i>4</i>
<i>Figure 1-2 : Exemples de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques depuis 1900 (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999).....</i>	<i>6</i>
<i>Figure 1-3 : Fréquence relative de chaque type de mouvement de versant dans le monde, entre 1811 et 1997 (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999). Les abréviations suivantes sont utilisées : gliss. pour glissement, rotat. pour rotationnel, aval. pour avalanche, effondr. pour effondrement et étal. pour étalement.</i>	<i>10</i>
<i>Figure 1-4 : Aire totale affectée par des mouvements de versant dans le monde entre 1980 et 1997 en fonction de la magnitude des ondes de surface Ms (Rodriguez et al., 1999).</i>	<i>14</i>
<i>Figure 1-5: Pays formant l'isthme de l'Amérique Centrale.....</i>	<i>15</i>
<i>Figure 1-6 : Fréquence relative de chaque type de mouvement de versant en Amérique Centrale, entre 1902 et 2001 (Bommer et Rodriguez, 2002). Les abréviations suivantes sont utilisées : gliss. pour glissement, rotat. pour rotationnel, étal. pour étalement et écou. pour écoulement.</i>	<i>16</i>
<i>Figure 1-7 : Dépôts impliqués dans des mouvements de versant en Amérique Centrale, entre 1902 et 2002 (Bommer et Rodriguez, 2002).</i>	<i>16</i>
<i>Figure 1-8 : Aire totale affectée par des mouvements de versant en Amérique Centrale entre 1902 et 2001 en fonction de la magnitude des ondes de surface Ms (Bommer et Rodriguez, 2002).</i>	<i>17</i>
<i>Figure 1-9 : Carte des 14 départements formant le Salvador (www.cipotes.com).</i>	<i>19</i>
<i>Figure 1-10 : Carte des principales villes du Salvador (Bommer et al., 2002) dont la capitale, San Salvador. Sur cette carte sont également représentés le lac de Llopango, le lac Coatepeque ainsi que deux fleuves importants du Salvador : le Rio Lempa et le Rio Jiboa.</i>	<i>19</i>
<i>Figure 1-11 : Carte topographique du Salvador (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2000). Sur cette carte sont superposés les mouvements de versant déclenchés par le séisme du 13/01/2001 (carrés rouges). La tâche rose représente la capitale San Salvador.</i>	<i>21</i>
<i>Figure 1-12 : Carte lithologique du Salvador (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2000). Sur cette carte sont superposés les mouvements de versant déclenchés par le séisme du 13/01/2001 (carrés rouges). La tâche rose représente la capitale San Salvador.</i>	<i>21</i>
<i>Figure 1-13 : Exemple d'enregistrements sismiques d'un séisme de subduction (a) et d'un séisme lié à la chaîne volcanique (b) (Mitroulia, 2000).</i>	<i>23</i>
<i>Figure 1-14 : Parallèle entre l'accroissement de la population dans la capitale San Salvador et le nombre de personnes laissées sans-abri par les séismes de 1936, 1965, 1986 et 2001 (Rolo et al., 2004).....</i>	<i>24</i>
<i>Figure 1-15 : Fréquence relative de chaque type de mouvement de versant au Salvador entre 1576 et 2001 (Mitroulia, 2000). Les abréviations suivantes sont utilisées : gliss. pour glissement, rotat. pour rotationnel, étal. pour étalement et écou. pour écoulement.</i>	<i>25</i>
<i>Figure 1-16 : Dépôts impliqués dans des mouvements de versant au Salvador entre 1576 et 2001 (Mitroulia, 2000).</i>	<i>26</i>
<i>Figure 1-17 : Aire totale affectée par des mouvements de versant au Salvador entre 1576 et 2001 en fonction de la magnitude des ondes de surface Ms (Mitroulia, 2000).</i>	<i>26</i>
<i>Figure 1-18 : Localisation des épicentres des séismes de janvier et de février 2001 (Bommer et al., 2002).....</i>	<i>27</i>

Figure 1-19 : Localisation des mouvements de versant déclenchés par les séismes de janvier (carrés verts) et de février 2001 (ronds marrons) au Salvador. Le trait épais noir représente la zone affectée par des mouvements de versant lors du premier événement sismique. Le trait en pointillés noir représente la zone affectée par des phénomènes de liquéfaction. Cette carte donne également la susceptibilité des différentes zones à l'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques" : les zones en rouge sont les zones de plus forte susceptibilité, les zones en vert-foncé sont des zones de moyenne susceptibilité et les zones en marron clair sont les zones de faible susceptibilité (SNET, 2002 ; Bommer et al., 2002).....	29
Figure 1-20 : Glissement de La Leona près de San Vicente (USGS).....	30
Figure 1-21 : Glissement de Las Colinas (USGS)	31
Figure 1-22 : Profil topographique 3D (Surfer) du versant de Las Colinas (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). Les pointillés délimitent l'escarpement principal et la zone de dépôt.	32
Figure 1-23 : Profil lithologique 2D du versant ayant conduit à l'instabilité de Las Colinas (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001 ; Sigaran, 2003). La surface de rupture observée sur le terrain est représentée par des pointillés.....	33
Figure 1-24 : Carte de localisation des mouvements de versant sur le flanc nord de la cordillère d'El Balsamo (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). "Slope failure" signifie mouvement de versant. Et "crack" signifie fente.	34
Figure 1-25 : Composantes nord-sud (a) et est-ouest (b) des accélérations et valeurs des PGA en cm/s^2 en différentes stations (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). Etoile rouge = séisme du 13/01/2001.	38
Figure 1-26 : Illustration schématique des phénomènes affectant la propagation des ondes sismiques depuis la source jusqu'au site. A représente le mouvement sismique enregistré en surface. S est le terme de source, P le terme de propagation et G la réponse locale du site ou "effet de site".	40
Figure 1-27 : Composante nord-sud de l'accélération enregistrée à La Libertad (a) et son spectre (b) (Bommer et al., 2002).....	40
Figure 1-28 : Milieu idéal 1D représenté par une couche de sol homogène d'épaisseur h_1 et de vitesse V_{s1} reposant sur un substratum d'épaisseur h_2 et de vitesse V_{s2}	41
Figure 1-29 : Illustration des phénomènes de réflexion d'ondes sur la pente.	42
Figure 1-30 : Présentation de la méthode des rapports spectraux dans le cas d'enregistrements sismiques (Borcherdt, 1970). La figure se lit de bas en haut. (a) donne les configurations géologiques et topographiques considérées. (b) représente les enregistrements sismiques d'une des composantes du mouvement. (c) représente les spectres de Fourier d'une des composantes du mouvement et (d) représente les rapports spectraux site/référence.....	44
Figure 1-31 : Présentation de la méthode H/V bruit de fond (Nakamura, 1989). La figure se lit de bas en haut. (a) donne les configurations géologiques et topographiques considérées. (b) représente les voies horizontale et verticale des enregistrements de bruit de fond sismique. (c) représente les spectres d'amplitude et (d) représente le rapport spectral H/V bruit de fond sismique.	45
Figure 1-32 : Méthode H/V appliquée à une station au sommet de la Cordillère d'El Balsamo.	46
Figure 1-33 : Méthode H/V appliquée à une station à la base de la Corillère d'El Balsamo.	46
Figure 1-34 : Spectres de Fourier (figures du haut) et rapports spectraux (figures du bas). Dans les figures du haut, les courbes bleues représentent les signaux enregistrés à la base de la cordillère d'El Balsamo et les courbes rouges ceux enregistrés au sommet de la cordillère d'El Balsamo.....	47
Figure 1-35 : Effet de site topographique enregistré le long du Mont Ushihara au Japon, pendant le séisme de Kobé en 1995 (Paolucci et al., 1999). Les amplifications sont calculées par rapport à la station de référence St 5.	49
Figure 1-36 : Représentation schématique de la crête d'une colline au niveau de laquelle l'amplification topographique est donnée par la formule approchée : $2\pi/\Phi$ (Kramer, 1996).	50

Figure 1-37 : Mouvements sismiques enregistrés au sommet et à proximité du mont Saint Eynard, au nord de la ville de Grenoble (Pedersen et al., 1994).	51
Figure 1-38 : Estimation du facteur d'amplification en surface et au sein d'un versant (Caracas, Vénézuëla) dans le cas d'un signal sismique SH d'incidence verticale (Semblat et al., 2002).	52
Figure 1-39 : Coefficient d'amplification topographique τ défini, dans la réglementation parasismique française PS92, pour représenter les effets de la topographie sur le mouvement sismique.	53
Figure 1-40 : Amplification des mouvements sismiques, vitesse horizontale et déplacement horizontal calculés pour le glissement rocheux d'Ananevo dans le cas d'un signal sismique incident de type Ricker de forte amplitude et de fréquence centrale égale à 2 Hz (Havenith, 2002).	55
Figure 1-41 : Représentation schématique d'une pente avec identification de la longueur L de la facette mesurée horizontalement et de l'angle de la pente α	56
Figure 1-42 : Spectres d'accélération des composantes est-ouest (à gauche) et nord-sud (à droite) du mouvement sismique enregistré au réservoir Teché (Murphy et al., 2002).	56
Figure 1-43 : Configurations topographiques qui conduisent à des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques (Murphy et al., 2002).	56
Figure 1-44 : Méthode pseudo-statique.	61
Figure 1-45 : Découpage cantonal au 1er janvier 1989 (décret n° 91-461 du 14 mai 1991)	62
Figure 1-46 : Méthode de Newmark. Chaque fois que l'accélération est supérieure à K_c , on l'intègre par rapport au temps pour obtenir la vitesse (b), puis le déplacement cumulé de Newmark (c).	64
Figure 1-47 : Modifications apportées par Havenith (2002) à la méthode de Newmark pour prendre en compte les effets de site lithologiques. a) configurations topographiques et lithologiques du site d'étude ; b) fonction de transfert 1D de la colonne de sol représentative de la zone de glissement potentiel ; c) accélérogramme au rocher ; d) déplacement de Newmark calculé sans prendre en compte les effets de site lithologiques ; e) accélérogramme au rocher convolué par la fonction de transfert 1D et f) déplacement de Newmark calculé en prenant en compte les effets de site lithologiques.	66
Figure 2-1 : Les différentes étapes d'un calcul dynamique avec le logiciel FLAC.	71
Figure 2-2 : Courbes de décroissance de la cohésion C (a) et de l'angle de frottement interne ϕ (b) en fonction des déformations plastiques. C_1 et C_2 sont les valeurs de pic et résiduelles de la cohésion. ϕ_1 et ϕ_2 sont les valeurs de pic et résiduelles de l'angle de frottement interne.	73
Figure 2-3 : Contenus fréquentiels d'un signal sismique Ricker en vitesse et en accélération. La fréquence centrale du signal sismique en vitesse est égale à 3 Hz.	76
Figure 2-4 : Evaluation de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sommet de la pente (A_{plis}). A_{max} représente l'accélération horizontale maximale enregistrée au sommet de la pente et A_{Rmax} l'accélération horizontale maximale enregistrée au rocher soit deux fois l'accélération horizontale maximale du signal sismique incident.	77
Figure 2-5 : Configurations géologiques et topographiques du modèle.	78
Figure 2-6 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant de coefficient de sécurité statique égal à 1,09.	79
Figure 2-7 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant de coefficient de sécurité statique égal à 2,12.	80
Figure 2-8 : Les différents trains d'ondes réfléchis par la surface topographique dans le cas où $2\alpha < 90^\circ$ et $i + \alpha > 90^\circ$. Les angles i et k sont tels que $\sin(i) = \frac{V_p}{V_s} * \sin(\alpha)$ et $\sin(k) = \frac{V_s}{V_p} * \sin(i + \alpha)$	82

Figure 2-9 : Les différents trains d'ondes réfléchis par la surface topographique dans le cas où $2*\alpha < 90^\circ$ et $i+\alpha < 90^\circ$. L'angle i est tel que $\sin(i) = \frac{V_p}{V_s} * \sin(\alpha)$	83
Figure 2-10 : Les différents trains d'ondes réfléchis par la surface topographique dans le cas où $2*\alpha > 90^\circ$ et $\frac{V_p}{V_s} * \sin(\alpha) > 1$	83
Figure 2-11 : Comparaison des accélérations horizontales résultant d'un calcul dynamique avec le logiciel FLAC (b) et d'un calcul simplifié (ondes réfléchies) avec le programme REFLEC (c). $H = 100$ m et $\alpha = 25^\circ$	85
Figure 2-12 : Accélérations horizontales au sommet de la pente (a) et au point $x = 550$ m, $y = 100$ (b). Le modèle analysé a pour hauteur $H = 100$ m et pour pente $\alpha = 25^\circ$	85
Figure 2-13 : Comparaison des accélérations horizontales résultant d'un calcul dynamique avec le logiciel FLAC (b) et d'un calcul simplifié (ondes réfléchies) avec le programme REFLEC (c). $H = 100$ m et $\alpha = 50^\circ$	86
Figure 2-14 : Configuration géologique et topographique du modèle étudié.....	87
Figure 2-15 : Contenu fréquentiel d'un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 4,9 Hz.....	87
Figure 2-16 : Indicateurs de plasticité (croix) et vecteurs vitesse au sein d'un versant pour lequel trois maillages ont été envisagés : (a) $\Delta l_{max} = 1$ m, (b) $\Delta l_{max} = 2$ m et (c) $\Delta l_{max} = 4$ m.....	88
Figure 2-17 : Nature des limites latérales du modèle : (a) "free field" et (b) "quiet boundaries".	89
Figure 2-18 : Evolution, en fonction du temps, du déplacement horizontal au sommet du versant pour les deux types de conditions aux limites absorbantes.....	90
Figure 2-19 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque les limites latérales du système sont de type free field (a) ou quiet boundaries (b).....	91
Figure 2-20 : Maillage et taille d'une grille proposés par Sitar et Clough (1983) pour un calcul dynamique.	92
Figure 2-21 : Taille des modèles analysés avec le logiciel FLAC : (a) grille 1 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 20*H$, (b) grille 2 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 14*H$. $\frac{H}{\tan(\alpha)}$ correspond à la distance en arrière de la crête à partir de laquelle la présence de la pente n'altère plus le maillage verticalement.....	92
Figure 2-22 : Evolution, en fonction du temps, du déplacement horizontal au sommet du versant pour les deux tailles de grilles analysées.....	93
Figure 2-23 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant pour les deux tailles de grilles analysées : (a) grille 1 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 20*H$, (b) grille 2 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 14*H$	94
Figure 2-24 : Configurations géologiques et topographiques des modèles analysés.....	96
Figure 2-25 : Courbes de décroissance de la cohésion C (a) et de l'angle de frottement interne ϕ (b) en fonction des déformations plastiques ε_{plas}	97
Figure 2-26 : Accélérogrammes synthétiques utilisés dans les simulations numériques.....	98
Figure 2-27 : Intensité Arias de deux signaux sismiques sinusoïdal et Ricker de $PGA = 0,3$ g.....	99

Figure 2-28 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente α variable, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $\alpha = 40^\circ$, (b) $\alpha = 50^\circ$ et (c) $\alpha = 60^\circ$	101
Figure 2-29 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur H variable et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $H = 25$ m, (b) $H = 50$ m et (c) $H = 75$ m.	102
Figure 2-30 : Traces sismiques enregistrées le long de la surface d'un versant homogène de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (b) ou 7,3 Hz (c).	103
Figure 2-31 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a), 3,7 Hz (b) ou 7,3 Hz (c).	105
Figure 2-32 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz (a), 3 Hz (b) ou 6 Hz (c).	106
Figure 2-33 : Amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz. (a) $t = 0,40$ s, (b) $t = 0,45$ s, (c) $t = 0,50$ s et (d) $t = 0,55$ s.	107
Figure 2-34 : Amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 6 Hz. (a) $t = 0,20$ s, (b) $t = 0,25$ s, (c) $t = 0,20$ s et (d) $t = 0,35$ s.	108
Figure 2-35 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable. (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 20$ m et (c) $h_1 = 30$ m.	111
Figure 2-36 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un signal sismique sinusoïdal de contenu fréquentiel variable. (a) $h_1 = 10$ m, (b) $h_1 = 20$ m et (c) $h_1 = 30$ m.	112
Figure 2-37 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface de versants hétérogènes de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable. (a) $h_1 = 10$ m, (b) $h_1 = 20$ m et (c) $h_1 = 30$ m.	114
Figure 2-38 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 2,4 Hz (a), 4,9 Hz (b), 6,1 (c) ou 7,3 Hz (d).	115
Figure 2-39 : Amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 2,4 Hz. (a) $t = 0,5$ s, (b) $t = 0,525$ s, (c) $t = 0,55$ s et (d) $t = 0,575$ s.	116
Figure 2-40 : Amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 7,3 Hz. (a) $t = 0,25$ s, (b) $t = 0,275$ s et (c) $t = 0,3$ s.	117
Figure 2-41 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 m, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz (a), 2 Hz (b), 3 Hz (c) ou 4 Hz (d).	118

Figure 2-42 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 30 m, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz (a), 2 Hz (b) ou 3 Hz (c).....	119
Figure 2-43 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur $H = 25$ m, de pente α variable et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $\alpha = 70^\circ$ et $f = 1,2$ Hz ; (b) $\alpha = 70^\circ$ et $f = 7,3$ Hz ; (c) $\alpha = 50^\circ$ et $f = 1,2$ Hz ; (d) $\alpha = 50^\circ$ et $f = 7,3$ Hz.	120
Figure 2-44 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur variable, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $H = 75$ m et $f = 1,2$ Hz ; (b) $H = 75$ m et $f = 7,3$ Hz ; (c) $H = 25$ m et $f = 1,2$ Hz ; (d) $H = 25$ m et $f = 7,3$ Hz.	121
Figure 2-45 : Position des surfaces de rupture dans un calcul dynamique en fonction des conditions sismiques et des paramètres géologiques et géométriques du versant.....	127
Figure 2-46 : Histogramme des valeurs de la hauteur h du volume instable.	128
Figure 2-47 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un signal sismique Ricker. (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 10$ m, (c) $h_1 = 20$ m et $h_1 = 30$ m.....	130
Figure 2-48 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un signal sismique sinusoïdal. (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 10$ m, (c) $h_1 = 20$ m et $h_1 = 30$ m.....	131
Figure 2-49 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur H variable, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m, soumis à un signal sismique Ricker. (a) $H = 25$ m, (b) $H = 50$ m et (c) $H = 75$ m.....	132
Figure 2-50 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente α variable et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 5 m, soumis à un signal sismique Ricker. (a) $\alpha = 50^\circ$, (b) $\alpha = 60^\circ$ et (c) $\alpha = 70^\circ$	133
Figure 2-51 : Aire de la masse instable en fonction du PGA et de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident. La hauteur du versant est égale à 25 m et sa pente à 50° . (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 10$ m, (c) $h_1 = 20$ m et (d) $h_1 = 30$ m (sous la crête).....	137
Figure 2-52 : Surfaces de rupture obtenues dans un versant de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et dont l'épaisseur de la couche de surface h_1 est égale à 5 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,3 (a) ou 0,5 g (b et c) et de fréquence centrale égale à 1,2 (a et b) ou 4,9 Hz (c).....	138
Figure 2-53 : Histogrammes des valeurs de l'ordonnée moyenne du premier segment de la surface de rupture formé en fonction du PGA du signal sismique incident.....	141
Figure 2-54 : Evolution, en fonction du temps, de la cohésion (kPa) et de l'angle de frottement interne ($^\circ$) le long de la surface de rupture dans le cas où le signal sismique Ricker a pour PGA 0,5 g et pour fréquence centrale 1,2 Hz (a) ou 6,1 Hz (b).....	144
Figure 2-55 : Histogrammes des valeurs de la cohésion (a) et de l'angle de frottement interne (b) après l'arrêt de la sollicitation dynamique.	145
Figure 2-56 : Coefficient d'amplification topographique τ préconisé dans la réglementation parasismique française PS92 et amplification maximale de l'accélération horizontale simulée le long de la surface d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur et de pente variables, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $H = 25$ m et $\alpha = 50^\circ$, (b) $H = 25$ m et $\alpha = 60^\circ$ et (c) $H = 50$ m et $\alpha = 50^\circ$	149

Figure 3-1 : Profil lithologique 2D du versant (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001 ; Sigaran, 2003).	154
Figure 3-2 : Coefficient de sécurité statique du versant (méthode à l'équilibre limite).	156
Figure 3-3 : Configurations lithologiques et topographiques des différents modèles FLAC.	158
Figure 3-4 : Exemple de grille FLAC.	159
Figure 3-5: Composante NS et spectre de l'accélération enregistrée à la station Berlin (rocher) lors du séisme du 13/01/2001 (Salvador).	161
Figure 3-6 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène.	162
Figure 3-7 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène.	163
Figure 3-8 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant homogène lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ; 2,4 Hz (b) ou 3,7 Hz (c).	164
Figure 3-9 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant réel (a) et du modèle de type pente (b).	167
Figure 3-10 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant réel : (a) vue d'ensemble du versant et (b) zoom sur la zone du glissement réel.	168
Figure 3-11 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du modèle de type pente : (a) vue d'ensemble du versant et (b) zoom sur la zone du glissement réel.	168
Figure 3-12 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ; 3 Hz (c) ou 3,7 Hz (d) ou à l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin lors du séisme du 13/01/2001 (b).	169
Figure 3-13 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du modèle de type pente (a) et du versant réel (b).	170
Figure 3-14 : Amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz. (a) $t = 1,05$ s, (b) $t = 1,10$ s et (c) $t = 1,15$ s.	171
Figure 3-15 : Amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 3,7 Hz. (a) $t = 0,65$ s, (b) $t = 0,70$ s et (c) $t = 0,75$ s.	172
Figure 3-16 : Indicateurs de plasticité (croix rouges) et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ou 3,7 Hz (b).	175
Figure 3-17 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ou 3,7 Hz (b).	176
Figure 3-18 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la configuration mécanique III.	177
Figure 3-19 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g (a et b) ou 0,2 g (c) et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a et c) ou 3,7 Hz (b).	179
Figure 3-20 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la configuration mécanique IV. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés épais, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique III.	180

Figure 3-21 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g (a et b) ou 0,2 g (c) et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a et c) ou 3,7 Hz (b).....	181
Figure 3-22 : Evolution, en fonction du temps, de l'angle et de l'amplitude des vecteurs vitesse le long de la surface du versant. (a) PGA = 0,2 g et f = 1,2 Hz ; (b) PGA = 0,4 g et f = 1,2 Hz et (c) PGA = 0,4 g et f = 3,7 Hz.....	184
Figure 3-23 : Distribution de la cohésion (Pa) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) PGA = 0,2 g et f = 1,2 Hz ; (b) PGA = 0,4 g et f = 1,2 Hz et (c) PGA = 0,4 g et f = 3,7 Hz.....	185
Figure 3-24 : Distribution de l'angle de frottement (°) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) PGA = 0,2 g et f = 1,2 Hz ; (b) PGA = 0,4 g et f = 1,2 Hz et (c) PGA = 0,4 g et f = 3,7 Hz.....	186
Figure 3-25 : Potentiel de rupture du modèle de type pente dans les conditions de la configuration mécanique IV.....	187
Figure 3-26 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du modèle de type pente lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g et de fréquence centrale égale à 3,7 Hz. La configuration mécanique considérée est la configuration mécanique IV.....	187
Figure 3-27 : Evolution, en fonction du temps, de l'angle et de l'amplitude des vecteurs vitesse le long de la surface du modèle de type pente (a) et du versant réel (b). Ces deux modèles sont soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,4 g et de fréquence centrale égale à 3,7 Hz. La configuration mécanique considérée est la configuration mécanique IV.....	188
Figure 3-28 : Distribution de la cohésion (Pa) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) configuration mécanique I ; (b) configuration mécanique II ; (c) configuration mécanique III et (d) configuration mécanique IV.....	190
Figure 3-29 : Distribution de l'angle de frottement (°) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) configuration mécanique I ; (b) configuration mécanique II ; (c) configuration mécanique III et (d) configuration mécanique IV.....	191
Figure 3-30 : Carte du Kirghizstan avec la localisation du glissement de Suusamy.	194
Figure 3-31 : Profil lithologique 2D du versant et position des deux escarpements observés sur le terrain (Havenith, 2002).....	195
Figure 3-32 : Coefficient de sécurité statique du versant.....	197
Figure 3-33 : Estimation des amplifications spectrales en surface du versant (Havenith, 2002) : (a) versant homogène et (b) versant réel.....	199
Figure 3-34 : Etude de la stabilité du versant (Havenith, 2002) : (a) en conditions sèches et (b) avec écoulement d'eau.....	200
Figure 3-35 : Configurations lithologiques et topographiques des différents modèles FLAC.....	201
Figure 3-36 : Exemple de grille FLAC.....	202
Figure 3-37 : Définition des différentes configurations mécaniques : courbes de décroissance de la cohésion (a) et de l'angle de frottement (b) des arénites en fonction des déformations plastiques....	203
Figure 3-38 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène.....	204
Figure 3-39 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène.....	205
Figure 3-40 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant homogène lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ; 2,4 Hz (b) ou 3,7Hz (c).....	206

<i>Figure 3-41 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant réel (a) et du modèle de type pente (b).</i>	208
<i>Figure 3-42 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant réel (a et b), du modèle de type pente (c) et du modèle sans pente (d).</i>	210
<i>Figure 3-43 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ; 2,4 Hz (b) et 3,7 Hz (c).</i>	211
<i>Figure 3-44 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ou 3,7Hz (b) : zoom sur la zone du glissement réel de Suusamyr.</i>	212
<i>Figure 3-45 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du modèle de type pente (a) et du versant réel (b).</i>	212
<i>Figure 3-46 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la configuration mécanique I.</i>	215
<i>Figure 3-47 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant.</i>	215
<i>Figure 3-48 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la configuration mécanique II. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés épais, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique I.</i>	217
<i>Figure 3-49 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,2 g, de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée égale à 10 s.</i>	218
<i>Figure 3-50 : Indicateurs de plasticité (a) et vecteurs vitesse (b) au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g, de fréquence centrale égale à 1,2 Hz et de durée égale à 10 s.</i>	219
<i>Figure 3-51 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la configuration mécanique II. La durée du signal sismique incident est égale à 6 s. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour une durée du signal sismique incident égale à 10 s.</i>	220
<i>Figure 3-52 : Potentiel de rupture du modèle de type pente dans les conditions de la configuration mécanique II. La durée du signal sismique incident est égale à 6 s. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour le versant réel.</i>	221
<i>Figure 3-53 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la configuration mécanique III. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés épais, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique I et, par un trait plein, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique II.</i>	222
<i>Figure 3-54 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 1,2 Hz et de durée égale à 10 s.</i>	224
<i>Figure 3-55 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée égale à 10 s.</i>	225
<i>Figure 3-56 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée égale à 10 s.</i>	226
<i>Figure 3-57 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 1,2 Hz et de durée égale à 10 s.</i>	226

<i>Figure 3-58 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée égale à 4 s.....</i>	<i>227</i>
<i>Figure 3-59 : Evolution de la cohésion (kPa) et de l'angle de frottement (°), en fonction du temps, le long de la ou des surface(s) de rupture potentielle(s) : (a) configuration mécanique III et durée = 10 s ; (b) configuration mécanique V et durée = 10 s et (c) configuration mécanique V et durée = 4 s.....</i>	<i>229</i>
<i>Figure 3-60 : Distribution de la cohésion (Pa) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) configuration mécanique III et durée = 10 s ; (b) configuration mécanique V et durée = 10 s et (c) configuration mécanique V et durée = 4 s.....</i>	<i>230</i>
<i>Figure 3-61 : Distribution de l'angle de frottement (°) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) configuration mécanique III et durée = 10 s ; (b) configuration mécanique V et durée = 10 s et (c) configuration mécanique V et durée = 4 s.</i>	<i>231</i>
<i>Figure 3-62 : Evolution, en fonction du temps, de l'angle et de l'amplitude des vecteurs vitesse le long de la surface du versant. (a) configuration mécanique III et durée = 10 s ; (b) configuration mécanique V et durée = 10 s et (c) configuration mécanique V et durée = 4 s.</i>	<i>232</i>
<i>Figure 3-63 : Etapes à analyser lors de l'étude de la stabilité d'un versant sous sollicitations dynamiques.....</i>	<i>239</i>

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1-1 : Classification de Keefer (1984a).</i>	5
<i>Tableau 1-2 : Estimation des coûts de reconstruction, en millions de dollars, après les séismes de 2001 au Salvador (conférence de Madrid du 7 mars 2001).</i>	8
<i>Tableau 1-3 : Estimation du nombre de victimes attribuables à des mouvements de versant dans les 40 séismes de la base de données de Keefer (1984a). Sur les 40 séismes que compte cette base de données, seuls 24 séismes sont inclus dans ces estimations car, pour 7 séismes, aucune victime n'est à déplorer et, pour les 9 autres restants, aucune information n'est disponible sur les victimes des mouvements de versant. Un point d'interrogation est utilisé lorsque l'estimation est réalisée à partir de données incomplètes.</i>	10
<i>Tableau 1-4 : Caractéristiques générales des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques d'après Keefer (1984a).</i>	12
<i>Tableau 1-5 : Historique des séismes majeurs ayant affecté le Salvador et déclenché des mouvements de versant depuis 1576. Ces données sont issues de Ambraseys et al. (2001), de Bommer et Rodriguez (2002), de Harlow et al. (1993), de Lara (1983), de Lomnitz et Schulz (1966) et de White et Harlow (1993).</i>	22
<i>Tableau 1-6 : Caractéristiques respectives des séismes de janvier et de février 2001 définies par l'agence USGS NEIC (Bommer et al., 2002).</i>	27
<i>Tableau 1-7 : Description des dommages occasionnés par les séismes de janvier et de février 2001 au Salvador (AFPS 2001, JSCE 2001, Konagai et al. 2002).</i>	28
<i>Tableau 1-8 : Dimensions des mouvements de versant observés le long de la cordillère d'El Balsamo (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).</i>	34
<i>Tableau 1-9 : Accélérations maximales nord-sud et est-ouest enregistrées en différentes stations (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).</i>	38
<i>Tableau 1-10 : Vitesses maximales nord-sud et est-ouest enregistrées en différentes stations (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).</i>	39
<i>Tableau 1-11 : Paramètres de calcul du coefficient d'amplification topographique sur le site d'Armenia selon les règles PS92 (AFPS 2001). Pour le flanc nord-ouest, les distances a et b ne sont pas définies dans la mesure où il n'y a pas d'amplification topographique.</i>	54
<i>Tableau 1-12 : Exemples de mouvements de versant pour lesquels les effets de site sont supposés avoir jouer un rôle prépondérant.</i>	57
<i>Tableau 1-13 : Classes de sols selon les règles PS92.</i>	61
<i>Tableau 1-14 : Type de site classé en fonction de l'épaisseur de la couche de sol (PS92).</i>	62
<i>Tableau 1-15 : Accélération nominale (m/s^2) en fonction de la zone de sismicité et de la classe de l'ouvrage (PS92).</i>	63
<i>Tableau 1-16 : Coefficients pseudo-statiques à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes en fonction du site considéré (PS92).</i>	63
<i>Tableau 1-17 : Coefficients pseudo-statiques en fonction de la magnitude, de la distance épicertrale et de la nature du sous-sol (Helle, 1983).</i>	63
<i>Tableau 2-1 : Correspondance entre les fréquences centrales des signaux sismiques Ricker en vitesse et en accélération.</i>	76

Tableau 2-2 : Paramètres physiques et mécaniques des différentes unités géologiques (Bommer et al., 2002 ; Mavrommati, 2000 ; Faccioli et al., 1988).	78
Tableau 2-3 : Paramètres physiques et mécaniques des différentes unités géologiques (Bommer et al., 2002 ; Mavrommati, 2000 ; Faccioli et al., 1988).	87
Tableau 2-4 : Paramètres physiques des différentes unités géologiques (Mavrommati, 2000 ; Faccioli et al., 1988).	97
Tableau 2-5 : Paramètres de résistance au cisaillement des deux unités géologiques (Bommer et al., 2002).	97
Tableau 2-6 : Fréquence de résonance de la couche de Tierra Blanca ($n = 0$). La vitesse V_{s1} des ondes de cisaillement dans cette couche est égale à 250 m/s.	110
Tableau 2-7 : Synthèse des scénarios topographiques, géologiques et sismiques envisagés et présentation des pourcentages de ruptures dans le cas du signal sismique Ricker.	123
Tableau 2-8 : Synthèse des scénarios topographiques, géologiques et sismiques envisagés et présentation des pourcentages de ruptures dans le cas du signal sismique sinusoïdal.	123
Tableau 2-9 : Coefficient de sécurité statique des différents modèles de pentes étudiés (méthode Bishop i.e. surfaces de rupture circulaires) et pourcentages de rupture observées dans le cas d'un signal sismique Ricker.	135
Tableau 2-10 : Durée nécessaire pour la formation de la surface de rupture en fonction du PGA du signal sismique incident.	142
Tableau 2-11 : Durée nécessaire pour la formation de la surface de rupture en fonction de la fréquence centrale du signal sismique incident.	142
Tableau 3-1 : Propriétés des différentes unités géologiques formant le versant (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001).	155
Tableau 3-2 : Coefficients de sécurité pseudo-statique du versant.	156
Tableau 3-3 : Taille maximale des éléments (Δl_{max}) des grilles FLAC pour un signal sismique de fréquence maximale égale à 6 Hz.	159
Tableau 3-4 : Synthèse des différentes simulations numériques réalisées dans le cadre de cette étude de la stabilité du versant de Las Colinas. On rappelle que l'accélérogramme réel enregistré à Berlin lors du séisme du 13/01/2001 a pour fréquence centrale 2,7 Hz (simulations FLAC n°2 ; 4 ; 6 ; 8 et 10).	173
Tableau 3-5 : Propriétés des différentes unités géologiques formant le versant (Havenith et al., 2000 ; Philipponnat, 1979 ; Hoek et Bray, 1981).	195
Tableau 3-6 : Coefficients de sécurité pseudo-statique du versant.	197
Tableau 3-7 : Taille maximale des éléments (Δl_{max}) des grilles FLAC pour un signal sismique de fréquence maximale égale à 6Hz.	202
Tableau 3-8 : Synthèse des différentes simulations numériques réalisées dans le cadre de cette étude de la stabilité du versant de Suusamy.	214
Tableau 3-9 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la configuration mécanique I.	216
Tableau 3-10 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la configuration mécanique II.	218
Tableau 3-11 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la configuration mécanique II. La durée du signal sismique incident est égale à 6 s.	220
Tableau 3-12 : Caractéristiques des instabilités de versants.	221

<i>Tableau 3-13 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la configuration mécanique III.....</i>	<i>222</i>
<i>Tableau 3-14 : Caractéristiques des versants de Las Colinas et de Suusamyr et paramètres de modélisation qui permettent de se rapprocher au mieux de ce qu'on sait de chaque glissement.</i>	<i>236</i>

INTRODUCTION

Les séismes, phénomènes naturels particulièrement destructeurs et meurtriers lorsqu'ils touchent des zones urbanisées sont source à la fois d'effets directs (effondrement de constructions, destruction d'ouvrages d'art, incendies...) et **d'effets induits** que l'on définit comme les manifestations des réactions du milieu sur son environnement. Parmi les effets induits, les mouvements de versant, phénomène naturel qui affecte l'ensemble des régions sismiques du monde, constituent une source majeure de dégâts. Le déclenchement de ces mouvements de versant, souvent co-sismique, est lié à l'apparition de **forces d'inertie transitoires** qui modifient l'équilibre de versants généralement proches de la rupture. Ces forces d'inertie résultent de la propagation d'ondes sismiques à travers le versant et notamment des phénomènes d'interférence des ondes incidentes, réfléchies et diffractées par la surface topographique et les structures géologiques du versant. Elles varient donc d'un point à l'autre du versant et dans le temps. Ces variations spatiales et temporelles de l'accélération en fonction des conditions topographiques et géologiques locales portent le nom **d'effets de site**. Pour de nombreux auteurs, les effets de site contribuent de façon significative au déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques.

Bien que ce type de mouvement de versant représente un réel danger pour les populations et l'environnement, peu d'études ont à ce jour été menées sur les mécanismes à l'origine de la déstabilisation des versants sous sollicitations dynamiques et en particulier sur l'existence d'une ou de plusieurs corrélations entre les effets de site et le déclenchement de ces mouvements de versant. Ceci s'explique par la multiplicité et la complexité des phénomènes mis en jeu lors de la propagation des ondes sismiques dans un versant. On ne sait notamment pas bien décrire l'effet du relief sur les mouvements sismiques. De plus, la conduite d'études détaillées des phénomènes à l'origine du déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques nécessite une connaissance précise de la topographie, des structures géologiques et des paramètres mécaniques du versant, paramètres dont l'acquisition est souvent coûteuse et donc réservée à des zones dans lesquelles des ouvrages importants sont menacés.

L'objectif de cette thèse est d'étudier, par la modélisation numérique avec le code de calcul par différences finies FLAC, l'influence des effets de site sur le déclenchement et les caractéristiques des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques.

Le premier chapitre est consacré à une synthèse des connaissances relatives au phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques. Il y est notamment question des différents types de mouvements de versant, de leur fréquence et de leur impact sur les populations et l'environnement. L'apport des bases de données mondiales et régionales, dont la construction constitue l'approche la plus répandue de ce type de phénomène naturel, est tout d'abord analysé. Puis, nous présentons une étude de cas particuliers de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques qui permet d'aborder les notions de facteurs de prédisposition et de facteurs déclenchants. Cette étude, qui a servi de base à la modélisation numérique présentée dans ce travail, repose sur les mouvements de versant déclenchés par les

séismes de 2001 au Salvador. Nous concluons ce premier chapitre par une présentation des différentes méthodes d'analyse des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques.

Dans le chapitre deux, nous présentons une analyse des facteurs déclenchants des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques. Celle-ci s'appuie sur l'étude de la distribution des mouvements sismiques au sein de modèles de type pente unique caractérisés par des configurations géologiques et topographiques variées et volontairement simples. Les effets de site topographiques et lithologiques sont donc analysés en surface et au sein de ces modèles, dans les domaines temporel et spectral. Puis, une étude de stabilité des pentes est menée sur ces mêmes modèles afin de déterminer les conditions géométriques, géologiques et sismiques susceptibles de favoriser le déclenchement d'une instabilité. Sur la base des résultats de ces deux analyses, une étude croisée des différents cas de rupture et des effets de site permet de définir des corrélations entre la distribution des mouvements sismiques au sein des versants et les caractéristiques des mouvements de versant. Pour finir, les résultats des modélisations sont comparés à la réglementation parasismique française PS92, notamment sur l'aspect de la prise en compte des effets de site topographiques.

Le chapitre trois, qui porte sur la modélisation de deux cas réels de versants au Salvador et au Kirghizstan, a pour objectif de déterminer le rôle joué par les effets de site lors du déclenchement des instabilités de 2001 (Salvador) et de 1992 (Kirghizstan). Les effets de site et la stabilité des versants de Las Colinas au Salvador et de Suusamyr au Kirghizstan sont analysés pour différents scénarios sismiques et des comportements mécaniques variés. Des corrélations entre la distribution des mouvements sismiques au sein de ces versants et le déclenchement des instabilités ainsi que leurs caractéristiques sont recherchées. Pour finir, l'apport des méthodes numériques pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques est évalué.

CHAPITRE 1

LES MOUVEMENTS DE VERSANT SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES : SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES RELATIVES À LA COMPRÉHENSION DU PHÉNOMÈNE

1.1. Terminologie et classifications

On regroupe, sous l'appellation "mouvements de versant sous sollicitations dynamiques", les phénomènes gravitaires affectant une masse de sols ou de roches, et déclenchés pendant ou peu après un séisme. Ces mouvements de versant sont qualifiés "d'effets induits" par opposition aux "effets directs" qui sont les réactions du milieu physique au passage de l'énergie libérée par les ondes sismiques. On appelle donc "effets induits" les manifestations des réactions du milieu sur son environnement. Ce type de mouvement de versant présente une grande diversité tant au niveau du comportement de la masse instable que de ses dimensions. Cette diversité est étroitement liée aux caractéristiques géologiques des massifs ainsi qu'au contexte sismo-tectonique de la zone affectée.

Dans un souci d'homogénéisation et de clarification des terminologies associées aux mouvements de versant, qu'ils soient d'origine sismique ou non, une première classification a été proposée par Varnes en 1978. Cette classification, qui est présentée dans la figure 1-1, repose sur les deux critères suivants :

- le **type de matériaux instables**. Il peut s'agir de roches ("bedrock"), de sols grossiers ("débris") ou de sols fins ("earth").
- le **type de mouvement mobilisant cette masse instable**. À titre d'exemples, on peut citer les chutes, les glissements et les écoulements.

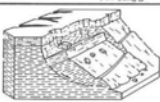
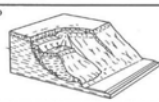
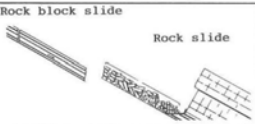
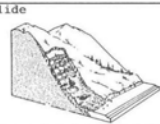
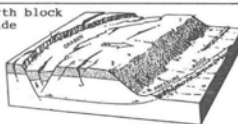
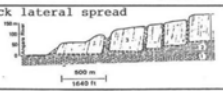
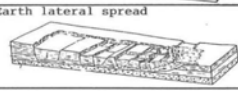
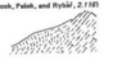
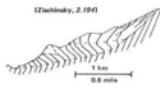
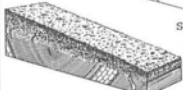
TYPE OF MOVEMENT	TYPE OF MATERIAL		
	BED ROCK	ENGINEERING SOIL	
		DEBRIS	EARTH
I. FALLS	Rock fall 	Debris fall	Earth fall
II. TOPPLES	Rock topple 	Debris topple 	Earth topple
III. SLIDES A. ROTATIONAL B. TRANSLATIONAL	Rock slump 	Debris slump 	Earth slump 
	Rock block slide  Rock slide	Debris slide 	Earth block slide 
IV. LATERAL SPREADS	Rock lateral spread 		Earth lateral spread 
V. FLOWS	Gravitational sagging (Hansen, Peck, and Rydell, 2:195)  (Zobelewsky, 2:194) 	Debris avalanche  Soil creep 	Rapid earth flow (Quick clay flow)  Earth flow 

Figure 1-1 : Classification de Varnes (1978)

Ainsi, sont définis les types de mouvements de versant suivants :

- “falls” ou chutes, écroulements. Il s’agit de phénomènes rapides qui consistent en la chute libre ou le roulement de masses de sols ou de roches, de dimensions variables, qui se détachent, le plus souvent, d’un relief escarpé. On distingue les “rock falls”, mouvements dans lesquels la masse se détache du substratum rocheux, les “debris falls”, mouvements composés de fragments détritiques grossiers et les “earth falls”, mouvements composés de fragments détritiques fins.
- “topples” ou basculements. Il s’agit d’un processus de basculement d’une masse de sols ou de roches sur une unité inférieure.
- “slides” ou glissements. Il s’agit d’un mouvement de glissement sur une surface de rupture le long de laquelle la résistance au cisaillement est dépassée. Cette surface de rupture peut être plane, circulaire ou quelconque. Dans le cas où la surface de rupture est circulaire, on parle plutôt de “slump”.
- “lateral spreads” ou étalements latéraux. Il s’agit d’un mouvement dans lequel domine l’extension latérale et régressive. Le résultat de ce type de mouvement est la formation de reliefs en horsts et grabens.
- “flows” ou écoulements. Il s’agit de mouvements dans lesquels des matériaux peu ou pas consolidés s’écoulent avec une vitesse qui est fonction de leur teneur en eau.

Un lexique des termes anglais est proposé en annexe 1.

Sur la base des travaux de Varnes, une classification propre aux mouvements de versant sous sollicitations dynamiques a été proposée par Keefer en 1984. Selon cette classification, présentée dans le tableau 1-1, on distingue les deux ensembles de mouvements de versant suivants :

- ceux qui affectent les “**roches**” ;
- ceux qui affectent les “**sols**”.

La distinction entre “roches” et “sols” traduit l’état des matériaux avant instabilité : un matériau faiblement consolidé avant glissement est qualifié de sol alors qu’un matériau fortement consolidé avant glissement est qualifié de roche. Au sein de ces deux ensembles de mouvements de versant, on distingue de plus :

- les **mouvements en masse**. A titre d’exemple, on peut citer les glissements par rotation ou par translation dans les sols ou les roches.
- les **mouvements désordonnés** de masses de sols ou de roches fragmentées ou déstructurées, les chutes et les écroulements.

Cette distinction traduit le comportement de la masse instable lors du glissement : plus un matériau va, au cours du glissement, se désintégrer en une multitude de petits blocs de roches ou d’éléments de sols, plus il sera qualifié de mouvement désordonné. Enfin, lorsque l’action de l’eau est fortement couplée à l’action du séisme, des phénomènes d’écoulement peuvent se produire dans les sols.

De nombreuses illustrations de ces différents types de mouvements de versant seront présentées dans le paragraphe 1.4.3.2 qui concerne l’étude des phénomènes induits par les séismes de 2001 au Salvador.

		Type de mouvement de versant	Description du mouvement
ROCHES	Mouvements désordonnés (<i>disrupted slides</i>)	Chutes de blocs (<i>rock falls</i>)	Rebonds, roulement, chute libre
		Glissements rocheux (<i>rock slides</i>)	Glissement rapide par translation de matériaux sur une surface de rupture
		Avalanches rocheuses (<i>rock avalanches</i>)	Ecoulement très rapide et désordonné de blocs
	Mouvements en masse (<i>coherent slides</i>)	Glissements rotationnels rocheux (<i>rock slumps</i>)	Glissement par rotation de matériaux en place sur une surface de rupture
		Glissement de masses rocheuses (<i>rock block slides</i>)	Glissement par translation de matériaux en place sur une surface de rupture
SOLS	Mouvements désordonnés (<i>disrupted slides</i>)	Écroulements de sols (<i>soil falls</i>)	Roulement, chute libre
		Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées (<i>disrupted soil slides</i>)	Glissement par translation de matériaux fragmentés ou déstructurés sur une surface de rupture
		Avalanches de sols (<i>soil avalanches</i>)	Ecoulement très rapide et désordonné de sols
	Mouvements en masse (<i>coherent slides</i>)	Glissements rotationnels de sols (<i>soil slumps</i>)	Glissement par rotation de matériaux en place sur une surface de rupture
		Glissements de masses de sols (<i>soil block slides</i>)	Glissement par translation de matériaux en place sur une surface de rupture
		Coulées de sols (<i>slow earth flows</i>)	Mouvement lent d’écoulement de sols superficiels
	Étalements latéraux et écoulements (<i>lateral spreads and flows</i>)	Étalements latéraux de sols (<i>soil lateral spreads</i>)	Mouvement rapide avec coulées boueuses de sols en place
		Coulées boueuses (<i>rapid soil flows</i>)	Ecoulement très rapide de sols
		Glissements sous marins (<i>subaqueous landslides</i>)	Glissement aquatique complexe

Tableau 1-1 : Classification de Keefer (1984a).

1.2. Généralités sur les mouvements de versant sous sollicitations dynamiques

1.2.1. Distribution spatiale à l'échelle du globe

Comme le montre la figure 1-2 qui donne quelques exemples de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques à travers le monde depuis 1900 (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999), ces instabilités affectent toutes les régions sismiques du monde. Elles sont notamment très abondantes sur le pourtour de l'océan Pacifique : Japon, Taiwan, Indonésie, Nouvelle Zélande et façade ouest du continent américain. L'Europe et l'Afrique du nord, bien que moins touchées par ce type d'instabilité, ont connu plusieurs événements, notamment en Italie, en Grèce, en Turquie et en Algérie. Enfin l'Asie et, plus particulièrement, la Chine, l'Iran, le Kirghizstan, le Kazakhstan et l'Afghanistan, sont également soumis à ce type de risque naturel.

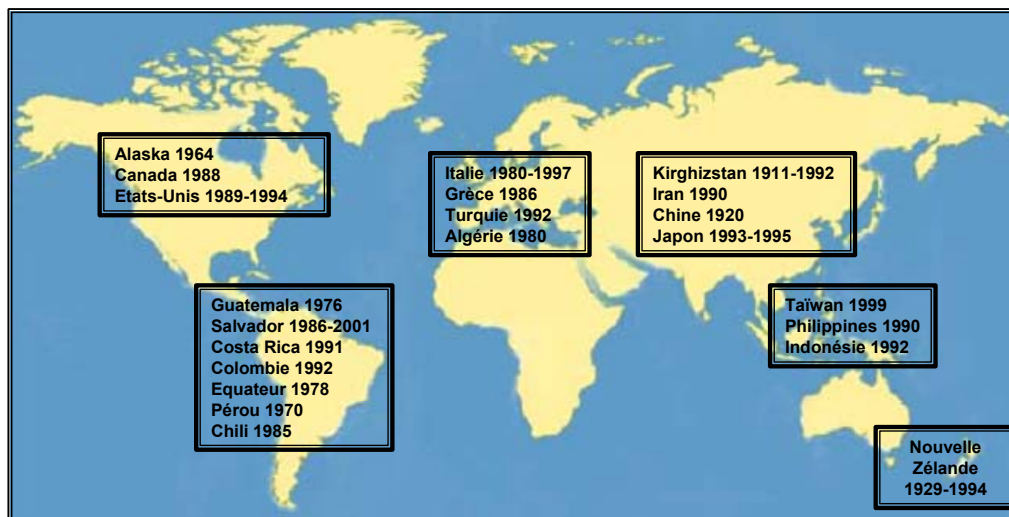


Figure 1-2 : Exemples de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques depuis 1900 (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999).

1.2.2. Fréquence et impact sur les populations, les infrastructures et l'environnement

Dans le courant du vingtième siècle, on dénombre pas moins de 76 séismes à l'origine de 100 000 à 1 000 000 de mouvements de versant (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999). Ces derniers ont coûté la vie à plusieurs dizaines de milliers de personnes (Keefer, 1984a).

Les mouvements de versant sous sollicitations dynamiques contribuent donc très largement à l'impact dévastateur des séismes, notamment lorsqu'ils se produisent à proximité de zones urbanisées. Cotecchia (1987) rapporte que, durant deux événements sismiques au Japon en 1974 et 1978, 90 % des victimes ont péri suite à des mouvements de versant. L'impact d'un mouvement de versant sur les populations, les infrastructures et l'environnement, dépend de trois facteurs :

- l'**aléa**. Il peut être défini comme la probabilité qu'au cours d'une période de référence donnée un phénomène naturel d'une certaine intensité se produise sur un territoire défini. L'aléa décrit donc à la fois la fréquence d'occurrence de l'événement (composante temporelle), sa zone d'influence (composante spatiale) et son intensité. Pour les mouvements de versant, l'intensité peut, par exemple, se référer au volume mobilisé lors du glissement.
- la **vulnérabilité**. Il s'agit d'une mesure des effets attendus d'un aléa sur un ou plusieurs enjeux. Par le terme d'enjeux, on entend à la fois des enjeux humains, des enjeux matériels tels que les bâtiments et les réseaux de communication et des enjeux plus abstraits tels que l'organisation sociale d'un pays, son économie, ses systèmes de production...
- le **risque**. Le risque naturel peut être considéré comme un indice du danger qui résulte de la conjonction d'un aléa et d'une vulnérabilité. Par conséquent, deux zones soumises au même aléa mais présentant des vulnérabilités différentes ne seront pas soumises au même risque naturel. Au mois de décembre 1988, un séisme s'est produit en Arménie, dans une zone où la majorité des bâtiments sont hauts et peu résistants : ce séisme a coûté la vie à plus de 25 000 personnes (Bommer et Ambraseys, 1989). L'année suivante, un séisme de plus forte magnitude s'est produit en Californie : du fait d'une plus rigoureuse application des règles de construction parasismique et donc d'une plus faible vulnérabilité, ce séisme n'a fait que 70 victimes (Keefer et al., 1998).

Le seul moyen de réduire le risque est donc de diminuer la vulnérabilité. Cependant, dans de nombreux pays pauvres comme le Salvador, le non-respect des règles d'urbanisation définies par les autorités compétentes ne permet pas une véritable diminution de la vulnérabilité. Dans la zone où s'est produit le glissement de Las Colinas par exemple (Salvador, 2001), le risque d'instabilité, pourtant connu, n'a pas ralenti le développement de l'urbanisation jusqu'au pied de la Cordillère d'El Balsamo (Jibson et Crone, 2001). Cette zone a été entièrement recouverte par le glissement de Las Colinas.

Parmi les conséquences possibles des mouvements de versant sur les populations, les infrastructures et l'environnement d'un pays, on distingue :

- les **conséquences directes**. Ces dernières sont facilement identifiables : décès consécutifs à l'écrasement de véhicules par des chutes de blocs ou à l'ensevelissement d'habitations par des mouvements de versant, destruction ou endommagement des bâtiments, des réseaux de communication et des ouvrages d'art, formation de barrages naturels par obstruction des cours d'eau par des produits d'éboulement... On peut citer, comme exemples, l'avalanche rocheuse du Nevado Huascarán (Pérou, 1970) qui a coûté la vie à 18 000 personnes (Plafker et al., 1971) ou encore la formation de 215 barrages naturels par des mouvements de versant lors d'un séisme en 1783 en Italie (Cotecchia, 1978).
- les **conséquences indirectes**. Du fait de l'obstruction des voies de communication par des produits d'éboulement, l'acheminement de l'aide aux victimes est souvent rendu impossible. Wiczorek et al. (1991) rapportent qu'après le séisme de 1990 aux Philippines, les matériaux qui obstruaient les voies de communication suite aux

nombreux mouvements de versant ont fortement ralenti les secours qui tentaient d'apporter des médicaments et des vivres dans les zones isolées. Par ailleurs, la durée de vie des lacs de barrages artificiels formés par les produits d'éboulement est souvent courte, et la rupture de ces barrages peut entraîner de grandes inondations et des effets de vague. En Chine, en 1786, 100 000 personnes ont ainsi été tuées par la rupture d'un barrage naturel (Hansen et Franks, 1991). Un phénomène similaire a été observé en Equateur suite au séisme de Reventador en 1987 : un grand glissement de 20 à $25 \times 10^6 \text{ m}^3$, déclenché par le séisme, est venu obstruer un cours d'eau. Le barrage naturel ainsi formé s'est rompu au bout de 33 jours, provoquant une inondation sur 55 km en aval. Les populations ayant été évacuées, l'inondation n'a heureusement fait aucune victime (Schuster et Highland, 2001). Miller (1960) rapporte que, dans le sud de l'Alaska, la chute de blocs dans un lac est à l'origine de la formation d'une vague de 30 m de haut. Cette dernière s'est abattue sur la vallée, dévastant tout sur son passage. Il faut encore ajouter que l'occurrence de mouvements de versant de grande ampleur ou l'occurrence répétée de plus petits mouvements de versant dans une même zone peut ralentir de façon durable le développement d'un pays. Après les séismes de 2001 au Salvador, les autorités salvadoriennes ont estimé les frais de reconstruction pour le secteur social, et les secteurs de la production, des infrastructures et de l'environnement. Ces frais sont regroupés dans le tableau 1-2. Le coût très élevé des reconstructions ne pouvant pas être pris en charge, dans un délai raisonnable, par le pays seul, le Salvador a dû faire appel aux instances internationales, notamment aux Organisations Non Gouvernementales, qui ont récolté des fonds afin de combler la "brèche financière" (conférence de Madrid du 7 mars 2001). Sans cette aide internationale, le Salvador aurait probablement dû étaler ces reconstructions sur de très nombreuses années, et risquer ainsi de subir encore plus de dégâts lors d'un prochain séisme.

Secteur touché	Coût estimé de la reconstruction millions de dollars	Coût supporté par le gouvernement et les autorités locales millions de dollars	Brèche financière millions de dollars
Social : habitations, santé, éducation, culture	706 150	253 090	453 060
Production : agriculture, industrie, commerce, tourisme	426 125	46 571	379 554
Infrastructures : électricité, eau potable, réseaux d'assainissement, transport	251 187	134 551	116 636
Environnement	77 600	7 100	70 500

Tableau 1-2 : Estimation des coûts de reconstruction, en millions de dollars, après les séismes de 2001 au Salvador (conférence de Madrid du 7 mars 2001).

1.3. Les bases de données : première approche possible du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

1.3.1. Bases de données mondiales

En 1984, Keefer a réalisé une étude de synthèse portant sur les mouvements de versant générés par 40 séismes entre 1811 et 1980. Les séismes sélectionnés sont représentatifs de la plupart des conditions géologiques, géomorphologiques, climatiques et sismiques des principales régions sismiques du monde. L'objectif de cette première vaste étude des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques était :

- d'identifier les mouvements de versant les plus fréquemment déclenchés par des séismes ;
- de définir les configurations géologiques et topographiques les plus sensibles à l'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques" ;
- de corréliser les caractéristiques des mouvements de versant aux caractéristiques des séismes.

En 1999, Rodriguez et al. ont complété cette étude en y ajoutant les mouvements de versant déclenchés par des séismes entre les années 1980 et 1997. Il en résulte une base de données mondiale regroupant les caractéristiques des mouvements de versant associés à 76 tremblements de terre. Celle-ci est détaillée en annexe 2 et nous présentons ci-dessous une synthèse de ces travaux.

1.3.1.1. Caractéristiques des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques

- Mouvements de versant les plus fréquemment déclenchés par des séismes

La figure 1-3 traduit l'abondance relative de chaque type de mouvement de versant. Les chutes de blocs, les glissements rotationnels de sols et les glissements de masses de sols fragmentées ou structurées, phénomènes observés dans plus de 60 % des séismes considérés, sont les instabilités les plus fréquentes sous sollicitations dynamiques. Ces mouvements, à l'exception des glissements de masses de sols fragmentées ou structurées, sont en général superficiels. Néanmoins, des mouvements plus profonds peuvent se produire dans certaines configurations géologiques particulières : lors du séisme d'Alaska en 1964 par exemple, un glissement de $0,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ s'est développé sur une épaisseur de 27 m de dépôts glaciaires (Hansen, 1965).

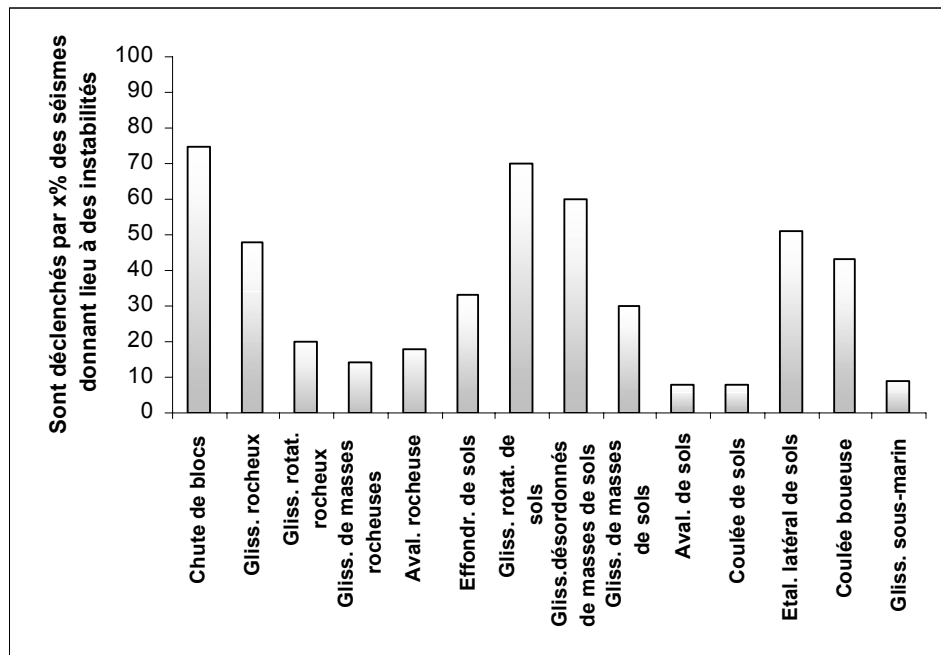


Figure 1-3 : Fréquence relative de chaque type de mouvement de versant dans le monde, entre 1811 et 1997 (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999). Les abréviations suivantes sont utilisées : gliss. pour glissement, rotat. pour rotationnel, aval. pour avalanche, effondr. pour effondrement et étal. pour étalement.

Parmi ces différents types de mouvements de versant, les plus meurtriers sont, dans un ordre décroissant, les coulées boueuses, les avalanches rocheuses et les chutes de blocs (tableau 1-3). Ces trois types de mouvements de versant sont responsables de plus de 90 % des décès attribuables à des instabilités entre 1811 et 1980 (Keefer, 1984a). L'impact des coulées boueuses et des avalanches rocheuses s'explique par le comportement de la masse instable : du fait de la présence d'eau, la masse instable peut parcourir de longues distances et ainsi affecter une large zone, jusqu'à plusieurs kilomètres du site d'initiation de l'instabilité. Par opposition, l'impact des chutes de blocs ne dépasse généralement pas 800 m du site d'initiation de l'instabilité. Cependant, comme les chutes de blocs sont des instabilités fréquentes sous sollicitations dynamiques, elles contribuent largement à l'impact meurtrier des mouvements de versant.

Type de mouvement de versant	Estimation du nombre de victimes attribuables aux mouvements de versant dans 24 des 40 séismes étudiés	Nombre de séismes dans lesquels les mouvements de versant ont causé des victimes
Coulée boueuse	25000-115000	5
Avalanche rocheuse	21000-30000	6
Chute de blocs	800-2500	11-12
Glissement rotationnel de sols	< 3100 ?	4
Glissement rocheux	< 1000 ?	1 ?
Glissement sous-marin	48-84	3
Glissement de masses de sols fragmentées ou déstructurées	< 80 ?	1 ?
Avalanche de sols	< 80 ?	1 ?
Glissement rotationnel rocheux	17	1
Effondrement de sols	< 12 ?	1 ?

Tableau 1-3 : Estimation du nombre de victimes attribuables à des mouvements de versant dans les 40 séismes de la base de données de Keefer (1984a). Sur les 40 séismes que compte cette base de

données, seuls 24 séismes sont inclus dans ces estimations car, pour 7 séismes, aucune victime n'est à déplorer et, pour les 9 autres restants, aucune information n'est disponible sur les victimes des mouvements de versant. Un point d'interrogation est utilisé lorsque l'estimation est réalisée à partir de données incomplètes.

- Configurations géologiques et topographiques les plus sensibles à l'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques"

Certains milieux géologiques s'avèrent plus sensibles que d'autres à l'action d'un séisme. Les sols volcaniques, notamment, sont responsables d'un grand nombre de mouvements de versant à travers le monde. Lors du séisme de 1976 au Guatemala, les dépôts de pierre ponce, présents sur seulement 20 % du territoire, ont ainsi été impliqués dans 90 % des mouvements de versant (Harp et al., 1981).

Dans les massifs rocheux, les instabilités se développent préférentiellement dans des versants présentant un fort degré d'altération ou de fracturation.

Selon Keefer (1984a) et Rodriguez et al. (1999), la morphologie du versant contrôle le type d'instabilité. Les versants de pente supérieure à 35° sont très souvent le siège de mouvements de versant superficiels tels que des chutes de blocs, des glissements rocheux ou des effondrements de sols. Les pentes plus douces peuvent être affectées par des coulées de sols et des coulées boueuses, comme ce fut le cas lors du séisme de 1960 au Chili. Néanmoins, la plupart des événements se produisant sur des pentes douces sont le résultat d'une combinaison de vibrations sismiques et de fortes précipitations.

On retiendra donc, qu'à l'exception de ces mouvements de versant sur pentes douces et de la réactivation de dépôts d'anciens glissements, la majorité des mouvements de versant se produisent sur des pentes supérieures à 25°.

Le tableau 1-4 résume les conclusions établies par Keefer (1984a) quant à la morphologie des versants affectés par des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques, la fréquence de ces instabilités, les dimensions et le comportement de la masse instable. Une vitesse extrêmement lente correspond à 0,6 m/an, une vitesse modérée à 1,5 m/mois et une vitesse extrêmement rapide à 3 m/seconde (Keefer, 1984a). Ce tableau traduit bien la grande diversité des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques.

Type de mouvement de versant	Localisation de la surface de rupture	Pente minimale (°)	Vitesse	Volume (m ³)	Déplacement	Déclenchés par x% des séismes donnant lieu à des instabilités
Chutes de blocs (<i>rock falls</i>)	Superficielle	40	Très rapide	< 10 ⁴	< 800 m	> 50 %
Glissements de masses de sols déstructurées ou fragmentées (<i>disrupted soil slides</i>)	Superficielle	15	Modérée à rapide	< 10 ⁴	< quelques centaines de mètres	
Glissements rotationnels de sols (<i>soil slumps</i>)	Profonde	7	Lente à rapide	100 - 10 ⁵	< 10 m	
Glissements rocheux (<i>rock slides</i>)	Superficielle	35	Rapide à très rapide	< 10 ⁴	< quelques centaines de mètres	40 – 50 %
Étalement latéral de sols (<i>soil lateral spreads</i>)	Variable	0,3	Très rapide	100 - 10 ⁵	< 10 m	
Coulées boueuses (<i>rapid soil flows</i>)	Superficielle	2,3	Très rapide à extrêmement rapide	Jusqu'à plusieurs millions	De quelques mètres à plusieurs kilomètres	
Effondrements de sols (<i>soil falls</i>)	Superficielle	40	Très rapide	< 10 ³	Accumulation au pied des pentes	30 – 40 %
Glissements de masses de sols (<i>soil block slides</i>)	Profonde	5	Lente à rapide	100 - 10 ⁵	< 100 m	
Avalanches rocheuses (<i>rock avalanches</i>)	Profonde		Très rapide			10 – 20 %
Glissements rotationnels (<i>rock slumps</i>)	Profonde		Lente à rapide			
Glissement de masses rocheuses (<i>rock block slides</i>)	Profonde		Lente à rapide			
Avalanches de sols (<i>soil avalanches</i>)	Superficielle		Très rapide à extrêmement rapide			< 10 %
Coulées de sols (<i>slow earth flows</i>)	Superficielle		Très lente à modérée			
Glissements sous marins (<i>subaqueous landslides</i>)	Variable		Généralement rapide à extrêmement rapide			

Tableau 1-4 : Caractéristiques générales des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques d'après Keefer (1984a).

1.3.1.2. Corrélation(s) entre les caractéristiques des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques et les caractéristiques des séismes

Des observations de terrain couplées aux travaux de Jibson et al. (1994) ont montré que les caractéristiques du signal sismique peuvent influencer le type d'instabilité. Les séismes de magnitude faible (< 4), que l'on caractérise en général par de faibles accélérations et un contenu fréquentiel hautes fréquences, provoquent essentiellement des écroulements et des chutes de blocs, c'est-à-dire des mouvements superficiels. En revanche, les séismes de magnitude plus élevée (fortes accélérations et contenu fréquentiel basses fréquences) peuvent provoquer des glissements plus profonds. Ce type de séisme est aussi à l'origine d'un plus grand nombre de mouvements de versant.

- Notion de seuil de magnitude nécessaire au déclenchement d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

La plupart des mouvements de versant déclenchés par des séismes référencés entre 1811 et 1997 (annexe 2) sont provoqués par des séismes de magnitude supérieure à 5. Dans le détail, on observe que :

- les chutes de blocs, les glissements rocheux, les effondrements de sols et les glissements de masses de sols déstructurées ou fragmentées sont déclenchés par des séismes de magnitude supérieure à 4 ;
- les glissements rotationnels de sols et les glissements de masses de sols sont déclenchés par des séismes de magnitude supérieure à 4,5 ;
- les glissements rotationnels rocheux, les glissements de masses rocheuses, les coulées de sols, les étalements latéraux de sols et les glissements sous-marins sont déclenchés par des séismes de magnitude supérieure à 5 ;
- les avalanches rocheuses sont déclenchées par des séismes de magnitude supérieure à 6 ;
- les avalanches de sols sont déclenchées par des séismes de magnitude supérieure à 6,5.

Cette notion de seuil de magnitude, bien que reprise par de nombreux auteurs, peut se révéler inexacte. En effet, elle ne tient pas compte de l'état de stabilité du versant avant séisme : dans le cas où le versant est proche de la rupture en conditions statiques, une très faible secousse sismique peut suffire à déclencher un mouvement de versant. De même, la notion de seuil de magnitude ne tient pas compte des configurations géologiques et topographiques du site, du contenu fréquentiel du signal sismique incident ou de la profondeur du foyer, autant de paramètres qui peuvent modifier l'état de stabilité d'un versant. D'après Feng et Guo (1985), le séisme de Ledu (Chine, 1984) d'une magnitude 2,9 a suffi au déclenchement d'un glissement de terrain en raison de la faible profondeur de son foyer.

- Aire affectée par les mouvements de versant en fonction de la magnitude du séisme

Keefer (1984a) puis Rodriguez et al. (1999) ont cherché à corréler la magnitude du séisme avec une grandeur caractérisant l'ampleur des instabilités : aire totale affectée par les mouvements de versant ou distance maximale entre la projection en surface de la faille responsable du séisme et le mouvement de versant observé le plus lointain.

Nous présentons, à titre d'exemple, la corrélation établie entre la magnitude des séismes et l'aire totale affectée par les mouvements de versant, pour la période 1980-1997 (figure 1-4).

Rodriguez et al. (1999) ont réalisé un inventaire spatial de tous les mouvements de versant générés par les différents événements sismiques considérés. Puis, pour chaque séisme, ils ont délimité la zone contenant ces mouvements de versant et calculé son aire. Après avoir reporté cette information sur un graphique donnant l'aire totale affectée par les mouvements de versant en fonction de la magnitude du séisme, ils ont défini une courbe qui englobe la plupart de ces mouvements de versant (figure 1-4).

Malgré la forte dispersion des valeurs, on peut retenir que l'aire affectée par les mouvements de versant est de l'ordre de 10 km² pour une magnitude de 4,5, et pourrait atteindre près de 500 000 km² pour une magnitude de 9,2.

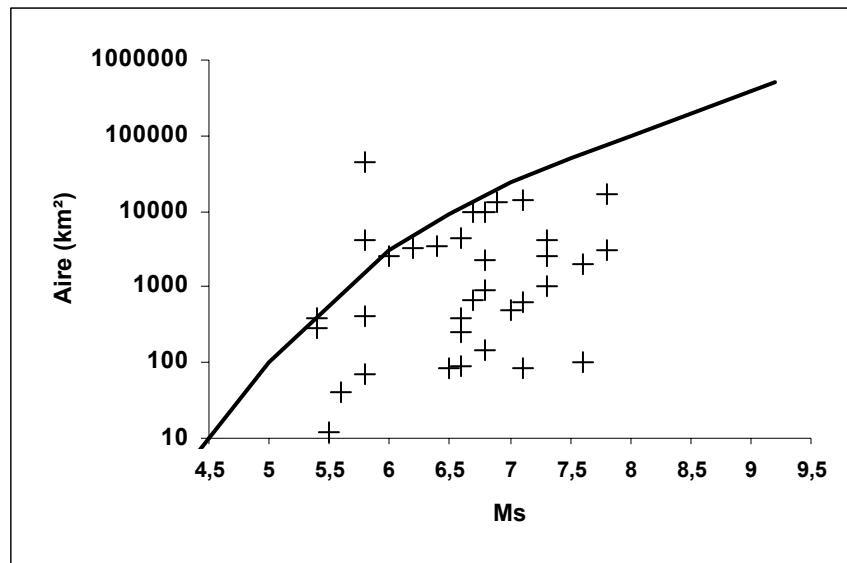


Figure 1-4 : Aire totale affectée par des mouvements de versant dans le monde entre 1980 et 1997 en fonction de la magnitude des ondes de surface M_s (Rodriguez et al., 1999).

1.3.2. Bases de données “régionales”

Dans la continuité des travaux de Keefer (1984a) et Rodriguez et al. (1999), des bases de données plus “régionales” ont également été élaborées, notamment en Nouvelle Zélande (Hancox et al., 2002) et en Amérique Centrale (Bommer et Rodriguez, 2002). Afin de préciser le cadre de l'étude que nous avons menée sur les mouvements de versant déclenchés par des séismes au Salvador, nous présentons ici les principales conclusions établies pour l'Amérique Centrale par Bommer et Rodriguez en 2002. Les données relatives aux séismes qui ont déclenché des mouvements de versant entre 1902 et 2001 en Amérique Centrale (figure 1-5) sont présentées dans l'annexe 3.

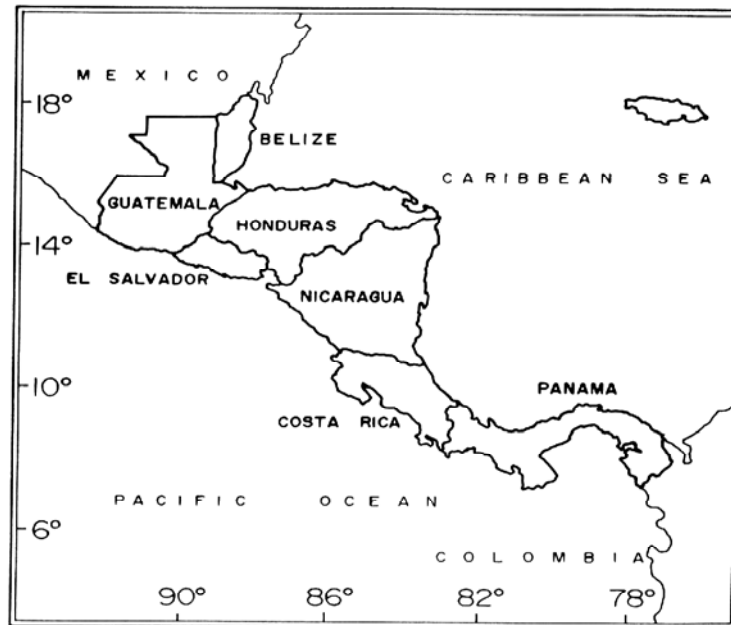


Figure 1-5: Pays formant l'isthme de l'Amérique Centrale.

1.3.2.1. Caractéristiques des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques

L'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques" n'est pas uniforme sur l'ensemble de l'Amérique Centrale. Seuls le Salvador, le Guatemala, le Costa Rica et le Panama doivent faire face à un fort aléa. Au sein de ces quatre pays, on distingue :

- les pays situés dans la partie Nord de l'Amérique Centrale (Guatemala et Salvador), majoritairement soumis à des effondrements et des glissements le long de pentes raides formées de sols volcaniques ;
- les pays situés dans la partie Sud de l'Amérique Centrale (Panama et Costa Rica), caractérisés par une relative abondance d'écoulements latéraux et de glissements sous-marins.

Comme nous le verrons ci-dessous, cette distinction s'explique par des contextes géologiques et topographiques différents.

- Mouvements de versant les plus fréquemment déclenchés par des séismes

La figure 1-6 donne la répartition des différents types de mouvements de versant en Amérique Centrale, entre 1902 et 2001 (Bommer et Rodriguez, 2002). Cette figure montre que les glissements de masses de sols destructurées ou fragmentées sont de loin les phénomènes les plus abondants. Ils se produisent pour plus de 70 % des séismes ayant donné lieu à des instabilités.

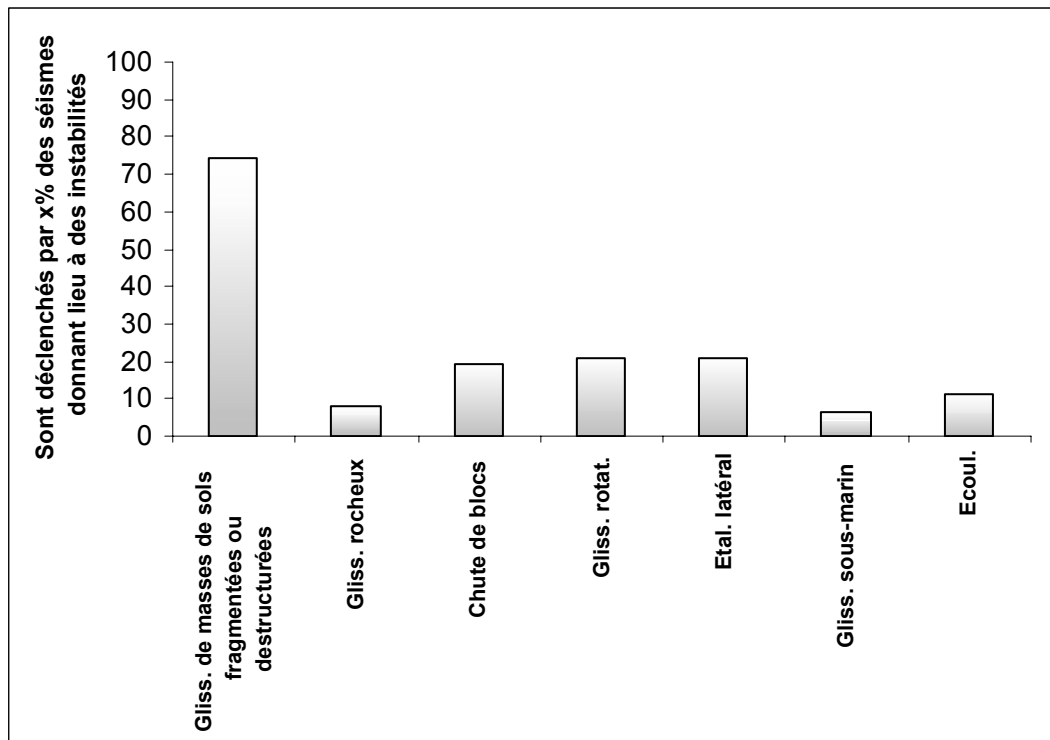


Figure 1-6 : Fréquence relative de chaque type de mouvement de versant en Amérique Centrale, entre 1902 et 2001 (Bommer et Rodriguez, 2002). Les abréviations suivantes sont utilisées : gliss. pour glissement, rotat. pour rotationnel, étal. pour étalement et écoul. pour écoulement.

- Configurations géologiques les plus sensibles à l'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques"

La figure 1-7 montre l'importance relative des différents types de matériaux impliqués dans des mouvements de versant en Amérique Centrale, entre 1902 et 2001 (Bommer et Rodriguez, 2001). Cette figure montre que la majorité des mouvements de versant se produisent dans des sols volcaniques (Guatemala et Salvador) ou des dépôts détritiques (Panama et Costa Rica).

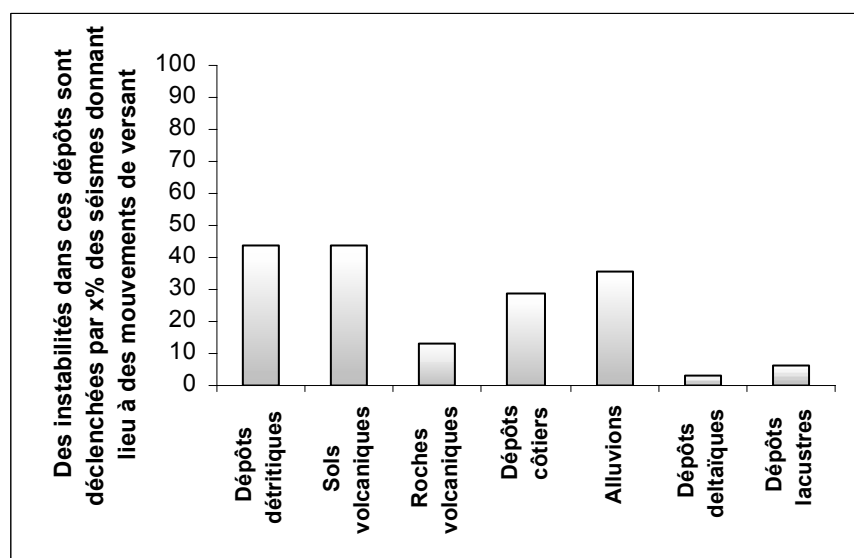


Figure 1-7 : Dépôts impliqués dans des mouvements de versant en Amérique Centrale, entre 1902 et 2002 (Bommer et Rodriguez, 2002).

1.3.2.2. Corrélation(s) entre les caractéristiques des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques et les caractéristiques des séismes

- Aire affectée par les mouvements de versant en fonction de la magnitude du séisme

La figure 1-8 donne l'aire totale affectée par les mouvements de versant en fonction de la magnitude de surface (Bommer et Rodriguez, 2002). On constate que plusieurs points sont proches, voire au-dessus, de la courbe limite établie par Rodriguez et al. (1999) suite à l'étude des mouvements de versant à travers le monde. Pour ces événements particuliers, un taux de précipitation élevé avant séisme a facilité le déclenchement de mouvements de versant. Pour les autres événements, on constate de nouveau une différence entre les pays des parties Nord et Sud de l'Amérique Centrale. Au Nicaragua par exemple, l'aire totale affectée par les mouvements de versant est généralement bien inférieure à la limite définie par Rodriguez et al. (1999). Ceci s'explique par un relief peu élevé, moins propice aux mouvements de versant, et surtout par la nature même de ces instabilités, des chutes de blocs, mouvements dont le déplacement est en général inférieur à 800 m de la zone d'initiation de l'instabilité. De même, au Panama et au Costa Rica, les contextes géologiques et topographiques ne sont pas favorables à l'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques". Cette situation contraste avec la situation au Guatemala et au Salvador où les mouvements de versant les plus abondants, des glissements dans des sols volcaniques, sont susceptibles de parcourir de plus grandes distances et ainsi d'affecter une plus vaste zone.

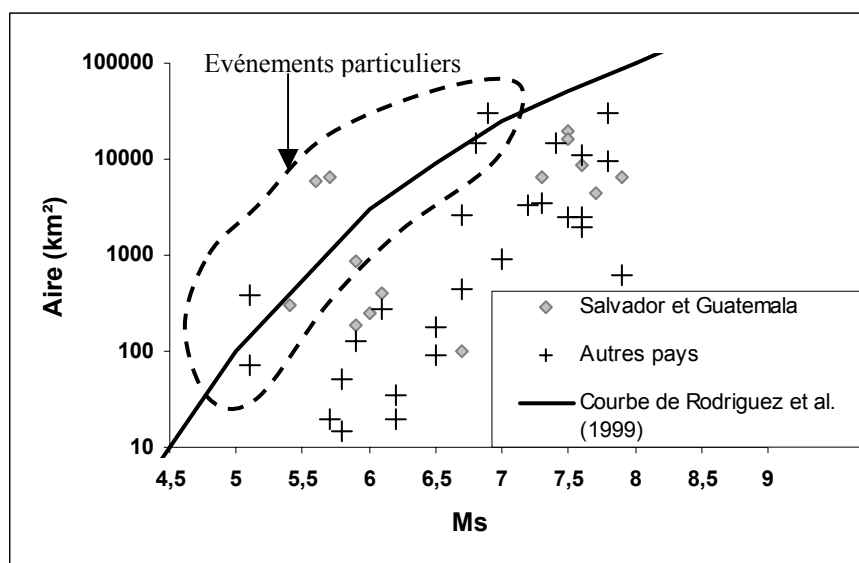


Figure 1-8 : Aire totale affectée par des mouvements de versant en Amérique Centrale entre 1902 et 2001 en fonction de la magnitude des ondes de surface M_s (Bommer et Rodriguez, 2002).

1.3.3. Apports et limites des bases de données pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

Cette approche du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques par des observations de terrain et la construction de bases de données permet de définir :

- la typologie des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques ;

- les caractéristiques des séismes susceptibles de déclencher de tels mouvements de versant, les séismes de forte magnitude étant, naturellement, à l'origine d'un plus grand nombre de mouvements de versant que les séismes de plus faible magnitude.
- des corrélations entre les caractéristiques des mouvements de versant et celles des séismes. Alors que les séismes de forte magnitude peuvent générer des mouvements superficiels et profonds, les séismes de plus faible magnitude génèrent essentiellement des mouvements superficiels.

Ce type d'approche globale du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques ne permet cependant pas de comprendre les mécanismes à l'origine de la modification de l'état de stabilité statique d'un versant. Par ailleurs, les corrélations établies entre les caractéristiques des mouvements de versant et les caractéristiques des séismes sont à considérer avec précaution dans la mesure où elles ne font pas de distinction entre les différents facteurs que sont l'état de stabilité initiale des versants, les conditions topographiques et géologiques locales et le contenu fréquentiel du signal sismique incident.

Pour palier certaines de ces limitations, nous présentons, dans la suite de ce chapitre, une deuxième approche possible du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques : il s'agit de l'étude de cas particuliers, à travers l'exemple des mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador.

1.4. L'étude de cas particuliers : deuxième approche possible du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques – Application au cas des mouvements de versant déclenchés par les séismes du Salvador en 2001

1.4.1. Généralités sur le Salvador

1.4.1.1. Localisation et contexte socio-économique

Le Salvador, plus petit des sept pays qui forment l'Amérique Centrale, est situé sur la côte Pacifique, entre le Guatemala à l'ouest et le Honduras au nord et à l'est. Son territoire, d'une superficie de 20 750 km², est divisé en quatorze provinces (figure 1-9). Le Salvador compte environ 6,3 millions d'habitants essentiellement concentrés dans le sud-ouest du pays. On estime que les trois-quarts de la population vivent dans les régions situées à l'ouest du lac de Llopango (figure 1-10) et au Sud de Santa Ana (Bommer et al., 1998). Ceci s'explique notamment par la présence, dans ces régions, de pentes volcaniques fertiles particulièrement propices à la culture du café, principale ressource agricole du pays. La forte augmentation de la population et sa concentration dans des régions où le risque sismique est élevé rendent le pays extrêmement vulnérable aux catastrophes naturelles, en particulier sismiques.

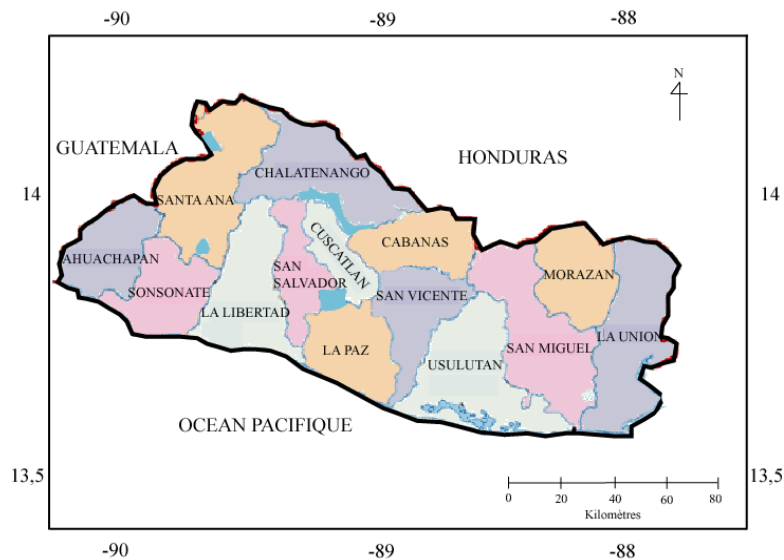


Figure 1-9 : Carte des 14 départements formant le Salvador (www.cipotes.com).

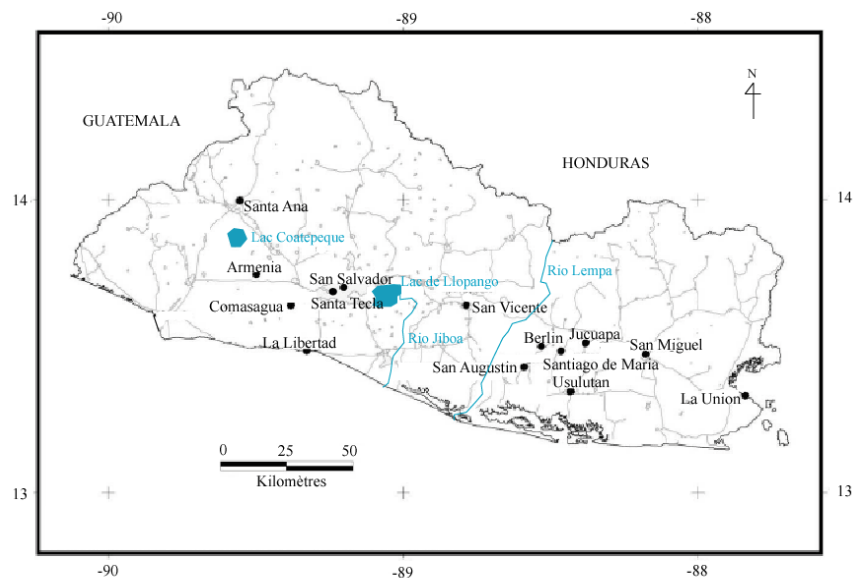


Figure 1-10 : Carte des principales villes du Salvador (Bommer et al., 2002) dont la capitale, San Salvador. Sur cette carte sont également représentés le lac de Llopango, le lac Coatepeque ainsi que deux fleuves importants du Salvador : le Rio Lempa et le Rio Jiboa.

1.4.1.2. Contexte topographique

Le pays est caractérisé par quatre ensembles morphologiques distincts (AFPS, 2001) :

- une **chaîne volcanique inactive** au nord qui fait office de frontière avec le Honduras ;
- une **dépression centrale** ;
- une **chaîne volcanique du Quaternaire** qui s'étend d'ouest en est. Elle est composée d'une vingtaine de volcans dont un tiers est considéré comme actif (volcans Santa

Ana, San Salvador et San Miguel). Ces volcans sont situés à proximité des villes qui portent le même nom (figure 1-10).

- une **plaine côtière** d'une largeur n'excédant pas 30 km, interrompue par de petites cordillères côtières dont la cordillère d'El Balsamo, au sud et à l'ouest de la capitale San Salvador.

L'altitude à travers le pays varie de 100 m au niveau des plaines jusqu'à près de 2700 m dans les zones montagneuses (figure 1-11).

Selon Rymer et White (1989), les zones les plus susceptibles de subir des séismes sont les cordillères côtières, la chaîne volcanique et la vallée intérieure, observations confirmées par les séismes de 2001 (paragraphe 1.4.3).

1.4.1.3. Contexte géologique

Exception faite des quelques formations sédimentaires d'âge Crétacé au nord-ouest et des alluvions au sud de la zone côtière, la majeure partie des terrains est d'origine volcanique : basaltes, andésites, rhyolites, laves et dépôts pyroclastiques (figure 1-12). Parmi les dépôts pyroclastiques, on retiendra le nom de "Tierra Blanca", dépôt peu consolidé et peu cimenté, d'âge Holocène, très répandu au Salvador et pouvant atteindre jusqu'à 50 m d'épaisseur. La Tierra Blanca doit son nom à sa couleur gris clair, résultant notamment des phénomènes météorologiques. En soubassement de cette formation, se trouvent des dépôts tuffacés parmi lesquels la Tobas Color Cafe et des formations de basalte et d'andésite (AFPS, 2001).

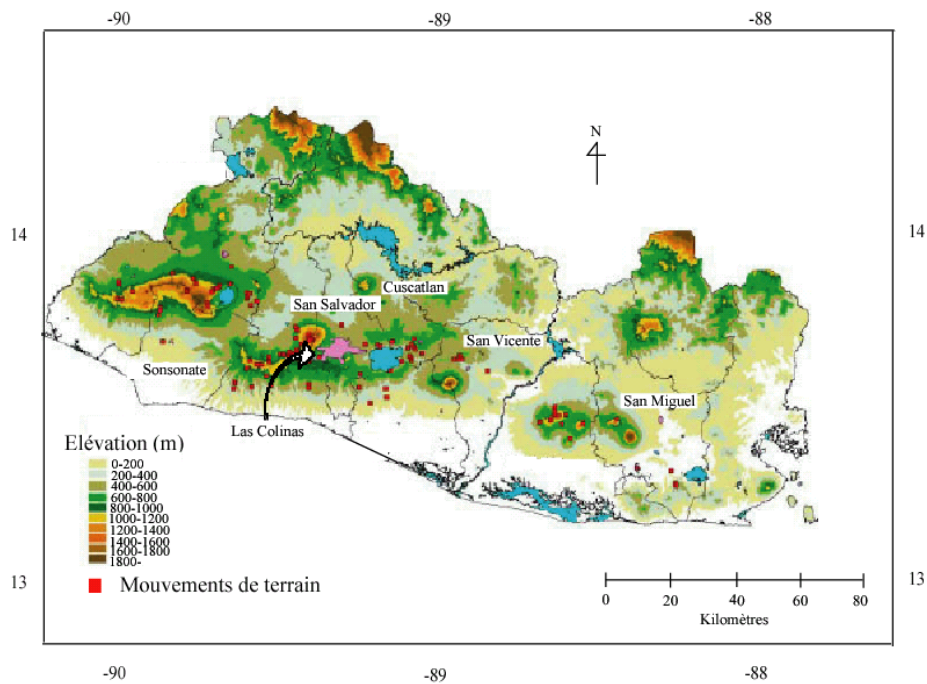


Figure 1-11 : Carte topographique du Salvador (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2000). Sur cette carte sont superposés les mouvements de versant déclenchés par le séisme du 13/01/2001 (carrés rouges). La tâche rose représente la capitale San Salvador.

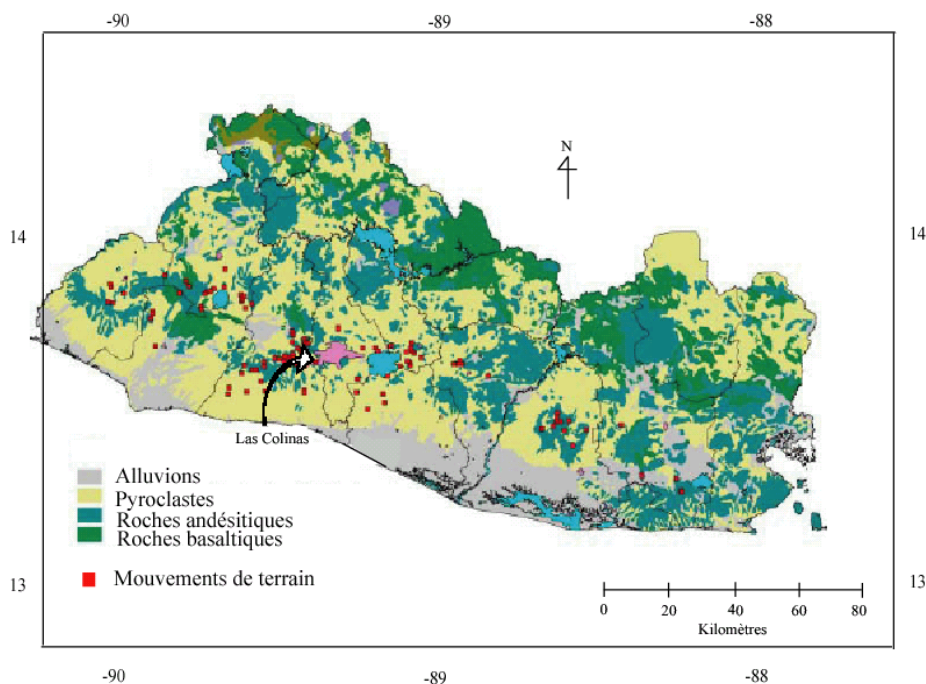


Figure 1-12 : Carte lithologique du Salvador (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2000). Sur cette carte sont superposés les mouvements de versant déclenchés par le séisme du 13/01/2001 (carrés rouges). La tâche rose représente la capitale San Salvador.

1.4.1.4. Conditions climatiques

Le Salvador est caractérisé par un climat de type tropical, climat chaud à faible variation annuelle des températures et forte variation annuelle des taux de précipitation. Le total annuel des précipitations varie, sur l'ensemble du pays, entre 1 000 et 3 000 mm. La saison des pluies s'étend de mai à octobre, les mois de juin et de septembre, particulièrement pluvieux, contribuant respectivement à 15 et 20 % du total annuel des précipitations.

1.4.1.5. Contexte tectonique et sismologique

Le Salvador appartient à la zone d'activité sismique et volcanique connue sous le nom de ceinture de feu du Pacifique. Le risque sismique y est donc très élevé. Le pays est soumis à deux types de séismes :

- les séismes liés à la **subduction** de la plaque Cocos sous la plaque des Caraïbes ;
- les séismes associés à la **chaîne volcanique du Quaternaire** qui s'étend d'ouest en est à travers le pays.

Le tableau 1-5 rassemble l'ensemble des informations relatives aux séismes majeurs qui ont affecté le Salvador depuis 1576.

Date	Origine	Magnitude (Mw)	Profondeur (km)	Description
23/05/1576				Destruction totale de San Salvador
22/03/1839		6,3 (Ms)		
16/04/1854		6,3-6,9 (Ms)		
18/06/1854				Ruine de San Salvador et transfert de la capitale à Santa Tecla
07/09/1915	Subduction	7,8	60	5 morts à Santa Ana
28/04/1919	Chaîne volcanique	6,1	croûte supérieure	100 morts et des dégâts importants, notamment à San Salvador
21/05/1932	Chaîne volcanique	7,1	150	Quelques dégâts matériels au centre du pays.
20/12/1936	Chaîne volcanique	6,2	croûte supérieure	100-200 morts. Destruction totale de San Vicente.
06/05/1951 (1)	Chaîne volcanique	6,1	croûte supérieure	Endommagement de 10 % des constructions de la ville de Jucuapa et de ses environs
06/05/1951 (2)	Chaîne volcanique	6,2	croûte supérieure	400 morts. Destruction complète de Jucuapa et de nombreuses destructions dans plusieurs autres villes du pays.
03/05/1965	Chaîne volcanique	6,2	18	125 morts. 400 blessés et 4 000 maisons détruites
19/06/1982	Subduction	7,3	80	8 morts. 96 blessés. Séisme ressenti dans tout le pays.
10/10/1986	Chaîne volcanique	5,7	10	1 500 morts. 10 000 blessés. 60 000 maisons détruites. Dommages importants dans la capitale
13/01/2001	Subduction	7,6	50-60	944 morts. 5 565 blessés. 10 8226 maisons détruites
13/02/2001	Chaîne volcanique	6,5	13	315 morts. 3 399 blessés. 41 302 maisons détruites

Tableau 1-5 : Historique des séismes majeurs ayant affecté le Salvador et déclenché des mouvements de versant depuis 1576. Ces données sont issues de Ambraseys et al. (2001), de Bommer et Rodriguez (2002), de Harlow et al. (1993), de Lara (1983), de Lomnitz et Schulz (1966) et de White et Harlow (1993).

Les deux types de sources sismiques n'engendrent généralement pas la même intensité de dégâts en surface, en raison de magnitudes, profondeurs et trajets des ondes sismiques différents. Ainsi, **les séismes liés à la subduction produisent en général au Salvador des mouvements de faible amplitude, de basses fréquences et de longue durée**. En revanche, **les séismes associés à la chaîne volcanique produisent en général des mouvements de plus forte amplitude, de hautes fréquences et de courte durée**. Une illustration de ces caractéristiques est donnée dans la figure 1-13 qui représente des enregistrements de mouvements forts, en un lieu donné, pour les séismes du 19/06/1982 (séisme de subduction) et du 10/10/1986 (séisme de la chaîne volcanique). On peut voir sur cette figure que les mouvements associés au séisme de subduction du 19/06/1982 sont plus longs mais de plus faible amplitude que ceux associés au séisme de la chaîne volcanique du 10/10/1986.

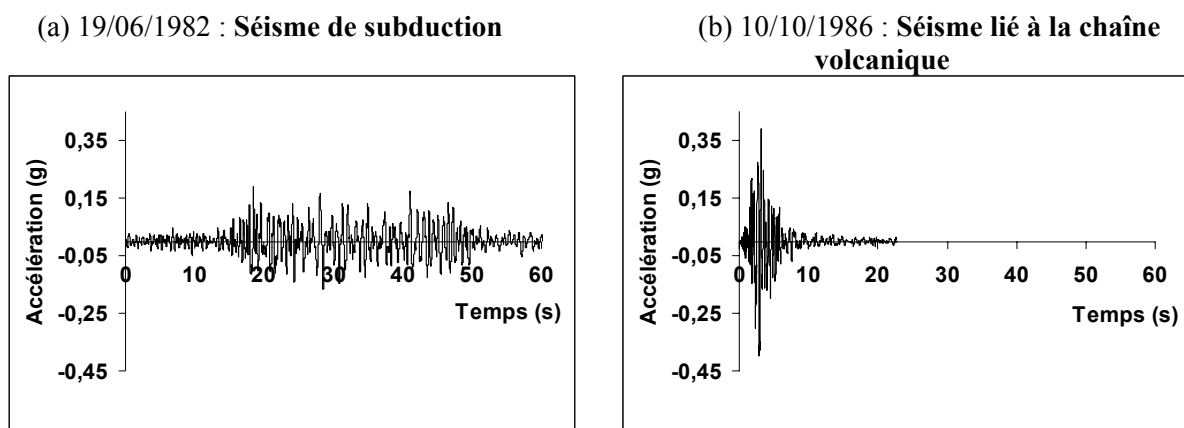


Figure 1-13 : Exemple d'enregistrements sismiques d'un **séisme de subduction** (a) et d'un **séisme lié à la chaîne volcanique** (b) (Mitroulia, 2000).

Les séismes liés à la subduction sont, la plupart du temps, plus violents mais moins dévastateurs et meurtriers que les séismes liés à la chaîne volcanique. Ceci s'explique par la plus grande profondeur de leur foyer et surtout par leur plus grand éloignement par rapport aux zones urbanisées. Un exemple de ce type d'événement est le séisme du 21 mai 1932. Malgré une magnitude de 7,1, ce séisme, dont la profondeur est estimée à 150 km, n'a causé que peu de dégâts au centre du pays (Ambraseys et al., 2001).

Les séismes liés à la chaîne volcanique se produisent souvent à moins de 10 km des zones urbanisées et à une profondeur inférieure à 20 km : ils représentent donc la principale source de risque sismique au Salvador, et ce malgré des magnitudes généralement inférieures à 6,5. Au cours du vingtième siècle, on dénombre pas moins de sept événements sismiques de cette nature. L'un d'entre eux, d'une magnitude de 6,1, a très fortement touché la ville de San Vicente à 40 km à l'est de San Salvador le 20/12/1936 et coûté la vie à plus de 100 personnes (Levin, 1940). Nous reviendrons par la suite sur ces deux types de sources sismiques à travers les exemples des séismes du 13/01/2001 (séisme de subduction) et du 13/02/2001 (séisme lié à la chaîne volcanique).

1.4.2. Historique des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques au Salvador

1.4.2.1. Fréquence et impact

Les mouvements de versant sous sollicitations dynamiques sont relativement fréquents au Salvador et constituent donc une source importante de dégâts. Le risque est augmenté par des facteurs sociaux-économiques tels que la déforestation et une urbanisation incontrôlée qui amènent les populations à s'installer dans des zones fertiles, dans le voisinage de versants de stabilité précaire.

La figure 1-14 est une illustration de ce constat (Rolo et al., 2004). Elle donne les courbes d'évolution

- de la population dans la capitale San Salvador entre 1920 et 2000 ;
- du nombre de personnes laissées sans-abri par les séismes de 1936, 1965, 1986 et 2001.

Ces deux courbes évoluent parallèlement : plus le nombre d'habitants dans la capitale augmente sous l'effet, notamment, de la migration des populations des zones rurales vers les zones urbanisées, plus le nombre de personnes laissées sans-abri par les différents séismes augmente. En l'absence d'une véritable politique d'urbanisation contrôlée, ces nouveaux résidents s'installent dans des sites précaires, souvent vulnérables aux catastrophes naturelles.

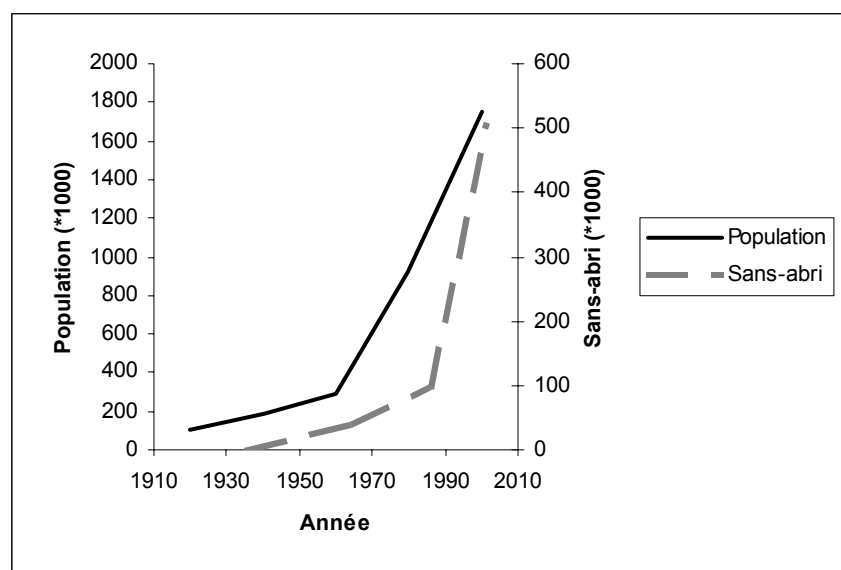


Figure 1-14 : Parallèle entre l'accroissement de la population dans la capitale San Salvador et le nombre de personnes laissées sans-abri par les séismes de 1936, 1965, 1986 et 2001 (Rolo et al., 2004).

1.4.2.2. Caractéristiques

L'annexe 4 (Mitroulia, 2000) rassemble l'ensemble des informations disponibles sur les mouvements de versant déclenchés par des séismes au Salvador entre 1576 et 2001. Notons que les séismes antérieurs à 1800 sont relativement peu documentés.

De façon générale, on peut dire que le nombre de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques au Salvador ainsi que dans les pays limitrophes (ex : Guatemala) est bien supérieur au nombre de mouvements de versant générés par des séismes de magnitude comparable à travers le monde (Bommer et Rodriguez, 2002). En effet, depuis 1576, plus de vingt séismes ont engendré un nombre significatif de mouvements de versant au Salvador. La capitale San Salvador a été frappée à quinze reprises par des mouvements de versant depuis 1700 (Lardé-Larin, 1948 ; Harlow et al., 1993). Selon Bommer et Rodriguez (2002), cette forte susceptibilité s'explique par la nature des environnements géologiques et climatiques, particulièrement propices, dans le cas du Salvador, au développement de mouvements de versant.

Les figures 1-15 et 1-16 donnent la répartition des différents types de mouvements de versant et de matériaux impliqués dans ces mouvements de versant au Salvador.

Les glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées sont de loin les mouvements de versant les plus abondants puisqu'ils se produisent dans 85 % des séismes donnant lieu à des instabilités.

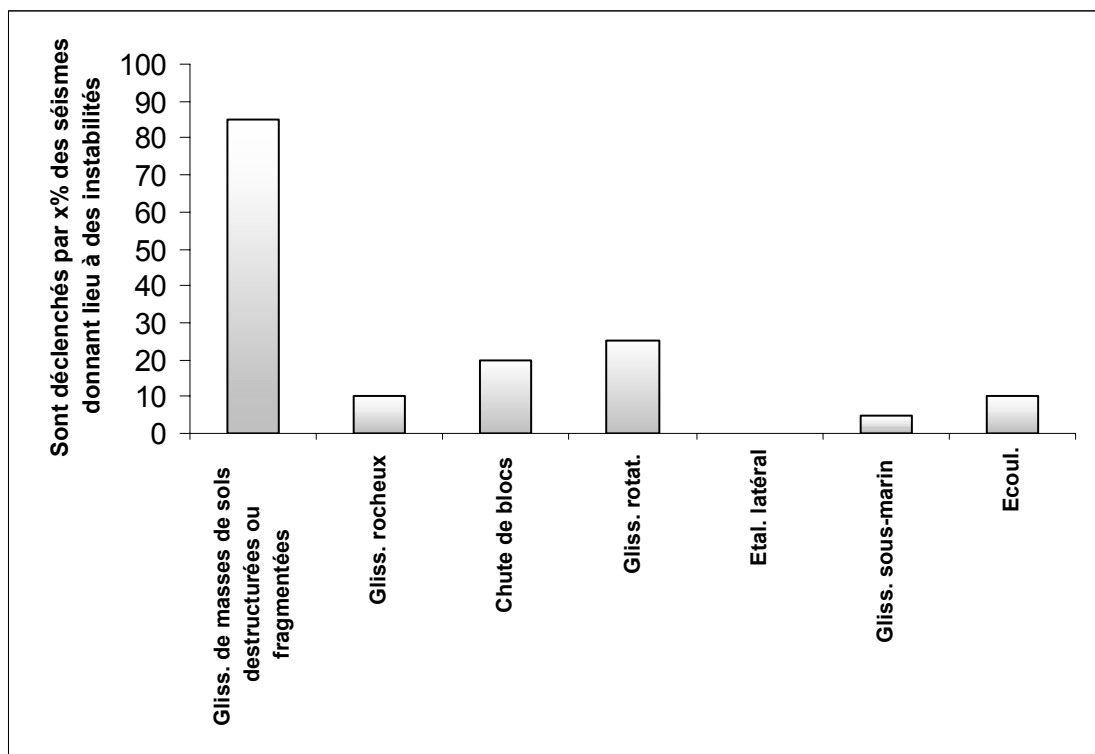


Figure 1-15 : Fréquence relative de chaque type de mouvement de versant au Salvador entre 1576 et 2001 (Mitroulia, 2000). Les abréviations suivantes sont utilisées : gliss. pour glissement, rotat. pour rotationnel, étal. pour étalement et écoulement.

La quasi-totalité des mouvements de versant affecte des sols volcaniques. Notons qu'à l'échelle de l'ensemble de l'Amérique Centrale, les instabilités dans les dépôts détritiques sont aussi abondantes que celles observées dans les sols volcaniques.

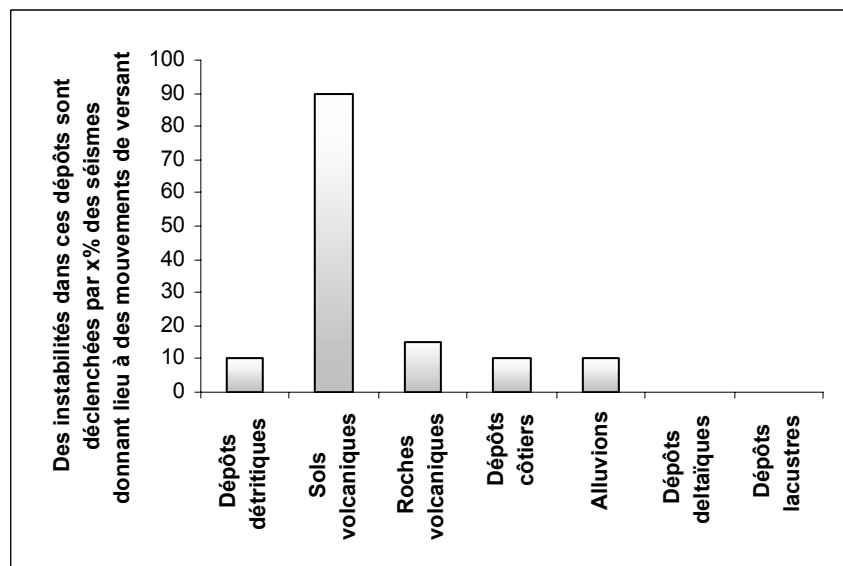


Figure 1-16 : Dépôts impliqués dans des mouvements de versant au Salvador entre 1576 et 2001 (Mitroulia, 2000).

La figure 1-17 donne l'aire totale affectée par les mouvements de versant en fonction de la magnitude de surface. Plusieurs points sont proches de la courbe limite définie par Rodriguez et al. en 1999. C'est le cas notamment du point correspondant au séisme du 10/10/1986 : la surface, 300 km², affectée par les mouvements de versant lors de ce séisme est supérieure aux 250 km² affectés par les mouvements de versant associés au séisme du 03/05/1965, ce dernier ayant pourtant une magnitude supérieure à celle du séisme de 1986 ($M_s(1986) = 5,4$; $M_s(1965) = 6,0$). Ce résultat s'explique par l'importance des précipitations : on sait en effet que la présence d'eau dans les sols aggrave le phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques. Le séisme de 1986 s'est produit vers la fin de la saison des pluies alors que celui de 1965 s'est produit à la fin d'une saison sèche, ce qui justifie les comportements observés.

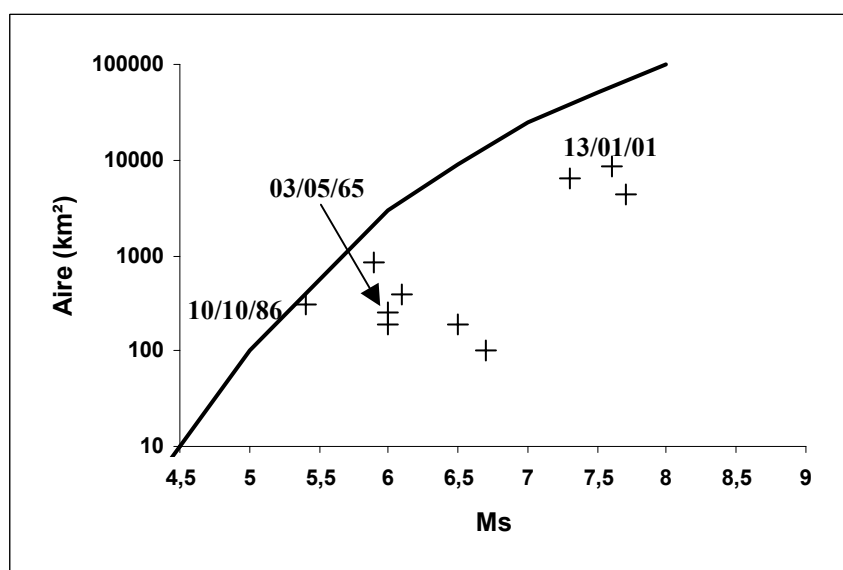


Figure 1-17 : Aire totale affectée par des mouvements de versant au Salvador entre 1576 et 2001 en fonction de la magnitude des ondes de surface M_s (Mitroulia, 2000).

1.4.3. Mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador

1.4.3.1. Localisation et caractéristiques des séismes de 2001

Le 13 janvier 2001, à 11h30 heure locale, un fort séisme d'une magnitude de 7,6 sur l'échelle de Richter est survenu au large des côtes du Salvador. Ce séisme, dont l'épicentre est localisé à 110 km au sud sud-est de la capitale San Salvador (figure 1-18), à une profondeur de l'ordre de 50-60 km, est associé à la subduction de la plaque Cocos sous la plaque des Caraïbes. Le choc principal a été suivi par de très nombreuses répliques (> 350) pendant le premier mois. Ces répliques, relativement modérées en termes de magnitude, n'ont pas occasionné de dégâts supplémentaires. Exactement un mois après le premier événement, le 13 février 2001, à 8h22 heure locale, s'est produit un second séisme de magnitude 6,6 sur l'échelle de Richter. Ce séisme, dont l'épicentre est localisé à 30 km à l'est de la capitale San Salvador (figure 1-18), à une profondeur de l'ordre de 13 km, est associé à la chaîne volcanique. Les caractéristiques respectives de ces deux événements sismiques sont données dans le tableau 1-6.

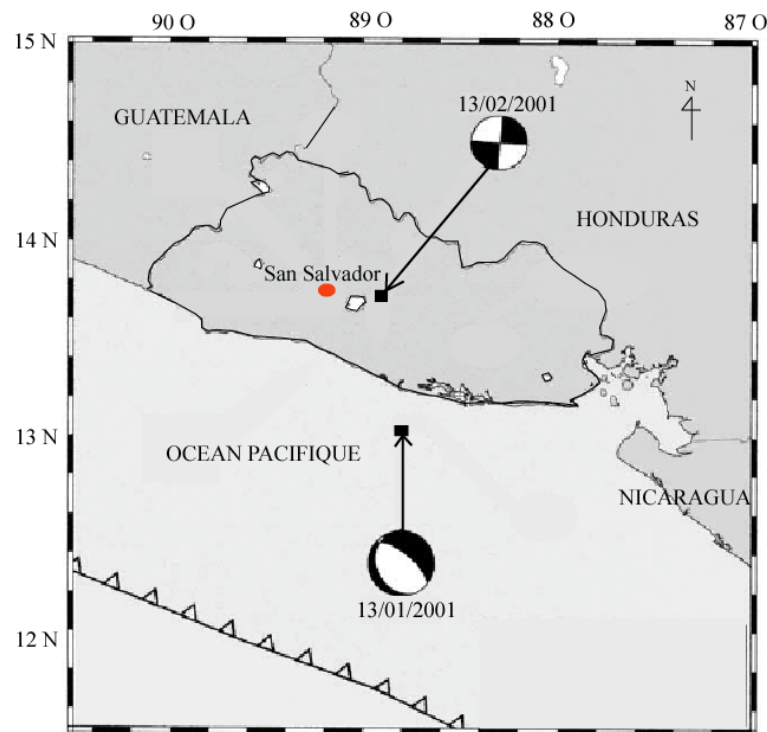


Figure 1-18 : Localisation des épicentres des séismes de janvier et de février 2001 (Bommer et al., 2002).

Date	Heure (TU)	Epicentre	Origine	Profondeur (km)	Magnitude (Mw)
13/01/2001	17h33min32s	N 13.049 O 88.660	Subduction	60	7,6
13/02/2001	14h22min05s	N 13.613 O 89.069	Chaîne volcanique	13	6,6

Tableau 1-6 : Caractéristiques respectives des séismes de janvier et de février 2001 définies par l'agence USGS NEIC (Bommer et al., 2002).

1.4.3.2. Impact du séisme du 13 janvier 2001

- Généralités

Ce premier séisme a eu un fort impact sur tout le sud du pays. La cordillère d'El Balsamo, les alentours des lacs de Llopango et de Coatepeque, les pentes des volcans Usulután et San Vicente ainsi que plusieurs reliefs autour de San Salvador ont été les zones les plus touchées. La plupart des dégâts résultent de mouvements de versant (figure 1-19). On estime que les mouvements de versant, événements marquants du séisme du 13 janvier 2001 :

- se sont produits en grand nombre, près de 500 ;
- sont responsables de plus de la moitié des victimes attribuables à ce séisme, soit plus de 500 personnes ;
- ont enseveli près de 700 maisons.

Le tableau 1-7 donne une estimation des dommages occasionnés par les deux séismes de 2001.

	13/01/2001	13/02/2001	Total
Décès	944	315	1 259
Blessés	5 565	3 399	8 964
Habitations détruites	108 261	41 302	149 563
Habitations enterrées	688	Inconnu	≥ 688
Habitations endommagées	169 692	15 706	185 398
Edifices publics endommagés	1 155	82	1 237
Mouvements de versant	500	71	≥ 571
Eglises endommagées	344	73	417
Digues endommagées	43	10	53
Hôpitaux endommagés	18	5	23
Ecoles affectées	1 366	200	1566

Tableau 1-7 : Description des dommages occasionnés par les séismes de janvier et de février 2001 au Salvador (AFPS 2001, JSCE 2001, Konagai et al. 2002).

- Les mouvements de versant

La figure 1-19 donne la répartition spatiale des mouvements de versant engendrés par le séisme du 13 janvier 2001 (carrés verts). La plupart de ces instabilités ont affecté les flancs de volcans comme les volcans de Santa Ana, San Salvador, Usulután et San Vicente. Ces mouvements de versant se sont donc produits, pour leur quasi-totalité, dans des dépôts volcaniques tels que la Tierra Blanca et la Tobas Color Café. Ce type de dépôts a majoritairement donné lieu à des glissements de roches ou de débris. S'ajoutent à cela, les mouvements de versant observés dans des roches plus résistantes provenant d'écoulements de laves : ce type de matériaux, présent sur des pentes raides, a essentiellement été affecté par des chutes de blocs de volume variable, jusqu'à plusieurs dizaines de m³. Exception faite des glissements de Las Colinas et de La Leona présentés plus en détails ci-dessous, les mouvements de versant sont généralement peu profonds.

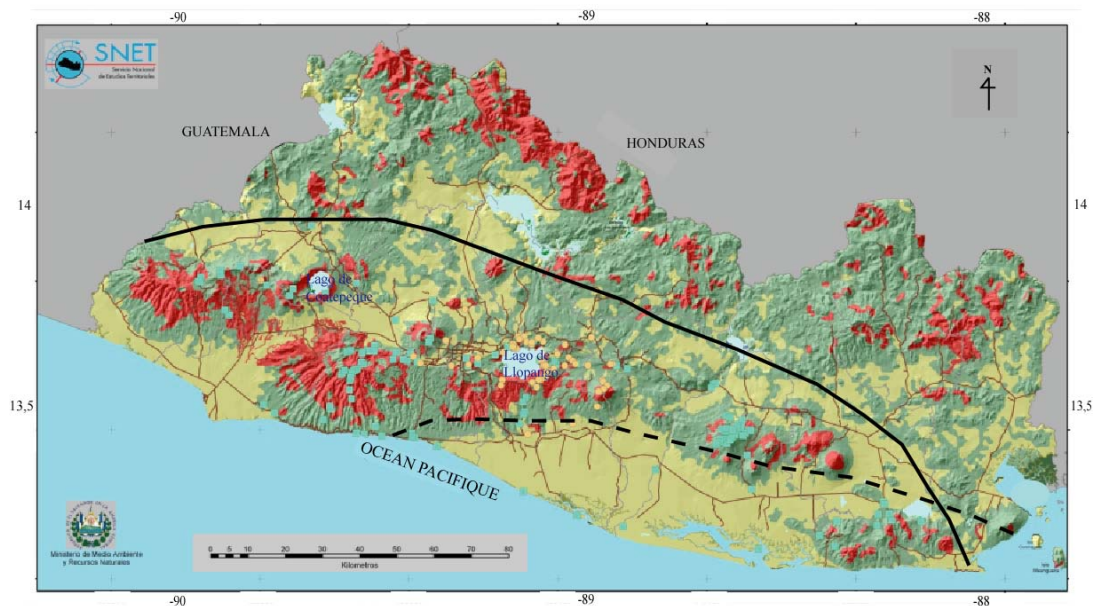


Figure 1-19 : Localisation des mouvements de versant déclenchés par les séismes de janvier (carrés verts) et de février 2001 (ronds marrons) au Salvador. Le trait épais noir représente la zone affectée par des mouvements de versant lors du premier événement sismique. Le trait en pointillés noir représente la zone affectée par des phénomènes de liquéfaction. Cette carte donne également la susceptibilité des différentes zones à l’aléa “mouvement de versant sous sollicitations dynamiques” : les zones en rouge sont les zones de plus forte susceptibilité, les zones en vert-foncé sont des zones de moyenne susceptibilité et les zones en marron clair sont les zones de faible susceptibilité (SNET, 2002 ; Bommer et al., 2002).

Dans la suite de ce chapitre, nous allons décrire les mouvements de versant principaux, classés en fonction de leur zone d’impact :

- réseau routier ;
- plantations de café ;
- zones urbanisées.

Nous insisterons tout particulièrement sur les deux événements de plus grande ampleur : le glissement de Las Colinas et celui de La Leona, qui nous donneront l’occasion de décrire les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants d’un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques.

Mouvements de versant ayant affecté le réseau routier

Le Salvador est traversé d’est en ouest par deux autoroutes majeures :

- la route PanAméricaine ou CA1, située dans la vallée intérieure ;
- la CA2 qui est une autoroute côtière.

Autrefois, la CA1 était dédiée à l’industrie du café et la CA2 à celle du coton.

Le transport a été très sévèrement affecté par les mouvements de versant le long de ces deux autoroutes, l’événement le plus spectaculaire étant le glissement de La Leona (ou glissement de San Vicente). Ce glissement de terrain a coûté la vie à 12 personnes, des ouvriers qui travaillaient au pied de l’instabilité à l’extraction de matériaux rocheux destinés à la production de granulats (AFPS, 2001). Suite à cet événement, l’autoroute est restée fermée

pendant plus de dix mois, occasionnant de nombreux désagréments pour la population et le transport des marchandises.



Figure 1-20 : Glissement de La Leona près de San Vicente (USGS).

Description du mouvement de versant de La Leona (ou glissement de San Vicente : figure 1-20)

Géométrie du versant et dimensions de la masse instable

Ce glissement de terrain s'est produit au kilomètre 53 de la route PanAméricaine sur un versant de pente moyenne égale à 22° présentant une paroi raide à sa base. Il concerne la quasi-totalité de la hauteur du versant soit environ 120 m. Sa largeur est de l'ordre de 250 m. L'instabilité s'est développée sur une épaisseur de l'ordre de 25 m, valeur peu courante pour une instabilité dynamique. Son volume est compris entre 500 000 et 700 000 m³ (Jibson et Crone, 2001).

Géologie du versant

La zone du glissement est formée de coulées de basalte datant du Pliocène et de nombreuses brèches de pente qui témoignent de l'existence d'anciennes phases de glissement.

Causes du glissement

Ce glissement de terrain a la particularité de s'être produit sur le site d'un ancien glissement, la réactivation de dépôts de glissements anciens par des séismes étant un phénomène peu commun au Salvador.

Parmi les raisons évoquées pour expliquer le déclenchement de ce glissement de terrain, notons l'information suivante : les résidents locaux affirment que les talus de l'autoroute sur lesquels s'est produite l'instabilité de La Leona ont été rendus plus raides et donc plus

instables par des prélèvements de roches effectués clandestinement au pied des talus ! Cette observation pourrait à elle seule expliquer l'instabilité.

En plus de ce mouvement de versant de grande ampleur, l'ensemble du réseau routier a été affecté par de nombreuses chutes de blocs. On rapporte que plusieurs semaines après le séisme, le trafic ne se faisait toujours que sur une voie au niveau de la ville de Los Chorrros, à l'ouest de la capitale San Salvador, du fait de la présence de nombreux produits d'éboulement le long de la PanAméricaine. Ces mouvements de versant ont affecté aussi bien des dépôts de tuf et de pierre ponce que des roches volcaniques saines.

Mouvements de versant ayant affecté des plantations de café

Le séisme s'est produit pendant la période de récolte du café. De nombreux mouvements de versant et en particulier l'écoulement de débris de Las Barrioleras, au sud et à l'ouest de San Salvador, ont coûté la vie à des ouvriers travaillant dans les plantations de café. Le glissement de Las Barrioleras s'est ensuite répandu sur la PanAméricaine occasionnant de nouveaux désordres.

Mouvements de versant ayant affecté des zones urbanisées

Parmi ces mouvements de versant, l'événement le plus dramatique est sans nul doute le glissement de Las Colinas, qui a coûté la vie à plus de 500 personnes dans la zone résidentielle de Nueva San Salvador, aussi appelée Santa Tecla (province de La Libertad).



Figure 1-21 : Glissement de Las Colinas (USGS)

Description du mouvement de versant de Las Colinas (figure 1-21)

Géométrie du versant et dimensions de la masse instable

Ce mouvement de versant s'est développé sur le flanc nord de la cordillère d'El Balsamo, massif situé au sud de la ville de Santa Tecla. La figure 1-22 donne la configuration 3D du versant. L'escarpement se situe à une altitude de 1075 m, dans une zone de pente moyenne égale à 32°. La largeur de l'instabilité est de l'ordre de la centaine de mètres (80-120 m) et la distance parcourue par la masse instable est estimée à 735 m. Le volume de cette instabilité est égal à 200 000 m³ (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).

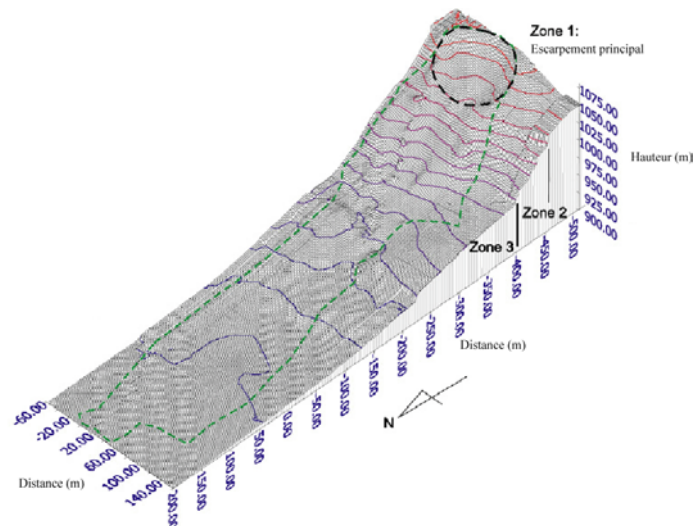


Figure 1-22 : Profil topographique 3D (Surfer) du versant de Las Colinas (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). Les pointillés délimitent l'escarpement principal et la zone de dépôt.

Géologie du versant

Les travaux menés par Lotti et Associati-Enel.Hydro (2001) pour le compte du Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (Ministère de l'Environnement et des Risques Naturels) ont permis d'établir une coupe lithologique de l'instabilité. Selon ces travaux, le soubassement de la zone du glissement est constitué de la formation d'El Balsamo, dépôts de laves et de pyroclastes indurés. Cette formation est recouverte de deux niveaux plus récents : une couche de cendres volcaniques sur laquelle repose une couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés et lâches dont la Tierra Blanca. Cette structure lithologique est présentée dans la figure 1-23.

Comportement de la masse instable

Le glissement peut être divisé en trois zones (figures 1-22 et 1-23). La première zone ou niche d'arrachement se présente sous la forme d'une loupe circulaire d'une centaine de mètres de diamètre. La surface de rupture s'est vraisemblablement développée dans la formation de cendres volcaniques au contact du paléosol de faibles caractéristiques mécaniques. Plus au nord et sous cette zone d'initiation, se trouve la zone deux. Dans cette zone, dont les altitudes sont comprises entre 960 m et 1025 m, la pente est de l'ordre de 26° alors que dans la partie basse du versant, zone 3 dont les altitudes sont comprises entre 920 m et 960 m, la pente est très faible, de l'ordre d'une dizaine de degrés seulement.

Une fois le matériau mobilisé, il s'est écoulé sur la pente, parcourant ainsi plus de 700 m, sur une pente d'une dizaine de degrés seulement dans la partie basse du versant. On peut donc penser que le matériau a subi des changements profonds de sa structure et de ses caractéristiques au cours du mouvement (Bommer et al., 2002). L'eau ne semble a priori pas avoir joué un rôle majeur dans cette instabilité dans la mesure où le séisme s'est produit durant une période de sécheresse prononcée.

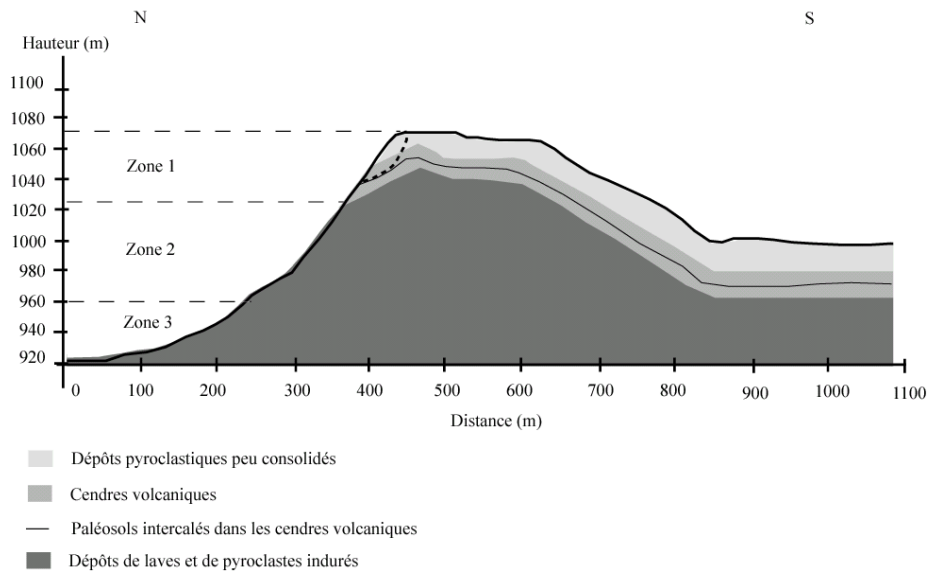


Figure 1-23 : Profil lithologique 2D du versant ayant conduit à l'instabilité de Las Colinas (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001 ; Sigaran, 2003). La surface de rupture observée sur le terrain est représentée par des pointillés.

Causes du glissement

Le comportement très particulier de la masse instable lors de l'événement de Las Colinas est probablement lié :

- à la violence des vibrations sismiques à proximité du site du glissement ;
- au pendage des couches géologiques conforme à la pente ;
- au comportement dynamique très particulier de la Tierra Blanca.

Nous reviendrons sur ces aspects dans les paragraphes 1.4.5 et 1.4.6.

On peut ajouter qu'en plus du glissement de terrain de Las Colinas, la cordillère d'El Balsamo, et plus particulièrement son flanc nord, plus raide que le flanc sud, a été le siège de nombreux mouvements de versant que l'on présente sur la figure 1-24. Le tableau 1-8 donne les dimensions (largeur, longueur) approximatives des instabilités repérées, sur la figure 1-24, par des chiffres romains (de I à VI).

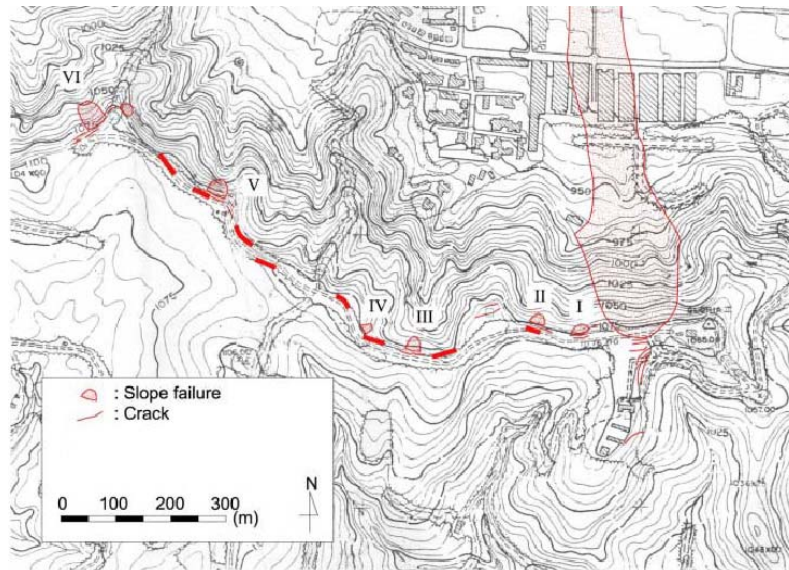


Figure 1-24 : Carte de localisation des mouvements de versant sur le flanc nord de la cordillère d’El Balsamo (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). “Slope failure” signifie mouvement de versant. Et “crack” signifie fente.

Site	Largeur (m)	Longueur (m)
I	23	15
II	15	21
III	22	32
IV	10	22
V	40	40
VI	30	51

Tableau 1-8 : Dimensions des mouvements de versant observés le long de la cordillère d’El Balsamo (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).

La répartition spatiale des dégâts est très inégale, les zones rurales ayant été beaucoup plus touchées que la plupart des villes comme San Salvador. Une exception concerne cependant les villes et les villages situés le long de crêtes ou de pentes, qui ont été le siège de dommages importants. Les dégâts observés dans les zones rurales s’expliquent par l’abondance de constructions traditionnelles en terre crue de type “adobe” et “bahareque”. Ces constructions, et notamment les constructions de type “adobe”, sont particulièrement vulnérables à l’action d’un séisme et leur niveau de ruine ne laisse en général aucune chance de survie à leurs occupants. Ces mêmes constructions, très répandues dans toute l’Amérique Centrale, sont également impliquées dans la catastrophe du 31/05/1970 au Pérou. Lors de ce séisme, les ruptures de nombreuses constructions de type “adobe” dans la ville de Huaraz ont largement contribué aux 18 000 décès (Plafker et al., 1971).

1.4.3.3. Impact du séisme du 13 février 2001

Le séisme du 13 février 2001 s'est ajouté à la première catastrophe, faisant 315 nouvelles victimes et occasionnant de nombreux dégâts aux constructions (tableau 1-7). On estime à 71 le nombre de mouvements de versant déclenchés par ce second séisme (AFPS 2001, JSCE 2001, Konagai et al. 2002). Ces instabilités s'expliquent à la fois par la forte intensité de la sollicitation sismique et l'état de stabilité précaire de nombreux terrains à l'issue du séisme du 13 janvier 2001. La plupart des nouvelles instabilités se sont produites dans la zone épiscopale qui comprend les départements de Cuscatlan, de la Paz et, partiellement de San Vicente (figure 1-9). Selon les autorités locales, le nombre de victimes liées aux mouvements de versant se monterait à 92 lors de ce deuxième événement. Deux mouvements de versant ont été particulièrement importants :

- le glissement de La Leona ;
- le glissement qui s'est produit le long du Rio Jiboa (figure 1-10).

La PanAméricaine a de nouveau été touchée par de nombreuses instabilités, notamment à La Leona où le glissement de terrain généré par le séisme du 13 janvier 2001 a été réactivé par le séisme du 13 février 2001. Ceci est révélé par l'observation d'images SPOT avant les événements de 2001 et après chacun des deux séismes (Bommer et al., 2002). Au niveau du Rio Joboa, un mouvement de versant de grande ampleur s'est développé dans une couche de Tierra Blanca. Le volume de cette instabilité est estimé à $10-15 \times 10^6 \text{ m}^3$. La masse instable est venue obstruer le fleuve Jiboa sur 600 à 700 m. Le danger que représentent ces barrages naturels pour les villages avoisinants est grand, surtout pendant la période des pluies où le niveau d'eau dans les lacs artificiels est susceptible d'augmenter de façon significative menaçant ainsi d'inondation l'amont et d'un effet de vague l'aval.

1.4.4. Synthèse sur les mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador : apports de l'analyse de cas particuliers pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

Les séismes de 2001 au Salvador ont engendré de très nombreux mouvements de versant, essentiellement dans le sud du pays. Ils sont responsables de près de la moitié des décès attribuables à ces deux événements sismiques. A l'échelle mondiale, les séismes de magnitude comparable ne déclenchent pas autant de mouvements de versant ou, tout du moins, ceux-ci sont de plus petite ampleur.

L'impact dévastateur du glissement de Las Colinas, à près de 100 km de l'épicentre, durant une période de sécheresse prononcée, soulève de nombreuses interrogations. Quels sont les facteurs qui ont modifié l'apparente stabilité statique du versant ? Comment un tel volume de débris a-t-il pu être mis en mouvement à une si grande distance de l'épicentre ? Cette instabilité aurait-elle pu être prédite par des considérations géomorphologiques et sismiques ? Une telle instabilité pourrait-elle se reproduire ? Toutes ces questions, que l'on peut regrouper sous les thèmes de facteurs de prédisposition et de facteurs déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques, sont, depuis lors, plus largement étudiées par la communauté scientifique. Ainsi, l'analyse de mouvements de versant particuliers, autrement dit, une approche du phénomène à l'échelle du versant, permet d'aborder plus en détails les

mécanismes conduisant, sous sollicitations dynamiques, à la rupture de versants statiquement stables.

Le paragraphe suivant est consacré à la définition des termes suivants : “facteurs de prédisposition” et “facteurs déclenchants” d’un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques.

1.4.5. Les facteurs de prédisposition au déclenchement d’un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

Prenant appui sur l’exposé des mouvements de versant générés par les séismes de 2001 au Salvador, nous considérons que quatre facteurs peuvent être qualifiés de facteurs de prédisposition au déclenchement d’une instabilité sous sollicitations dynamiques. Notons qu’il s’agit des mêmes facteurs qu’en conditions statiques :

- la **topographie**. L’observation et les modélisations montrent que, pour une même structure géologique, plus un versant est haut et/ou de forte pente, plus il est susceptible de donner lieu à une instabilité (c’est également vrai en statique).
- les **caractéristiques géologiques / géotechniques**. Le pendage des couches géologiques conforme à la pente et certains types de sols (Tierra Blanca au Salvador : Rymer et White, 1989) peuvent favoriser le déclenchement d’une instabilité.
- les **actions anthropiques**. Une urbanisation incontrôlée, le développement de voies de communication dans des zones sensibles, la déforestation et l’amincissement de la couverture végétale contribuent à la dégradation du milieu naturel. Cette dégradation peut, dans certains cas, accélérer l’occurrence des mouvements de versant. S’ajoutent à cela des actions isolées : lors du séisme du 13/01/2001 au Salvador, l’extraction clandestine de roches en pied du talus de La Leona a conduit à augmenter la pente au pied du versant, le rendant ainsi plus vulnérable à une instabilité.
- les **pressions interstitielles**. Lors du séisme du 10/10/1986 au Salvador, l’aire affectée par les mouvements de versant, estimée à 300 km², a été anormalement élevée pour un séisme de magnitude 5,4. Mais ce séisme s’est produit durant la saison des pluies. La pression exercée par l’eau dans les sols augmente donc leur susceptibilité à l’action des secousses sismiques.

1.4.6. Les facteurs déclenchants d’un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

Sous l’effet des vibrations sismiques, deux phénomènes majeurs peuvent se produire dans un versant et conduire à une instabilité. Il s’agit :

- de la **diminution des caractéristiques mécaniques des matériaux**. Les dépôts de Tierra Blanca, impliqués dans de nombreux mouvements de versant sous sollicitations dynamiques au Salvador, présentent une grande variabilité tant du point de vue de la

granulométrie que des paramètres de résistance au cisaillement (Bommer et al., 1998 ; Berdousis, 2001 ; Bommer et al., 2002 ; Rolo et al., 2004). La résistance au cisaillement de ce sol est contrôlée par le pourcentage de fines, la teneur en eau, l'imbrication des particules anguleuses ainsi qu'une faible succion. Des essais mécaniques menés sur des échantillons intacts et remaniés de Tierra Blanca ont montré que la cohésion et l'angle de frottement de l'échantillon intact sont égaux respectivement à 30 kPa et 39° alors que la cohésion et l'angle de frottement de l'échantillon remanié sont égaux respectivement à 10 kPa et 36° (Mavrommati, 2000 ; Berdousis, 2001). La sollicitation dynamique liée au séisme peut détruire la texture de l'échantillon de Tierra Blanca et entraîner un remaniement. Ainsi, les valeurs ci-dessus peuvent correspondre à un état résiduel du sol après séisme.

- des **effets de site**. Selon Murphy et al. (2002), la localisation des grands glissements de débris lors du séisme du 13/01/2001 au Salvador, en particulier le glissement de Las Colinas, serait davantage liée aux conditions géologiques et topographiques locales plutôt qu'à la distance entre la source et le site d'initiation. Ce phénomène, qui porte le nom d'effet de site, est l'objet des paragraphes suivants.

1.4.6.1. Etude des enregistrements de mouvements forts du séisme du 13/01/2001 au Salvador

Trois réseaux de stations sismologiques permettent de connaître la distribution des mouvements sismiques lors d'un séisme au Salvador. Ces réseaux sont gérés par le Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG), le Geotermica Salvadoreña (GeSal) et l'Universidad Centroamericana José Simeón Cañas (UCA).

La figure 1-25 représente les composantes nord-sud et est-ouest de l'accélération enregistrée aux différentes stations des réseaux UCA et GeSal lors du séisme du 13/01/2001. Cette figure montre que les mouvements sismiques ne sont pas uniformes sur l'ensemble des stations, l'amplitude des mouvements étant généralement plus forte à l'ouest qu'à l'est. Cette observation est confirmée par l'étude des valeurs maximales de l'accélération ou *peak-ground acceleration* (PGA) et de la vitesse ou *peak-ground velocity* (PGV). Les tableaux 1-9 et 1-10 rassemblent ces valeurs. Ces tableaux montrent que le PGA et le PGV enregistrés sur des sites de type sol sont en général supérieurs au PGA et au PGV enregistrés sur des sites de type rocher. Exception faite du site de La Libertad où une très forte valeur de PGA a été enregistrée (11,09 m/s²), le PGA et le PGV sont encore plus grands pour des stations sismologiques situées en crête d'un versant : San Pedro Nonualco et Armenia.

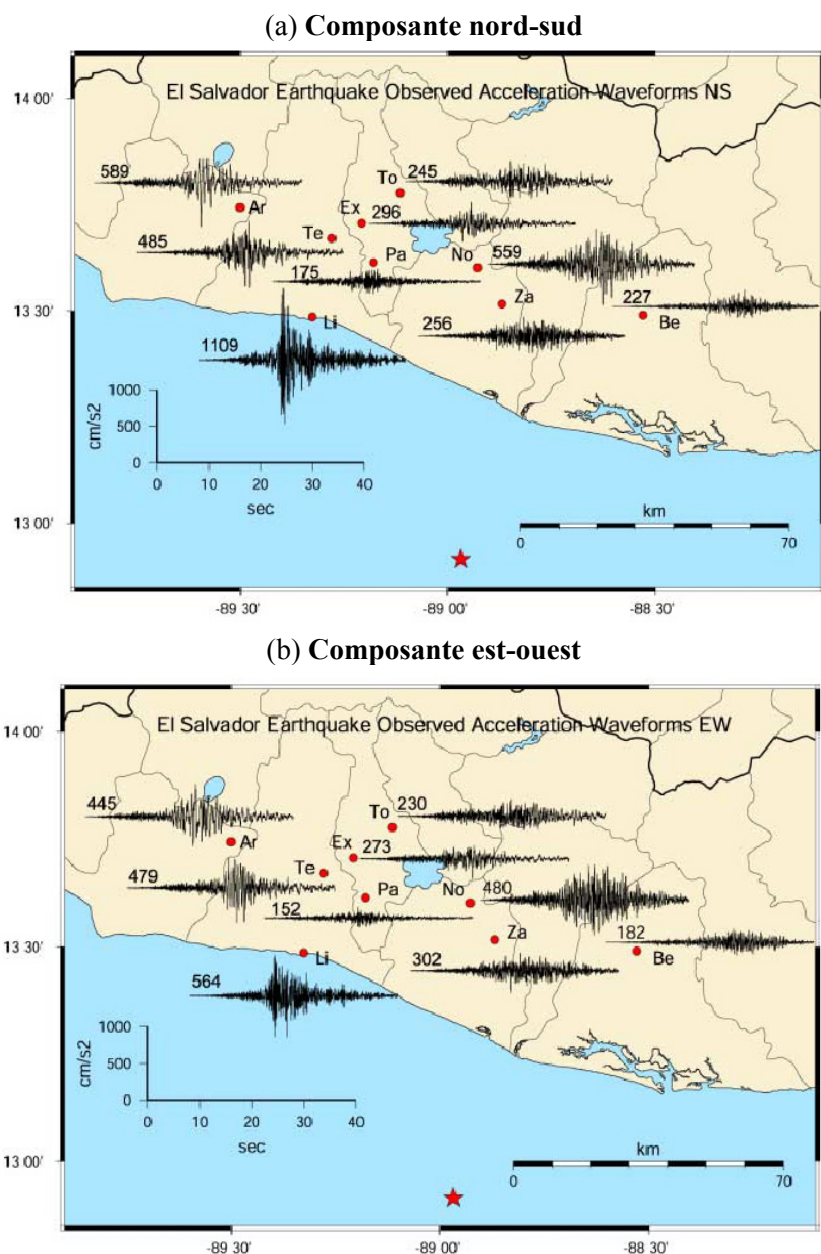


Figure 1-25 : **Composantes nord-sud (a) et est-ouest (b)** des accélérations et valeurs des PGA en cm/s^2 en différentes stations (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). Etoile rouge = séisme du 13/01/2001.

Station	Distance épiscoptrale (km)	Nature du site	PGA nord-sud (m/s^2)	PGA est-ouest (m/s^2)
Berlin (Be)	80	Rocher	2,27	1,82
Panchimalco (Pa)	80	Rocher	1,75	1,52
Zacatecoluca (Za)	65	Sol	2,56	3,02
San Salvador (Ex)	90	Sol	2,96	2,73
Santa Tecla (Te)	90	Sol	4,85	4,79
Tonacatepeque (To)	95	Sol	2,45	2,30
La Libertad (Li)	75	Alluvions	11,09	5,64
San Pedro Nonualco (No)	75	Sol + crête	5,59	4,8
Armenia (Ar)	110	Sol + crête	5,89	4,45

Tableau 1-9 : Accélérations maximales nord-sud et est-ouest enregistrées en différentes stations (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).

Station	Distance épicertrale (km)	Nature du site	PGV nord-sud (cm/s)	PGV est-ouest (cm/s)
Berlin (<i>Be</i>)	80	Rocher	8,4	13
Panchimalco (<i>Pa</i>)	80	Rocher	9,1	9,4
Zacatecoluca (<i>Za</i>)	65	Sol	12	21
San Salvador (<i>Ex</i>)	90	Sol	23	19
Santa Tecla (<i>Te</i>)	90	Sol	57	34
Tonacatepeque (<i>To</i>)	95	Sol	23	23
La Libertad (<i>Li</i>)	75	Alluvions	53	35
San Pedro Nonualco (<i>No</i>)	75	Sol + crête	37	26
Armenia (<i>Ar</i>)	110	Sol + crête	49	53

Tableau 1-10 : Vitesses maximales nord-sud et est-ouest enregistrées en différentes stations (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002).

1.4.6.2. Définition des effets de site

Les variations de l'amplitude et de la durée des signaux sismiques observées sur la figure 1-25 sont liées au phénomène "d'effet de site". On appelle "effets de site" les phénomènes conduisant à la modification des caractéristiques spectrales, spatiales et temporelles du signal sismique en fonction des conditions géologiques et topographiques locales. Les effets de site sont donc définis par rapport à un mouvement sismique de référence ou mouvement en champ libre, que l'on mesure en général à proximité du site étudié, dans une zone peu susceptible d'induire des effets de site. La figure 1-26 montre de façon schématique les trois types de phénomènes susceptibles d'affecter un signal sismique. Il s'agit :

- des **effets de source** notés S ;
- des **effets de propagation** notés P ;
- des **effets de site** notés G.

Les effets de site sont indépendants du mécanisme de rupture à la source et du trajet parcouru par l'onde sismique depuis la source. Cependant, lorsque le signal sismique est enregistré à proximité de la source, les effets de site ne peuvent pas être séparés des effets de source et des effets de trajet.

Deux types de structures sont susceptibles de donner lieu à des effets de site. Il s'agit :

- des **bassins sédimentaires**. L'effet de site porte alors le nom d'effet de site lithologique ou géologique.
- de la **topographie**. L'effet de site porte alors le nom d'effet de site topographique.

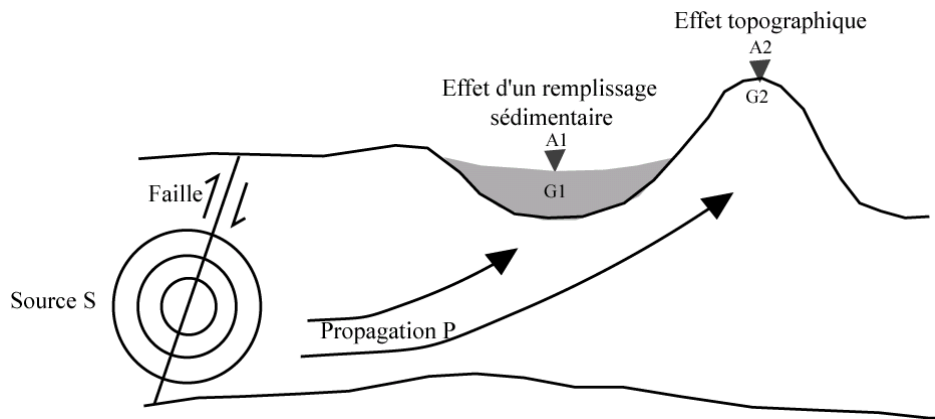


Figure 1-26 : Illustration schématique des phénomènes affectant la propagation des ondes sismiques depuis la source jusqu'au site. A représente le mouvement sismique enregistré en surface. S est le terme de source, P le terme de propagation et G la réponse locale du site ou "effet de site".

L'amplification des mouvements sismiques observée sur le site de La Libertad est un exemple typique d'effet de site lithologique (figure 1-25). On représente, sur la figure 1-27, la composante nord-sud de l'accélération enregistrée en ce site ainsi que son spectre (amortissement égal à 5 %). La valeur de plus de 1 g du PGA enregistré sur la composante nord-sud traduit un fort effet de site à la période 0,2 s. Si l'on estime à environ 200 m/s la vitesse des ondes de cisaillement dans ce type de sol (alluvions), on peut en déduire que son épaisseur est de l'ordre de 10 m, ce qui est cohérent avec les observations de terrain.

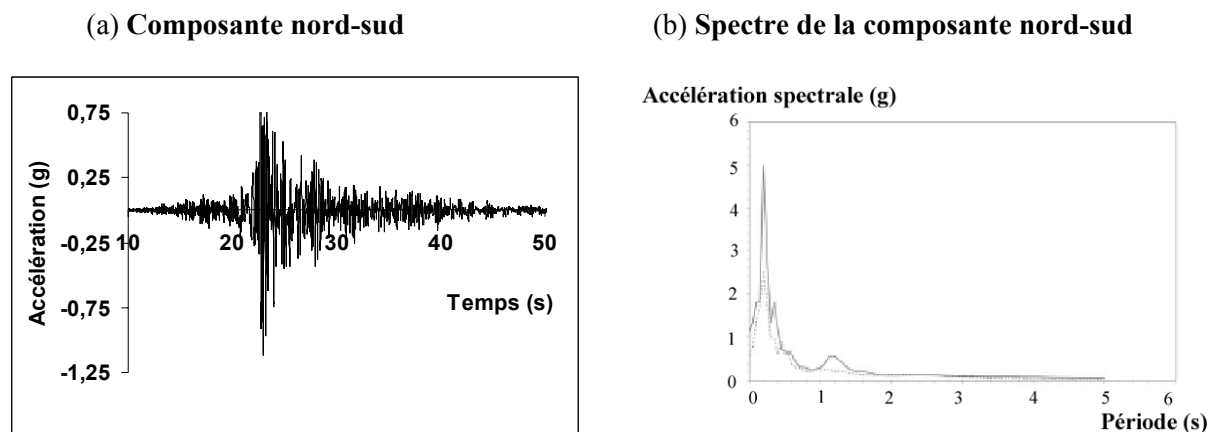


Figure 1-27 : Composante nord-sud de l'accélération enregistrée à La Libertad (a) et son spectre (b) (Bommer et al., 2002).

Pour expliquer ce phénomène d'amplification des mouvements sismiques à la verticale d'un bassin sédimentaire, on étudie la propagation des ondes sismiques dans un bassin sédimentaire représenté schématiquement par un empilement de couches meubles sur un substratum plus rigide (figure 1-28). Près de la surface, on peut considérer que les ondes sismiques se propagent verticalement. Quand ces dernières passent de la roche au sol, leur vitesse diminue et le train d'ondes ralentit. Pour maintenir constant le flux d'énergie, l'amplitude des ondes sismiques augmente. D'autre part, le sol absorbe davantage d'énergie que la roche. Il a donc tendance à amortir le mouvement. Il s'agit là du phénomène

d'atténuation anélastique. Ce dernier affecte davantage les hautes fréquences du signal sismique. L'amplification des mouvements sismiques dépend donc de l'équilibre entre ces deux effets.

Une deuxième source d'amplification des mouvements sismiques à la verticale d'un bassin sédimentaire est liée au **piégeage des ondes sismiques dans les couches de surface de faible vitesse sismique**. Lorsque le contraste de vitesse des ondes est élevé entre le sol et la roche sous-jacente, les ondes se retrouvent piégées dans la couche de sol. La multiplication des trains d'ondes résultant des réflexions successives sur la surface et sur l'interface sol-roche peut ainsi conduire à une amplification significative des mouvements sismiques en surface ainsi qu'à un allongement de leur durée. Il s'agit là du **phénomène de résonance**. Ce phénomène est maximal lorsque la période des ondes sismiques coïncide avec la période de vibration de la couche de sol. Pour un milieu idéal 1D représenté par une couche de sol homogène d'épaisseur h_1 et de vitesse V_{s1} reposant sur un substratum d'épaisseur h_2 et de vitesse V_{s2} (figure 1-28), la fréquence pour laquelle le phénomène de résonance est maximal est définie par : $f = \frac{V_{s1}}{4 \cdot h_1}$.

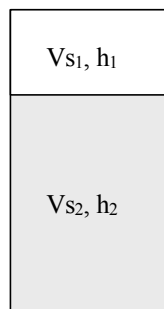


Figure 1-28 : Milieu idéal 1D représenté par une couche de sol homogène d'épaisseur h_1 et de vitesse V_{s1} reposant sur un substratum d'épaisseur h_2 et de vitesse V_{s2} .

Exception faite des stations de Berlin, de La Libertad et de Panchimalco, la totalité des stations qui ont enregistré les événements sismiques de 2001 se trouvent sur des dépôts pyroclastiques, Tierra Blanca ou Tobas Color Cafe notamment. Considérant les valeurs de PGA et de PGV des tableaux 1-9 et 1-10, on peut donc en conclure que ces dépôts pyroclastiques, tout comme les alluvions du site de La Libertad, conduisent à des amplifications significatives des mouvements sismiques. Dans la ville de Santa Tecla, par exemple, la valeur de PGA enregistrée est plus de deux fois supérieure à celle enregistrée sur le site rocheux de Berlin (voir par exemple la composante nord-sud du tableau 1-9).

L'amplification des mouvements sismiques observée sur les sites d'Armenia et de San Pedro Nonualco est plus complexe. En effet, en plus d'un effet de site lithologique évident (présence de dépôts pyroclastiques), on constate que ces sites, localisés sur des reliefs, ont donné lieu à de plus fortes amplifications que les sites localisés dans des régions au relief moins marqué. Le village d'Armenia, par exemple, est situé au sommet d'une petite colline circulaire de 30 m de haut et de 500 m de diamètre. L'angle moyen de la pente est compris entre 14 et 30° et le village repose sur des formations pyroclastiques. Les mouvements sismiques enregistrés sur ce site sont près de 2,6 fois supérieurs aux mouvements sismiques enregistrés sur le site

rocheux de Berlin (voir par exemple la composante nord-sud du tableau 1-9). De plus, l'observation des dommages aux constructions montre que ceux-ci se sont concentrés à la périphérie du village, dans une zone de l'ordre de la centaine de mètres en amont du talus (AFPS, 2001). On estime qu'une telle répartition des dégâts est attribuable à un double effet de site : un effet de site lithologique (pyroclastes) et un effet de site topographique (colline).

En effet, lorsque les ondes sismiques se propagent dans un versant, elles subissent de multiples réflexions et diffractions. Ces phénomènes conduisent à la multiplication des trains d'ondes sismiques. L'interférence constructive de ces trains d'ondes sismiques est à l'origine des amplifications topographiques observées. Le schéma de la figure 1-29 illustre simplement ces phénomènes sur lesquels nous reviendrons plus en détails dans le paragraphe 2.1.5. Par souci de simplification, on ne considère ici que les ondes réfléchies. Une onde de cisaillement SV se propageant verticalement dans un versant va se réfléchir sur la pente et ainsi générer une onde SV réfléchie sur la surface en arrière de la crête, une onde SV et une onde P réfléchies sur la pente. Les ondes réfléchies sur la pente peuvent également venir intersecter la surface du relief en arrière de la crête et générer ainsi de nouvelles ondes réfléchies. Le mouvement sismique en un point A donné résulte donc de la somme de ces différents trains d'ondes sismiques. On conçoit alors aisément que la nature des mouvements sismiques (amplitude, contenu fréquentiel et durée) peut varier d'un point à un autre du versant : c'est ce que l'on appelle un "effet de site topographique".

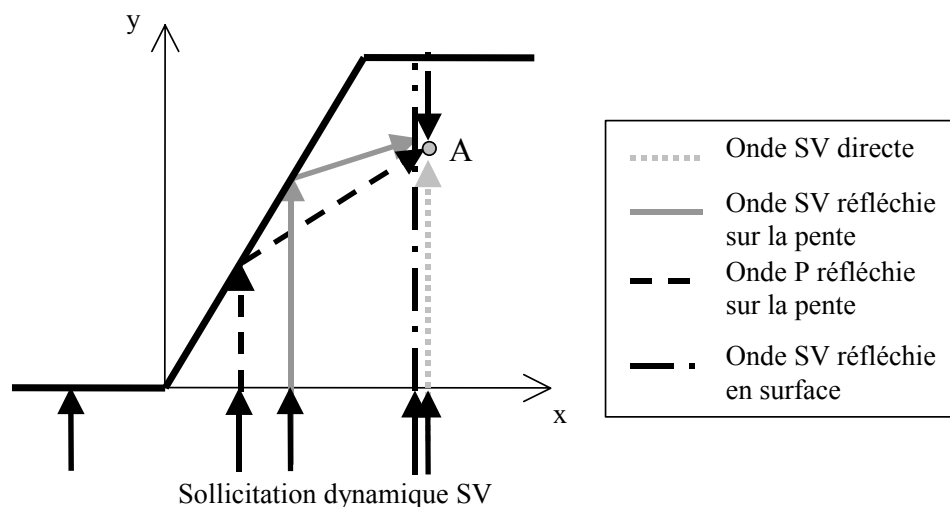


Figure 1-29 : Illustration des phénomènes de réflexion d'ondes sur la pente.

1.4.6.3. Etude des effets de site sur le site de Las Colinas

Comme nous l'avons déjà évoqué, les mouvements sismiques enregistrés à proximité du site du glissement de Las Colinas traduisent l'existence d'effets de site. Ainsi, selon Murphy et al. (2002), la valeur de 57 cm/s (PGV) enregistrée sur le site de Santa Tecla, à seulement 1,4 km du site de Las Colinas, peut à elle seule expliquer le déclenchement du glissement de Las Colinas.

En 2001, la mission post-sismique JSCE a mené une campagne de terrain sur le site du glissement de Las Colinas afin de préciser la nature des effets de site susceptibles de se produire dans cette zone. Des enregistrements de bruit de fond sismique ont été effectués au sommet de la cordillère d'El Balsamo, en amont de l'escarpement du glissement de Las Colinas, ainsi qu'au pied du versant. On rappelle que sous le terme de "bruit de fond sismique" sont regroupées les vibrations résultant des activités humaines (ex : vibrations industrielles), des séismes, de la houle océanique, des émissions des volcans et des oscillations naturelles de la Terre.

Deux méthodes classiques de calcul des effets de site ont alors été appliquées. Il s'agit de :

- la **méthode des rapports spectraux site/référence** de Borchardt (1970). Cette méthode permet de comparer deux sites entre eux, et notamment d'identifier l'existence d'effets de site topographiques. Une illustration de son principe est donnée dans la figure 1-30, dans le cas de l'enregistrement d'un séisme. Il convient de préciser que cette méthode peut également être appliquée à l'enregistrement de bruit de fond sismique. Sur la base des enregistrements de bruit de fond sismique (ou d'un séisme) en deux sites, une station de référence et un site dont on cherche à étudier le comportement, (bassin sédimentaire ou relief topographique), les spectres de Fourier des trois composantes du mouvement sismique sont calculés. Les rapports spectraux sont ensuite obtenus en divisant les spectres du site d'étude par les spectres du site de référence.
- la **méthode H/V** dite méthode de Nakamura (1989) qui permet d'évaluer la fréquence de résonance d'un sol. Elle consiste à effectuer le rapport spectral entre l'une des composantes horizontales du bruit de fond sismique et sa composante verticale, en une station donnée. H représente l'amplitude spectrale moyenne lissée de l'une des composantes horizontales du bruit de fond sismique ou une combinaison de l'amplitude spectrale des deux composantes horizontales. V représente l'amplitude spectrale moyenne lissée de la composante verticale du bruit de fond sismique. La courbe résultante "H/V bruit de fond" est alors sensée présenter un pic à une fréquence correspondant à la fréquence de résonance du site. La figure 1-31 illustre cette méthode. Cette méthode ne renseigne a priori pas sur d'éventuels effets de site topographiques. Des précisions concernant le domaine d'application, la fiabilité et les limites de cette méthode sont données dans les travaux de Duval et al. (1994).

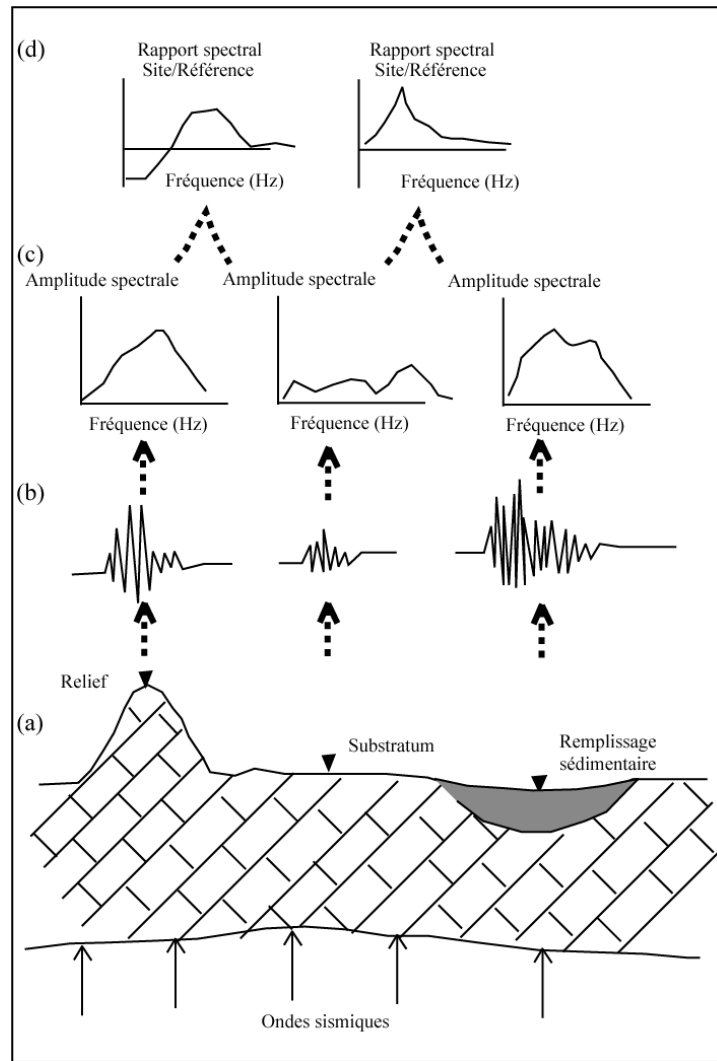


Figure 1-30 : Présentation de la **méthode des rapports spectraux** dans le cas d'enregistrements sismiques (Borcherdt, 1970). La figure se lit de bas en haut. (a) donne les configurations géologiques et topographiques considérées. (b) représente les enregistrements sismiques d'une des composantes du mouvement. (c) représente les spectres de Fourier d'une des composantes du mouvement et (d) représente les rapports spectraux site/référence.

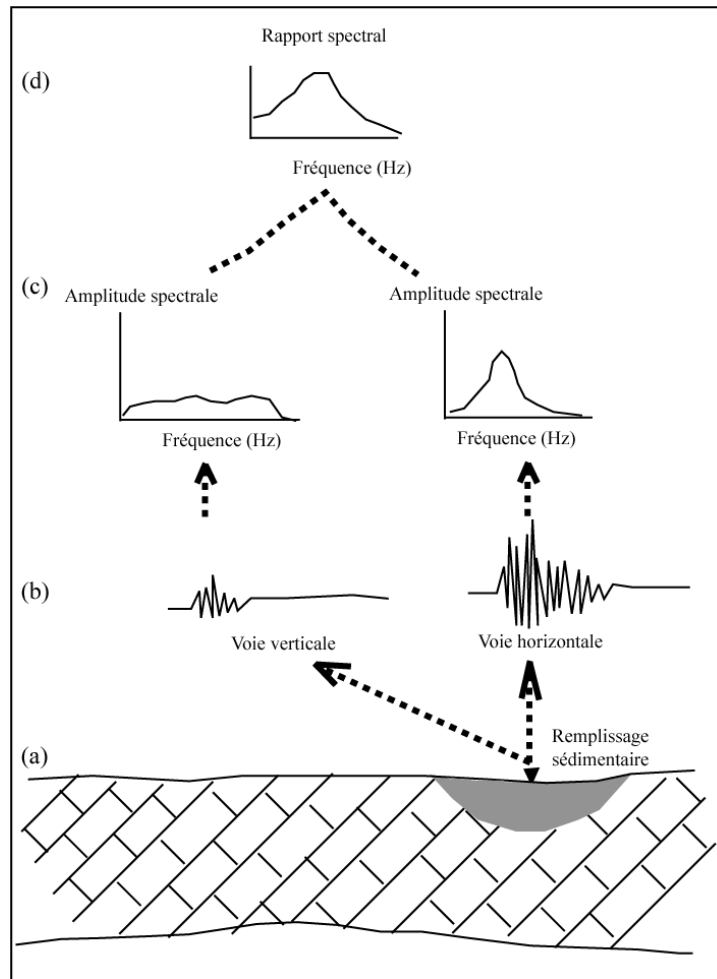


Figure 1-31 : Présentation de la **méthode H/V bruit de fond** (Nakamura, 1989). La figure se lit de bas en haut. (a) donne les configurations géologiques et topographiques considérées. (b) représente les voies horizontale et verticale des enregistrements de bruit de fond sismique. (c) représente les spectres d'amplitude et (d) représente le rapport spectral H/V bruit de fond sismique.

Les courbes réalisées par la mission post sismique JSCE (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002) sont présentées dans les figures 1-32 à 1-34. Les figures 1-32 et 1-33 donnent les rapports H/V au sommet et à la base du versant. Les lignes bleues correspondent à quatre fenêtres temporelles différentes de même ouverture. La ligne rouge représente la moyenne établie sur la base de ces quatre courbes. Au sommet de la cordillère d'El Balsamo et à la base du versant, les courbes H/V présentent des pics entre 0,6 et 1,1 Hz, qui témoignent d'un effet de site lithologique.

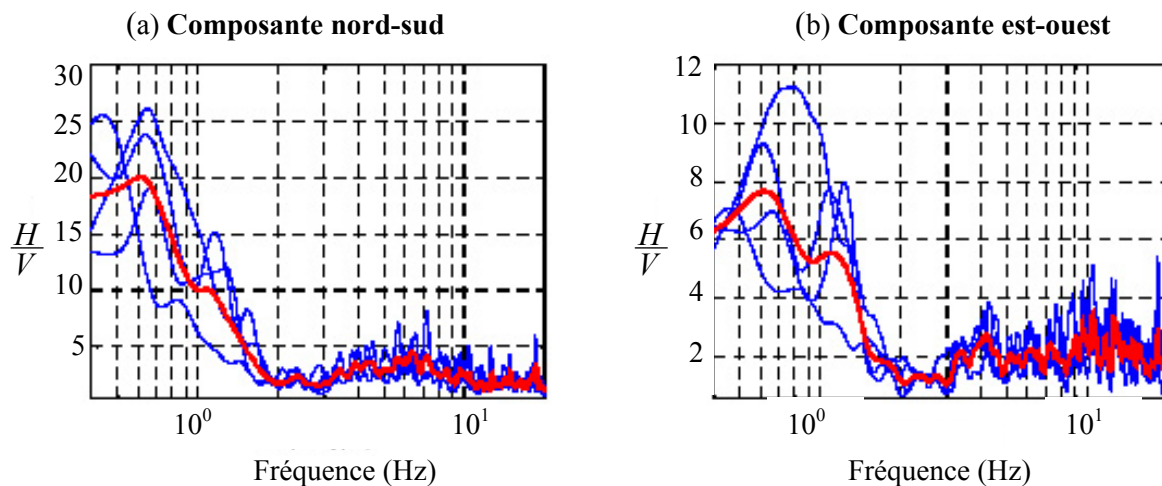


Figure 1-32 : Méthode H/V appliquée à une station au **sommet de la Cordillère d'El Balsamo**.

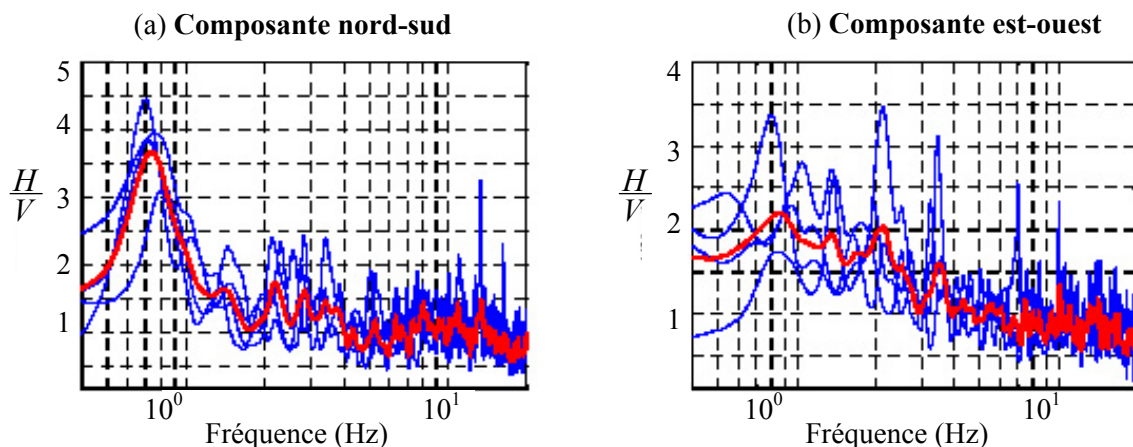


Figure 1-33 : Méthode H/V appliquée à une station à la **base de la Corillère d'El Balsamo**.

Afin d'évaluer la possibilité qu'un effet de site topographique se soit produit au sommet de la cordillère d'El Balsamo, les spectres de Fourier à la base et au sommet du versant sont comparés. Les résultats sont présentés dans la figure 1-34.

On note que l'amplitude des spectres de Fourier des composantes horizontales du mouvement au sommet de la cordillère d'El Balsamo est supérieure à l'amplitude correspondante à la base du versant. Les spectres de Fourier de la composante verticale du mouvement sont quasiment identiques au sommet et à la base du versant. Ces deux observations montrent que les composantes horizontales du mouvement ont été amplifiées au sommet du versant par un effet de site topographique. Au sommet du versant et pour une fréquence inférieure à 1,5 Hz, l'amplitude des spectres de Fourier de la composante nord-sud est deux fois plus grande que

l'amplitude correspondante de la composante est-ouest. L'effet de site topographique est donc plus prononcé dans la direction nord-sud, soit dans la direction perpendiculaire à la direction d'allongement du relief. Enfin, les rapports spectraux des trois composantes présentent un pic marqué à la fréquence 1 Hz : il s'agit là de la fréquence fondamentale du versant.

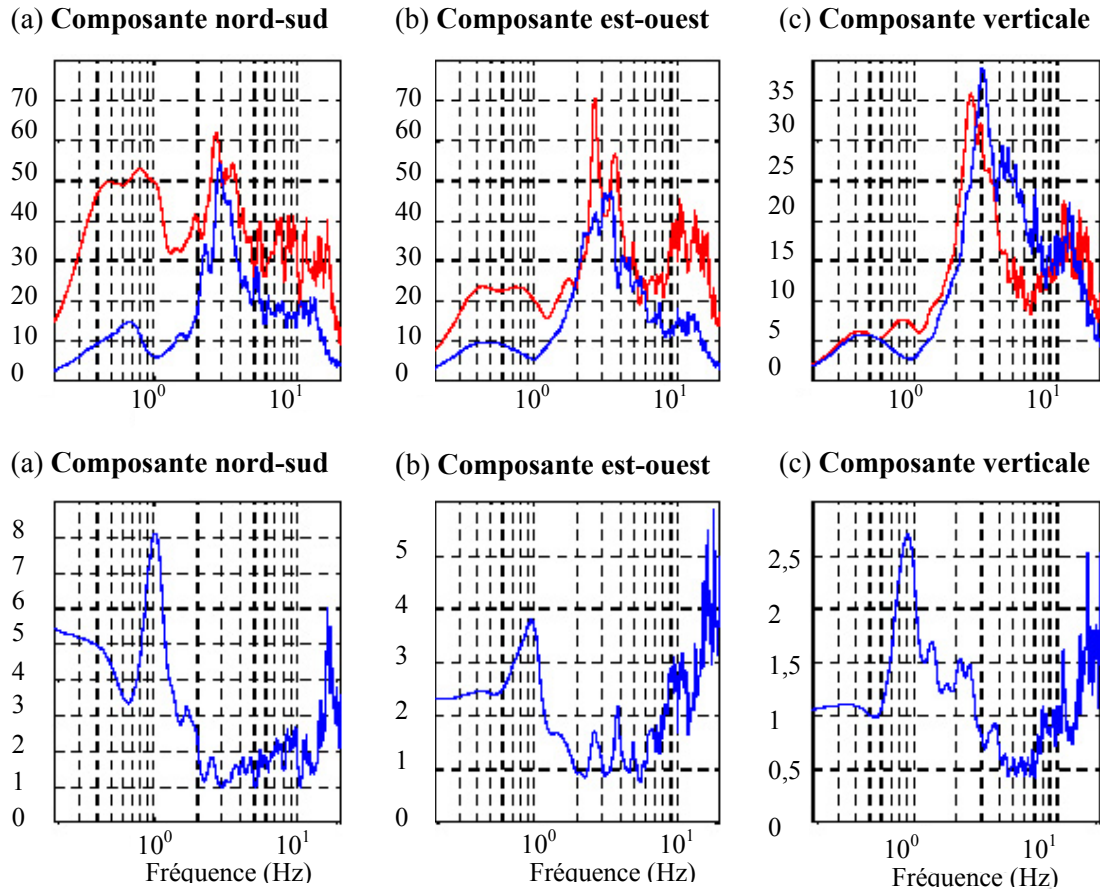


Figure 1-34 : **Spectres de Fourier** (figures du haut) et **rapports spectraux** (figures du bas). Dans les figures du haut, les courbes bleues représentent les signaux enregistrés à la base de la cordillère d'El Balsamo et les courbes rouges ceux enregistrés au sommet de la cordillère d'El Balsamo.

1.4.6.4. Synthèse des connaissances concernant les effets de site

Les effets de site sont donc le résultat de la superposition des trains d'ondes incidents et des trains d'ondes localement réfléchis et diffractés, soit par la surface topographique, soit au niveau d'interfaces entre matériaux présentant des contrastes de propriétés sismiques. Ils peuvent affecter toutes les caractéristiques d'un signal sismique : son amplitude, son contenu fréquentiel et sa durée. Ils sont le plus souvent engendrés par des configurations géologiques dont les dimensions sont comprises entre quelques dizaines de mètres et quelques dizaines de kilomètres. Les effets résultant peuvent donc se produire dans le domaine des fréquences qui intéressent le génie sismique, soit entre 0,1 et 20 Hz. Dans ce paragraphe, nous insisterons davantage sur les effets de site topographiques, moins documentés que les effets de site lithologiques.

Effets de site lithologiques

De nombreuses études, à la fois expérimentales et numériques, permettent aujourd'hui de mieux comprendre les phénomènes d'amplification des mouvements sismiques par les structures géologiques. On peut notamment citer les travaux de Bard et Bouchon (1980), de Celebi et al. (1987), de Borchardt et Glassmoyer (1992), de Bard (1995), de Kawase (1996), de Faccioli (2000) et de Semblat et al. (2002).

La compréhension de ces effets de site lithologiques revêt une importance toute particulière dans la mesure où plusieurs grandes villes à travers le monde sont construites sur des remplissages de vallées alluviales ou sur des bassins sédimentaires. On peut citer notamment l'exemple de la ville de Mexico. Le 19 septembre 1985 un tremblement de terre s'est produit à 360 km de la ville de Mexico. Malgré l'éloignement de la capitale par rapport à l'épicentre, la majorité des dégâts se sont concentrés dans la ville de Mexico. Selon Celebi et al. (1987), les fortes destructions occasionnées par ce séisme sont attribuables aux amplifications des mouvements sismiques à l'intérieur du bassin. Le même genre de phénomène s'est produit dans la baie de San Francisco suite au séisme de Loma Prieta en 1989 (Borchardt et Glassmoyer, 1992) ainsi qu'au Japon pendant le séisme de Kobé en 1995 (Kawase, 1996).

A une moindre échelle, la France et notamment les villes de Nice et de Grenoble, sont susceptibles de connaître ces phénomènes d'effets de site lithologiques. Lors du séisme du Frioul (Italie) en septembre 1976, la ville de Grenoble, située à 500 km de l'épicentre, s'est comportée comme une véritable "caisse de résonance" amplifiant fortement les mouvements sismiques. On sait aujourd'hui que la ville n'est pas à l'abri d'un séisme de magnitude 5,5. Compte tenu de l'étendue actuelle de l'agglomération grenobloise (la ville compte aujourd'hui plus de 416 000 habitants) et de la présence d'installations industrielles, ces phénomènes d'amplification des mouvements sismiques pourraient aujourd'hui avoir un impact désastreux.

Effets de site topographiques

Les principales avancées dans le domaine de la connaissance des effets de site topographiques proviennent des travaux d'Aki et Larner (1970), de Griffiths et Bollinger (1979), de Boore et al. (1981), de Bard (1982), de Geli et al. (1988), de Bard et Méneroud (1987), de Celebi (1987), de Conte et Dente (1992), de Sanchez-Sesma et Campillo (1993), de Pedersen (1994), de Spudich et al. (1996), de Ashford et Sitar (1997), de Ashford et al. (1999), de Murphy (2003) et de Bouckovalas et Papadimitriou (2004).

L'étude de la répartition spatiale des dégâts lors de plusieurs séismes en France (1909), en Italie (1976, 1980 et 1997), au Chili (1985), au Mexique (1985), en Grèce (1989, 1994, 1995 et 1999), en Colombie (1999) et au Salvador (2001) a montré que la présence d'un relief pouvait être à l'origine de phénomènes d'amplification topographique des mouvements sismiques.

Lors du séisme de Kobé en 1995, des observations faites au Mont Ushibara au Japon montrent que les mouvements sismiques sont largement amplifiés au sommet du versant, atteignant la valeur 1,82 g (Paolucci et al., 1999). De plus, on constate que les amplifications spectrales varient tout au long du profil (figure 1-35).

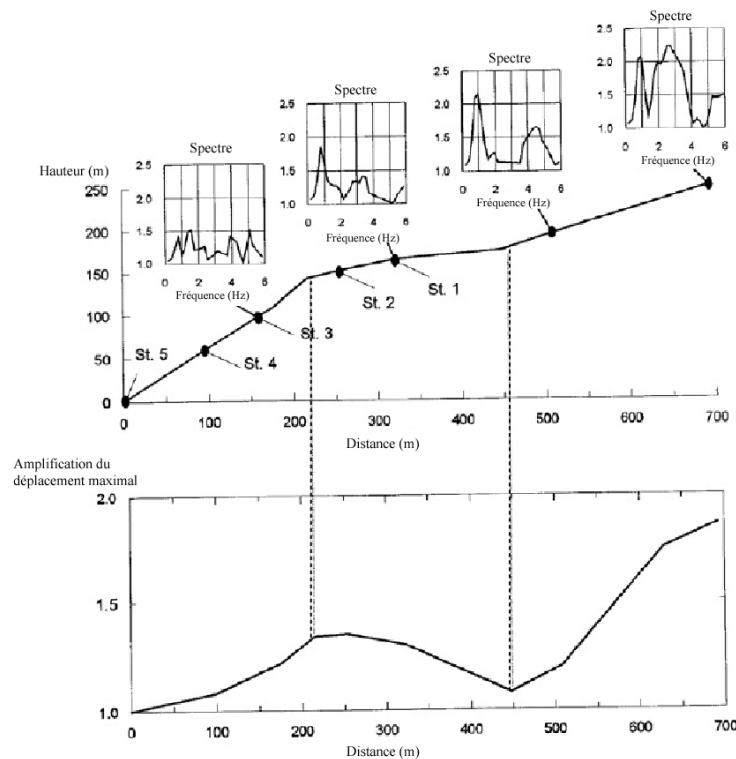


Figure 1-35 : Effet de site topographique enregistré le long du Mont Ushihara au Japon, pendant le séisme de Kobé en 1995 (Paolucci et al., 1999). Les amplifications sont calculées par rapport à la station de référence St 5.

Selon Sanchez-Sesma et Campillo (1993), l'amplification crête/base ne dépasse généralement pas 4-5 dans le domaine temporel et 20 dans le domaine spectral. Conte et Dente (1992) ont de plus montré que les mouvements sismiques sont atténués le long des pentes et en pied de versant.

Selon Boore et al. (1981), des phénomènes de diffraction d'ondes se produisent sur les parties convexes et concaves du relief, ce qui contribue fortement à modifier les mouvements sismiques le long de la surface topographique. La nature et l'amplitude de ces ondes diffractées est fonction du champ d'ondes incident. Dans le cas d'une onde SV incidente, les ondes diffractées sont des ondes P et des ondes de Rayleigh. Dans le cas d'une onde P incidente, les ondes diffractées sont essentiellement des ondes de Rayleigh. Pour un signal SV d'incidence verticale, les phénomènes de conversion d'ondes SV en ondes P conduisent également à former des mouvements sismiques verticaux dont l'amplitudes est, dans certains cas, comparable à celle des mouvements sismiques horizontaux (Conte et Dente, 1992 ; Bouckovalas et Papadimitriou, 2004).

L'amplification des mouvements sismiques en crête est toujours plus grande dans le cas d'une onde SV ou SH incidente que dans le cas d'une onde P (Géli et al., 1988). Elle est aussi fonction de la pente du versant : plus le versant présente une forte pente, plus l'amplification des mouvements sismiques en surface est grande (Murphy, 2003). Pour une pente inférieure à 15°, l'amplification topographique peut être négligée (Paolucci, 2002). De plus, selon Sepulveda et al. (2003), les effets de la topographie deviennent négligeables dans le cas où la longueur d'onde du signal sismique est grande devant les dimensions de l'irrégularité topographique.

Certains auteurs ont mis au point des approximations des valeurs d'amplification topographique pour des géométries particulières. A titre d'exemple, Kramer (1996) propose une amplification de $\frac{2*\pi}{\Phi}$ au niveau de la crête d'une colline soumise à une onde SH se propageant verticalement (figure 1-36). Φ représente l'angle de pente au niveau de cette crête.

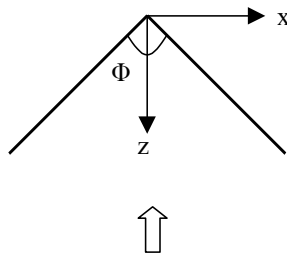
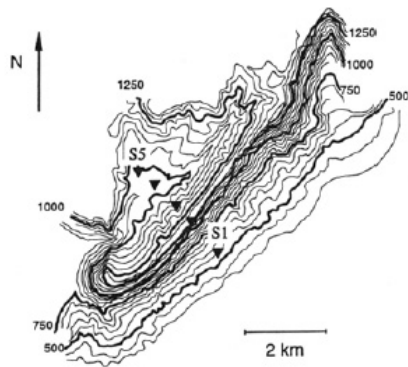


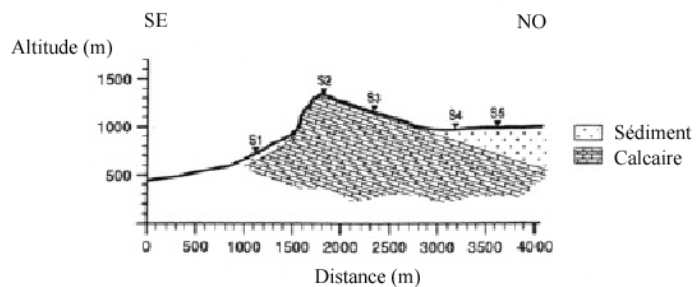
Figure 1-36 : Représentation schématique de la crête d'une colline au niveau de laquelle l'amplification topographique est donnée par la formule approchée : $2\pi/\Phi$ (Kramer, 1996).

Selon Pedersen et al. (1994), l'amplification résultant des effets de site lithologiques est bien supérieure à celle résultant des effets de site topographiques. Ce résultat est illustré par la figure 1-37 qui représente les mouvements sismiques enregistrés au sommet et à proximité du Mont Saint Eynard, au nord de la ville de Grenoble. Au niveau des stations S4 et S5 situées sur un remplissage sédimentaire, les mouvements sismiques sont bien plus forts et plus longs qu'au niveau de la station S2, située au sommet du relief. Ainsi, les effets de site topographiques peuvent se retrouver masqués par les effets de site lithologiques.

(a) Carte topographique du mont Saint Eynard



(b) Section géologique schématique du versant



(c) Mouvements sismiques enregistrés en différentes stations

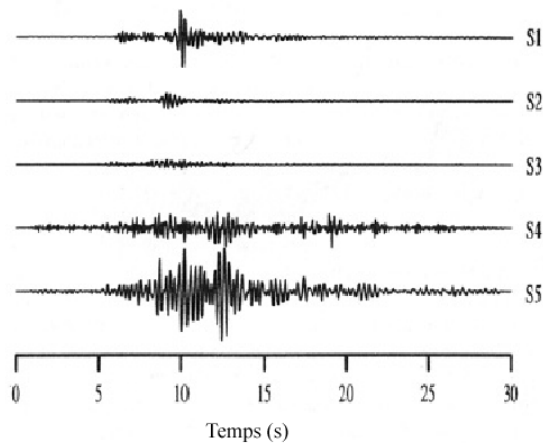


Figure 1-37 : Mouvements sismiques enregistrés au sommet et à proximité du mont Saint Eynard, au nord de la ville de Grenoble (Pedersen et al., 1994).

Semblat et al. (2002) sont récemment parvenus aux mêmes conclusions en étudiant, du point de vue de la modélisation numérique, la réponse sismique du bassin sédimentaire de Caracas au Vénézuéla. La figure 1-38, qui représente l'amplification sur une coupe passant par le bassin sédimentaire et les reliefs avoisinants pour une fréquence égale à 0,4 Hz, montre que les phénomènes d'amplification dominent largement à la verticale du bassin sédimentaire. En effet, l'amplification maximale atteint 8,8 à la verticale du bassin sédimentaire contre moins de 2,5 au sommet du versant.

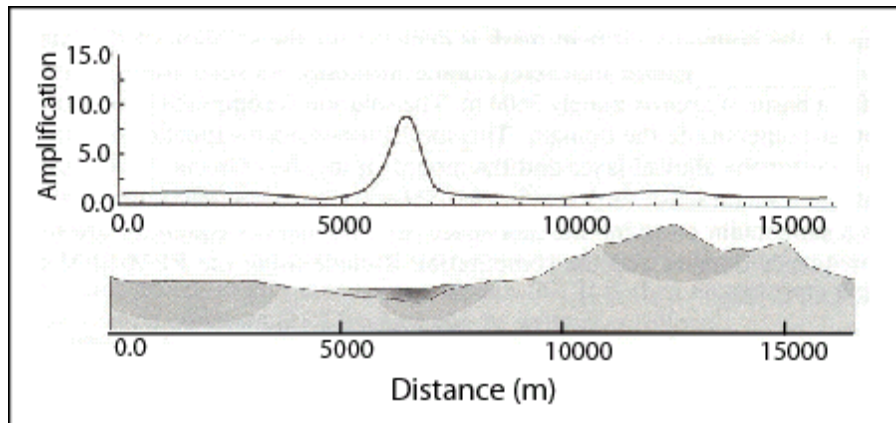


Figure 1-38 : Estimation du facteur d'amplification en surface et au sein d'un versant (Caracas, Vénézuéla) dans le cas d'un signal sismique SH d'incidence verticale (Semblat et al., 2002).

Les modélisations numériques permettent une bonne identification des fréquences amplifiées par les structures topographiques. Cependant, les valeurs d'amplification obtenues par les modélisations sont généralement plus faibles que les valeurs réellement observées. Une plus grande cohérence entre les valeurs d'amplification théoriques ou numériques et les valeurs d'amplification expérimentales pourrait certainement être obtenue en tenant compte :

- du **caractère 3D de certains reliefs**. Selon Davis et West (1973), les désaccords entre les valeurs d'amplification théoriques et expérimentales lors des répliques du séisme de San Fernando de 1971 s'expliquent par le caractère fortement 3D des reliefs considérés.
- de la **présence de couches de nature géologique différente sous le relief**. Griffiths et Bollinger (1979) ont observé, lors d'enregistrements sismiques dans les montagnes des Appalaches, des valeurs d'amplification bien supérieures aux valeurs théoriques. Selon ces deux auteurs, ces désaccords s'expliquent, d'une part, par la configuration géologique des versants et, d'autre part, par la présence de reliefs voisins.

Prise en compte d'un effet de site topographique dans la réglementation parasismique française PS92

Avant la mise en place de l'Eurocode 8, la réglementation toujours en vigueur en France est la réglementation parasismique PS92 qui stipule que, "Hormis le cas où l'effet de la topographie sur le mouvement sismique est directement pris en considération au moyen d'un calcul dynamique basé sur une modélisation appropriée du relief, il est tenu compte d'un coefficient multiplicateur τ dit d'amplification topographique". Ce coefficient topographique τ permet de définir le niveau d'accélération que l'on doit prendre en compte dans le calcul du dimensionnement d'une structure. Il s'obtient de la façon suivante (figure 1-39) : si l'on considère une crête B délimitant un versant aval de pente I ($= \tan(\text{pente})$) et un versant amont de pente i ($= \tan(\text{angle entre BD et l'horizontale})$) et si la hauteur du versant H est supérieure ou égale à 10 m et l'angle i inférieur ou égal au tiers de I , le coefficient τ

- prend la valeur $\tau = \tau_{BC}$ sur la branche BC définie par la longueur b de sa projection horizontale, $b = \min(20 \cdot I, \frac{H+10}{4})$
- $\tau_{BC} = 1$ pour $I-i < 0,4$
 $\tau_{BC} = 1 + 0,8 \cdot (I-i-0,4)$ pour $0,4 \leq I-i < 0,9$
 $\tau_{BC} = 1,4$ pour $I-i \geq 0,9$
- fait l'objet d'un raccordement linéaire entre les valeurs 1 et τ_{BC} le long des deux tronçons AB et CD de longueur horizontale respective $a = \frac{H}{3}$ et $c = \frac{H}{4}$.
- prend la valeur 1 à l'aval du point A et à l'amont du point D.

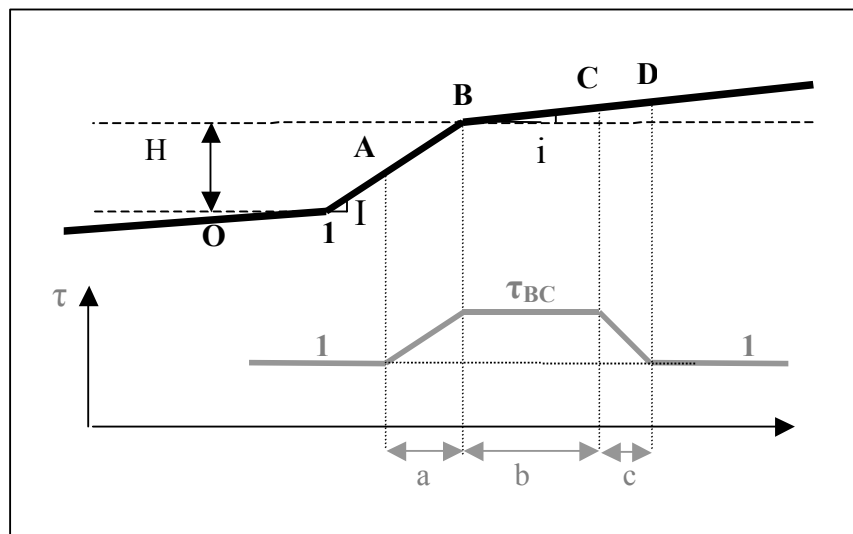


Figure 1-39 : Coefficient d'amplification topographique τ défini, dans la réglementation parasismique française PS92, pour représenter les effets de la topographie sur le mouvement sismique.

Les résultats des modélisations numériques (Bouckovalas et Papadimitriou, 2004) montrent que des amplifications peuvent se produire au-delà des zones d'amplification topographique recommandées par le code parasismique français PS92. Des observations de terrain semblent confirmer ce résultat.

Lors du séisme du 13/01/2001 au Salvador par exemple, des dommages aux constructions parfois sévères ont été observés, à la périphérie du village d'Armenia, au niveau de ruptures de pentes significatives. Ces dommages concernent une zone de l'ordre de la centaine de mètres de distance en amont du talus. Le village d'Armenia est situé à l'ouest de San Salvador, sur une petite colline de 30 m de haut, formée de dépôts pyroclastiques. L'application des règles PS92 à ce site donne les valeurs présentées dans le tableau 1-11. Les distances amont et aval données dans ce tableau correspondent aux valeurs maximales obtenues sur la base des gammes de valeurs de la pente et de la hauteur du versant. Selon les règles PS92, il pourrait y avoir une légère amplification topographique (1,1) au niveau du versant sud-est. Elle ne concerne cependant qu'une zone d'une dizaine de mètres en amont de

la crête alors que les observations de terrain laissent penser que cette zone serait de l'ordre de la centaine de mètres en amont de la pente. Dans ce cas, la réglementation parasismique PS92 sous-estimerait largement les observations (AFPS, 2001).

Versant	I	i	H (m)	Coefficient τ	Distance aval a (m)	Distance amont b+c (m)
Sud-Est	0,4 à 0,57 (soit 22 à 30°)	0	10 à 20	1 à 1,14	3,3 à 6,7	7,5 à 16,4
Nord-Ouest	0,25 (soit 14°)	0	10	1		

Tableau 1-11 : Paramètres de calcul du coefficient d'amplification topographique sur le site d'Armenia selon les règles PS92 (AFPS 2001). Pour le flanc nord-ouest, les distances a et b ne sont pas définies dans la mesure où il n'y a pas d'amplification topographique.

Dans le cas du versant de Las Colinas, les règles PS92 conduisent à un coefficient d'amplification topographique de 1,4 sur une zone de 30 à 50 m de long de part et d'autre du sommet. Dans ce cas, les valeurs obtenues semblent conformes aux observations de terrain (AFPS, 2001).

1.4.6.5. Travaux concernant le rôle des effets de site sur le déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques

Le rôle des effets de site sur le déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques est très largement documenté dans les travaux de Havenith et al. (2002 et 2003). Sur la base d'observations de terrain et de modélisations numériques du comportement dynamique de versants ayant donné lieu à des instabilités au Kirghizstan (Asie Centrale), Havenith et al. sont parvenus à relier les zones de glissement à des zones de fortes amplifications des mouvements sismiques. Ces amplifications sont essentiellement contrôlées par le piégeage des ondes sismiques dans les couches de surface de faibles vitesses sismiques. La figure 1-40 montre, à titre d'illustration, l'amplification des mouvements sismiques, la vitesse horizontale et le déplacement horizontal obtenus pour le glissement rocheux d'Ananevo dans le cas d'un signal sismique incident de type Ricker de forte amplitude et de fréquence centrale égale à 2 Hz. L'instabilité mise en évidence notamment sur le graphique du déplacement horizontal est corrélée avec une zone sous la crête de forte amplification des mouvements sismiques.

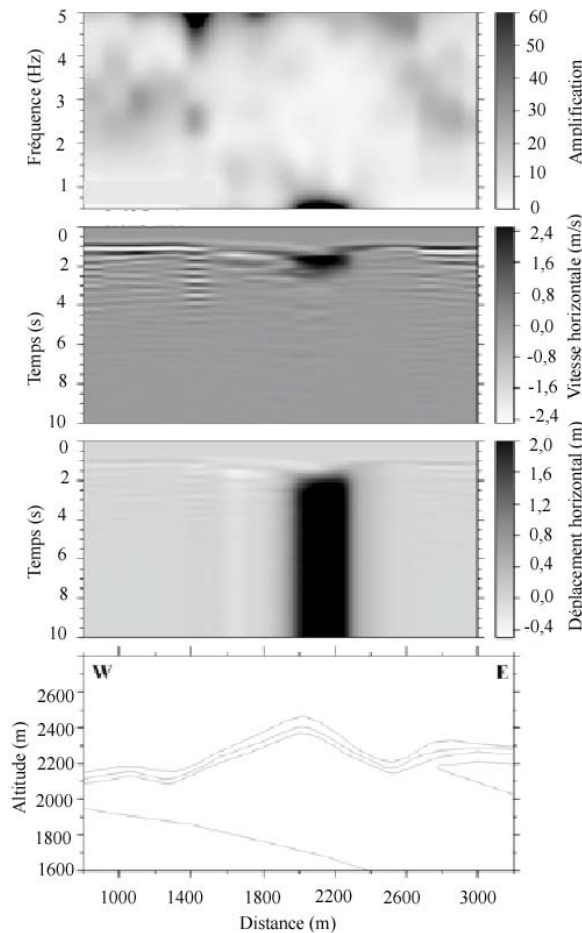


Figure 1-40 : Amplification des mouvements sismiques, vitesse horizontale et déplacement horizontal calculés pour le glissement rocheux d’Ananevo dans le cas d’un signal sismique incident de type Ricker de forte amplitude et de fréquence centrale égale à 2 Hz (Havenith, 2002).

Harp et al. (1981) ont étudié la répartition des chutes de blocs lors du séisme de 1976 au Guatemala : la plupart de ces instabilités se sont produites le long de versants de pente souvent supérieure à 50°. Harp et al. associent cette distribution à des mouvements forts au sommet des versants.

Harp et Jibson (2002) expliquent les fortes concentrations en chutes de blocs observées dans le Canyon Pacoima (Californie) durant les séismes de San Fernando en 1971 et de Northridge en 1994, par la présence, dans ces zones, de fortes amplifications résultant d’un effet de site topographique. Sépulveda et al. (2003) ont de même étudié la position des surfaces de rupture de plusieurs glissements générés par le séisme de Chi-Chi (Taiwan, 1999), notamment dans la vallée Tachia. Ils ont observé que la plupart des niches d’arrachement se trouvent au niveau de ruptures de pentes ou près de la crête des versants, ce qui suggère un certain contrôle de la topographie. Par ailleurs, une étude menée par Murphy et al. en 2002 et présentée dans les figures 1-41 à 1-43 montre que la plupart des mouvements de versant générés par le séisme de Chi-Chi se sont produits dans des versants dont la longueur L mesurée horizontalement est comparable à la longueur d’onde du signal sismique incident. En effet, si l’on considère que la vitesse des ondes de cisaillement est de l’ordre de 2400 m/s (Murphy et al., 2002) et que l’énergie principale du signal sismique incident est contenue dans la gamme de fréquences

8-12 Hz (figure 1-42), on en conclut que la longueur d'onde du signal sismique incident est comprise entre 200 et 300 m, ce qui correspond aux valeurs de L pour lesquelles des mouvements de versant ont réellement été observés (figure 1-43).

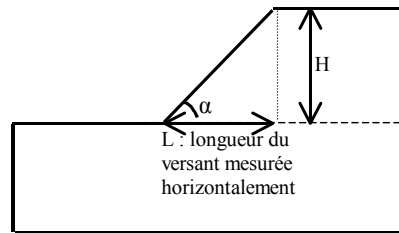


Figure 1-41 : Représentation schématique d'une pente avec identification de la longueur L de la facette mesurée horizontalement et de l'angle de la pente α .

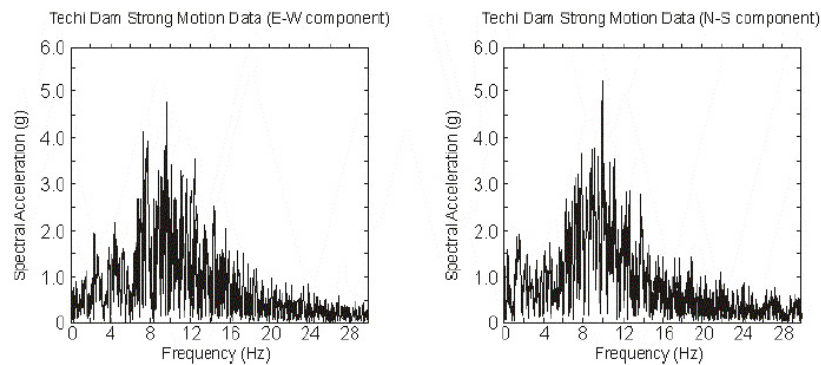


Figure 1-42 : Spectres d'accélération des composantes est-ouest (à gauche) et nord-sud (à droite) du mouvement sismique enregistré au réservoir Teché (Murphy et al., 2002).

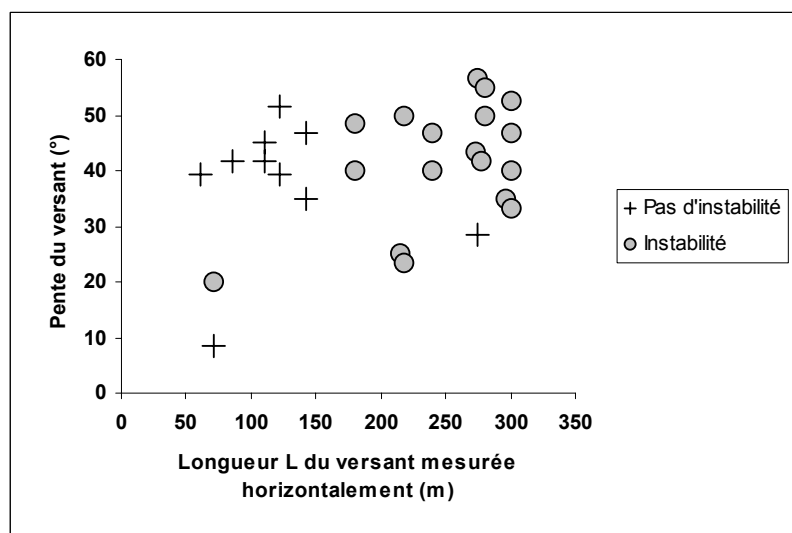


Figure 1-43 : Configurations topographiques qui conduisent à des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques (Murphy et al., 2002).

Le tableau 1-12 regroupe des exemples de mouvements de versant pour lesquels les effets de site sont supposés avoir joué un rôle prépondérant. D'une façon générale, on peut dire que la position des surfaces de rupture dans la partie supérieure des versants, zone où les amplifications des mouvements sismiques sont les plus fortes, suggère l'existence d'une corrélation entre les effets de site et le déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques.

Pays et année	Événement particulier	Géométrie et géologie du versant	Effet de site lithologique	Effet de site topographique	Référence
Kirghizstan 1911	<i>Glissement rocheux : Ananevo,</i>	Granites altérés	Amplification d'un facteur 2 à 5 sur les enregistrements.		Bogdanovich et al. 1914
Etats-Unis 1971				Amplification des mouvements résultant d'un effet de site topographique	Harp et Jibson, 2002
Guatemala 1976	Glissement désintégré en avalanche de débris : <i>Los Chocoyos</i>	Pentes raides de pierre ponce.		Rupture près de la crête.	Harp et al., 1981
Algérie 1980				Ruptures dans les parties supérieures des pentes	Durville et Méneroud, 1982
Equateur 1987	Chutes de blocs et glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Pentes raides formées de dépôts pyroclastiques		Ruptures dans la partie supérieure des versants	Tibaldi et al., 1995
Etats-Unis 1989	Chutes de blocs et glissements rocheux sur la côte	Pentes raides		Nombreuses ruptures en crête	Keefer et Manson, 1998
Kirghizstan 1992	Glissement de débris : <i>Suusamy</i>	350 m de haut. Pente moyenne de 34°. Arénites reposant sur des argiles silteuses	Amplification des mouvements dans les arénites		Havenith et al. 2000
Etats-Unis 1994				Amplification des mouvements	Harp et Jibson, 2002
Taïwan 1999				Niches d'arrachement localisées au niveau de ruptures de pentes ou près de la crête des versants	Sépulveda et al, 2003
Salvador 2001	<i>Las Colinas</i>	160 m de haut. Pente moyenne de 13°. Présence de Tierra Blanca	Enregistrement d'un PGV de 57 cm/s à proximité du site du glissement. Amplification liée à la présence de Tierra Blanca	Identification d'un effet de site topographique sur les rapports spectraux des spectres de Fourier	JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002

Tableau 1-12 : Exemples de mouvements de versant pour lesquels les effets de site sont supposés avoir jouer un rôle prépondérant.

1.4.7. Synthèse sur les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

L'analyse des mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador a permis d'évoquer les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques. Parmi les facteurs de prédisposition, la topographie et les caractéristiques géologiques / géotechniques du versant jouent un rôle essentiel. Ainsi, les versants hauts et/ou de forte pente et certains sols volcaniques peu ou mal consolidés sont particulièrement sensibles à l'action d'un séisme.

Parmi les facteurs déclenchants d'une instabilité de versant sous sollicitations dynamiques, nous retiendrons essentiellement :

- la diminution des propriétés mécaniques des matériaux sous l'action des vibrations sismiques ;
- les effets de site.

L'abondance des mouvements de versant lors des séismes de 2001 au Salvador est sans nul doute attribuable au comportement dynamique particulier de la Tierra Blanca. Ce sol, présent sur une grande partie du territoire salvadorien, est susceptible de subir une forte diminution de sa résistance au cisaillement sous l'effet de sollicitations dynamiques. Cette perte de résistance au cisaillement fragilise les versants. Par ailleurs, de nombreux enregistrements sismiques réalisés à proximité de zones ayant donné lieu à des glissements (Las Colinas par exemple) montrent que la Tierra Blanca est susceptible d'amplifier les mouvements sismiques. Cette observation associée au fait que la plupart des mouvements de versant se sont produits au niveau de crêtes, zones où les mouvements sismiques sont susceptibles d'être amplifiés par la topographie, renforce l'idée que les effets de site, à la fois lithologiques et topographiques, peuvent contribuer au déclenchement de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques.

L'existence d'une telle corrélation entre les effets de site et le déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques est ainsi communément admise, au moins au niveau des observations de terrain. **L'objectif de ce travail est donc l'étude, par la modélisation numérique, de cette corrélation.** Avant d'aborder cet aspect dans le chapitre 2, nous présentons dans le paragraphe suivant, les principales méthodes d'analyse de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques.

1.5. Méthodes d'analyse de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques

La stabilité des versants sous sollicitations dynamiques est couramment étudiée sous deux angles :

- celui de **l'observation et du suivi des déformations** qui repose sur l'analyse d'images satellites, des observations de terrain, l'instrumentation de zones instables reconnues ;
- celui **de la modélisation**. Sous ce terme sont regroupées à la fois les méthodes simplifiées du type méthodes à l'équilibre limite et les méthodes numériques plus complexes du type méthodes par différences ou par éléments finis.

Chacune de ces approches peut être caractérisée par son échelle d'analyse. Alors que la modélisation permet essentiellement de mener des études à l'échelle d'un versant, échelle locale, l'observation permet une analyse à plus grande échelle.

1.5.1. Méthodes reposant sur des observations

Ces techniques ont déjà été en partie évoquées lors de la présentation des bases de données mondiales et régionales (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999 ; Hancox et al., 2002 ; Bommer et Rodriguez, 2002), qui reposent essentiellement sur des observations de terrain (paragraphe 1.3). Les bases de données permettent une vision globale du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques ainsi que :

- une première identification des facteurs de prédisposition et des facteurs déclenchants d'une instabilité ;
- la définition de corrélations entre les caractéristiques des mouvements de versant et celles des séismes.

La connaissance des facteurs de prédisposition et des facteurs déclenchants et une analyse détaillée de leur importance relative sur la stabilité des versants sont à la base de la cartographie des zones de plus forte susceptibilité au phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques. Cette cartographie est aujourd'hui essentiellement menée par l'intermédiaire des Systèmes d'Information Géographique (SIG). Les SIG permettent la superposition, sur un même document, d'une multitude d'informations cartographiques que sont :

- la topographie des versants, souvent analysée sur la base de Modèles Numériques de Terrain (MNT) ;
- la géologie des versants ;
- les propriétés mécaniques des matériaux ;
- les données hydrogéologiques ;
- la sismicité ;
- la distribution des mouvements de versant existants ;
- des indications sur les taux de déformation des masses de sols ou de roches au niveau de ces mouvements de versant anciens.

L'étude de chacun de ces facteurs de prédisposition/déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques, de leur importance relative sur la stabilité des versants et de leur répartition spatiale, couplée à une modélisation numérique même simple, permet de définir des cartes d'aléa "mouvement de versant sous sollicitations dynamiques", déterministes ou probabilistes. Dans une carte d'aléa déterministe, l'espace est divisé en deux ensembles distincts, les zones stables et les zones instables, alors que dans une carte d'aléa probabiliste, chacune des zones est caractérisée par une probabilité de rupture. Cette technique bien que très prometteuse présente une limite majeure : sa fiabilité repose sur la définition du ou des "critère(s)" d'instabilité ainsi que sur la quantité de données cartographiques disponibles.

On peut ajouter, par ailleurs, que les méthodes basées sur des observations ne permettent pas toujours de répondre au problème posé : par exemple, elles ne permettent pas de dire quelle est la stabilité d'une pente donnée.

1.5.2. Méthodes reposant sur la modélisation

Trois types de méthodes permettent d'évaluer la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques. Il s'agit :

- de la **méthode pseudo-statique** connue sous le nom de méthode de Terzaghi (1960)
- de la **méthode en déplacements** connue sous le nom de méthode de Newmark (1965)
- des **méthodes de calcul en déformations**, par différences finies, par éléments finis, par éléments frontières, par éléments distincts ...

1.5.2.1. Méthode pseudo-statique

Cette méthode consiste à représenter la sollicitation dynamique sous la forme d'une force volumique $\vec{I}$, de module proportionnel au poids du volume potentiellement instable, par l'intermédiaire d'un coefficient pseudo-statique k (figure 1-44). La stabilité est alors évaluée par un coefficient de sécurité dit coefficient de sécurité pseudo-statique ou dynamique (F_{dyn}) en utilisant les mêmes méthodes de calcul que dans le cas statique mais en tenant compte, dans le calcul, de cette force de volume supplémentaire. Quand F_{dyn} est inférieur ou égal à 1, la pente est déclarée instable.

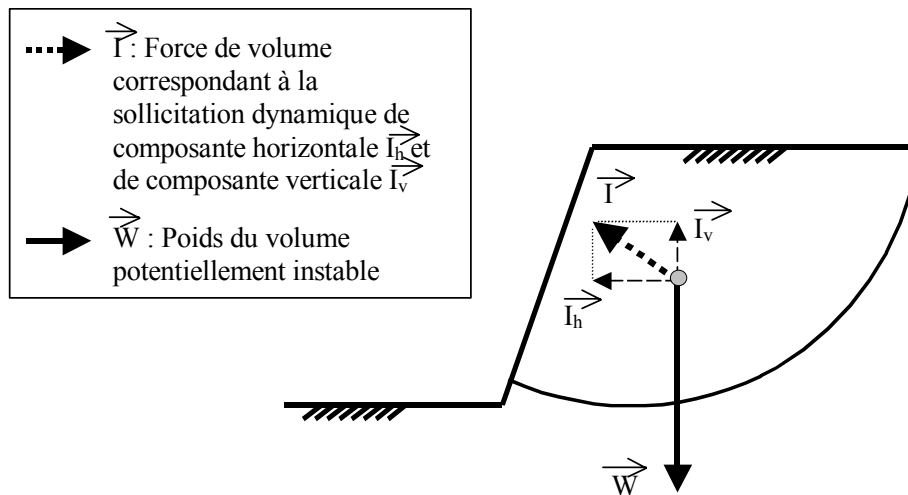


Figure 1-44 : Méthode pseudo-statique.

- Principales limites de la méthode pseudo-statique

Peu coûteuse et facile à mettre en oeuvre, cette méthode présente néanmoins un certain nombre de limites qui conduisent généralement à sous-estimer le coefficient de sécurité de la pente :

- d'après cette méthode, $F_{\text{dyn}} \leq 1$ correspond à une instabilité. Cependant, compte tenu du caractère dynamique d'une secousse sismique, il est possible qu'au cours du chargement cyclique imposé par le séisme, F_{dyn} soit inférieur à 1 pendant un court instant sans pour autant qu'il y ait rupture.
- de plus, le versant est considéré comme un bloc rigide. Ceci suppose qu'à un instant donné, tous les points de ce versant subissent la même force d'inertie, hypothèse qui va à l'encontre des phénomènes d'effets de site.
- enfin, la fiabilité de cette méthode repose sur le choix du coefficient pseudo-statique k . La réglementation parasismique PS92 définit les coefficients pseudo-statiques horizontal et vertical à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes.

La détermination de ces coefficients repose sur la caractérisation du site de glissement potentiel, en termes de nature et d'épaisseur de la couche de sol. Le tableau 1-13 donne les différentes classes de sols : par exemple, un sol de classe "a" présente une meilleure résistance qu'un sol de classe "c".

Classe	Description
Rocher	Rocher sain
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 ...

Tableau 1-13 : Classes de sols selon les règles PS92.

Le tableau 1-14 donne les différents types de site en fonction de l'épaisseur de la couche de sol : S_0 représente un site rocheux et S_3 un site de moyenne à faible résistance et d'épaisseur supérieure à 10 m pour un sol "c" et 50 m pour un sol "b".

Epaisseur	Classe	Site
$h < 15 \text{ m}$	Rocher a	S_0 S_0
$h > 15 \text{ m}$ $h < 15 \text{ m}$	a b	S_1 S_1
$15 \text{ m} < h < 50 \text{ m}$ $h < 10 \text{ m}$	b c	S_2 S_2
$h > 50 \text{ m}$ $10 \text{ m} < h < 100 \text{ m}$	b c	S_3 S_3

Tableau 1-14 : Type de site classé en fonction de l'épaisseur de la couche de sol (PS92).

La détermination des coefficients pseudo-statiques nécessite également la connaissance de l'accélération nominale a_N du site. Il s'agit de l'accélération de pic enregistrée en surface d'un site rocheux. En l'absence de mesure, les valeurs de a_N sont évaluées en fonction de la zone de sismicité du site considéré et de l'ouvrage menacé dont la classe est la plus élevée. Les zones de sismicité sont définies, pour la France, par la carte de zonage sismique de la figure 1-45. Cette carte est en cours de réévaluation.

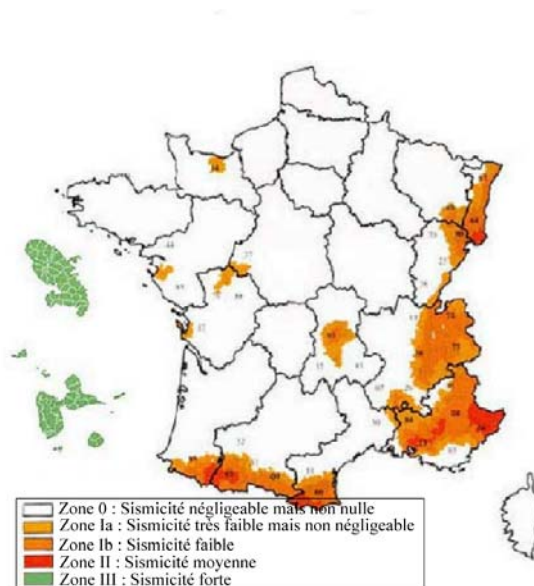


Figure 1-45 : Découpage cantonal au 1er janvier 1989 (décret n° 91-461 du 14 mai 1991)

Les quatre classes d'ouvrages sont détaillées ci-dessous, pour les ouvrages à risque normal :

- ouvrages de **classe A** : ouvrages dont la défaillance ne présente qu'un risque minime pour les personnes ou l'activité économique ;
- ouvrages de **classe B** : ouvrages offrant un risque dit "courant" pour les personnes ;
- ouvrages de **classe C** : établissements d'enseignement, stades, salles de spectacles, halls de voyageurs, musées, centres de production et de distribution d'énergie ;
- ouvrages de **classe D** : hôpitaux, casernes, garages d'ambulances, dépôts de matériel de lutte contre les incendies, musées ou bibliothèques abritant des œuvres majeures ...

On obtient ainsi les valeurs de a_N données dans le tableau 1-15. Tout ceci permet de définir les coefficients pseudo-statiques horizontal et vertical à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes (tableau 1-16). Pour un site rocheux, le coefficient pseudo-statique horizontal est égal à $\frac{a_N}{g}$. Pour tous les autres sites (S_1 , S_2 et S_3), le coefficient pseudo-statique horizontal s'obtient en minorant de 40 à 50 % l'accélération nominale. Cette minoration tient compte de l'apparition de déformations non négligeables dans les sols avant rupture. Ainsi, pour un sol de classe "b", plus l'épaisseur de la couche de sol augmente, plus le coefficient pseudo-statique diminue. Cette classification des sites ne tient donc absolument pas compte des amplifications considérables qui peuvent se produire dans les sols du fait du piégeage de l'énergie sismique (effets de site). Cette incohérence devrait être corrigée dans l'Eurocode 8.

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

Tableau 1-15 : Accélération nominale (m/s^2) en fonction de la zone de sismicité et de la classe de l'ouvrage (PS92).

Site	k_H	k_V
S_1	$0,5 a_N / g$	$0,3 k_H$
S_2	$0,45 a_N / g$	
S_3	$0,40 a_N / g$	

Tableau 1-16 : Coefficients pseudo-statiques à prendre en compte dans un calcul de stabilité des pentes en fonction du site considéré (PS92).

En dehors des codes parasismiques nationaux, certains auteurs proposent des valeurs de coefficients pseudo-statiques qui reposent sur la magnitude, la distance épacentrale et la nature du sol. A titre d'exemple, on présente, dans le tableau 1-17, les valeurs proposées par Helle en 1983.

Magnitude	Distance épacentrale (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

Tableau 1-17 : Coefficients pseudo-statiques en fonction de la magnitude, de la distance épacentrale et de la nature du sous-sol (Helle, 1983).

1.5.2.2. Méthode en déplacements de Newmark (1965)

Cette méthode consiste à calculer le déplacement induit de la masse potentiellement instable supposée rigide lorsque l'accélération dépasse une valeur critique K_c correspondant à l'équilibre limite ($F_{dyn} = 1$). Le déplacement cumulé est obtenu par double intégration de l'accélération chaque fois que celle-ci présente une valeur supérieure à l'accélération critique K_c . La figure 1-46 présente une illustration de cette méthode.

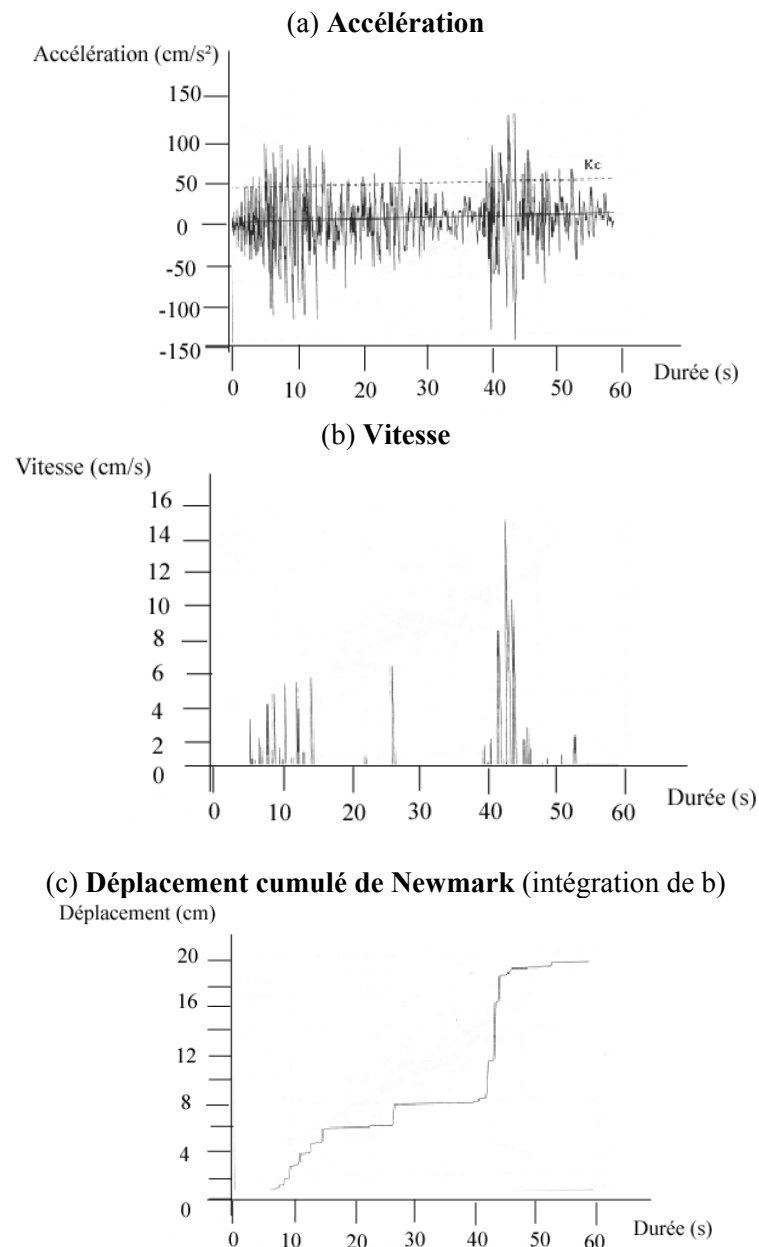


Figure 1-46 : Méthode de Newmark. Chaque fois que l'accélération est supérieure à K_c , on l'intègre par rapport au temps pour obtenir la vitesse (b), puis le déplacement cumulé de Newmark (c).

Le déplacement ainsi calculé (ici 20 cm) est comparé à un déplacement critique, déplacement limite au-delà duquel des ruptures irréversibles se produisent dans le versant. La valeur de ce déplacement critique est liée au comportement rhéologique des sols/roches. Les sols/roches

présentant un comportement fragile ont une valeur de déplacement critique plus faible que les sols/roches plus ductiles capables donc de supporter de plus grandes déformations avant rupture.

- Limites de la méthode en déplacements de Newmark

Cette méthode repose sur un certain nombre d'hypothèses simplificatrices :

- la masse qui glisse est considérée comme un bloc rigide et homogène. Ainsi, les forces d'inertie générées lors du séisme sont, à tout instant, identiques pour l'ensemble du talus, ce qui va à l'encontre du phénomène d'effet de site. Bien que cette méthode ne soit théoriquement applicable qu'aux glissements présentant une structure de bloc rigide, elle peut donner des résultats intéressants dans le cas où cette condition n'est pas remplie (Jibson et al., 1998).
- la résistance au cisaillement du matériau est supposée constante en statique et en dynamique. Or, nous avons rappelé dans le paragraphe 1.4.6 que de nombreux sols sont susceptibles de subir une forte diminution de leurs paramètres de résistance au cisaillement sous l'effet d'un séisme. Cette diminution n'est donc pas prise en compte par la méthode en déplacements de Newmark.

Pour palier certaines de ces limites, Vanbrabant (1998) propose d'intégrer, dans une méthode de type Newmark, la variabilité des accélérations sismiques au sein du versant. Dans cette méthode facile à mettre en œuvre, l'évaluation des accélérations en tout point du versant ne tient compte que des phénomènes de réflexion d'ondes sur la topographie. Comme nous le verrons par la suite, le fait de négliger les ondes diffractées et les ondes de surface ne permet pas d'appréhender de façon complète l'amplitude des mouvements sismiques au sein du versant.

Plus récemment, Havenith (2002) propose d'inclure les effets de site lithologiques dans l'évaluation des déplacements de Newmark. Cette méthode, présentée dans la figure 1-47, repose sur les six étapes suivantes :

- étape 1 : définition des paramètres mécaniques des différentes couches du site d'étude considéré (a). Il s'agit notamment de définir l'épaisseur des différentes couches, leur densité et les vitesses de propagation des ondes SV.
- étape 2 : sur la base de ces données, modélisation de la fonction de transfert 1D de la colonne de sol représentative de la zone de glissement potentiel (b) ;
- étape 3 : convolution d'un sismogramme enregistré en un site rocheux par la fonction de transfert 1D de la colonne de sol (c) ;
- étape 4 : calcul de l'accélération critique du versant ;
- étape 5 : soustraction de l'accélération critique de l'accélérogramme résultant de l'étape 3 ;
- étape 6 : double intégration par rapport au temps de cet accélérogramme. On obtient un déplacement de Newmark qui intègre les effets de site (f).

L'étude menée par Havenith (2002) sur le versant de Suusamyrlau au Kirghizstan a démontré l'apport d'une telle méthode. Alors que les déplacements obtenus par la méthode classique de Newmark sont de l'ordre de 0,06 m (d), la méthode proposée permet d'obtenir des déplacements dix fois supérieurs (f), plus en accord avec les observations de terrain.

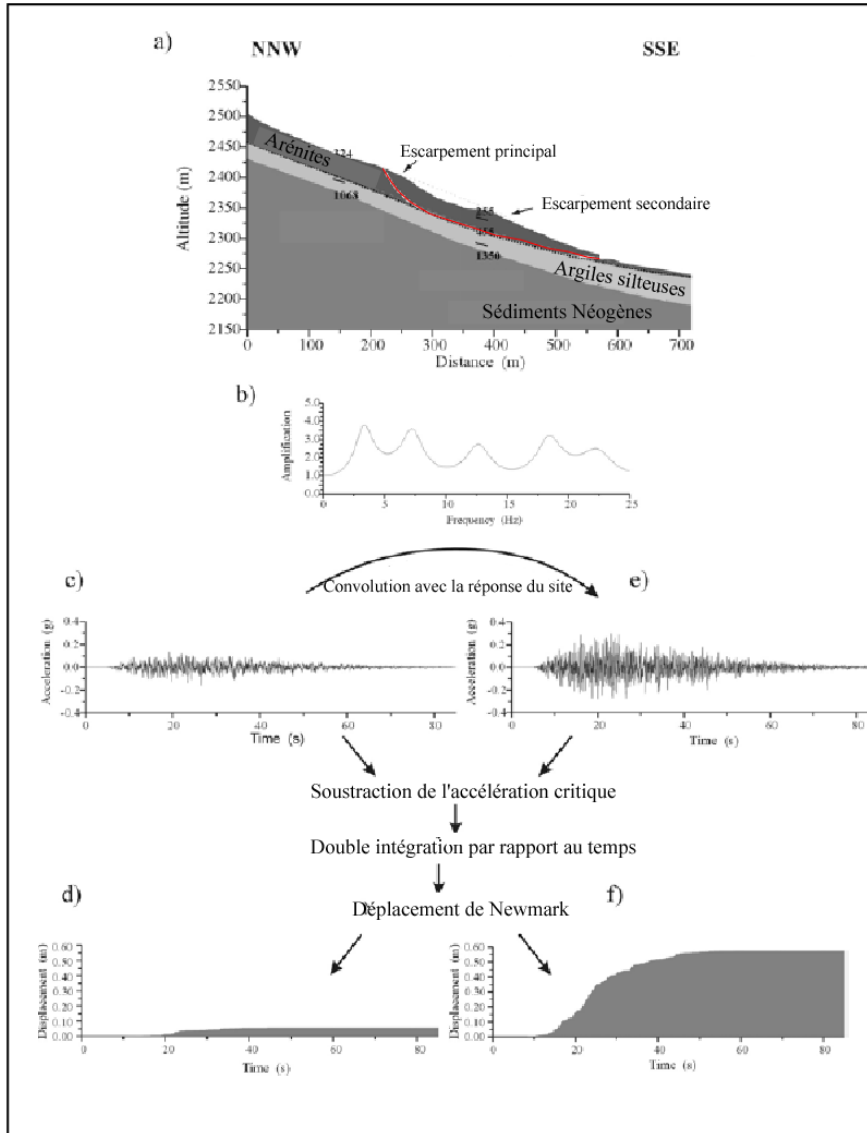


Figure 1-47 : Modifications apportées par Havenith (2002) à la méthode de Newmark pour prendre en compte les effets de site lithologiques. a) configurations topographiques et lithologiques du site d'étude ; b) fonction de transfert 1D de la colonne de sol représentative de la zone de glissement potentiel ; c) accélérogramme au rocher ; d) déplacement de Newmark calculé sans prendre en compte les effets de site lithologiques ; e) accélérogramme au rocher convolué par la fonction de transfert 1D et f) déplacement de Newmark calculé en prenant en compte les effets de site lithologiques.

1.5.2.3. Méthodes de calcul en déformations, par différences ou par éléments finis

Ces méthodes permettent de simuler le comportement dynamique de structures composées de sols ou de roches. Leur principal avantage sur les techniques exposées dans les paragraphes 1.5.2.1 et 1.5.2.2 est leur capacité à prendre en compte la variabilité spatiale et temporelle des accélérations au sein du versant, autrement dit, les effets de site. La présentation du code de calcul par différences finies FLAC permettra de décrire le fonctionnement de ce type de méthode (chapitre 2).

1.5.3. Synthèse sur les méthodes d'analyse de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques

Les avancées dans les domaines de l'observation par satellite, de la cartographie et de l'informatique fournissent aux scientifiques de nombreux outils permettant l'analyse des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques : images satellites, SIG, méthodes numériques ... Néanmoins, le coût élevé de certaines de ces méthodes et les connaissances techniques requises pour leur utilisation font que les méthodes plus traditionnelles, méthode pseudo-statique et méthode en déplacements de Newmark, sont encore largement utilisées. Aujourd'hui, les limites de ces méthodes et notamment leur incapacité à prendre en compte les phénomènes d'effets de site supposés responsables du déclenchement de nombreux mouvements de versant à travers le monde, ne font plus aucun doute. L'objectif de ce travail est donc de présenter une approche plus rigoureuse du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques. Celle-ci repose sur des modélisations numériques réalisées à l'aide du code de calcul par différences finies FLAC.

CHAPITRE 2

MODELISATION NUMERIQUE DE LA STABILITE SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES DE VERSANTS DE CONFIGURATIONS GEOLOGIQUES ET TOPOGRAPHIQUES SIMPLES

Compte tenu de la complexité des phénomènes mis en jeu lors du déclenchement d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques, nous avons opté pour une approche progressive du phénomène.

Dans un premier temps, une étude d'effets de site puis de stabilité des pentes a été menée sur des versants de configurations géologiques et topographiques volontairement simples dans l'objectif de définir les paramètres qui contrôlent :

- le déclenchement d'une instabilité ;
- ses caractéristiques.

La relative simplicité des configurations étudiées a permis de réaliser une étude paramétrique sur de multiples paramètres (hauteur et pente du versant, épaisseur de la couche de surface, fréquence et amplitude du signal sismique incident) et donc d'acquérir une meilleure compréhension des mécanismes de déstabilisation d'un versant.

Dans un deuxième temps, une étude plus réaliste de deux cas réels de versants au Salvador et au Kirghizstan a été menée (chapitre 3). Les effets de site et la stabilité de ces versants ont été évalués. La comparaison des résultats des simulations numériques avec les observations de terrain a permis de valider certaines des conclusions établies dans le chapitre 2.

2.1. Présentation du logiciel FLAC

Le code de calcul par différences finies FLAC 2D (Fast Lagrangian Analysis of Continua), créé par la société Itasca en 1986, permet de simuler le comportement dynamique de structures 2D composées de sols ou de roches.

Que le problème à résoudre soit de nature statique ou dynamique, les équations du mouvement dynamique sont incluses dans la formulation. Ceci permet entre autres de s'assurer que la procédure numérique est stable même lorsque le système physique modélisé est instable. Dans le cas de matériaux non linéaires par exemple, des instabilités physiques peuvent survenir (rupture soudaine d'une pente par exemple). Dans le monde physique, une partie de l'énergie de déformation accumulée par le système est convertie en énergie cinétique qui se propage ensuite à partir de la source puis se dissipe. Le logiciel FLAC reproduit directement ce phénomène en introduisant des termes d'inertie dans la formulation. Un

algorithme de résolution “statique” qui n’inclut pas ces termes d’inertie doit utiliser une procédure numérique pour modéliser les instabilités physiques. Même si cette procédure supprime effectivement les instabilités numériques, le chemin de contraintes et de déformations suivi n’est pas forcément réaliste.

Lors d’un calcul avec le logiciel FLAC, les équations du mouvement sont tout d’abord utilisées pour calculer de nouvelles vitesses et donc de nouveaux déplacements à partir des contraintes et des forces en jeu. Les taux de déformation sont ensuite déduits des vitesses et la loi de comportement est utilisée pour déduire de nouvelles contraintes et forces des taux de déformation. Toute cette séquence de calcul représente un cycle de calcul. Le principe fondamental de la résolution explicite utilisée dans le logiciel FLAC est que chaque étape de la séquence de calcul décrite ci-dessus remet à jour toutes les variables qu’elle doit traiter à partir des valeurs connues qui restent fixées durant les calculs de cette étape. Par exemple, lorsque de nouvelles contraintes sont calculées dans chaque élément à partir des vitesses calculées à l’étape précédente, les vitesses restent bloquées durant cette étape, ce qui signifie que les nouvelles contraintes n’affectent pas les vitesses. Cette hypothèse est justifiée tant que le pas de temps choisi est assez petit pour que l’information ne puisse pas passer d’un élément à l’autre au cours de cet intervalle de temps. Lors d’un pas de temps, des éléments voisins ne peuvent donc pas s’influencer. Naturellement, les perturbations peuvent se propager dans le modèle en plusieurs cycles de calcul à la vitesse que met l’information à se propager physiquement.

Contrairement à la méthode explicite, dans une méthode implicite, chaque élément communique avec chaque autre élément pendant un pas de calcul : il est donc nécessaire d’itérer avant de satisfaire à la fois les équations d’équilibre et de compatibilité. L’inconvénient majeur de la méthode explicite est la condition sur le pas de temps : lorsque ce dernier est très petit, il peut être nécessaire d’effectuer un grand nombre de pas avant d’arriver à la solution statique. De ce fait, la méthode explicite est beaucoup plus compétitive pour la résolution de problèmes non linéaires que pour la résolution de problèmes linéaires.

La figure 2-1 décrit les différentes étapes d’un calcul dynamique. Chacune de ces étapes est brièvement présentée dans les paragraphes suivants.

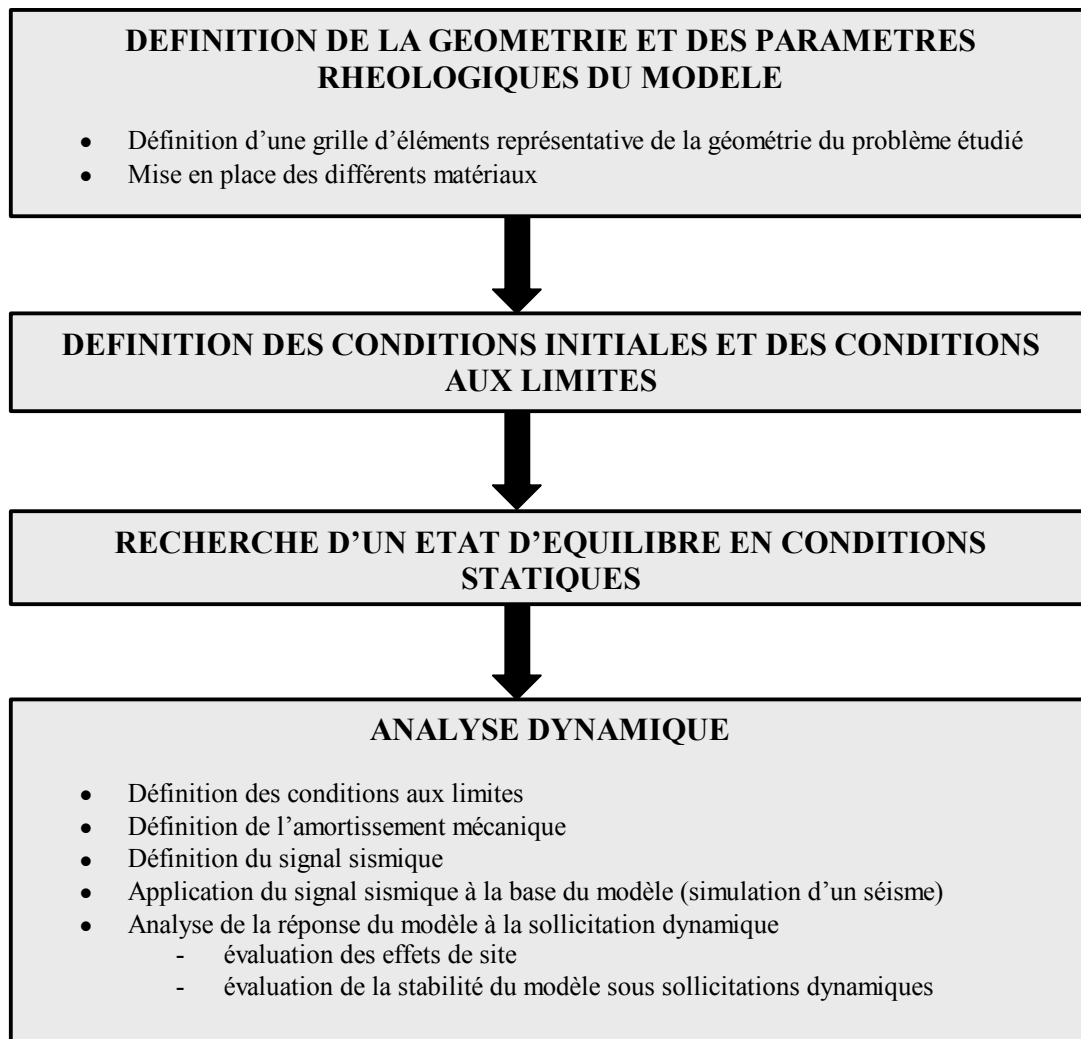


Figure 2-1 : Les différentes étapes d'un calcul dynamique avec le logiciel FLAC.

2.1.1. Définition de la géométrie et des paramètres rhéologiques du modèle

2.1.1.1. Définition d'une grille d'éléments représentative de la géométrie du problème étudié

La première étape d'une modélisation numérique consiste à définir la grille du modèle : celle-ci, association de multiples éléments ou zones, est ajustée à la géométrie du problème étudié.

A tout instant d'un calcul FLAC, chaque élément est caractérisé par une valeur unique de déformation. Lorsque le gradient de déformations résultant des conditions initiales et des conditions aux limites est grand, on doit donc utiliser un grand nombre d'éléments de petite taille pour représenter cette distribution. Par exemple, pour qu'une bande de cisaillement puisse être identifiée par le logiciel FLAC, il faut en général qu'elle comporte au moins trois éléments.

Par ailleurs, dans un calcul dynamique par différences finies, des distorsions numériques sont susceptibles de se produire lors de la propagation des ondes sismiques dans le modèle si le maillage n'est pas défini de façon à propager correctement toutes les fréquences du signal

sismique incident. Ainsi, la taille des éléments Δl doit respecter la condition : $\Delta l < \frac{\lambda}{10}$ soit $\Delta l < \frac{Vs}{10 * freq}$ où λ représente la longueur d'onde associée à la plus haute fréquence $freq$ du signal sismique incident et Vs la vitesse de propagation des ondes de cisaillement (Kuhlemeyer et Lysmer, 1973). Pour un modèle dont la vitesse des ondes de cisaillement Vs est égale à 250 m/s, la taille maximale des éléments est égale à :

- 25 m lorsque la fréquence maximale du signal sismique incident est de 1 Hz ;
- 5 m lorsque la fréquence maximale du signal sismique incident est de 5 Hz. Dans ce dernier cas, le nombre d'éléments requis pour représenter un modèle de dimensions données est a priori 25 fois plus grand que dans le cas précédent, ce qui a pour conséquence une augmentation importante des temps de calcul.

2.1.1.2. Mise en place des différents matériaux

Une fois la géométrie du modèle définie, les différents matériaux géologiques peuvent être mis en place. Le logiciel FLAC propose plusieurs modèles rhéologiques dont :

- un modèle élastique ;
- des modèles élasto-plastiques (parfait, radoucissant ou durcissant).

Le modèle élastique, caractérisé par des déformations réversibles, est défini par trois paramètres :

- la masse volumique ρ ;
- le module de cisaillement $G = \frac{E}{2*(1+\nu)}$ où E représente le module de Young et ν le coefficient de Poisson ;
- le module de compressibilité $K = \frac{E}{3*(1-2*\nu)}$.

Rappelons que les relations suivantes relient ces paramètres aux vitesses de propagation des ondes de cisaillement (Vs) et de compression (Vp) :

$$Vs = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{et} \quad Vp = \sqrt{\frac{(K + \frac{4}{3}G)}{\rho}}$$

Les modèles élasto-plastiques autorisent le développement de déformations irréversibles, ces dernières pouvant entraîner une rupture dans le versant. Le critère de rupture le plus couramment utilisé est celui de Mohr-Coulomb pour lequel la courbe intrinsèque est la droite de Mohr-Coulomb définie par sa pente (tangente de l'angle de frottement interne ϕ), son ordonnée à l'origine (cohésion C) et la résistance en traction. Le logiciel FLAC propose également un modèle de comportement dit "modèle élasto-plastique radoucissant" qui permet de tenir compte d'une diminution des paramètres de résistance au cisaillement des matériaux au fur et à mesure que se développent les déformations plastiques. Ce modèle de comportement ainsi que le modèle de Mohr-Coulomb dit "classique" sont présentés dans la figure 2-2.

Les paramètres qui caractérisent le modèle élasto-plastique radoucissant sont les suivants :

- la masse volumique ρ ;
- le module de cisaillement G ;
- le module de compressibilité K ;
- la cohésion de pic C ;
- l'angle de frottement interne de pic φ ;
- les courbes de décroissance de C et de φ en fonction des déformations plastiques ;
- la résistance à la traction. Cette dernière est considérée nulle dans toutes les modélisations réalisées dans ce travail.

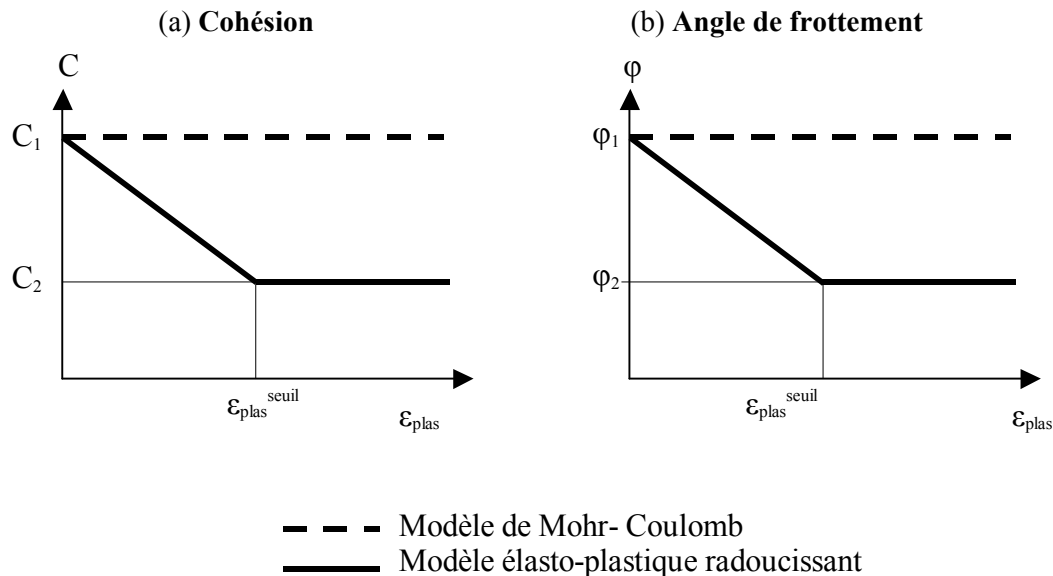


Figure 2-2 : Courbes de décroissance de la cohésion C (a) et de l'angle de frottement interne φ (b) en fonction des déformations plastiques. C_1 et C_2 sont les valeurs de pic et résiduelles de la cohésion. φ_1 et φ_2 sont les valeurs de pic et résiduelles de l'angle de frottement interne.

2.1.2. Définition des conditions initiales et des conditions aux limites

Les modèles numériques analysés, nécessairement d'extension finie, doivent refléter des massifs réels théoriquement infinis. Pour parvenir à ce résultat, il convient de recréer, sur les limites de ces modèles, l'effet des terrains qui s'étendent au-delà des régions simulées.

La définition des conditions aux limites d'un modèle, phase obligatoire dans la construction d'une grille FLAC, consiste généralement à imposer, le long des frontières latérales du modèle et de sa base, des déplacements ou des contraintes nuls dans l'une, l'autre ou les deux directions de l'espace. Les contraintes initiales sont :

- soit imposées par l'utilisateur dans le cas où l'état de contrainte avant séisme est connu ;
- soit calculées par le logiciel FLAC dans le cas contraire. Les contraintes initiales ainsi calculées ne résultent que de l'application de la gravité et des conditions aux limites du modèle.

2.1.3. Recherche d'un état d'équilibre en conditions statiques

Une fois les conditions aux limites et les contraintes initiales définies, le logiciel FLAC s'assure que le système est à l'équilibre ou calcule un état d'équilibre en fonction des données d'entrée, étape préliminaire indispensable à tout calcul dynamique.

2.1.4. Analyse dynamique

2.1.4.1. Définition des conditions aux limites

La grille étant par définition d'extension finie, il faut éviter que les limites du système ne réfléchissent de l'énergie à l'intérieur du modèle. Une première solution consiste à éloigner de manière importante les limites du modèle de la zone d'intérêt. Cette solution est peu satisfaisante dans la mesure où elle conduit à prendre des grilles de tailles importantes, ce qui a pour conséquence une augmentation des temps de calcul. Le logiciel FLAC propose donc une alternative qui consiste à appliquer, au niveau des limites latérales et de la base du modèle, des conditions aux limites absorbantes de type "quiet boundaries" ou "free field" (Itasca, 2000).

Les conditions aux limites absorbantes de type "quiet boundaries" sont appliquées dans les directions x et y le long de la base du modèle. Elles absorbent parfaitement l'énergie des ondes qui approchent la limite avec un angle d'incidence supérieur à 30°. Pour les angles d'incidence plus faible, l'absorption existe mais elle n'est pas parfaite. Ce type de condition aux limites n'est en toute rigueur pas applicable aux limites latérales du modèle lorsque le signal sismique est appliqué à la base de ce dernier. Dans ce cas, des conditions aux limites absorbantes de type "free field" sont appliquées le long des limites latérales du modèle. Elles permettent de simuler le mouvement en champ libre qui se produirait dans un demi-massif infini : les ondes secondaires éventuellement générées par la structure du modèle et intersectant les limites latérales du système sont donc proprement absorbées. Ce type de condition aux limites absorbante ne s'applique qu'aux limites latérales du modèle, à condition que celles-ci soient verticales.

2.1.4.2. Définition de l'amortissement mécanique

Dans les systèmes dynamiques naturels, les frottements internes entraînent une dissipation partielle de l'énergie de vibration, ce qui permet aux systèmes de ne pas osciller indéfiniment après avoir été soumis à une sollicitation dynamique. Dans la plupart des matériaux géologiques, l'amortissement naturel est de l'ordre de 2 à 5 % de l'amortissement critique. Toutefois, dans un matériau présentant un modèle rhéologique élasto-plastique, une quantité considérable d'énergie peut être dissipée durant l'écoulement plastique. Dans ce cas, seul un faible amortissement supplémentaire est requis.

Le logiciel FLAC propose un amortissement de type Rayleigh qui permet une dissipation d'énergie approximativement indépendante de la fréquence comme cela est le cas dans les sols et les roches. L'amortissement de Rayleigh repose sur les deux paramètres suivants :

- la **fréquence propre du système**, fréquence d'oscillation des déplacements verticaux lorsque le modèle n'est soumis qu'à l'action de la gravité. Elle définit le domaine de validité de l'amortissement qui s'étend sur le tiers central du spectre de fréquences.
- le **taux d'amortissement**, défini en pourcentage de l'amortissement critique. Le taux d'amortissement retenu pour l'ensemble des modélisations présentées dans ce travail est égal à 0,5 % de l'amortissement critique.

2.1.4.3. Définition du signal sismique

La sollicitation dynamique, accélérogramme réel ou synthétique, s'applique soit aux limites du système, simulation d'un séisme soit au cœur du maillage, simulation de tirs d'explosifs. Dans ce travail, le signal sismique est appliqué à la base des différents modèles sous forme d'une onde SV.

2.1.4.4. Application du signal sismique à la base du modèle (simulation d'un séisme)

Dans le logiciel FLAC, le signal sismique reproduisant la sollicitation dynamique peut être introduit sous différentes formes :

- sous forme d'un signal en accélération ;
- sous forme d'un signal en vitesse ;
- sous forme d'un signal en contrainte.

Du fait de la présence de conditions aux limites absorbantes sur la base du modèle, le signal sismique doit être appliqué sous forme d'un signal en contrainte. Les relations suivantes permettent de relier les vitesses particulières normale (v_n) et tangentielle (v_s) aux contraintes normale (σ_n) et tangentielle (σ_s) :

$$\sigma_n = 2 * \rho * V_p * v_n$$

$$\sigma_s = 2 * \rho * V_s * v_s$$

où ρ représente la masse volumique et V_p , V_s les vitesses de propagation des ondes de compression et de cisaillement.

Lorsque le signal sismique est introduit sous forme d'un signal en contrainte ou en vitesse, le signal sismique en accélération s'obtient en dérivant le signal sismique en vitesse. Dans le cas d'un signal sismique Ricker défini par sa vitesse $f(t) = A * [1 - 2 * g(t, f)] * e^{-g(t, f)}$ où A représente l'amplitude du signal sismique en vitesse et $g(t, f)$ une fonction qui dépend à la fois du temps t et de la fréquence centrale f de ce signal sismique, la figure 2-3 montre que les contenus fréquentiels des signaux sismiques en vitesse (pointillés) et en accélération (trait plein et croix) sont différents. Le tableau 2-1 donne la correspondance entre les fréquences centrales des signaux sismiques en vitesse et en accélération.

Dans la suite de ce travail, l'expression "fréquence centrale" employée pour le signal sismique Ricker fera référence à la fréquence centrale du signal sismique en **accélération**.

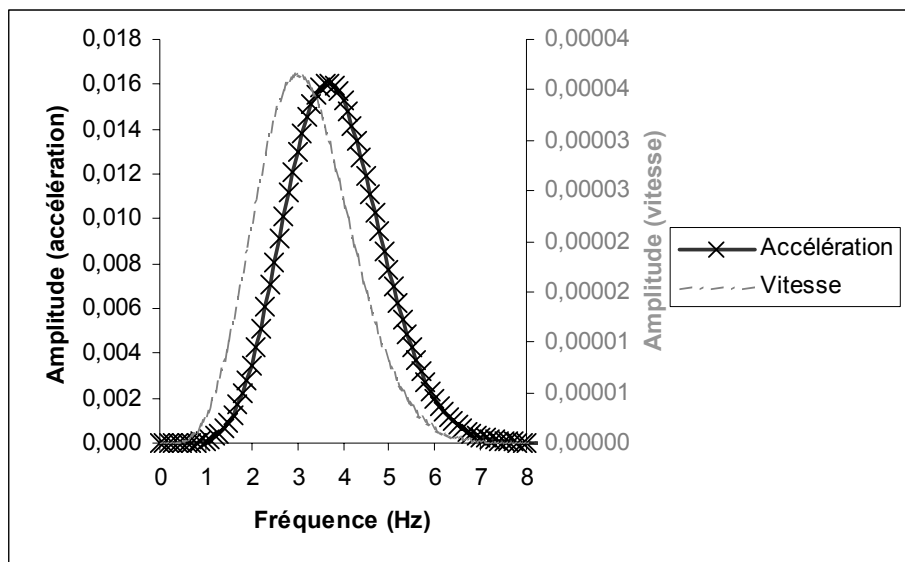


Figure 2-3 : Contenus fréquentiels d'un signal sismique Ricker en vitesse et en accélération. La fréquence centrale du signal sismique en vitesse est égale à 3 Hz.

Fréquence centrale du signal sismique en vitesse (Hz)	Fréquence centrale du signal sismique en accélération (Hz)
1	1,2
2	2,4
3	3,7
4	4,9
5	6,1
6	7,3

Tableau 2-1 : Correspondance entre les fréquences centrales des signaux sismiques Ricker en vitesse et en accélération.

2.1.4.5. Analyse de la réponse du modèle à la sollicitation dynamique

Dans ce travail, la réponse des différents modèles à une sollicitation dynamique a été analysée sous les deux angles suivants :

- les **effets de site** ;
- la **stabilité des pentes**.

- Evaluation des effets de site

On définit **l'amplification maximale de l'accélération horizontale** en un point donné du relief, dans le domaine temporel, par le rapport entre l'accélération horizontale maximale enregistrée au point d'étude et l'accélération horizontale maximale enregistrée au rocher (figure 2-4). Le rocher est un site horizontal en surface au niveau duquel les effets de site sont supposés inexistants (site de référence).

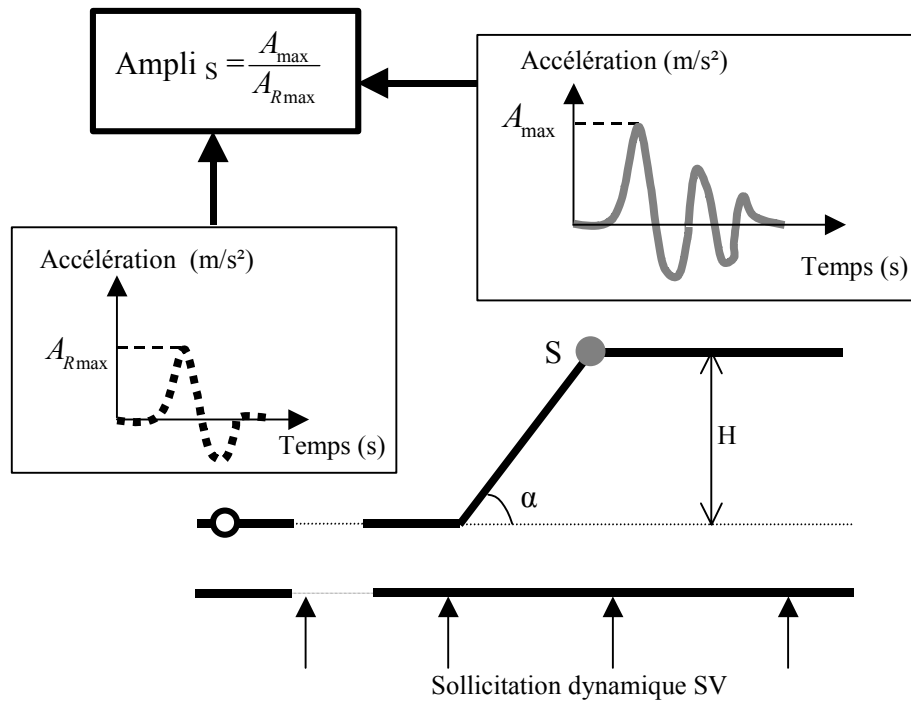


Figure 2-4 : Evaluation de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sommet de la pente ($Ampli_s$). A_{max} représente l'accélération horizontale maximale enregistrée au sommet de la pente et A_{Rmax} l'accélération horizontale maximale enregistrée au rocher soit deux fois l'accélération horizontale maximale du signal sismique incident.

- Evaluation de la stabilité du modèle sous sollicitations dynamiques

L'évaluation de la stabilité d'un versant sous sollicitations dynamiques consiste à analyser le développement de zones de plasticité. Dans le logiciel FLAC, un mécanisme de rupture d'ensemble est identifié s'il existe, dans le modèle, une bande continue et permanente de zones plastiques actives joignant deux points de la topographie. Cette bande de cisaillement forme la surface de rupture. La zone délimitée par la surface topographique et cette surface de rupture constitue le volume instable. Le diagnostic d'instabilité est confirmé si les vecteurs vitesse de cette zone montrent un mouvement d'ensemble correspondant à un glissement le long de la surface de rupture ainsi créée.

On représente, dans les figures 2-6 et 2-7, une illustration de ce phénomène de rupture. Le modèle étudié est un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 40^\circ$ (figure 2-5). Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker d'amplitude maximale (PGA) égale à 0,5 g, de durée égale à 6 s et de fréquence centrale en vitesse égale à 1 Hz, ce qui équivaut à une fréquence centrale en accélération égale à 1,2 Hz (tableau 2-1). Les paramètres physiques et mécaniques relatifs à ce modèle sont donnés dans le tableau 2-2. Les deux unités géologiques obéissent au modèle rhéologique élasto-plastique parfait.

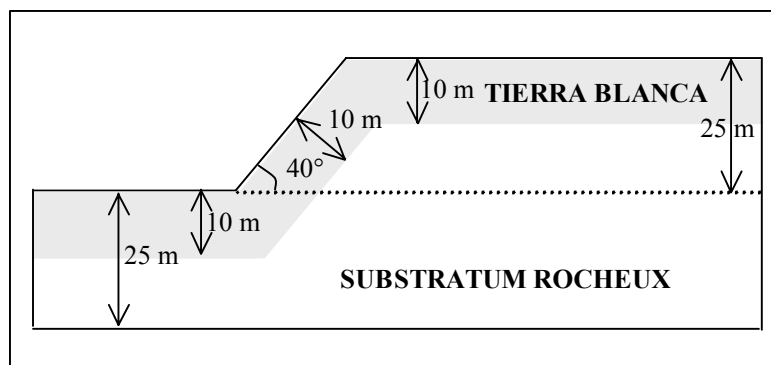


Figure 2-5 : Configurations géologiques et topographiques du modèle.

	Densité	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Coefficient de Poisson ν	Module de Young E (MPa)	Cohésion (kPa)	Angle de frottement ($^{\circ}$)
Tierra Blanca	1,3	250	467,5	0,30	211	0,5 ou 30	39
Substratum rocheux	2	450	780	0,25	1 012	300	40

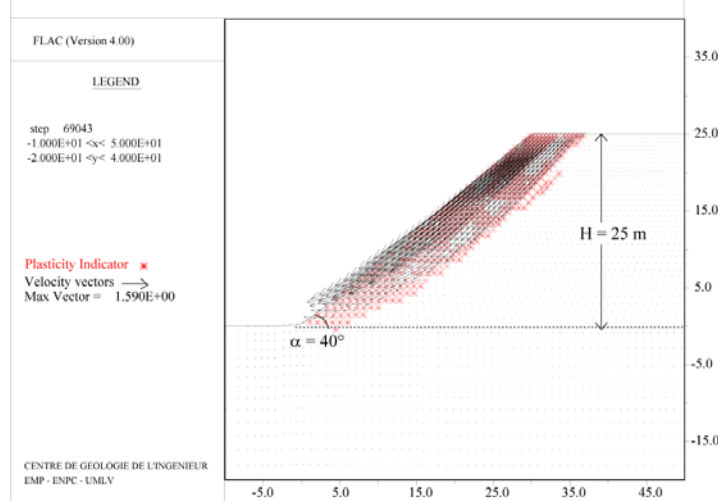
Tableau 2-2 : Paramètres physiques et mécaniques des différentes unités géologiques (Bommer et al., 2002 ; Mavrommati, 2000 ; Faccioli et al., 1988).

On considère tout d'abord que la cohésion de la couche de surface est égale à 0,5 kPa, ce qui conduit à un coefficient de sécurité statique égal à 1,09 (figure 2-6). Les figures 2-6a à 2-6c représentent les indicateurs de plasticité (croix rouges) et les vecteurs vitesse au sein du versant au cours de la sollicitation dynamique ($t = 2$ et 4 s) et après l'arrêt de la sollicitation dynamique ($t = 7$ s). On observe, sur ces figures, que l'instabilité qui apparaît vers l'instant $t = 2$ s est toujours présente à l'instant $t = 4$ s ainsi qu'après l'arrêt de la sollicitation dynamique. Ainsi, **lorsqu'une instabilité se développe dans le versant sous l'effet des vibrations sismiques, elle perdure après l'arrêt de la sollicitation dynamique**. De plus, comme le versant est stable en conditions statiques avec le jeu de paramètres mécaniques utilisé dans cet exemple ($C = 0,5$ kPa et $\phi = 39^{\circ}$ dans la couche de surface), on peut en conclure que c'est bien la sollicitation dynamique qui est responsable de la déstabilisation du versant.

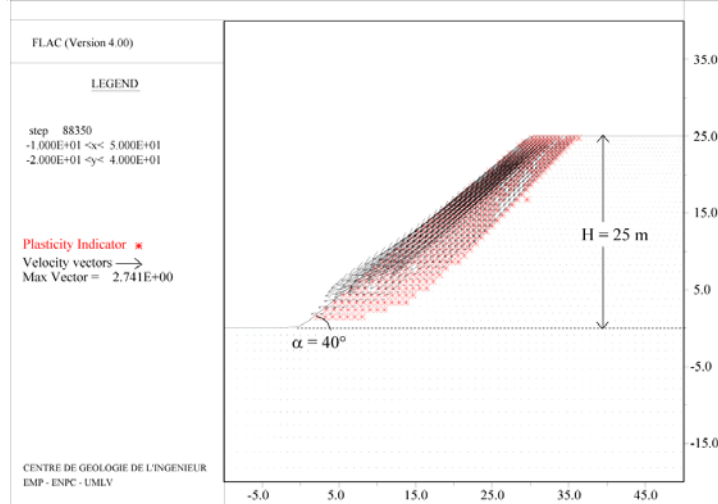
Dans le cas où la cohésion de la couche de surface est égale à 30 kPa et pour une même valeur de l'angle de frottement que celle retenue ci-dessus (coefficient de sécurité statique égal à 2,12), les figures 2-7a à 2-7c montrent qu'aucune instabilité ne se développe pendant la sollicitation dynamique et a fortiori après l'arrêt de la sollicitation dynamique.

On peut donc en conclure que, si l'application d'une sollicitation dynamique à la base d'un modèle conduit au déclenchement d'une instabilité, celle-ci perdure après la fin de l'application de la sollicitation dynamique et peut donc être observée. En revanche, lorsqu'on n'observe aucune instabilité après l'arrêt de la sollicitation dynamique, cela signifie qu'aucune instabilité ne s'est formée pendant la sollicitation dynamique. **Dans la suite de ce travail, nous nous contenterons donc d'analyser l'état de stabilité des versants plusieurs secondes après l'arrêt de la sollicitation dynamique.**

(a) $t = 2$ s après le début de l'application du signal sismique



(b) $t = 4$ s après le début de l'application du signal sismique



(c) $t = 7$ s après le début de l'application du signal sismique

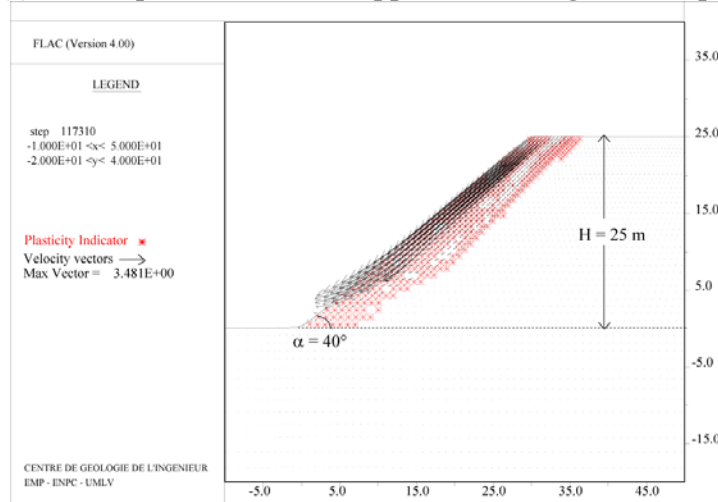
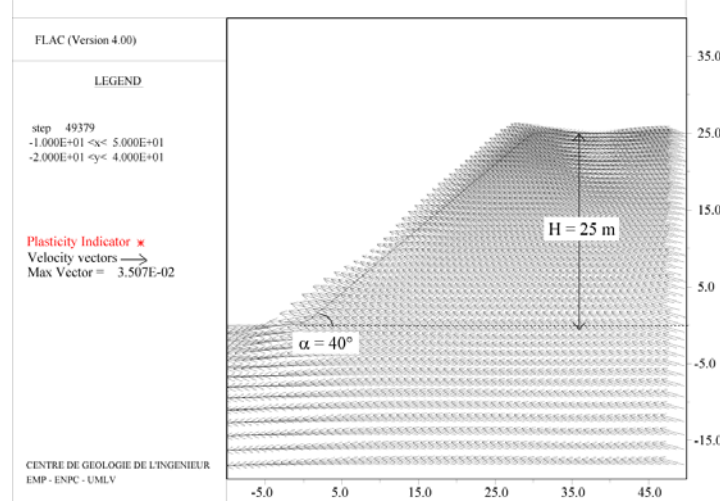
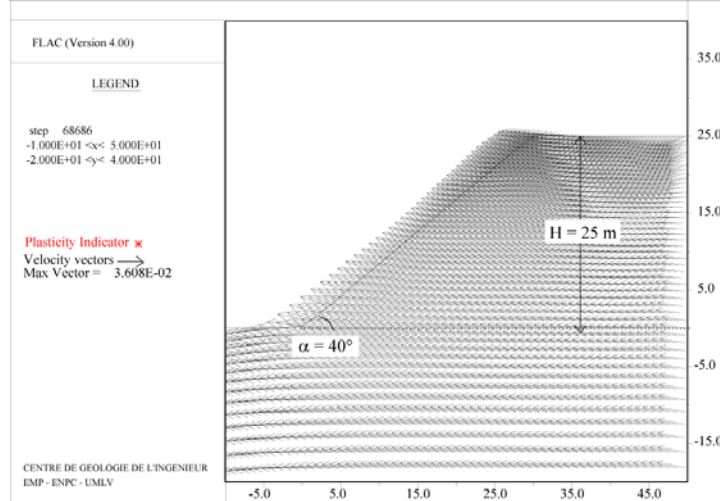


Figure 2-6 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant de **coefficient de sécurité statique égal à 1,09**.

(a) $t = 2$ s après le début de l'application du signal sismique



(b) $t = 4$ s après le début de l'application du signal sismique



(c) $t = 7$ s après le début de l'application du signal sismique

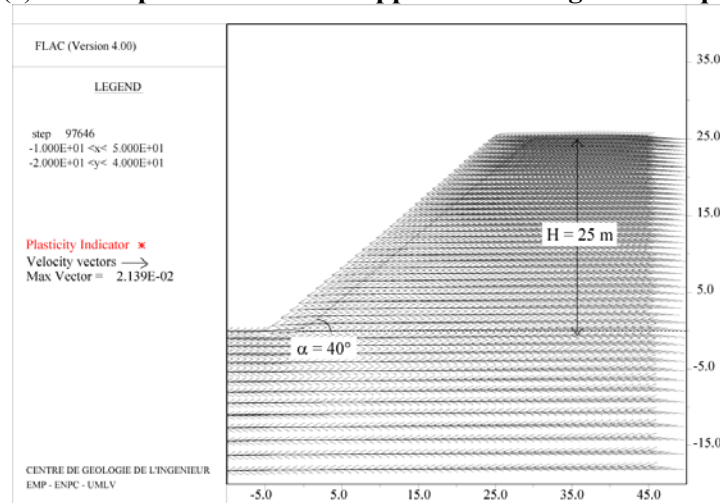


Figure 2-7 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant de **coefficient de sécurité statique égal à 2,12**.

2.1.5. Propagation des ondes sismiques dans un versant

Comme nous l'avons déjà souligné, le logiciel FLAC tient compte de la variabilité spatiale et temporelle des accélérations au sein du versant. Celle-ci résulte des phénomènes de réflexion et de diffraction d'ondes sur la surface topographique et les structures géologiques du versant. Afin de justifier le choix de cette méthode numérique complexe par rapport, par exemple, à la méthode simplifiée de Vanbrabant (1998) qui ne tient compte que des ondes réfléchies, nous avons cherché à comparer les mouvements sismiques résultant de ces deux types d'analyses. Un programme MATLAB nommé REFLEC a donc été mis au point. Celui-ci calcule, en un point quelconque d'un versant homogène, les accélérations horizontale et verticale résultant des phénomènes d'interférence des ondes.

Les modèles de pente analysés au moyen du programme REFLEC sont caractérisés par leur hauteur H et leur pente α . Ces modèles sont soumis à une onde SV d'incidence verticale. La réflexion de cette onde SV sur la surface topographique donne naissance à des ondes SV et P. Les figures 2-8 à 2-10 représentent les domaines d'existence des différents trains d'ondes pour trois cas particuliers :

- 1) $2\alpha < 90^\circ$ et $i + \alpha > 90^\circ$ où α représente la pente et i l'angle de l'onde SV convertie en onde P sur la pente (figure 2-8) ;
- 2) $2\alpha < 90^\circ$ et $i + \alpha < 90^\circ$ (figure 2-9);
- 3) $2\alpha > 90^\circ$ et $\frac{V_p}{V_s} \sin(\alpha) > 1$ où V_p et V_s représentent respectivement les vitesses de propagation des ondes de compression et de cisaillement (figure 2-10).

La définition de ces domaines d'existence repose sur les lois de Descartes. Ainsi, l'onde SS0 réfléchi sur les parties horizontales du versant existe dans le massif lorsque l'onde SV incidente frappe la pente en avant de son pied ou en arrière de son sommet. L'onde SS réfléchi sur la pente existe lorsque l'onde SV incidente frappe la pente entre les deux droites rouges des figures 2-8c et 2-9b ou au-dessus de l'unique droite rouge de la figure 2-10. L'onde SP réfléchi sur la pente existe lorsque l'onde SV incidente frappe la pente au-dessus de la droite en pointillés bleue des figures 2-8c et 2-9b. Cette onde n'est générée que lorsque $\frac{V_p}{V_s} \sin(\alpha) < 1$ (angle critique). Enfin, les ondes SP-S et SP-P réfléchies sur la pente puis en arrière de la crête existent au-dessus, respectivement, des droites violette et orange des figures 2-8b et 2-8c.

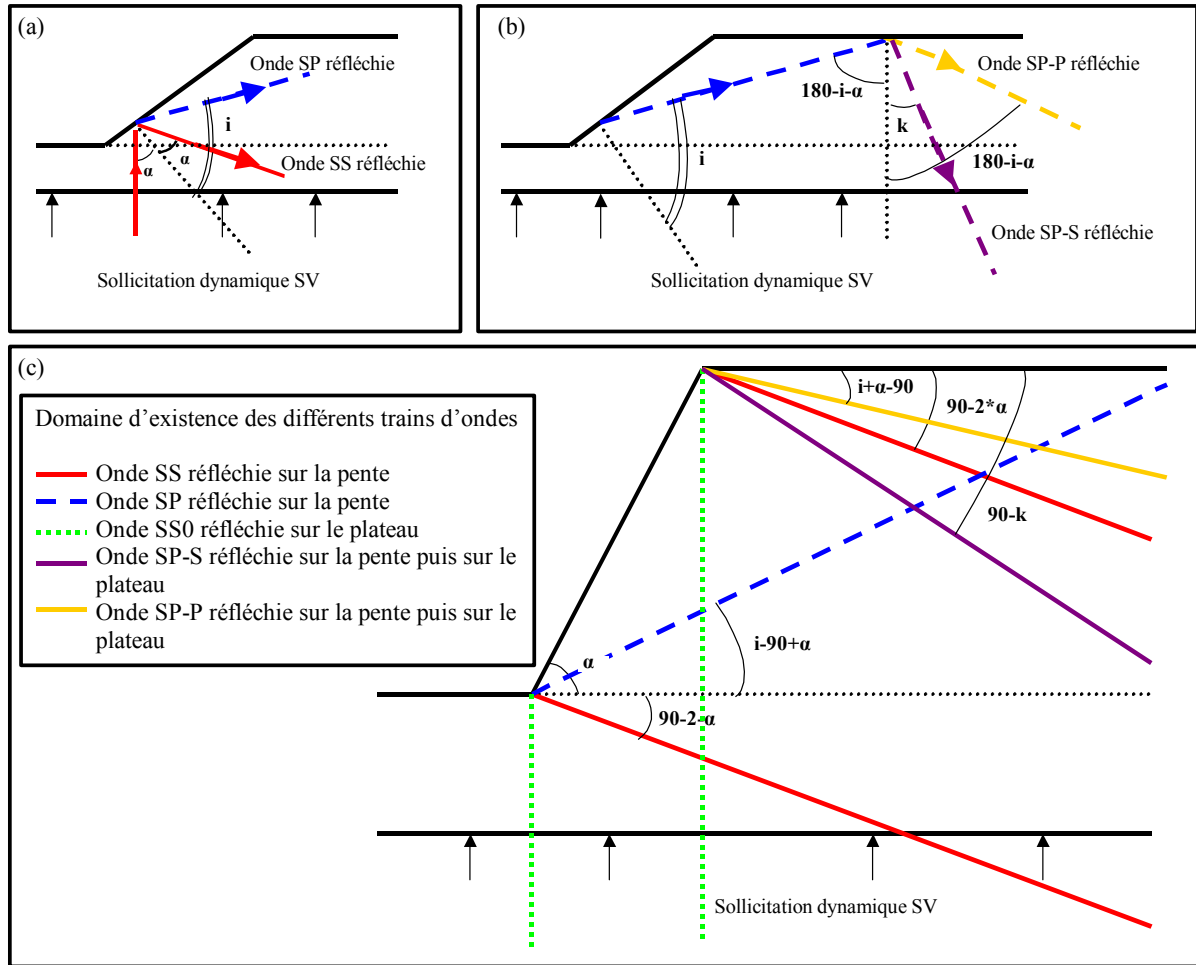


Figure 2-8 : Les différents trains d'ondes réfléchis par la surface topographique dans le cas où $2\alpha < 90^\circ$ et $i+\alpha > 90^\circ$. Les angles i et k sont tels que $\sin(i) = \frac{V_p}{V_s} \sin(\alpha)$ et $\sin(k) = \frac{V_s}{V_p} \sin(i+\alpha)$.

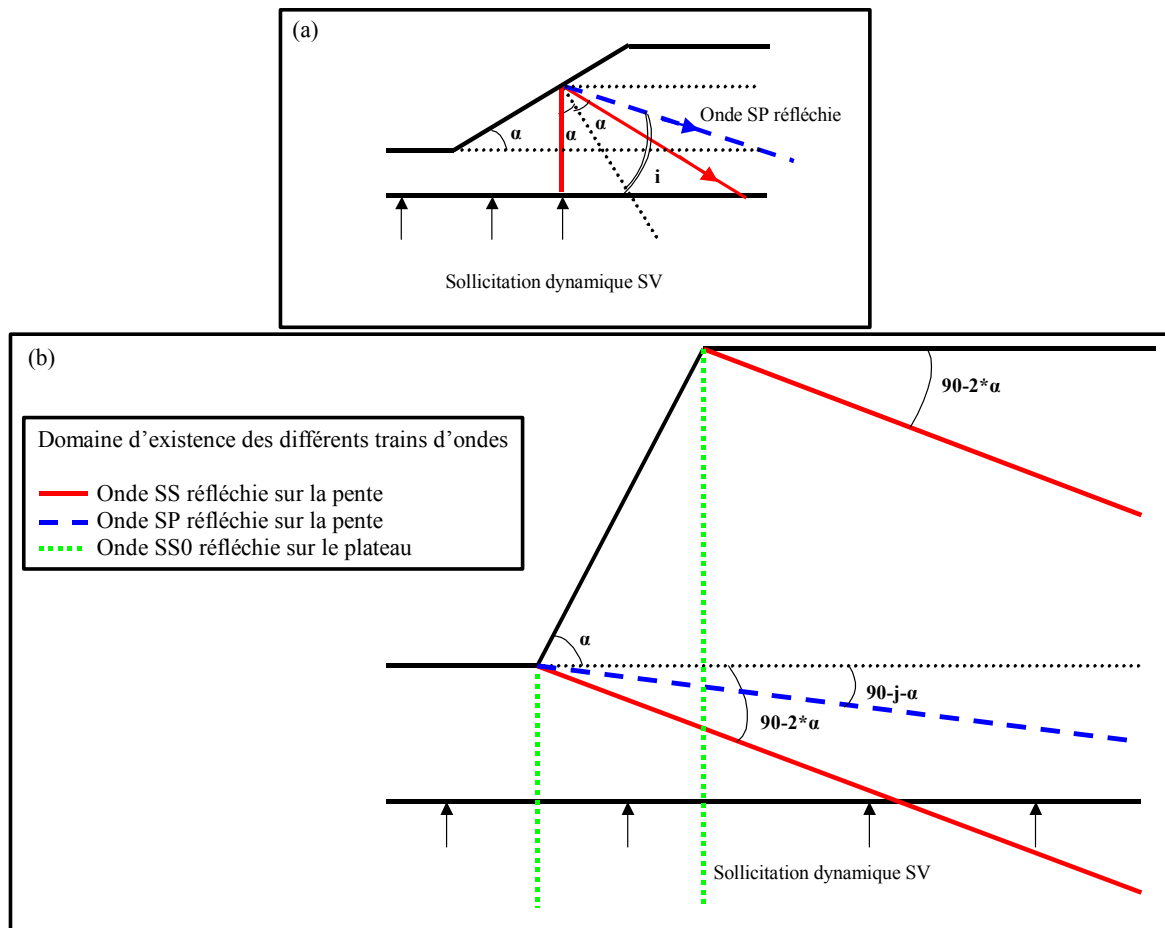


Figure 2-9 : Les différents trains d'ondes réfléchis par la surface topographique dans le cas où $2*\alpha < 90^\circ$ et $i+\alpha < 90^\circ$. L'angle i est tel que $\sin(i) = \frac{V_p}{V_s} * \sin(\alpha)$.

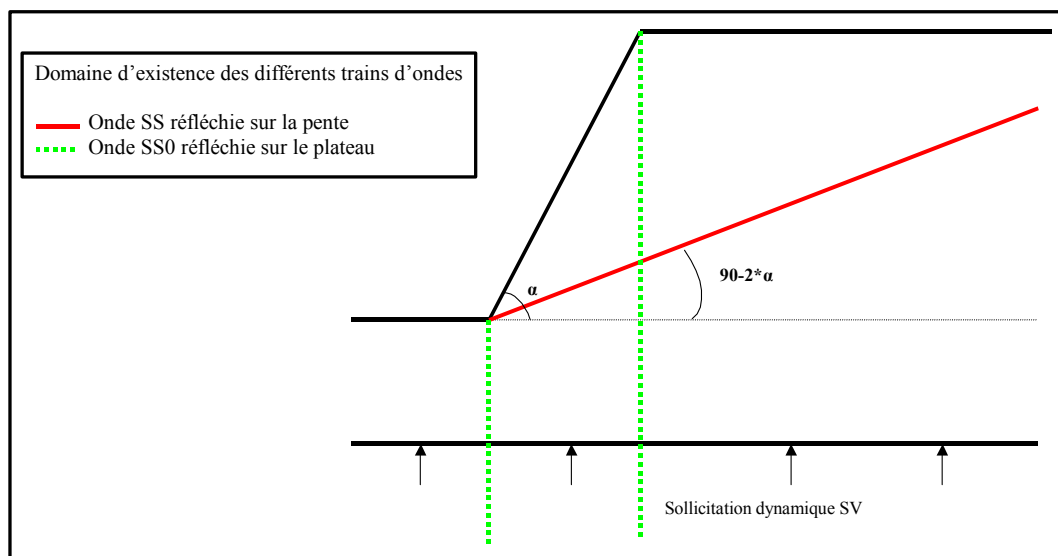


Figure 2-10 : Les différents trains d'ondes réfléchis par la surface topographique dans le cas où $2*\alpha > 90^\circ$ et $\frac{V_p}{V_s} * \sin(\alpha) > 1$.

Une étude comparative des mouvements sismiques à la surface de modèles homogènes (Tierra Blanca), de hauteur $H = 100$ m et de pente α variable (25° et 50°) a été réalisée avec le programme REFLEC et le logiciel FLAC afin d'évaluer le comportement du logiciel FLAC en matière de propagation d'ondes sismiques. Les différents modèles analysés sont soumis à un signal sismique sinusoïdal de PGA égal à $0,4$ g, de fréquence égale à 4 Hz et de durée égale à une période ($0,25$ s). Ce signal est appliqué le long de la base des modèles, à la profondeur $y = -H$.

Les figures 2-11 à 2-13 représentent l'évolution, en fonction du temps, des accélérations horizontales le long de la surface des modèles, en arrière de la crête. Dans le calcul FLAC, l'accélération horizontale est analysée aux différents points du maillage. Ce dernier étant plus dense près du sommet de la pente, le nombre de traces sismiques analysées dans cette zone est plus grand. Dans le calcul REFLEC, l'accélération horizontale est analysée en différents points régulièrement espacés le long de la surface des modèles.

Les temps de trajet théoriques des différents trains d'ondes ont été calculés. Ces derniers sont représentés par des droites sur les figures 2-11b, 2-11c, 2-13b et 2-13c (pointillés pour les ondes de Rayleigh et les ondes diffractées ; trait plein pour les ondes incidentes et les ondes réfléchies). On représente également les domaines d'existence des différents trains d'ondes (figures 2-11a et 2-13a). Dans le cas où $\alpha = 25^\circ$, la seule onde réfléchie par la surface topographique et enregistrée en arrière du sommet du versant est l'onde SS0, les ondes SV et P réfléchies sur la pente se propageant vers le bas (figure 2-11a). En revanche, dans le cas où $\alpha = 50^\circ$, l'onde SS0 réfléchie en arrière du sommet du versant et l'onde SV réfléchie sur la pente sont enregistrées derrière le sommet du versant (figure 2-13a).

Les figures 2-11 à 2-13 font apparaître, en plus du train d'onde incident et des trains d'onde réfléchis sur la pente et en arrière du sommet du versant, des trains d'ondes que l'on identifie, par le calcul des temps de trajet théoriques, comme des trains d'ondes de Rayleigh et diffractés. Les ondes de Rayleigh et les ondes diffractées modifient l'amplitude des mouvements sismiques et leur durée. La figure 2-12 montre en effet qu'au sommet du versant, l'amplitude de l'accélération horizontale résultant du calcul FLAC est légèrement supérieure à celle résultant du calcul REFLEC. De plus, la durée des mouvements sismiques au point $x = 550$, $y = 100$ est plus grande dans le cas du calcul FLAC du fait de la présence d'ondes diffractées (figure 2-11b). Enfin, la comparaison des figures 2-11 et 2-13 montre que l'amplitude des ondes diffractées et des ondes de Rayleigh est fonction de la pente du versant, les ondes diffractées étant essentiellement présentes dans des versants de faible pente et inversement pour les ondes de Rayleigh.

Les résultats présentés ci-dessus permettent donc de conclure que le logiciel FLAC prend correctement en compte les phénomènes de diffraction d'ondes par la surface topographique.

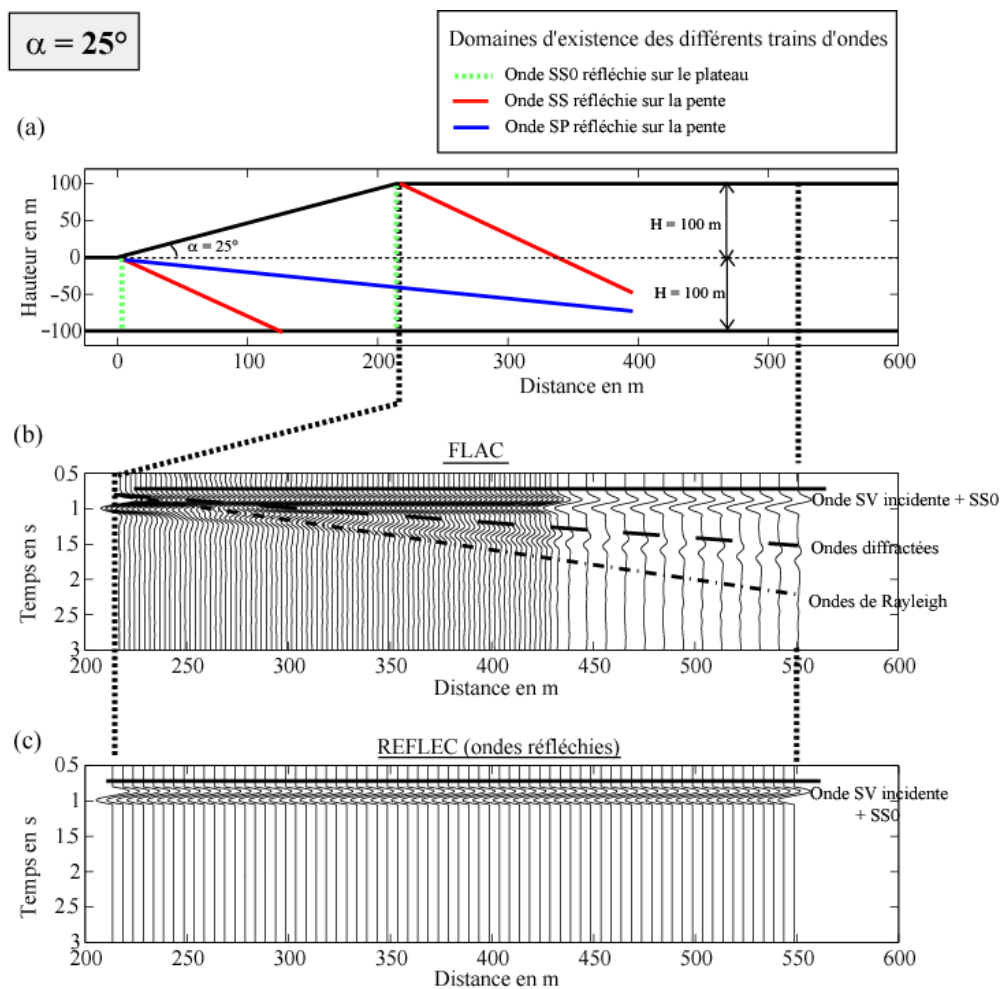


Figure 2-11 : Comparaison des accélérations horizontales résultant d'un calcul dynamique avec le logiciel FLAC (b) et d'un calcul simplifié (ondes réfléchies) avec le programme REFLEC (c).
 $H = 100 \text{ m}$ et $\alpha = 25^\circ$.

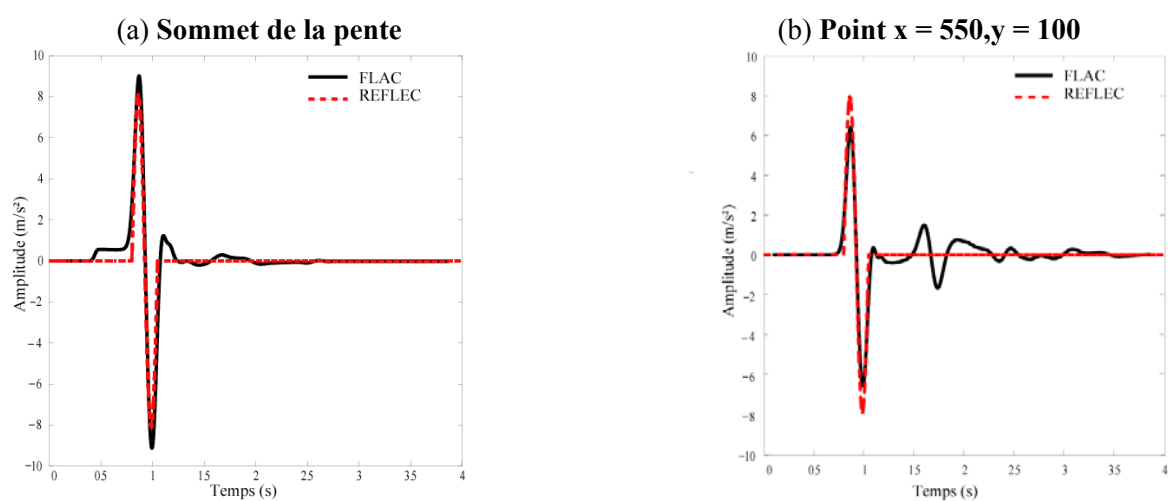


Figure 2-12 : Accélérations horizontales au sommet de la pente (a) et au point $x = 550 \text{ m}$, $y = 100$ (b).
 Le modèle analysé a pour hauteur $H = 100 \text{ m}$ et pour pente $\alpha = 25^\circ$.

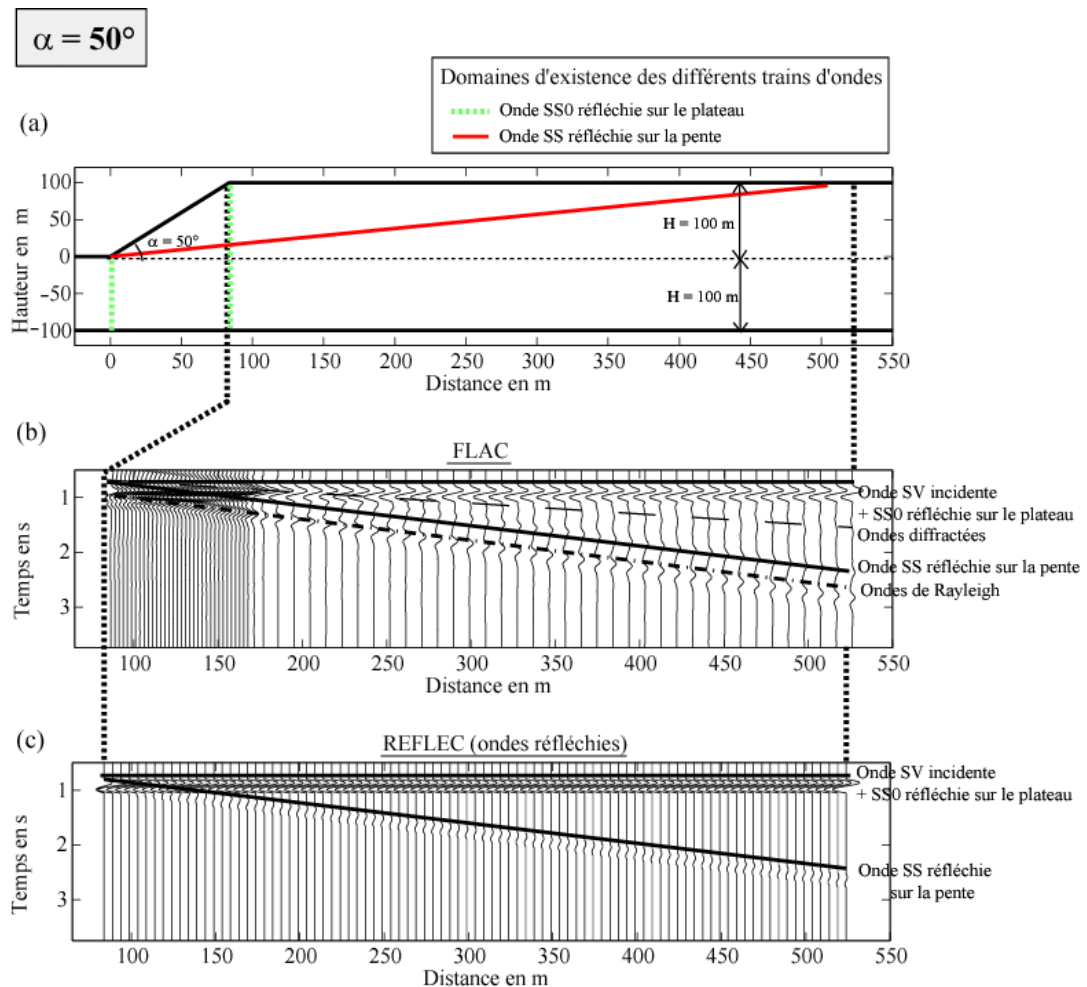


Figure 2-13 : Comparaison des accélérations horizontales résultant d'un calcul dynamique avec le logiciel FLAC (b) et d'un calcul simplifié (ondes réfléchies) avec le programme REFLEC (c).
 $H = 100\text{ m}$ et $\alpha = 50^\circ$.

2.2. Analyse paramétrique préliminaire : influence du maillage et des conditions aux limites sur le comportement dynamique du versant

L'objectif de cette analyse paramétrique préliminaire est d'étudier l'influence du maillage et des conditions aux limites sur le comportement dynamique du versant. Ce dernier sera analysé sous l'angle de la stabilité (position de la surface de rupture).

2.2.1. Maillage de la grille et signal sismique incident

Des calculs de stabilité ont été réalisés avec la configuration géologique et topographique présentée dans la figure 2-14 et différents maillages de façon à déterminer l'impact de la taille des éléments sur le comportement dynamique du versant. Les paramètres physiques et mécaniques relatifs à ce modèle sont donnés dans le tableau 2-3.

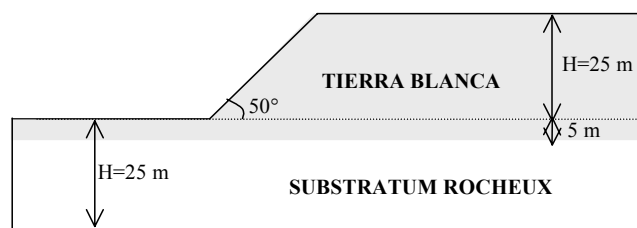


Figure 2-14 : Configuration géologique et topographique du modèle étudié.

	Densité	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Coefficient de Poisson ν	Module de Young E (MPa)	Cohésion (kPa)	Angle de frottement ($^{\circ}$)
Tierra Blanca	1,3	250	467,5	0,30	211	30	39
Substratum rocheux	2	450	780	0,25	1 012	300	40

Tableau 2-3 : Paramètres physiques et mécaniques des différentes unités géologiques (Bommer et al., 2002 ; Mavrommati, 2000 ; Faccioli et al., 1988).

Le signal sismique appliqué à la base du modèle de la figure 2-14 est un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,4 g, de fréquence centrale égale à 4,9 Hz et de durée égale à 6 s.

La figure 2-15 représente le spectre du signal sismique incident. Cette figure montre que la plus haute fréquence du signal sismique incident est égale à 8 Hz. Dans ces conditions, la taille maximale des éléments dans la couche de surface (Tierra Blanca) ne doit pas dépasser la valeur : $\Delta l_{\max} = \frac{Vs}{10 \cdot \text{freq}} = \frac{250}{10 \cdot 8} = 3,125 \text{ m}$.

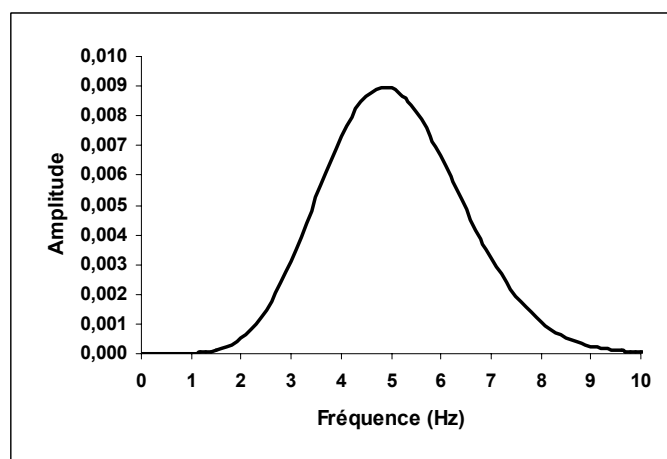


Figure 2-15 : Contenu fréquentiel d'un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 4,9 Hz.

Trois grilles FLAC définies par une taille d'éléments $\Delta l_{\max} = 1 ; 2$ ou 4 m dans la couche de surface ont été créées. La figure 2-16 donne les indicateurs de plasticité et les vecteurs vitesse au sein de ces trois grilles après l'arrêt de la sollicitation dynamique. On rappelle que le déclenchement d'une instabilité dans un versant suppose la formation d'une surface de rupture continue et permanente. Le diagnostic d'instabilité est confirmé si les vecteurs vitesse

de la zone comprise entre cette surface de rupture et la surface topographique ont un mouvement d'ensemble correspondant à un glissement le long de la surface de rupture ainsi créée (paragraphe 2.1.4.5).

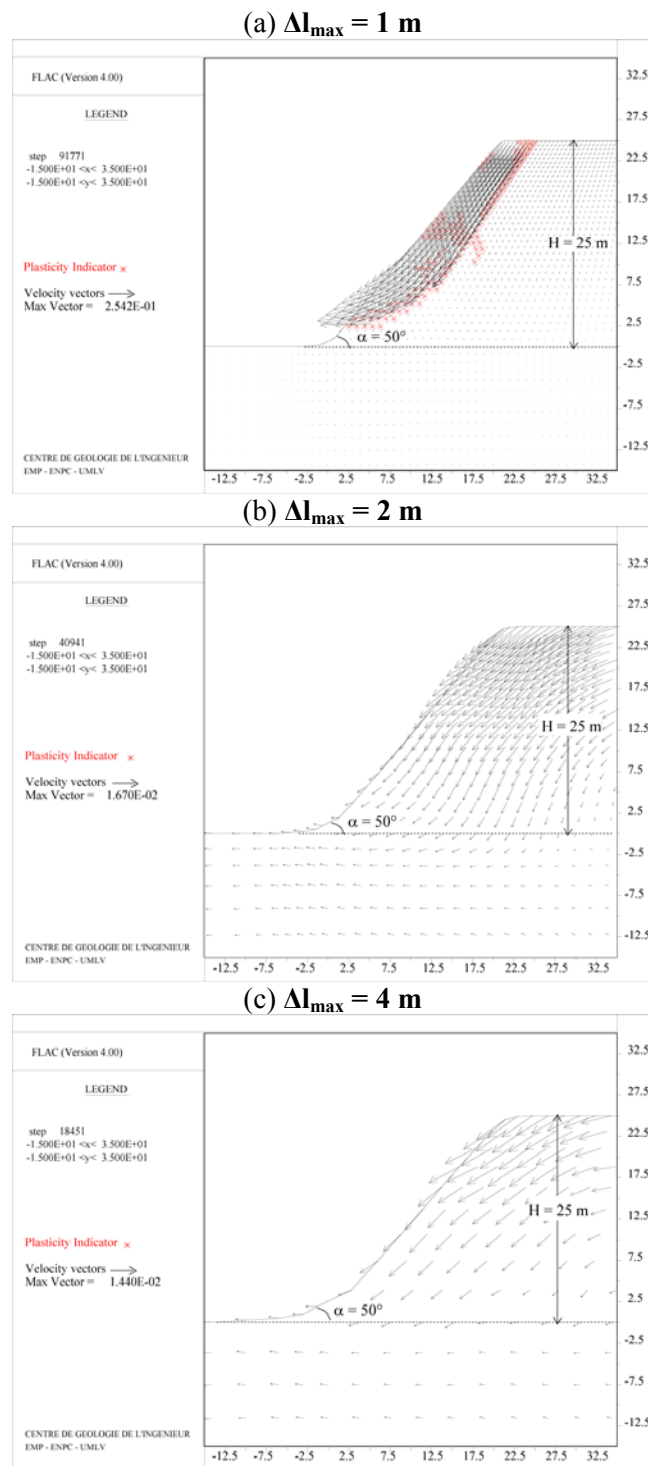


Figure 2-16 : Indicateurs de plasticité (croix) et vecteurs vitesse au sein d'un versant pour lequel trois maillages ont été envisagés : (a) $\Delta l_{\max} = 1 \text{ m}$, (b) $\Delta l_{\max} = 2 \text{ m}$ et (c) $\Delta l_{\max} = 4 \text{ m}$.

La figure 2-16 montre qu'une surface de rupture est générée dans le versant dans le cas où $\Delta l_{\max}$ est égal à 1 m. Cette surface de rupture délimite un volume instable dont l'épaisseur

mesurée horizontalement est de l'ordre de 4 m. Le modèle défini par $\Delta l_{\max} = 4$ m n'est donc pas suffisamment précis pour représenter une telle rupture. Par ailleurs, ce modèle ne respecte pas la condition sur la propagation des ondes sismiques dans le versant ($\Delta l < \frac{\lambda}{10}$). Les résultats obtenus pour ce modèle sont par conséquent peu susceptibles de représenter l'effet du signal sismique réel. Enfin, la comparaison des figures 2-16c et 2-16d montre que le modèle défini par $\Delta l_{\max} = 2$ m conduit à des résultats comparables à ceux obtenus pour le modèle défini par $\Delta l_{\max} = 4$ m, soit une absence de surface de rupture.

Ainsi, la condition sur la propagation des ondes sismiques dans le versant, $\Delta l < \frac{\lambda}{10}$, soit, dans le cas présent, $\Delta l < 3,125$ m, est une condition nécessaire mais pas forcément suffisante. Il faut également tenir compte de la géométrie de la rupture. Une analyse détaillée de la valeur optimale de la taille des éléments Δl garantissant l'identification de phénomènes localisés sans pour autant augmenter de façon exagérée les temps de calcul permet de conclure que Δl doit être inférieur à $\frac{V_s}{20 * freq}$ pour les modélisations de versants de configurations géologiques et topographiques proches de celles de la figure 2-14.

2.2.2. Les limites latérales du modèle

2.2.2.1. Nature des limites latérales du modèle

Lors d'un calcul dynamique, des conditions aux limites absorbantes de type “free field” ou “quiet boundaries” sont appliquées sur les limites latérales du modèle afin de limiter les phénomènes de réflexion d'ondes sur ces limites non physiques. Une étude de stabilité sous sollicitations dynamiques a été menée pour ces deux types de limites latérales afin d'évaluer l'impact du choix des conditions aux limites absorbantes sur le comportement dynamique du versant (figure 2-17). La configuration géologique et topographique envisagée est celle de la figure 2-14. Le versant est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,4 g, de fréquence centrale égale à 4,9 Hz et de durée égale à 6 s.

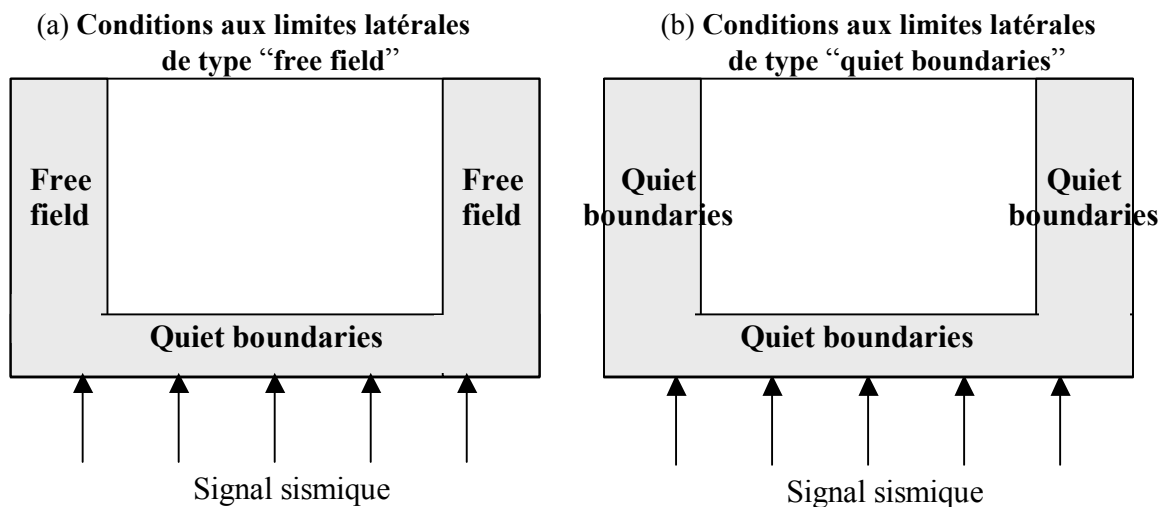


Figure 2-17 : Nature des limites latérales du modèle : (a) “free field” et (b) “quiet boundaries”.

La figure 2-18 donne l'évolution, en fonction du temps, du déplacement horizontal au sommet du versant. Cette figure montre que le déplacement horizontal est de l'ordre de 40 cm à la fin de la sollicitation dynamique, quel que soit le type de condition aux limites absorbante adopté pour les limites latérales du modèle.

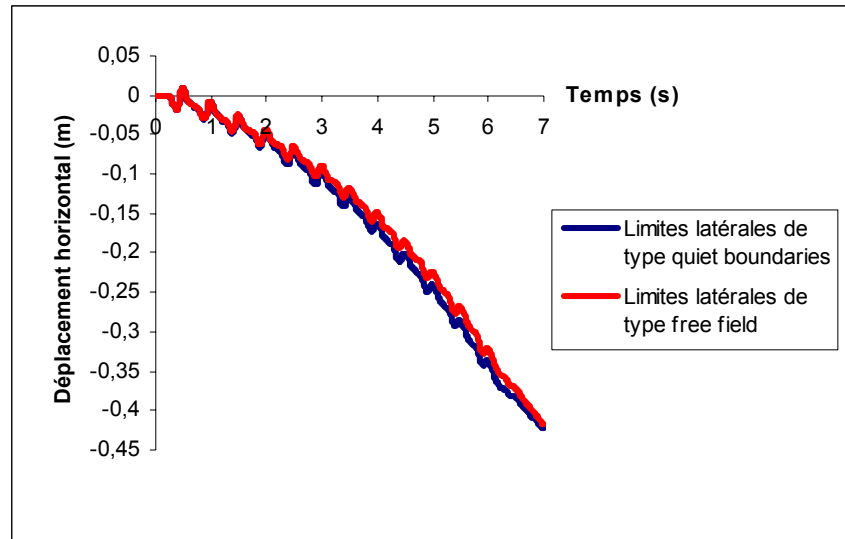
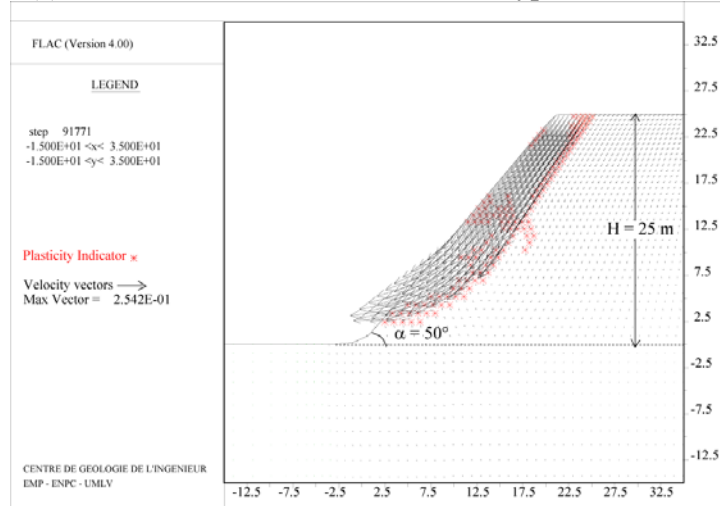


Figure 2-18 : Evolution, en fonction du temps, du déplacement horizontal au sommet du versant pour les deux types de conditions aux limites absorbantes.

La figure 2-19 représente les indicateurs de plasticité et les vecteurs vitesse au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique. Cette figure montre également que, quel que soit le type de condition aux limites absorbante adopté pour les limites latérales du modèle, les surfaces de rupture délimitent le même volume instable. Les vecteurs vitesse au sein de ce dernier ont une orientation cohérente avec un mouvement de glissement le long des surfaces de rupture ainsi formées.

(a) Conditions aux limites latérales de type “free field”



(b) Conditions aux limites latérales de type “quiet boundaries”

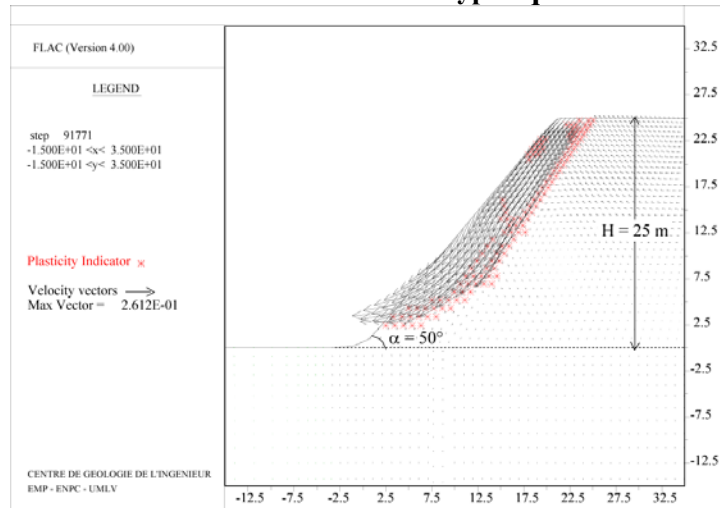


Figure 2-19 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque les limites latérales du système sont de type **free field** (a) ou **quiet boundaries** (b).

Les résultats présentés ci-dessus montrent que les deux types de conditions aux limites absorbantes conduisent à des résultats comparables en termes d’amplitude des mouvements sismiques et de position de la surface de rupture. Pour toutes les modélisations de versants de configurations géologiques et topographiques simples, des conditions aux limites absorbantes de type “quiet boundaries” seront appliquées sur la base des modèles et des conditions aux limites absorbantes de type “free field” seront appliquées le long des limites latérales des modèles (figure 2-17a). En revanche, pour les modélisations de versants réels, des conditions aux limites absorbantes de type “quiet boundaries” seront appliquées à la fois sur la base et sur les limites latérales des modèles car le maillage particulier défini pour ces modèles empêche l’utilisation de conditions aux limites absorbantes de type “free field” sur les frontières latérales des modèles (paragraphes 3.1.2.5 et 3.2.3.5).

2.2.2.2. Taille du modèle

Le choix des limites du système effectué, il reste à définir leur position par rapport à la zone d'étude. Sitar et Clough (1983) 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 $16*H$ (figure 2-20). La base du modèle est quant à elle positionnée à une hauteur H du pied du talus, ce qui conduit à une extension verticale totale du modèle égale à $2*H$ (figure 2-20).

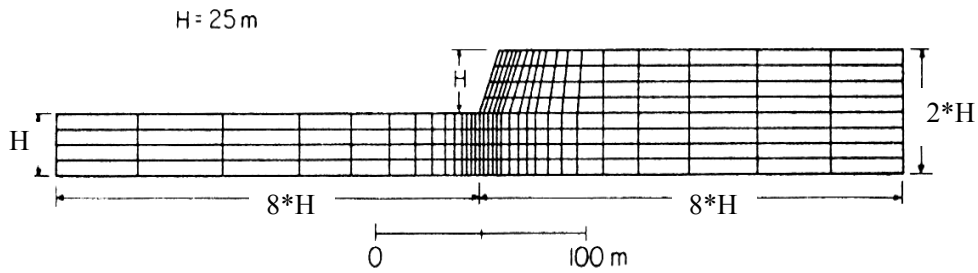


Figure 2-20 : Maillage et taille d'une grille proposés par Sitar et Clough (1983) pour un calcul dynamique.

L'extension verticale du modèle est fixée à $2*H$. Horizontalement, plusieurs tailles de grille ont été analysées de façon à évaluer l'impact de ce paramètre sur l'amplitude des mouvements sismiques et la position de la surface de rupture. La configuration géologique et topographique du modèle analysé ainsi que les deux tailles de grille envisagées sont présentées dans la figure 2-21.

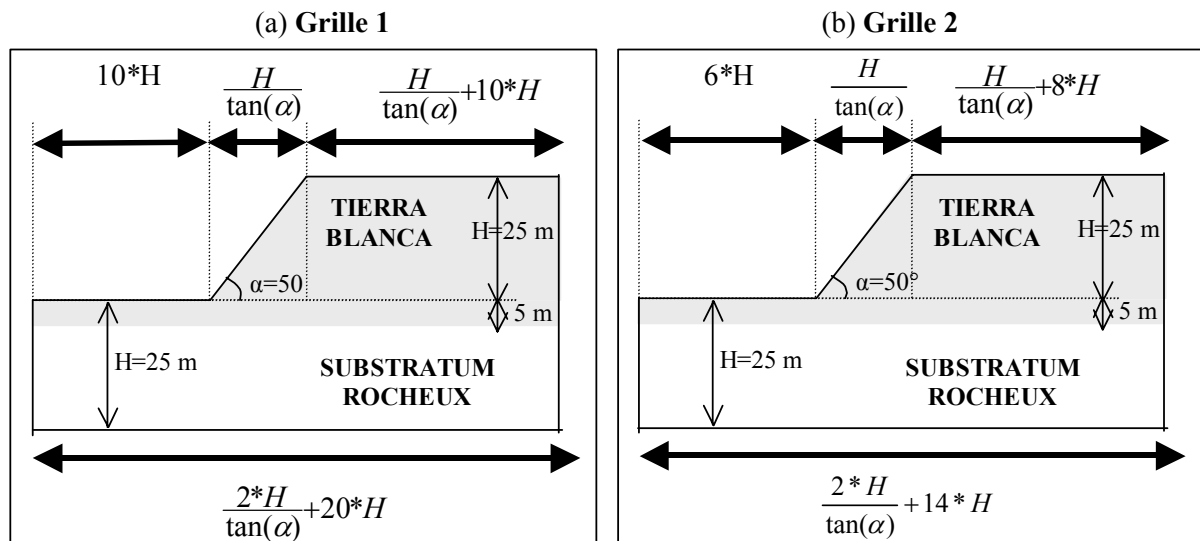


Figure 2-21 : Taille des modèles analysés avec le logiciel FLAC : (a) grille 1 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 20*H$, (b) grille 2 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 14*H$. $\frac{H}{\tan(\alpha)}$ correspond à la distance en arrière de la crête à partir de laquelle la présence de la pente n'altère plus le maillage verticalement.

La figure 2-22 donne l'évolution, en fonction du temps, du déplacement horizontal au sommet du versant. Cette figure montre qu'à la fin de la sollicitation dynamique les déplacements horizontaux sont comparables pour les deux tailles de grille.

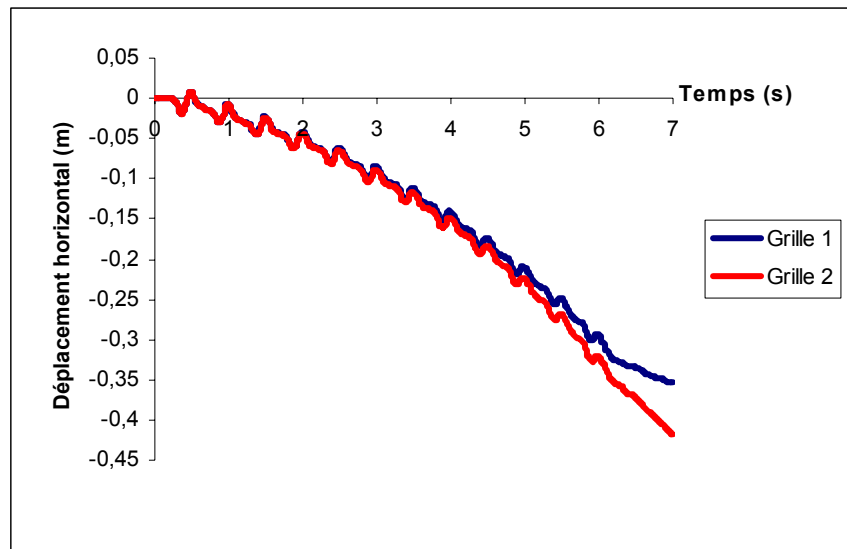
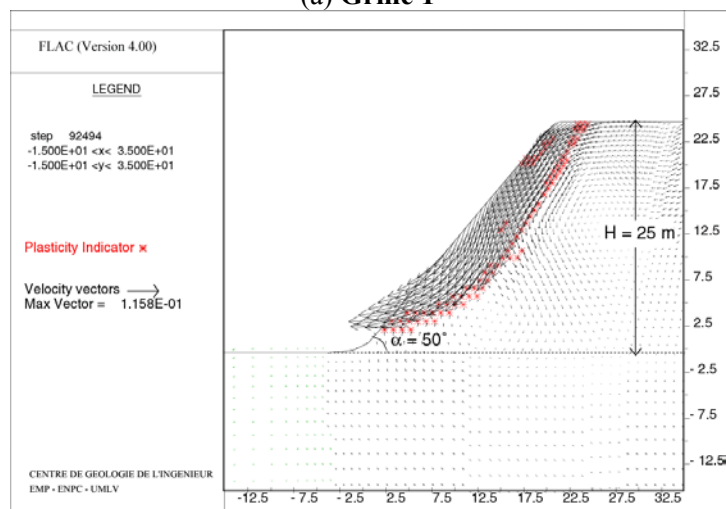


Figure 2-22 : Evolution, en fonction du temps, du déplacement horizontal au sommet du versant pour les deux tailles de grilles analysées.

De plus, la comparaison des figures 2-23a et 2-23b, qui donnent les indicateurs de plasticité et les vecteurs vitesse au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique, montre que les surfaces de rupture délimitent un même volume instable quelle que soit la taille de grille adoptée.

Les résultats présentés ci-dessus nous conduisent à retenir, pour l'ensemble des modélisations de versants de configurations géologiques et topographiques proches de celles de la figure 2-14, la plus petite des deux grilles soit la grille 2 qui limite les temps de calcul.

(a) Grille 1



(b) Grille 2

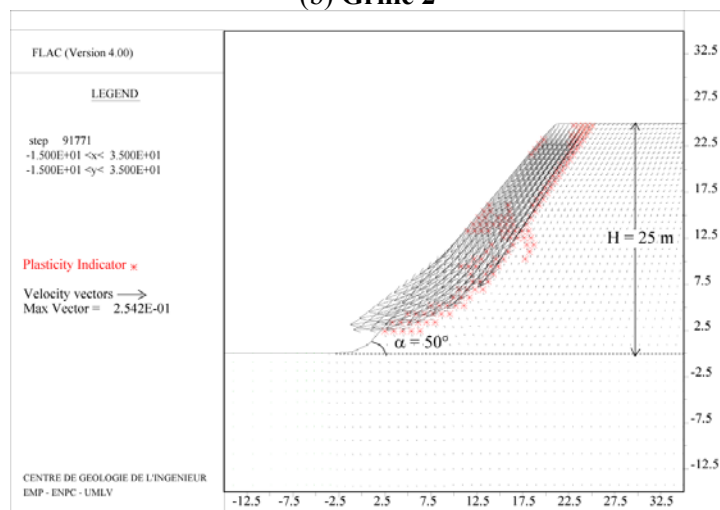


Figure 2-23 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant pour les deux tailles de grilles analysées : (a) grille 1 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 20*H$, (b) grille 2 d'extension horizontale égale à $\frac{2*H}{\tan(\alpha)} + 14*H$.

2.3. Modélisation numérique de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques

Dans le premier chapitre, nous avons rappelé que l'étude de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques suppose la prise en compte :

- **des facteurs de prédisposition** que sont les configurations géologiques et topographiques des versants ;
- **des facteurs déclenchants**, ici, la sollicitation dynamique. Sous l'effet des vibrations sismiques, on observe fréquemment une diminution des propriétés mécaniques des matériaux ainsi que des phénomènes d'amplification des mouvements sismiques (effets de site). L'analyse des mouvements de versant déclenchés par les séismes de

2001 au Salvador suggère que les effets de site contribuent de façon significative au déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques. **Une telle corrélation est souvent avancée sur la base d'observations de terrain mais elle reste peu étudiée d'un point de vue scientifique.** Dans le cas du Salvador, on observe par ailleurs que l'eau n'a pas joué un rôle déterminant dans le déclenchement des mouvements de versant. C'est pourquoi, à titre de simplification, nous choisissons de ne pas prendre en compte l'action de l'eau dans les simulations numériques.

Le travail de modélisation présenté ci-dessous a pour objectifs **la description et la compréhension des mécanismes conduisant à la déstabilisation des versants sous sollicitations dynamiques.**

Les paramètres qui contrôlent l'amplitude et la distribution des mouvements sismiques en surface et au sein des versants sont tout d'abord identifiés (paragraphe 2.3.2), puis l'impact des effets de site sur le déclenchement et les caractéristiques des instabilités est analysé dans le paragraphe 2.3.3.

On rappelle que, compte tenu de la complexité des phénomènes mis en jeu lors du déclenchement d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques, nous avons opté pour une **approche progressive du phénomène**. Ainsi, des configurations géologiques et topographiques volontairement simples mais cependant inspirées des conditions de pente réelles ayant conduit à des mouvements de versant au Salvador sont analysées dans ce chapitre. Ces modèles ainsi que les paramètres de la modélisation sont présentés dans le paragraphe 2.3.1. Puis, une analyse de cas réels de versants est proposée dans le chapitre 3.

2.3.1. Définition des modèles et des paramètres de la modélisation

2.3.1.1. Maillage, taille des grilles FLAC et conditions aux limites des modèles

En accord avec les résultats de l'analyse paramétrique préliminaire présentés dans le paragraphe 2.2 :

- le maillage des grilles FLAC est tel que la taille des éléments Δl est inférieure à $\frac{V_s}{20 * freq}$ où V_s représente la vitesse de propagation des ondes de cisaillement et $freq$ la plus haute fréquence du signal sismique incident (paragraphe 2.2.1) ;
- les grilles ont une extension verticale égale à $2 * H$ et une extension horizontale égale à $\frac{2 * H}{\tan(\alpha)} + 14 * H$ (figure 2-21b) ;
- des conditions aux limites absorbantes de type “quiet boundaries” sont appliquées sur la base des modèles et des conditions aux limites absorbantes de type “free field” sont appliquées le long des limites latérales des modèles (figure 2-17a).

2.3.1.2. Configurations géologiques et topographiques des modèles étudiés

Comme le montre la figure 2-24, les différents modèles de pente réalisés dans cette première phase de l'étude sont caractérisés par :

- leur **hauteur** H qui prend les valeurs 25 ; 50 et 75 m. On rappelle que la plupart des mouvements de versant générés par les séismes de 2001 au Salvador se sont produits dans des versants de quelques dizaines de mètres de haut.
- leur **pente** α qui prend les valeurs 30 ; 40 ; 50 ; 60° et 70°. On rappelle également que la quasi-totalité des mouvements de versant déclenchés par les séismes de 2001 au Salvador se sont produits dans des versants de pente supérieure à 21°. De plus, le long des autoroutes, ils ont fréquemment affecté des talus quasiment verticaux.
- leur **structure géologique** et notamment l'épaisseur h_1 de la couche de surface formée de Tierra Blanca. Exception faite du modèle de hauteur $H = 25$ m dont la couche de surface a une épaisseur h_1 égale à 30 m sous la crête (figure 2-24b), tous les autres modèles présentent une couche de surface d'épaisseur constante parallèle à la surface topographique. h_1 prend les valeurs 2,5 ; 5 ; 10 et 20 m pour les modèles de hauteur $H = 25$ m, et 2,5 ; 5 ; 10 ; 20 et 30 m pour les modèles de hauteur $H = 50$ et 75 m (figure 2-24a). Des profils de pente homogènes formés uniquement de Tierra Blanca ont également été modélisés pour permettre l'estimation des effets de site topographiques seuls.

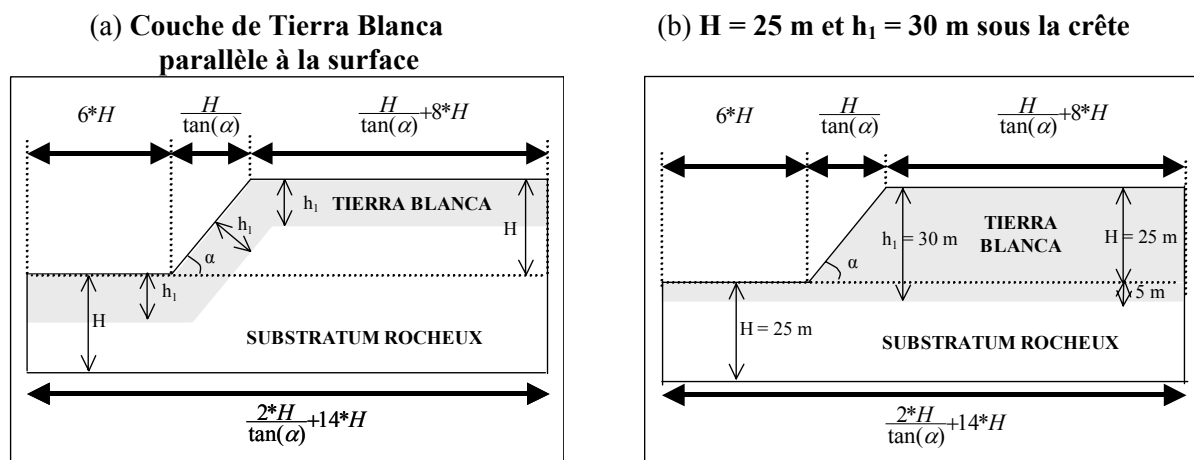


Figure 2-24 : Configurations géologiques et topographiques des modèles analysés.

Les paramètres relatifs aux deux unités géologiques de la figure 2-24 sont rappelés dans le tableau 2-4.

	Densité	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Coefficient de Poisson ν	Module de Young E (MPa)
Tierra Blanca	1,3	250	467,5	0,30	211
Substratum rocheux	2	450	780	0,25	1 012

Tableau 2-4 : Paramètres physiques des différentes unités géologiques (Mavrommati, 2000 ; Faccioli et al., 1988).

2.3.1.3. Modèles rhéologiques

L'étude des effets de site repose sur le modèle de comportement élastique alors que les analyses de stabilité des pentes sous sollicitations dynamiques ont été faites avec un modèle de comportement élasto-plastique radoucissant qui permet de tenir compte de la diminution de la résistance au cisaillement de la Tierra Blanca sous l'effet des vibrations sismiques (paragraphe 1.4.6). Les courbes de décroissance de la cohésion C et de l'angle de frottement interne ϕ en fonction des déformations plastiques sont données dans la figure 2-25 et le tableau 2-5 rappelle les valeurs de pic et les valeurs résiduelles de C et de ϕ . Ces dernières sont issues d'essais en laboratoire réalisés par Bommer et al. (2002) sur des échantillons de Tierra Blanca. Le choix du taux de déformation plastique conduisant à ces valeurs résiduelles est arbitraire et identique pour la cohésion et l'angle de frottement par souci de simplification ($\epsilon_{\text{plas}}^{\text{seuil}} = 7 \%$). Pour plus de réalisme, il serait souhaitable de considérer une plus rapide diminution de la cohésion que de l'angle de frottement.

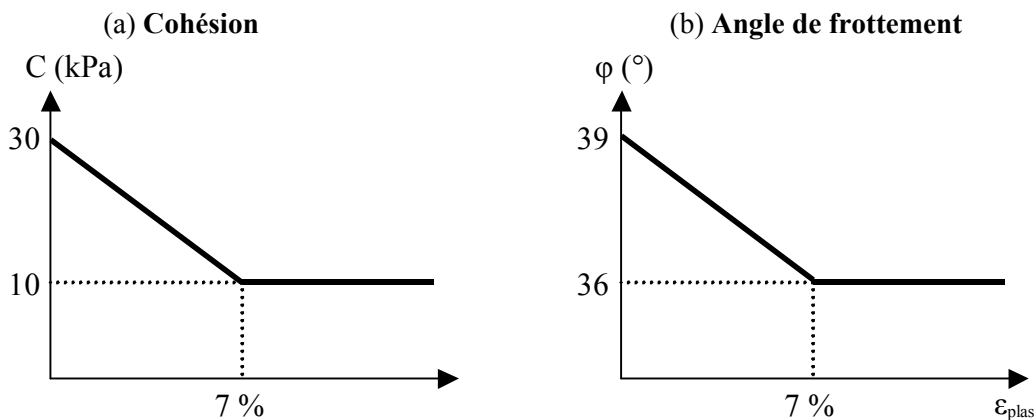


Figure 2-25 : Courbes de décroissance de la cohésion C (a) et de l'angle de frottement interne ϕ (b) en fonction des déformations plastiques ϵ_{plas} .

	Cohésion de pic (kPa)	Angle de frottement de pic ($^\circ$)	Cohésion résiduelle (kPa)	Angle de frottement résiduel ($^\circ$)
Tierra Blanca	30	39	10	36
Substratum rocheux	300	40	300	40

Tableau 2-5 : Paramètres de résistance au cisaillement des deux unités géologiques (Bommer et al., 2002)

2.3.1.4. Définition du signal sismique

Le signal sismique appliqué à la base des différents modèles à la profondeur $y = -H$ est une onde SV d'incidence verticale. Afin d'évaluer l'impact du type de signal sismique incident et de son contenu fréquentiel sur le comportement dynamique des versants, deux signaux synthétiques ont été utilisés pour une partie des modélisations. Il s'agit d'un signal sismique sinusoïdal qui, par définition, est mono-fréquentiel, et d'un signal sismique de type Ricker qui contient une large bande de fréquences (figure 2-26).

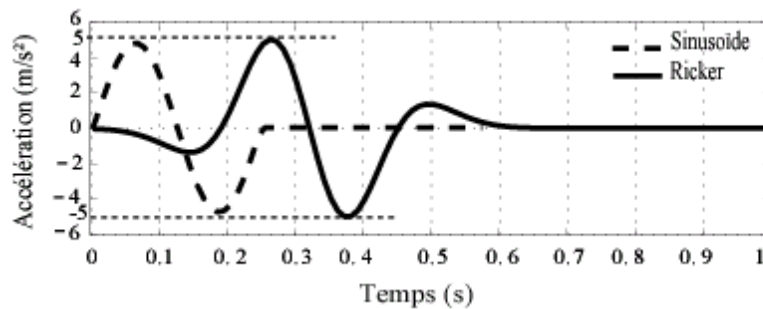


Figure 2-26 : Accélérogrammes synthétiques utilisés dans les simulations numériques.

Les signaux sismiques décrits ci-dessus sont définis par leur PGA, leur contenu fréquentiel et la durée des vibrations sismiques obtenue par répétition des cycles élémentaires présentés dans la figure 2-26. Cette dernière est constante et égale à 6 s et les gammes de valeurs retenues pour le PGA et pour le contenu fréquentiel sont les suivantes :

- le PGA varie de 0,1 à 0,5 g, avec un incrément égal à 0,1 g ;
- la fréquence centrale du signal sismique incident varie de 1 à 6 Hz, avec un incrément égal à 1 Hz pour le signal sismique sinusoïdal et de 1,2 à 7,3 Hz, avec un incrément égal à approximativement 1,2 Hz pour le signal sismique Ricker (tableau 2-1). Par commodité d'écriture, nous utiliserons les abréviations HF et BF pour parler des signaux sismiques hautes fréquences ($f \geq 3$ Hz) et basses fréquences ($f < 3$ Hz).

Lorsqu'on modifie le contenu fréquentiel du signal sismique incident, on choisit de maintenir l'intensité Arias constante. Cette grandeur, couramment utilisée en sismologie, permet de décrire "l'énergie totale" dissipée au niveau d'un site. Mathématiquement, on la représente par la somme des énergies dissipées par une population d'oscillateurs dont les fréquences de résonance varient de zéro à l'infini (Arias, 1970) : $I_a = \frac{\pi}{2 \cdot g} \int [a(t)]^2 dt$.

La figure 2-27 représente l'évolution, en fonction du temps, de l'intensité Arias de signaux sismiques sinusoïdal et Ricker de PGA égal à 0,3 g. Cette figure montre qu'à un instant t donné, l'intensité Arias est beaucoup plus grande pour le signal sismique sinusoïdal que pour le signal sismique Ricker. On peut donc s'attendre à ce que la stabilité d'un versant soit davantage menacée par un signal sismique sinusoïdal.

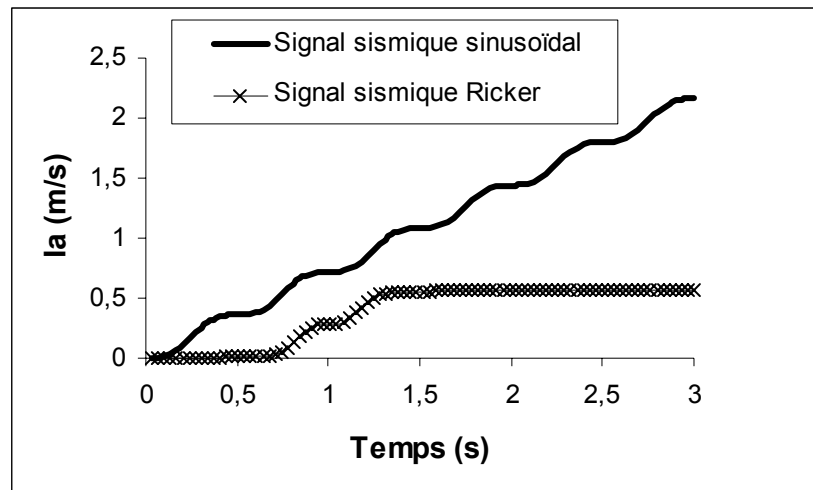


Figure 2-27 : Intensité Arias de deux signaux sismiques sinusoïdal et Ricker de PGA = 0,3 g.

Maintenant que les modèles et les paramètres de la modélisation sont définis, nous présentons, dans le paragraphe suivant, les résultats de l'étude des effets de site.

2.3.2. Etude des effets de site

Le paragraphe 2.3.2.1 est consacré à l'étude des effets de site topographiques seuls en surface et au sein de versants homogènes, et le paragraphe 2.3.2.2 est consacré à l'étude de l'effet combiné de la surface topographique et des structures géologiques du versant en surface et au sein de versants bi couches.

2.3.2.1. Etude des effets de site topographiques seuls

Par analogie avec les études d'effets de site menées sur le terrain, nous analysons tout d'abord ces phénomènes d'amplification en surface des versants.

- Etude des **effets de site topographiques seuls en surface des versants**

L'amplification maximale de l'accélération horizontale a été calculée en surface de versants homogènes (Tierra Blanca) de hauteur et de pente variables. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz et de durée égale à une période. On rappelle que l'amplification maximale de l'accélération horizontale s'obtient en divisant l'accélération horizontale maximale au point d'étude par l'accélération horizontale maximale en champ libre, soit en un site rocheux horizontal. L'accélération horizontale maximale de ce signal sismique de référence est égale à deux fois le PGA du signal sismique incident.

La figure 2-28 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface de versants de hauteur $H = 25$ m et de pente α différente (40° ; 50° et 60°) et la figure 2-29 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface de versants de pente $\alpha = 50^\circ$ et de hauteur H différente (25 ; 50 et 75 m). Sur ces deux figures, les courbes en pointillés bleus correspondent à un signal sismique BF et celles en trait plein vert à un signal sismique HF.

Ces figures montrent que le contenu fréquentiel du signal sismique incident influe sur l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface des versants. Dans le cas de signaux sismiques BF, des phénomènes d'amplification (amplification > 1) se produisent dans le voisinage du sommet des versants, la partie basse de ces derniers étant plus généralement soumise à une désamplification (i.e. amplification < 1). On observe de plus que la zone d'amplification s'étend largement en arrière du sommet du versant. Pour ce type de configuration topographique, l'amplification maximale ne dépasse pas la valeur 1,3. Dans le cas de signaux sismiques HF, il y a pratiquement toujours désamplification à la base et au sommet des versants, le pic d'amplification se situant assez loin derrière la crête des versants.

Les figures 2-28a à 2-28c correspondant à des cas de versants de hauteur $H = 25$ m et de pente α différente (40° ; 50° et 60°) permettent de mettre en évidence le rôle de la pente sur l'amplification de l'accélération horizontale. Dans le cas de signaux sismiques BF, plus la pente est élevée, plus l'amplification maximale de l'accélération horizontale dans le voisinage du sommet du versant est grande. Dans le cas de signaux sismiques HF, plus la pente est élevée, plus la valeur du maximum d'amplification en surface du versant est faible et plus l'extension de la zone d'amplification est réduite.

Enfin, les figures 2-29a à 2-29c correspondant à des cas de versants de pente $\alpha = 50^\circ$ et de hauteur H différente (25 ; 50 et 75 m) montrent que lorsque la hauteur du versant augmente, l'amplification maximale de l'accélération horizontale dans le voisinage du sommet du versant diminue, et ce quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident.

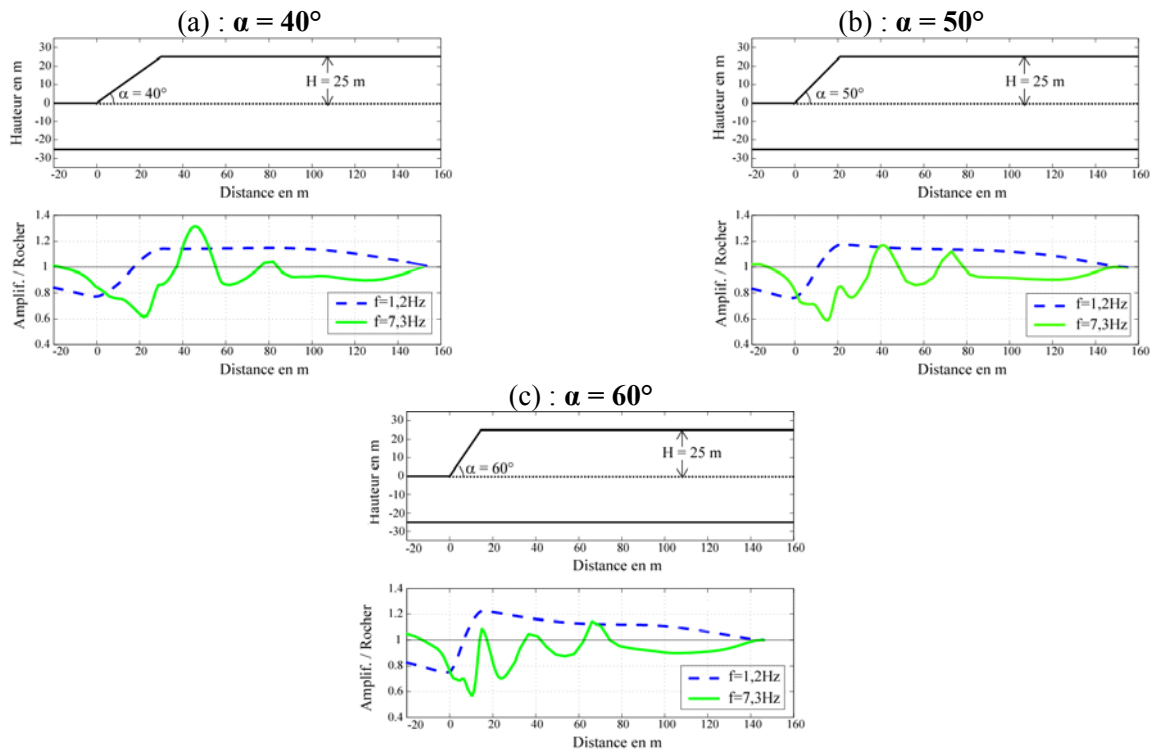


Figure 2-28 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant **homogène** (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente α variable, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $\alpha = 40^\circ$, (b) $\alpha = 50^\circ$ et (c) $\alpha = 60^\circ$.

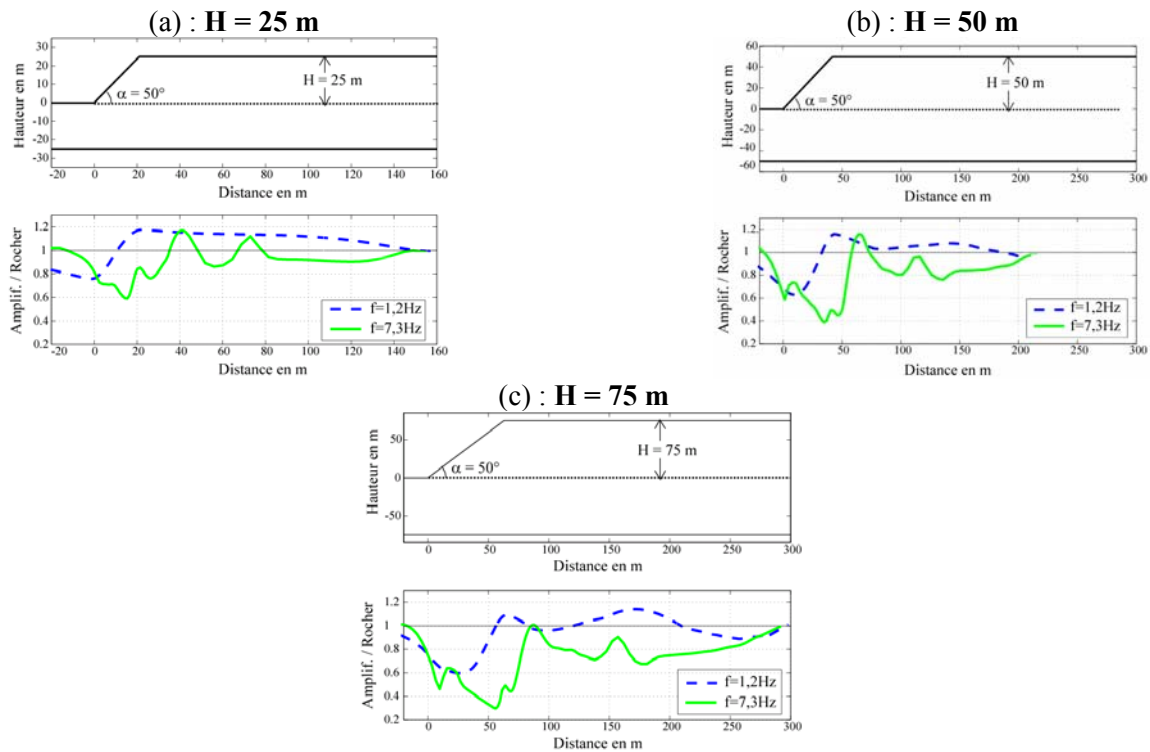


Figure 2-29 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant **homogène** (Tierra Blanca) de hauteur H variable et de **pen**te $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $H = 25$ m, (b) $H = 50$ m et (c) $H = 75$ m.

Pour comprendre l'origine de ces phénomènes d'amplification et en particulier le rôle de la fréquence du signal sismique incident sur l'amplification des mouvements sismiques en surface des versants, nous avons analysé les traces sismiques le long de la surface des versants. On représente, dans la figure 2-30, les résultats obtenus dans le cas d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. On représente également sur cette figure les domaines d'existence des ondes réfléchies (figure 2-30a) ainsi que les temps de trajet théoriques des trains d'ondes diffractées et des ondes de Rayleigh (droites en pointillés sur les figures 2-30b et 2-30c).

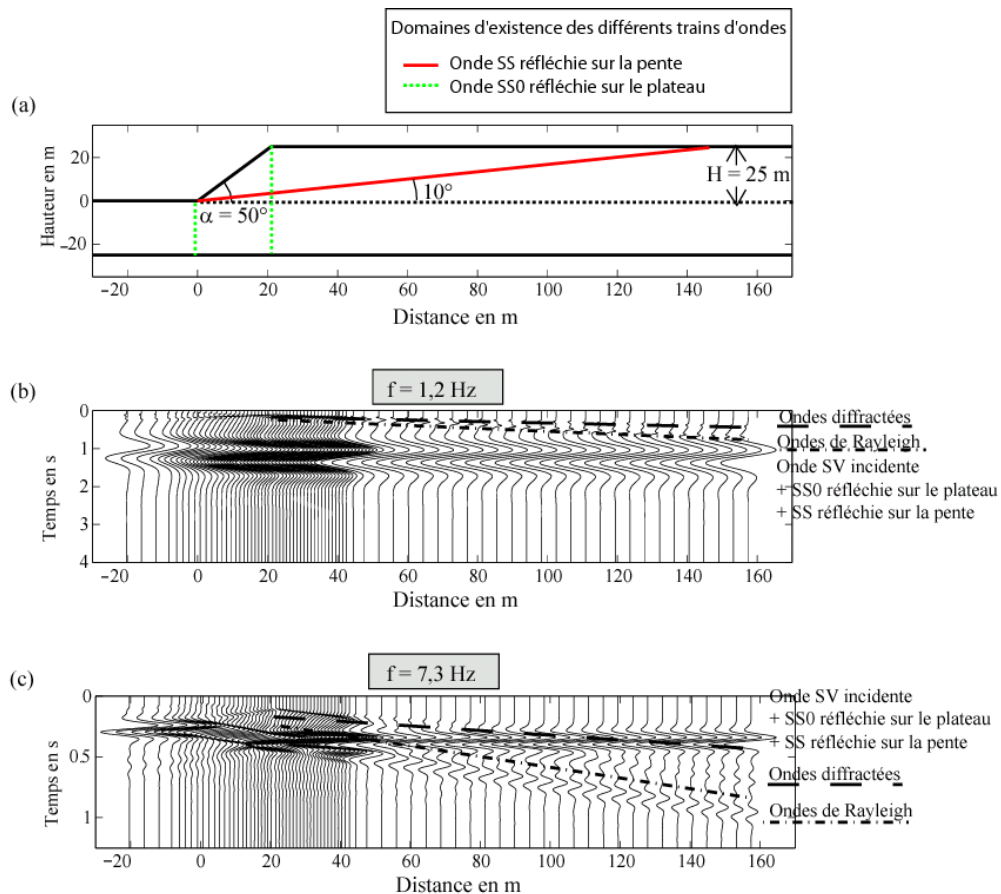


Figure 2-30 : Traces sismiques enregistrées le long de la surface d'un versant **homogène** de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (b) ou **7,3 Hz** (c).

D'après la figure 2-30c, l'amplitude des ondes de Rayleigh est largement supérieure à celle des ondes diffractées pour cette configuration géométrique. La figure 2-30b montre que, dans le cas d'un signal sismique BF, tous les trains d'ondes sont confondus. Près du sommet du versant, l'onde incidente, l'onde SS0 réfléchiée sur le plateau, l'onde SS réfléchiée sur la pente et les ondes de Rayleigh interfèrent constructivement, ce qui a pour conséquence une amplification de l'accélération horizontale au sommet du versant (figure 2-28b). En revanche, plus on s'éloigne du sommet du versant (i.e. en amont), plus la première phase négative des ondes de Rayleigh interfère destructivement avec la première phase positive de l'onde incidente, de l'onde réfléchiée sur le plateau et de l'onde réfléchiée sur la pente. Ceci a pour conséquence une diminution progressive de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au fur et à mesure que l'on s'éloigne du sommet du versant (figure 2-28b).

Dans le cas du signal sismique HF, la plus courte durée des phases positives et négatives des ondes sismiques rend plus difficile l'analyse des phénomènes d'interférence d'ondes, notamment près du sommet du versant. La figure 2-28b montre que l'amplification maximale de l'accélération horizontale est pratiquement constante au-delà de $x = 80$ m. Ceci s'explique par le fait qu'au-delà de $x = 80$ m, les ondes de Rayleigh n'interfèrent plus avec l'onde incidente, l'onde SS0 réfléchiée sur le plateau et l'onde SS réfléchiée sur la pente (figure 2-30c). Ainsi, au-delà de $x = 80$ m, l'amplification résulte principalement de l'interférence de l'onde

incidente avec l'onde réfléchie sur le plateau, l'onde réfléchie sur la pente et les ondes diffractées. Notons que l'onde SS réfléchie sur la pente n'existe plus au-delà de $x = 142$ m. Entre le sommet de la pente et $x = 80$ m, les variations de l'amplification maximale de l'accélération horizontale présentées dans la figure 2-28b sont essentiellement contrôlées par l'interférence tantôt constructive, tantôt destructive, des ondes de Rayleigh et des ondes diffractées avec l'onde incidente, l'onde SS0 réfléchie sur le plateau et l'onde SS réfléchie sur la pente.

Ainsi, les amplifications observées dans les figures 2-28 et 2-29 résultent de l'interférence constructive des ondes incidentes et réfléchies sur la pente avec les ondes de Rayleigh et les ondes diffractées.

L'étude présentée ci-dessus montre que la géométrie du versant et surtout le contenu fréquentiel du signal sismique incident contrôlent la position et l'extension des zones de forte amplification en surface des versants. Les mouvements du sol ne concernant pas seulement la surface des versants mais plutôt un volume donné sous la crête, nous proposons, dans le paragraphe suivant, une étude des effets de site au sein des versants. Celle-ci a pour objectifs :

- de comparer les taux d'amplification topographique au sein des versants à ceux calculés en surface des versants ;
- de définir les paramètres qui contrôlent la distribution des amplifications topographiques au sein des versants.

- Etude des **effets de site topographiques seuls au sein des versants** (y compris en profondeur)

L'étude des effets de site topographiques seuls au sein des versants a été menée sur un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$. Ce versant est soumis à :

- un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ; 3,7 ou 7,3 Hz (figure 2-31) ;
- un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 ; 3 ou 6 Hz (figure 2-32).

Le maximum de l'accélération horizontale en chaque nœud du maillage des grilles FLAC a été évalué dans le domaine temporel puis divisé par le maximum de l'accélération horizontale au rocher afin d'obtenir l'amplification maximale de l'accélération horizontale. Cette amplification maximale est représentée par une échelle de couleurs dans les figures 2-31 (signal sismique Ricker) et 2-32 (signal sismique sinusoïdal), le rouge caractérisant les plus fortes valeurs d'amplification.

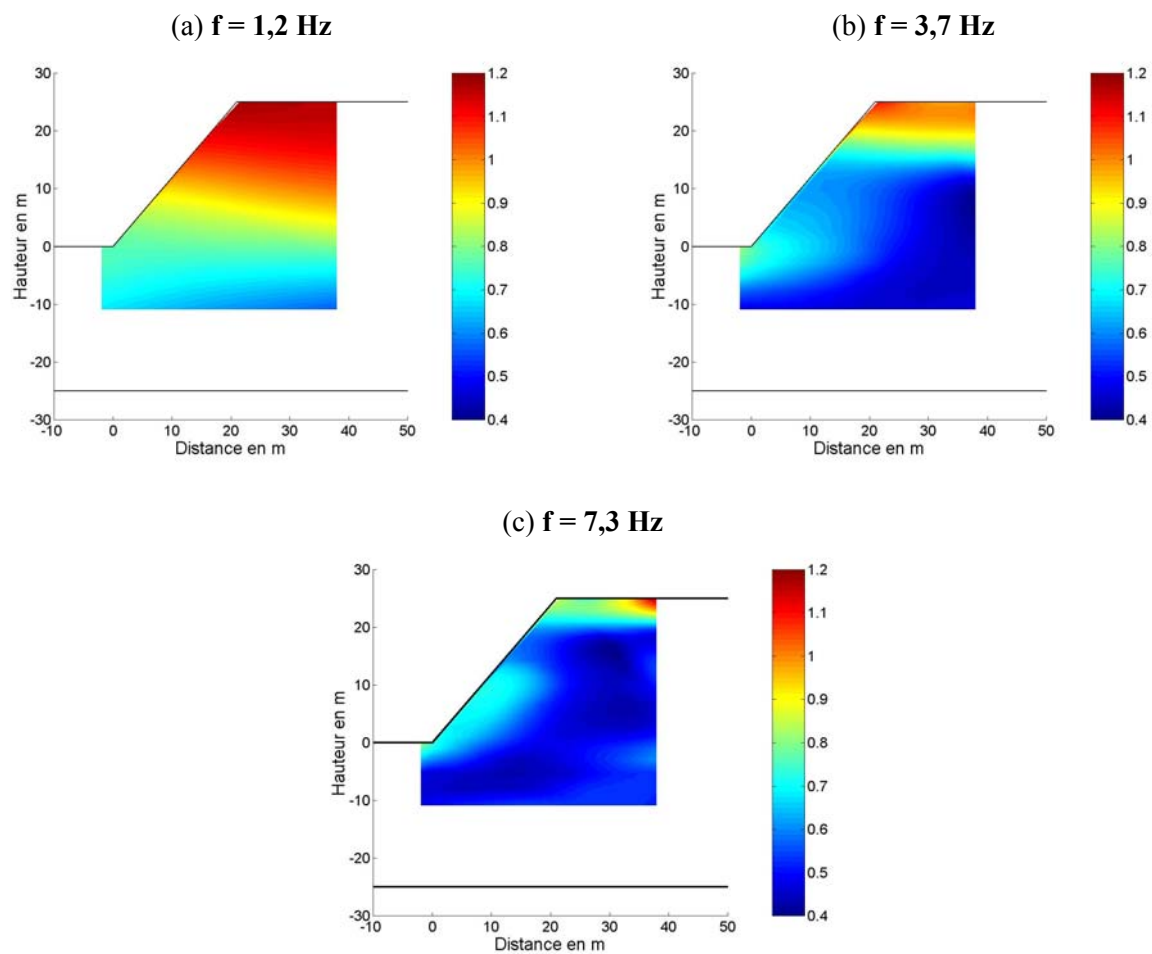


Figure 2-31 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant **homogène** (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25 \text{ m}$ et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un **signal sismique Ricker** de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a), **3,7 Hz** (b) ou **7,3 Hz** (c).

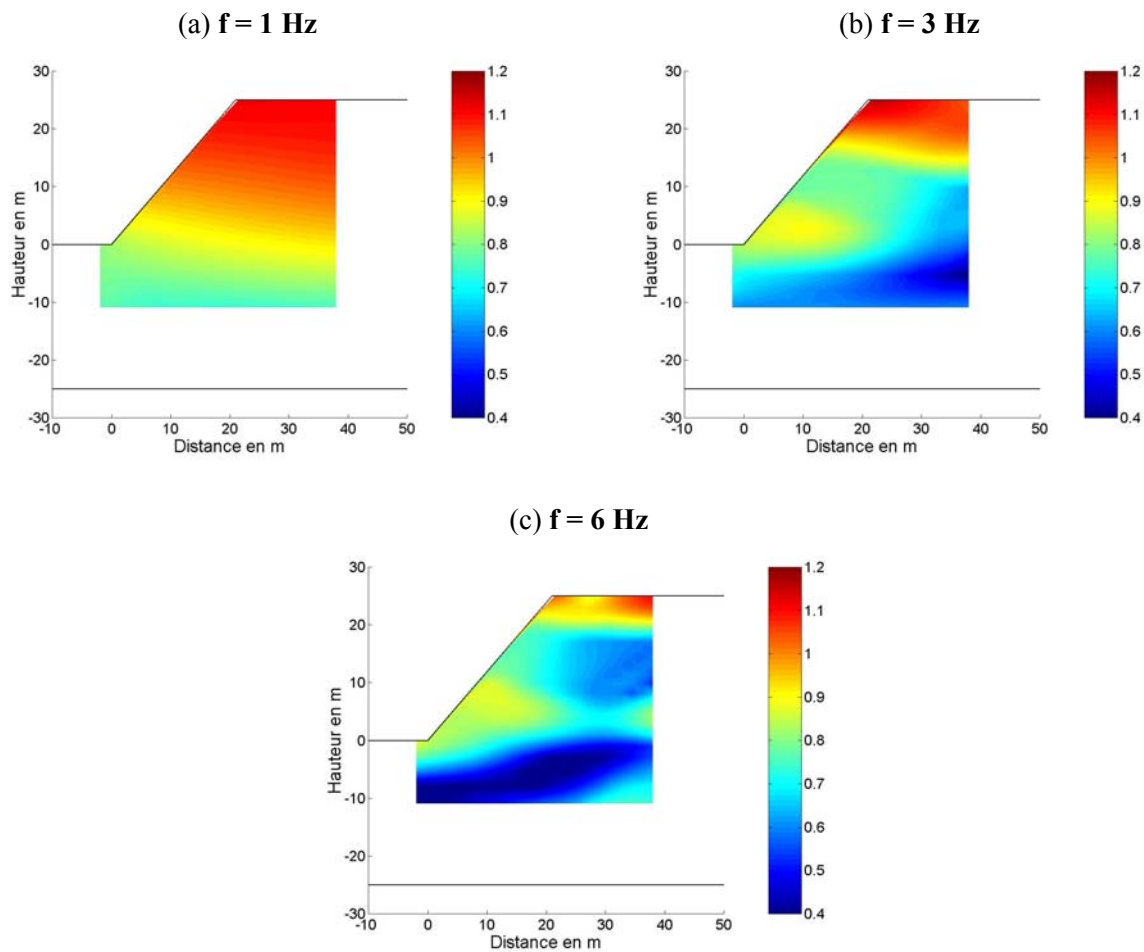


Figure 2-32 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant **homogène** (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25 \text{ m}$ et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un **signal sismique sinusoïdal** de fréquence égale à **1 Hz** (a), **3 Hz** (b) ou **6 Hz** (c).

Les figures 2-31 et 2-32 montrent que l'amplification maximale de l'accélération horizontale est toujours plus grande en surface du versant qu'en profondeur, et ce quels que soient le type de signal sismique incident et son contenu fréquentiel. Les plus fortes amplifications se produisent généralement dans le voisinage de la crête du versant.

Les observations faites en surface des versants peuvent être généralisées à l'ensemble du versant. En effet, les figures 2-31 et 2-32 montrent que, plus la fréquence centrale du signal sismique incident augmente, plus la zone d'amplification, caractérisée par une amplification supérieure à un, est de faible extension et généralement limitée sous la crête du versant (zone en rouge sur les figures 2-31 et 2-32). **On peut donc en conclure qu'un signal sismique BF produit des mouvements forts à l'intérieur du versant sur un plus grand volume sous la crête qu'un signal sismique HF.**

Dans les figures 2-33 et 2-34, on vérifie que la distribution de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant est bien représentative des mouvements sismiques subis par le versant au cours de la sollicitation dynamique. On représente donc, pour un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 ou 6 Hz, des instantanés de la

distribution de l'amplification de l'accélération horizontale au sein du versant. Les amplifications présentées dans les figures 2-33 et 2-34 seront donc appelées ci-dessous "amplifications instantanées" par opposition à l'amplification maximale présentée dans les figures 2-31 et 2-32. Pour un signal sismique de fréquence donnée, la fenêtre temporelle choisie pour cette représentation est centrée autour de l'instant correspondant à l'arrivée du maximum de l'onde directe sur le plateau supérieur : lorsque la fréquence du signal sismique incident est égale à 1 Hz, ce maximum se produit à l'instant $t = 0,45$ s et lorsque la fréquence du signal sismique incident est égale à 6 Hz, il se produit à l'instant $t = 0,25$ s.

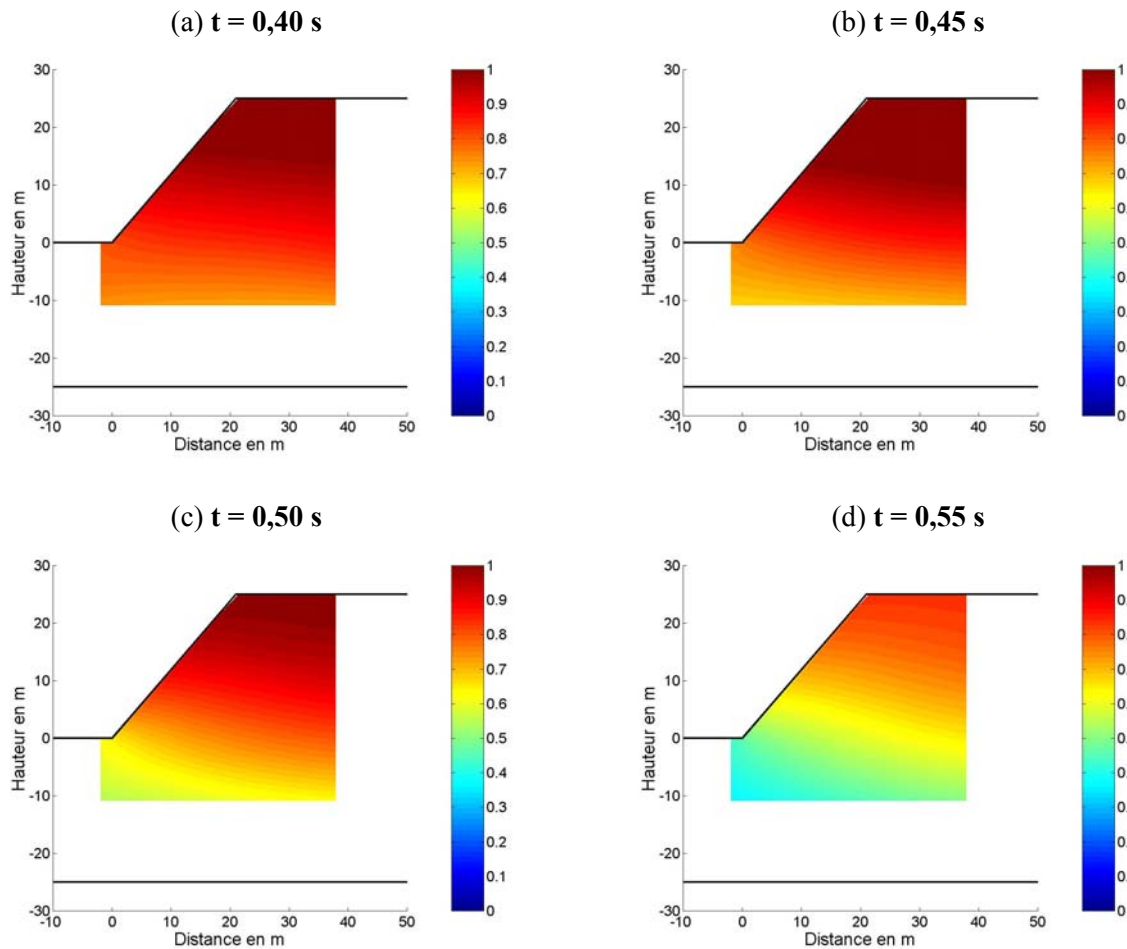


Figure 2-33 : **Amplification instantanée** de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz. (a) $t = 0,40$ s, (b) $t = 0,45$ s, (c) $t = 0,50$ s et (d) $t = 0,55$ s.

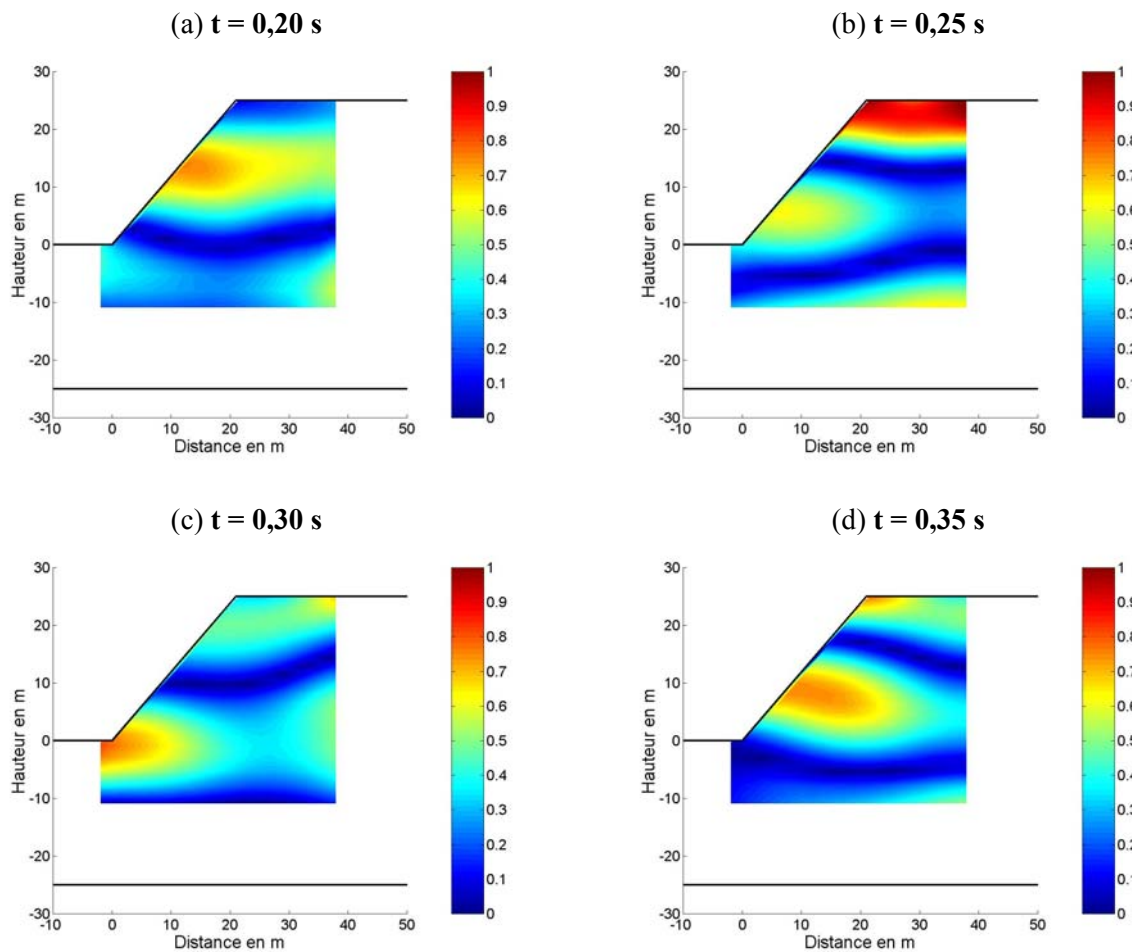


Figure 2-34 : **Amplification instantanée** de l'accélération horizontale au sein d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique sinusoïdal de **fréquence égale à 6 Hz**. (a) $t = 0,20$ s, (b) $t = 0,25$ s, (c) $t = 0,30$ s et (d) $t = 0,35$ s.

Quelle que soit la fréquence du signal sismique incident, on observe que l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant traduit bien les mouvements sismiques subis par le versant au cours de la sollicitation dynamique. En effet, les distributions de l'amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein du versant montrent qu'un signal sismique BF produit des amplifications sur un plus grand volume sous la crête qu'un signal sismique plus HF. De plus, on remarque que, plus la période du signal sismique incident est longue ($f = 1$ Hz), moins la distribution de l'amplification varie d'un instant à l'autre. En effet, lorsqu'on analyse la distribution de l'amplification à plusieurs instants autour de l'arrivée du maximum de l'onde directe sur le plateau supérieur, on observe que, dans le cas du signal de fréquence égale à 1 Hz, le versant conserve des mouvements forts pendant une durée beaucoup plus longue que dans le cas du signal de fréquence égale à 6 Hz.

Cette vérification effectuée, on peut donc en conclure que, pour ce type de configuration de pente, les signaux sismiques BF produisent des mouvements forts et pérennes sur un plus grand volume à l'intérieur du versant que les signaux sismiques HF.

Dans le paragraphe suivant, la part des amplifications attribuables à la géométrie du versant est évaluée par rapport à celle attribuable aux structures géologiques du versant.

2.3.2.2. Etude des effets de site topographiques et lithologiques combinés

De même que dans le paragraphe précédent, les effets de site topographiques et lithologiques combinés sont tout d'abord évalués en surface des versants.

- Etude des **effets de site topographiques et lithologiques combinés en surface des versants**

Les figures 2-35 et 2-36 représentent l'amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface de versants hétérogènes bi couches, de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et dont la couche de surface a une épaisseur h_1 variable (10 ; 20 et 30 m). Ces versants sont soumis à un accélérogramme synthétique, Ricker (figure 2-35) ou sinusoïde (figure 2-36), de contenu fréquentiel variable. L'amplitude maximale de l'accélération horizontale en un point donné de la surface du versant est normalisée par l'amplitude maximale du signal sismique enregistré au rocher.

Les figures 2-35 et 2-36 montrent que la combinaison des effets de site topographiques et lithologiques produit des amplifications de l'accélération horizontale en surface des versants bien supérieures à celles calculées en surface de versants homogènes. En effet, alors que l'amplification maximale ne dépasse pas la valeur 1,3 dans un versant homogène, elle peut atteindre la valeur 3 dans un versant bi couche. Cette amplification est essentiellement contrôlée par les structures lithologiques du versant. Ainsi, pour un signal sismique sinusoïdal de fréquence 3 Hz, l'amplification est égale à :

- 1,3 au sommet du modèle de pente homogène ;
- 2,7 au sommet d'une colonne de sol bi couche dont la couche de surface a une épaisseur égale à 20 m ;
- 2,9 au sommet du modèle de pente bi couche dont la couche de surface a une épaisseur égale à 20 m (figure 2-36b).

Ces figures soulignent de plus le fait qu'en arrière du sommet du versant, l'amplification maximale de l'accélération horizontale diminue d'autant plus rapidement que le versant est soumis à un signal sismique HF.

L'analyse détaillée de toutes les configurations géologiques envisagées dans ce travail ($h_1 = 2,5$; 5 ; 10 ; 20 et 30 m) montre que les plus fortes valeurs d'amplification se produisent lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident se rapproche de la fréquence de résonance de la couche de surface. On rappelle que la fréquence de résonance d'une couche est définie par la formule $f_{\text{res}} = (2*n+1) \frac{V_{S1}}{4*h_1}$ où n représente un entier, V_{S1} la vitesse de propagation des ondes de cisaillement dans la couche et h_1 l'épaisseur de cette couche (paragraphe 1.4.6.2). Le tableau 2-6 donne les valeurs de la fréquence de résonance en

fonction de l'épaisseur h_1 de la couche de surface : plus h_1 est petite, plus la fréquence de résonance de la couche de surface est élevée.

Epaisseur h_1 de la couche de Tierra Blanca (m)	Fréquence de résonance f_{res} de cette couche (Hz)
2,5	25
5	12,5
10	6,3
20	3,1
30	2,1

Tableau 2-6 : Fréquence de résonance de la couche de Tierra Blanca ($n = 0$). La vitesse V_{s1} des ondes de cisaillement dans cette couche est égale à 250 m/s.

Dans un versant présentant une couche de surface d'épaisseur h_1 égale à 10 m, la fréquence de résonance est égale à 6,3 Hz (tableau 2-6). D'après les figures 2-35a (signal sismique Ricker) et 2-36a (signal sismique sinusoïdal), l'amplification au sommet du versant est d'autant plus grande que le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF, c'est-à-dire plus proche de la fréquence de résonance de la couche de surface. De plus, on observe que l'amplification au sommet du versant est toujours plus grande lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique sinusoïdal.

Dans un versant présentant une couche de surface d'épaisseur h_1 égale à 20 m ($f_{\text{res}} = 3,1$ Hz), les figures 2-35b (signal sismique Ricker) et 2-36b (signal sismique sinusoïdal) montrent que le maximum d'amplification en crête se produit aux fréquences 2,4 et 3,7 Hz pour le signal sismique Ricker et à la fréquence 3 Hz pour le signal sismique sinusoïdal. Comme la fréquence 3 Hz du signal sismique sinusoïdal est plus proche de la fréquence de résonance de la couche de surface que les fréquences 2,4 et 3,7 Hz du signal sismique Ricker, l'amplification au sommet du versant est toujours plus grande pour le signal sismique sinusoïdal que pour le signal sismique Ricker. Le même phénomène se produit pour le versant dont la couche de surface a une épaisseur h_1 égale à 30 m ($f_{\text{res}} = 2,1$ Hz).

Ainsi, les figures 2-35 et 2-36 permettent de conclure que les amplifications de l'accélération horizontale qui se produisent à la surface du versant sont contrôlées par le **contenu fréquentiel du signal sismique incident** ainsi que par les **structures géologiques du versant**.

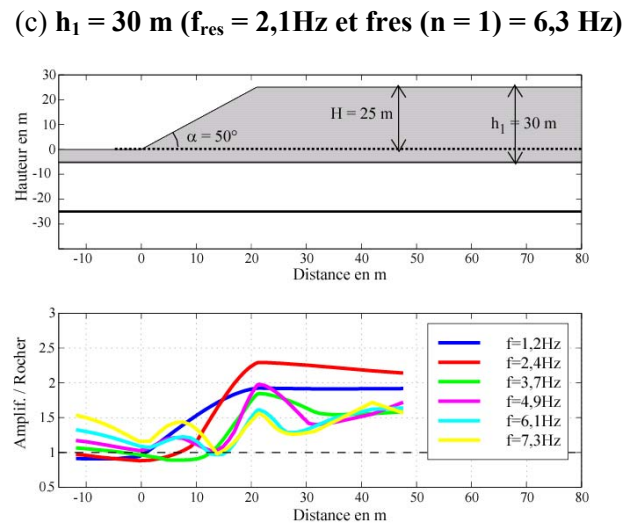
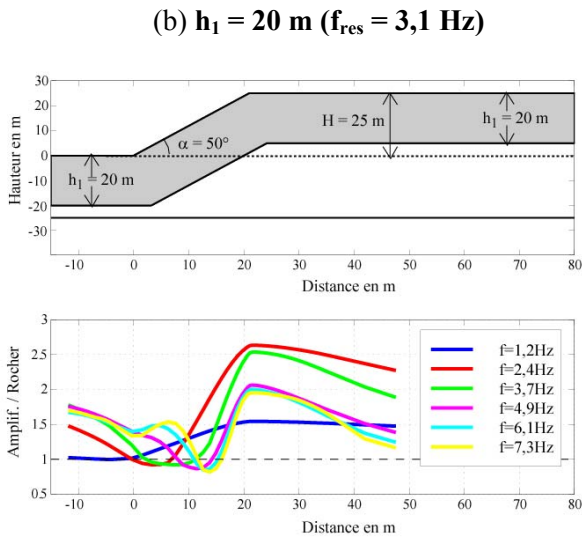
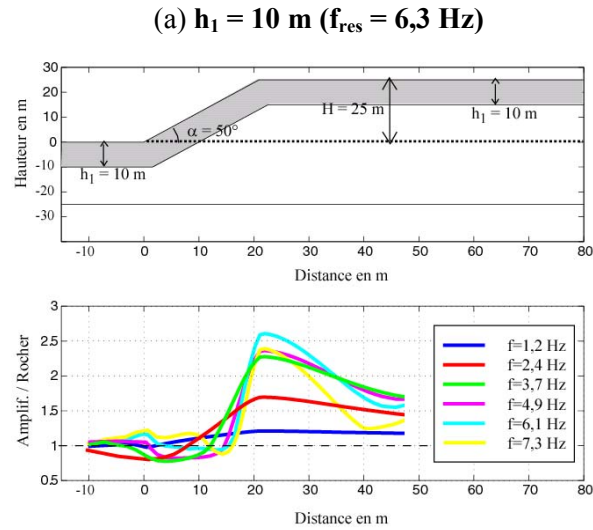


Figure 2-35 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25 \text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un **signal sismique Ricker** de contenu fréquentiel variable. (a) $h_1 = 5 \text{ m}$, (b) $h_1 = 20 \text{ m}$ et (c) $h_1 = 30 \text{ m}$.

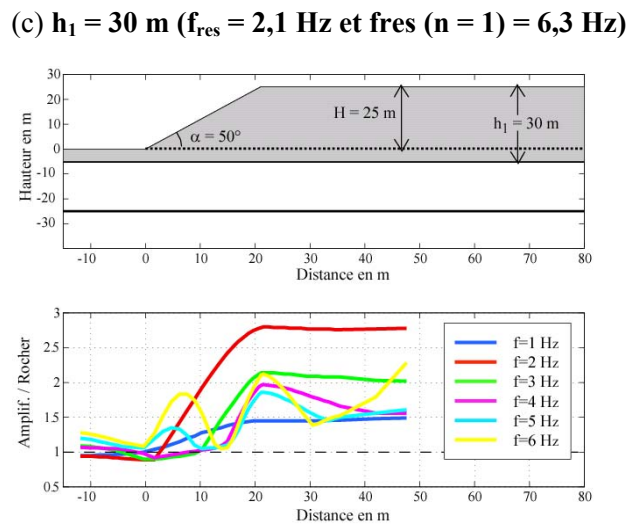
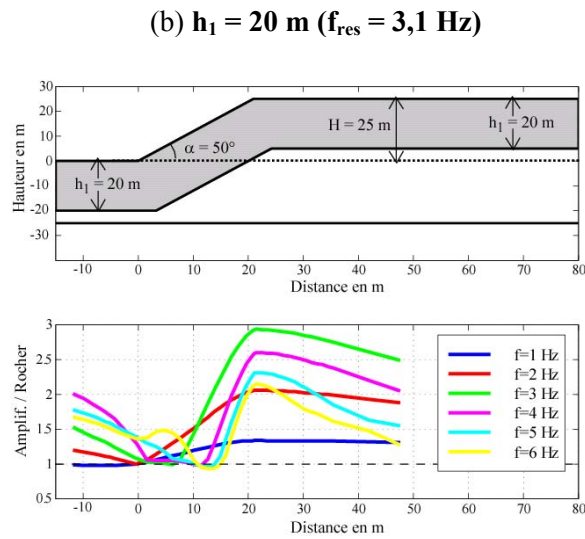
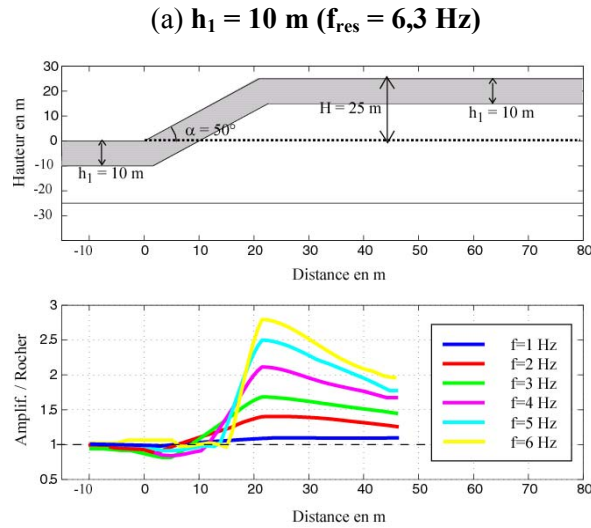


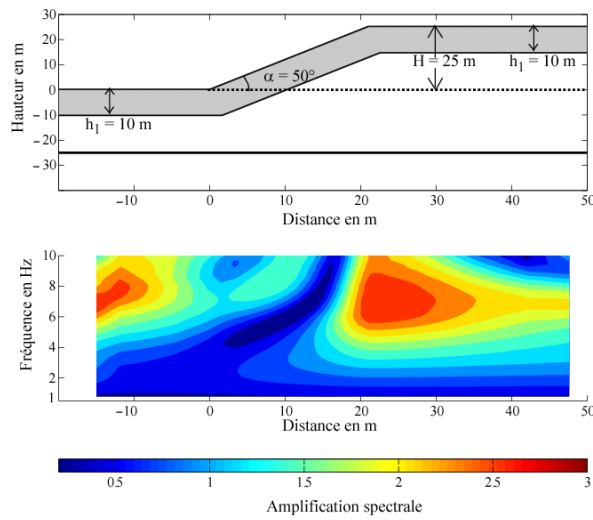
Figure 2-36 : Amplification maximale de l'accélération horizontale le long de la surface d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25 \text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un **signal sismique sinusoïdal** de contenu fréquentiel variable. (a) $h_1 = 10 \text{ m}$, (b) $h_1 = 20 \text{ m}$ et (c) $h_1 = 30 \text{ m}$.

- **Amplification spectrale de l'accélération horizontale**

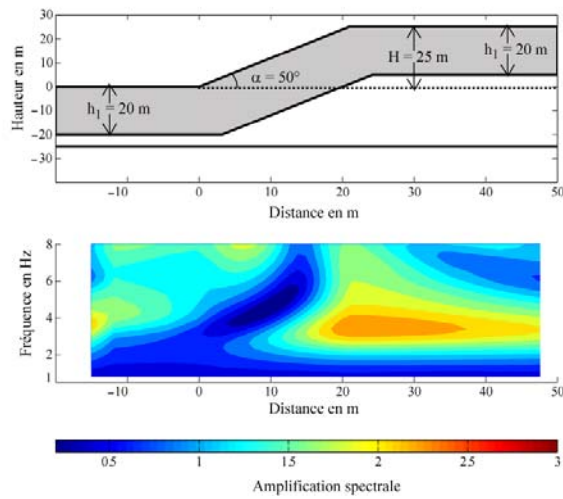
L'amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface de versants de hauteur $H = 25\text{m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, a également été calculée. Le signal sismique de référence choisi pour ce calcul est le signal sismique enregistré au rocher. Les résultats sont présentés dans la figure 2-37.

Cette figure montre que l'amplification spectrale maximale, qui se produit systématiquement à la fréquence de résonance de la couche de surface, ne dépasse pas la valeur 3 au sommet du versant. Elle est d'autant plus concentrée au niveau du sommet du versant que l'épaisseur h_1 de la couche de surface est faible (figure 2-37a). Dans le versant dont la couche de surface a une épaisseur h_1 égale à 30 m, on observe un deuxième pic d'amplification à la fréquence 6 Hz (figure 2-37c). Cette fréquence correspond au premier harmonique de la fréquence de résonance de la couche de surface ($f_1 = 3 * \frac{V_{S_1}}{4 * h_1}$).

(a) $h_1 = 10 \text{ m}$ ($f_{\text{res}} = 6,3 \text{ Hz}$)



(b) $h_1 = 20 \text{ m}$ ($f_{\text{res}} = 3,1 \text{ Hz}$)



(c) $h_1 = 30 \text{ m}$ sous la crête ($f_{\text{res}} = 2,1 \text{ Hz}$ et $f_{\text{res}} (n = 1) = 6,3 \text{ Hz}$)

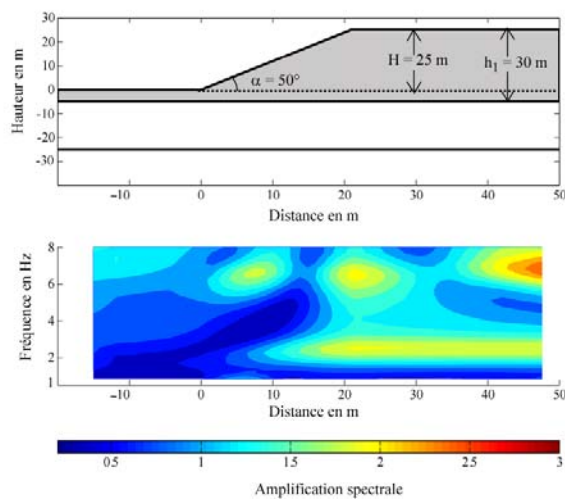


Figure 2-37 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface de versants hétérogènes de hauteur $H = 25 \text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable.
(a) $h_1 = 10 \text{ m}$, (b) $h_1 = 20 \text{ m}$ et (c) $h_1 = 30 \text{ m}$.

- Etude des **effets de site topographiques et lithologiques combinés au sein des versants** (y compris en profondeur)

La distribution des amplifications maximales de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur $H = 25\text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable a été analysée. On représente, dans la figure 2-38, les résultats obtenus pour un versant défini par $h_1 = 10\text{ m}$ et soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 2,4 ; 4,9 ; 6,1 ou 7,3 Hz. D'après le tableau 2-6, la fréquence de résonance d'une couche d'épaisseur $h_1 = 10\text{ m}$ est égale à 6,3 Hz. Ainsi, l'amplification de l'accélération horizontale au sommet du versant est d'autant plus grande que le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF.

Les figures 2-38a à 2-38d montrent **qu'un signal sismique BF produit des amplifications inférieures à 1,8 sur un volume étendu à l'intérieur du versant alors qu'un signal sismique HF produit de plus fortes amplifications (jusqu'à 2,5) mais concentrées sur un volume plus réduit autour du sommet du versant.**

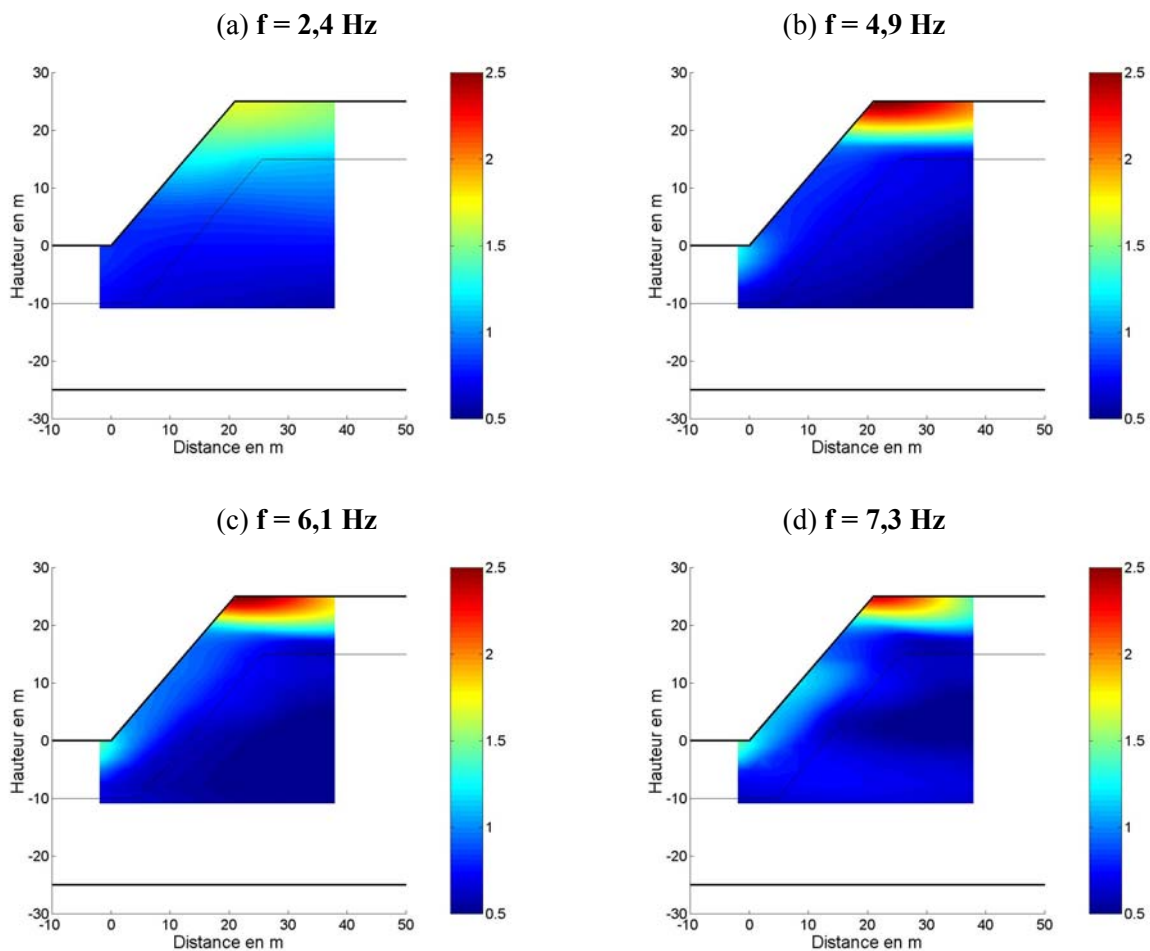


Figure 2-38 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25\text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 2,4 Hz (a), 4,9 Hz (b), 6,1 (c) ou 7,3 Hz (d).

De même que dans le paragraphe 2.3.3.1, on vérifie que les distributions de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant sont représentatives des mouvements sismiques subis par le versant au cours de la sollicitation dynamique. Les figures 2-39 et 2-40 représentent les distributions de l'amplification instantanée de l'accélération horizontale au sein du versant. Pour un signal sismique de fréquence donnée, la fenêtre temporelle choisie pour cette représentation est centrée autour de l'instant correspondant à l'arrivée du maximum de la phase positive de l'onde directe sur le plateau supérieur : lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident est égale à 2,4 Hz, ce maximum se produit à $t = 0,55$ s et lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident est égale à 7,3 Hz, il se produit à l'instant $t = 0,275$ s. Les figures 2-39 et 2-40 montrent que, dans le cas d'un signal sismique BF :

- les plus fortes valeurs de l'amplification instantanée de l'accélération horizontale sont répandues sur un plus grand volume sous la crête du versant que dans le cas d'un signal sismique plus HF ;
- les mouvements forts au sein du versant durent plus longtemps que dans le cas d'un signal sismique plus HF.

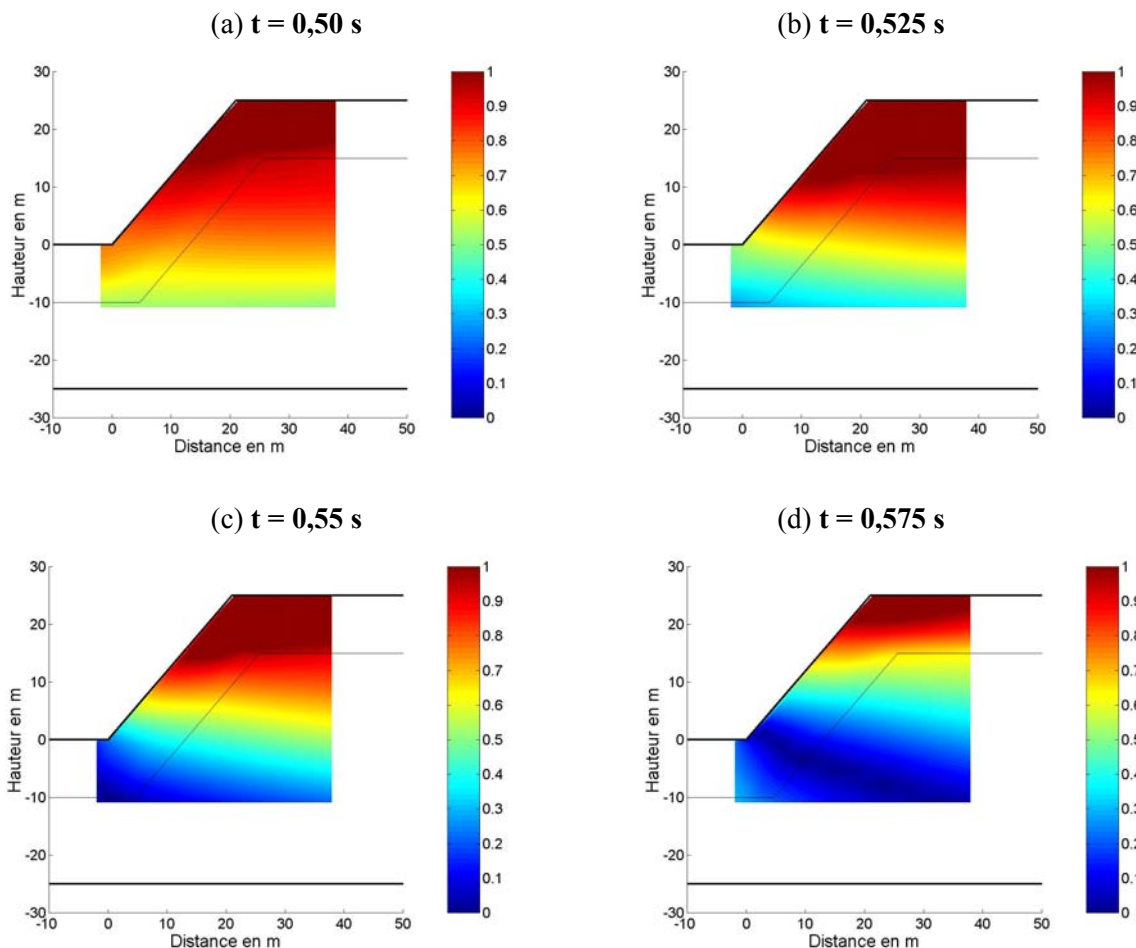


Figure 2-39 : **Amplification instantanée** de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de **fréquence centrale égale à 2,4 Hz**. (a) $t = 0,5$ s, (b) $t = 0,525$ s, (c) $t = 0,55$ s et (d) $t = 0,575$ s.

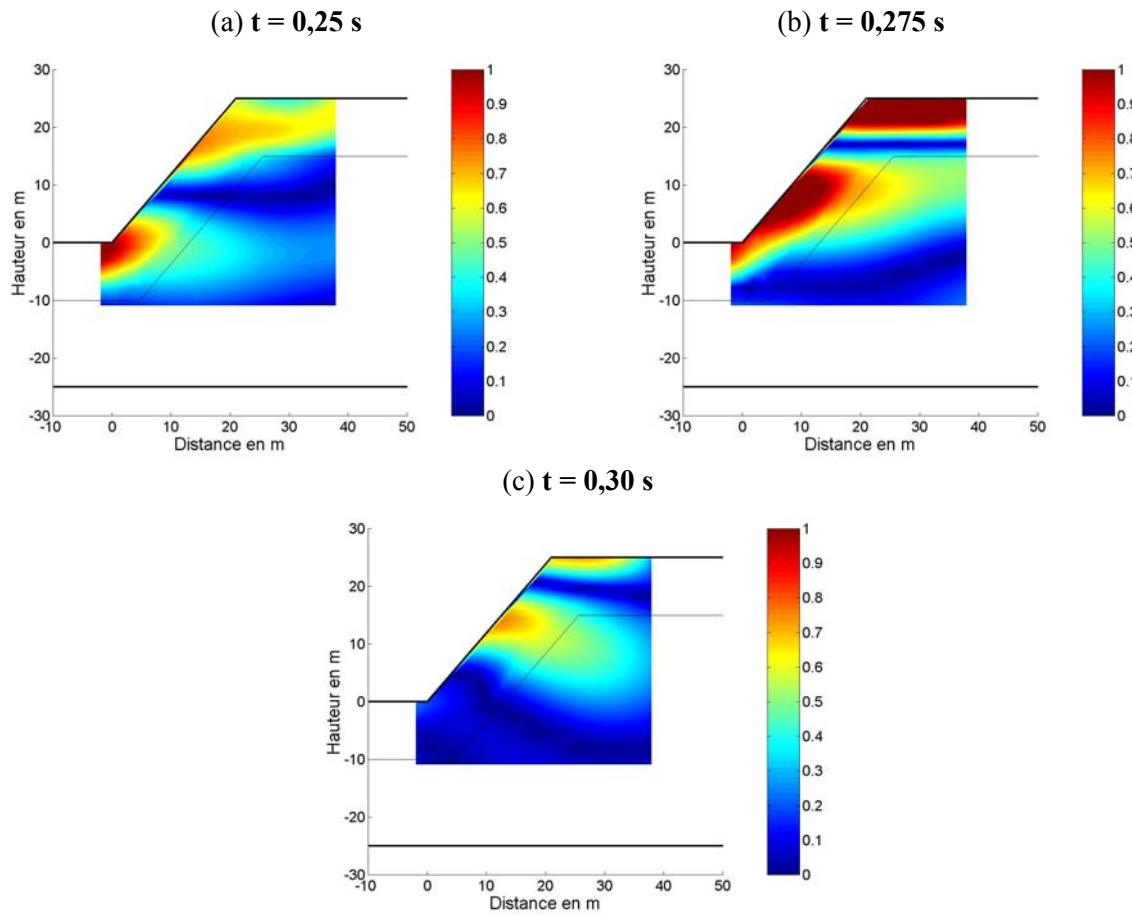


Figure 2-40 : **Amplification instantanée** de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de **fréquence centrale égale à 7,3 Hz**. (a) $t = 0,25$ s, (b) $t = 0,275$ s et (c) $t = 0,3$ s.

Analyse du comportement particulier des versants de hauteur $H = 25\text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 ou 30 m sous l'effet d'un signal sismique sinusoïdal

$h_1 = 20\text{ m}$

La figure 2-41 représente la distribution des amplifications maximales de l'accélération horizontale au sein d'un versant dont la couche de surface a une épaisseur h_1 égale à 20 m. Ce versant est soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence variable. Cette figure montre que le maximum d'amplification au sommet du versant se produit lorsque la fréquence du signal sismique incident se rapproche de la fréquence de résonance de la couche de surface soit 3,1 Hz (figure 2-41c). De plus, la comparaison des figures 2-41a à 2-41d montre que la zone de forte amplification de l'accélération horizontale affecte un plus grand volume sous la crête du versant dans le cas des signaux sismiques de fréquence égale à 2 ou 3 Hz que dans le cas des signaux sismiques de fréquence égale à 1 ou 4 Hz.

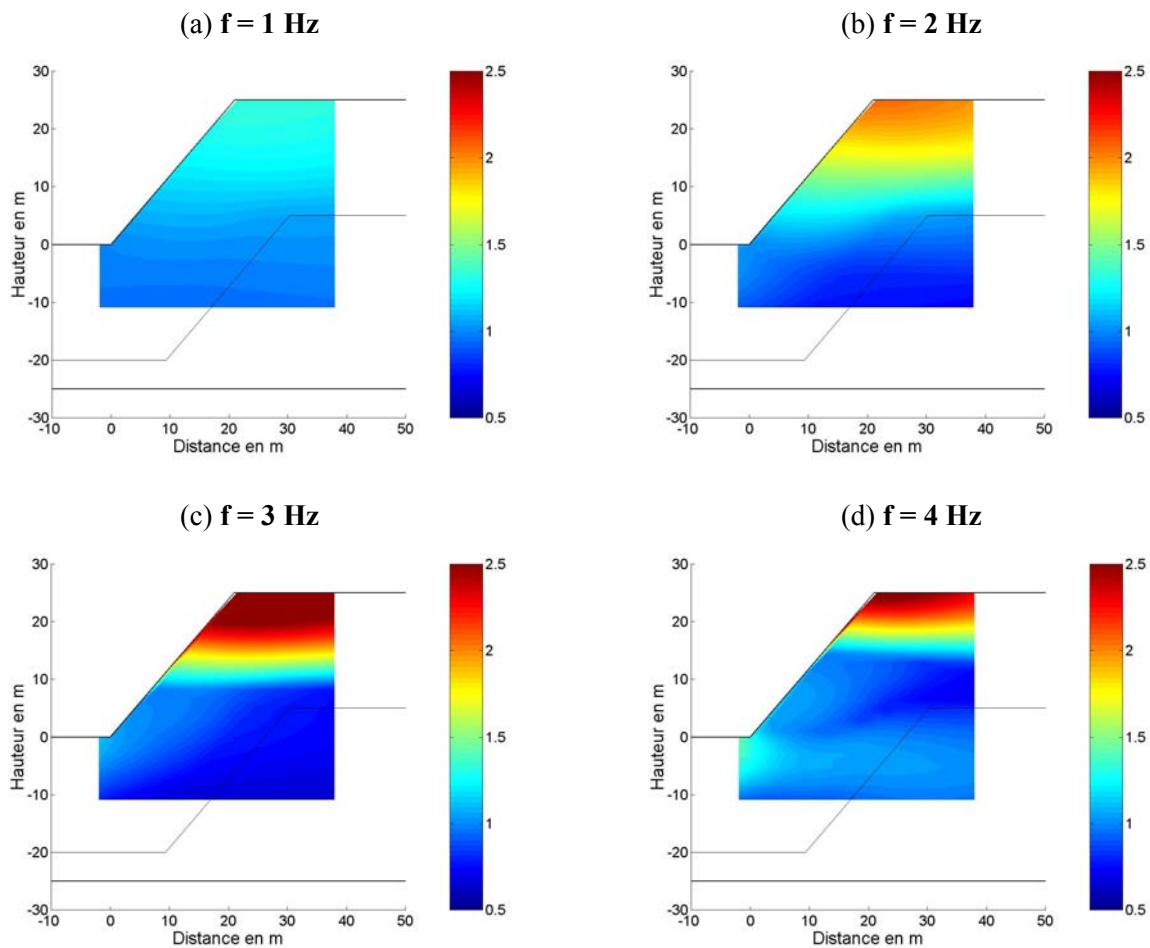


Figure 2-41 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25\text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 m, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz (a), 2 Hz (b), 3 Hz (c) ou 4 Hz (d).

$h_1 = 30$ m

De même, on représente, dans la figure 2-42, la distribution des amplifications maximales de l'accélération horizontale au sein d'un versant dont la couche de surface a une épaisseur h_1 égale à 30 m. Ce versant est soumis à un signal sismique sinusoïdal de contenu fréquentiel variable. D'après le tableau 2-6, la fréquence de résonance d'une couche définie par $h_1 = 30$ m est égale à 2,1 Hz. La figure 2-42 montre que le maximum d'amplification au sommet du versant se produit lorsque la fréquence du signal sismique incident est égale à 2 Hz, c'est-à-dire très proche de la fréquence de résonance de la couche de surface. La comparaison des figures 2-42a à 2-42c montre que la zone de forte amplification de l'accélération horizontale affecte un plus grand volume sous la crête du versant dans le cas du signal sismique de fréquence égale à 2 Hz que dans le cas des signaux sismiques de fréquence égale à 1 ou 3 Hz.

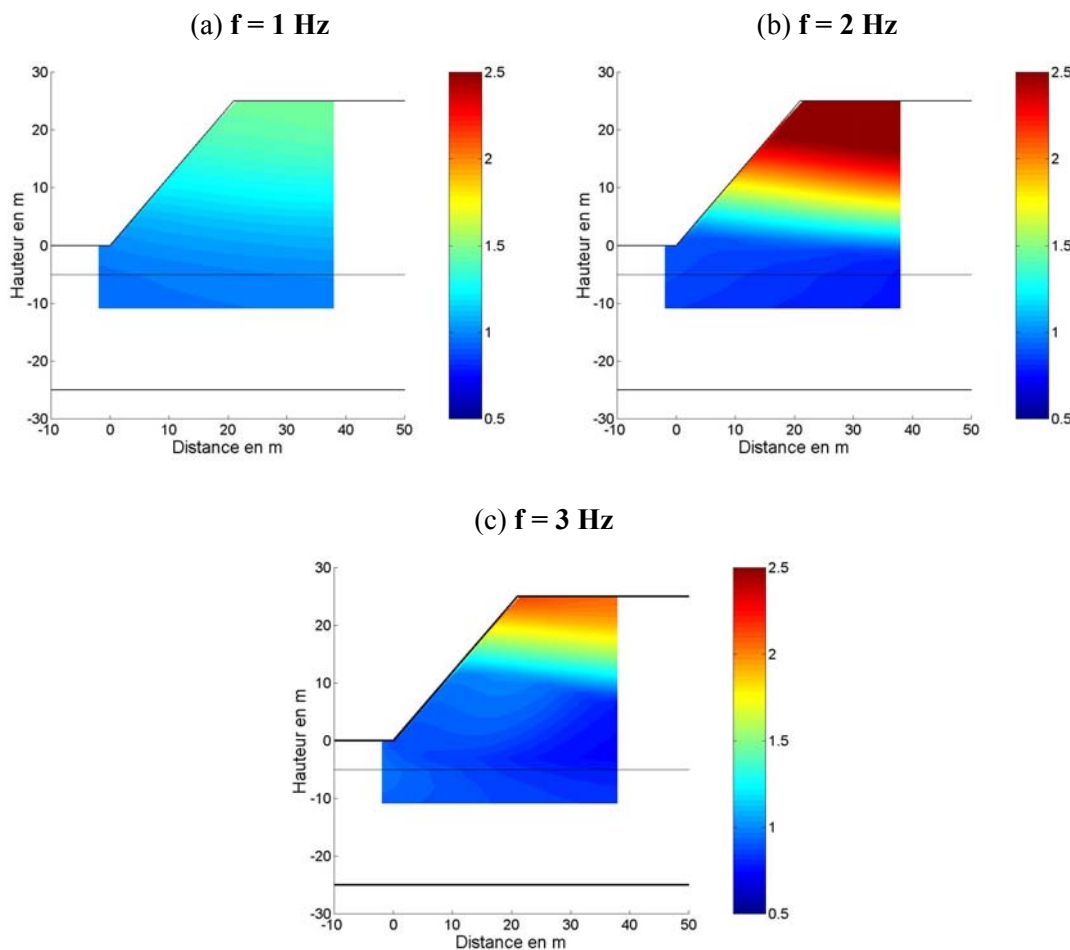


Figure 2-42 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant hétérogène de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 30 m, soumis à un signal sismique sinusoïdal de fréquence égale à 1 Hz (a), 2 Hz (b) ou 3 Hz (c).

Les analyses présentées ci-dessus montrent que la distribution des mouvements sismiques au sein des versants est fonction du contenu fréquentiel du signal sismique incident et des structures géologiques du versant. **Dans le cas le plus général, un signal sismique BF engendre des amplifications fortes et pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant qu'un signal sismique plus HF. Lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident coïncide avec la fréquence de résonance de la couche de surface et que cette**

dernière est dans la gamme des BF, la zone de fortes amplifications peut être plus largement distribuée dans le versant pour cette fréquence du signal sismique incident que pour une fréquence plus faible.

Etude de l'influence de la pente du versant sur la répartition des mouvements sismiques au sein du versant

Dans ce paragraphe, on présente les résultats d'une analyse comparée de la distribution des amplifications maximales de l'accélération horizontale au sein de versants de hauteur $H = 25$ m mais de pente α différente (50° et 70°). L'objectif de cette étude est de déterminer l'impact de la pente du versant sur la distribution des mouvements sismiques au sein du versant. Les figures 2-43a et 2-43b représentent la distribution de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant de pente $\alpha = 70^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. Les figures 2-43c et 2-43d représentent la distribution de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein d'un versant de pente $\alpha = 50^\circ$, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz.

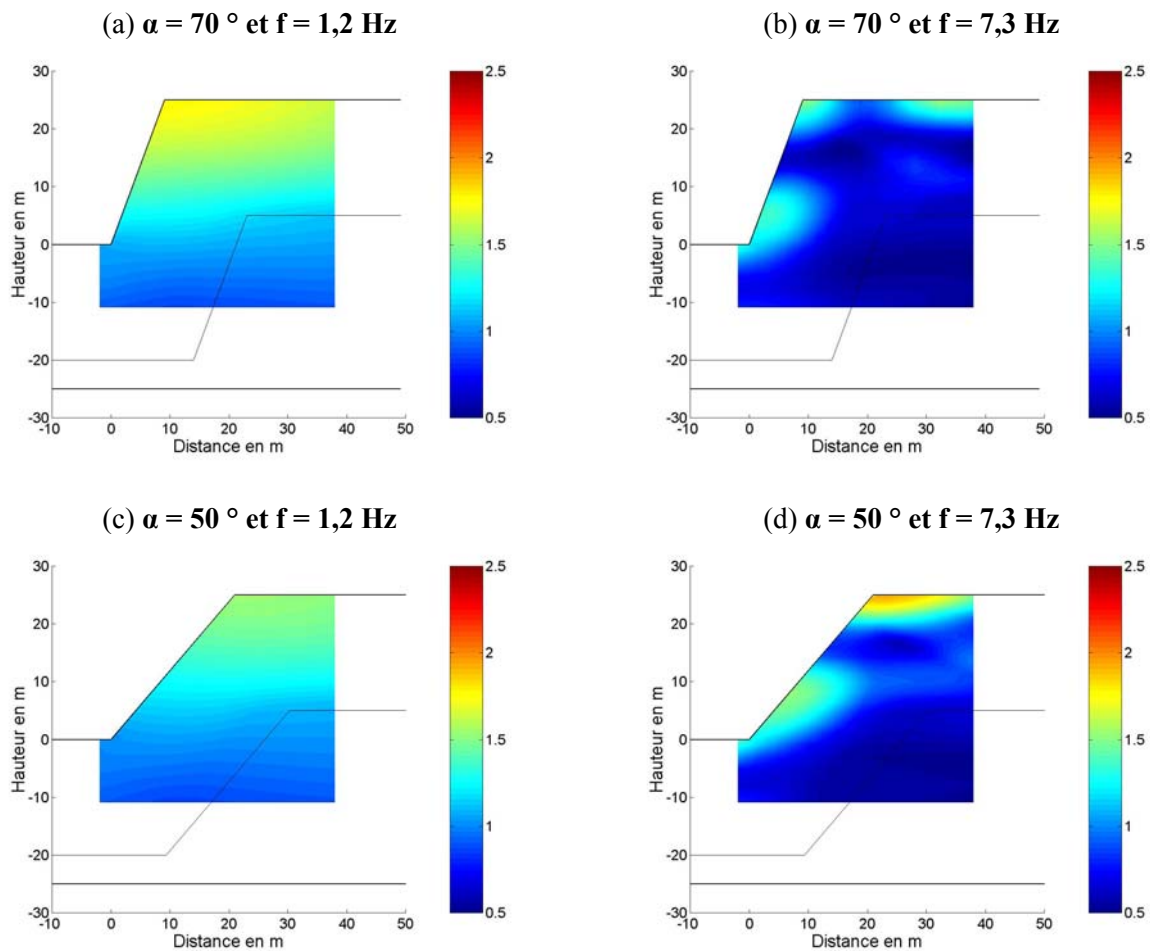


Figure 2-43 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur $H = 25$ m, de pente α variable et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de **fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz**. (a) $\alpha = 70^\circ$ et $f = 1,2$ Hz ; (b) $\alpha = 70^\circ$ et $f = 7,3$ Hz ; (c) $\alpha = 50^\circ$ et $f = 1,2$ Hz ; (d) $\alpha = 50^\circ$ et $f = 7,3$ Hz.

La comparaison des figures 2-43a et 2-43c montre que, dans le cas d'un **signal sismique BF**, l'amplification au sommet du versant est plus grande lorsque la pente augmente. De plus, on constate que **la zone de fortes amplifications de l'accélération horizontale affecte un plus grand volume sous la crête du versant lorsque la pente augmente**. Dans le cas d'un **signal sismique HF**, la comparaison des figures 2-43b et 2-43d montre au contraire que **la zone caractérisée par de fortes amplifications de l'accélération horizontale est d'autant plus réduite et localisée au niveau du sommet du versant que l'angle de la pente est élevé**. On observe par ailleurs que les signaux sismiques HF génèrent une légère amplification près de la base des versants.

Etude de l'influence de la hauteur du versant sur la répartition des mouvements sismiques au sein du versant

La distribution de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants de pente $\alpha = 50^\circ$, de hauteur $H = 25$ ou 75 m, présentant une couche de surface d'épaisseur h_1 égale à 20 m, et soumis à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable est donnée dans la figure 2-44. Cette figure semble montrer que, **quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident, la proportion du versant caractérisée par de fortes amplifications de l'accélération horizontale est d'autant plus faible que la hauteur du versant est grande**.

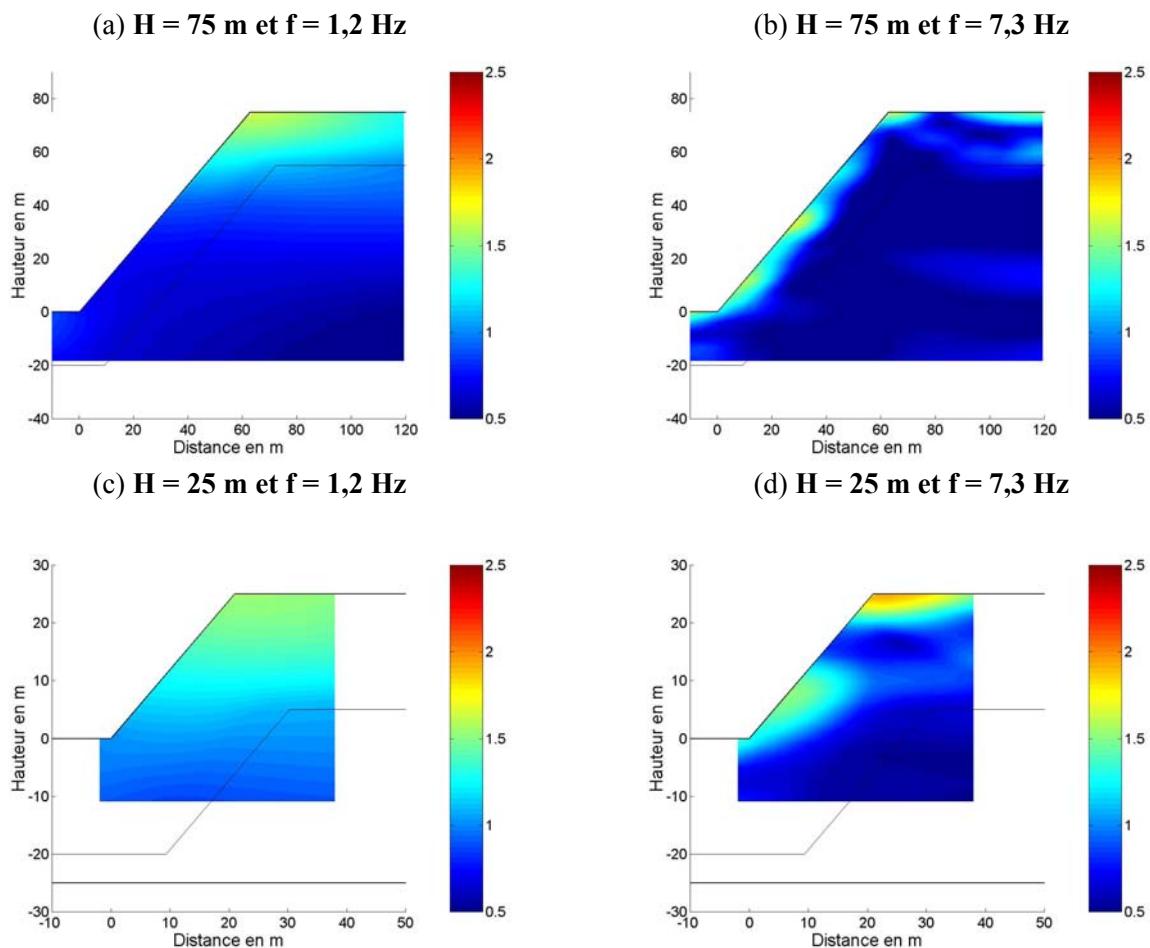


Figure 2-44 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein de versants hétérogènes de hauteur variable, de pente $\alpha=50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 20 m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à $1,2$ ou $7,3$ Hz. (a) $H = 75$ m et $f = 1,2$ Hz ; (b) $H = 75$ m et $f = 7,3$ Hz ; (c) $H = 25$ m et $f = 1,2$ Hz ; (d) $H = 25$ m et $f = 7,3$ Hz.

2.3.2.3. Synthèse sur l'étude des effets de site

L'étude des effets de site réalisée dans ce travail a montré que la surface topographique d'un versant produit une amplification maximale de l'accélération horizontale inférieure à 1,3 en surface des versants. Dans un versant présentant un contraste de vitesses sismiques entre les couches de surface et le substratum, la combinaison d'effets de site topographiques et lithologiques peut générer de plus fortes amplifications. Pour les configurations de pente envisagées dans ce travail, ces amplifications ne dépassent généralement pas la valeur 2,6. Les amplifications dépendent essentiellement :

- du contenu fréquentiel du signal sismique incident. Un signal sismique BF produit généralement des mouvements forts et pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant qu'un signal sismique HF.
- du rapport entre la fréquence de résonance de la ou des couche(s) de surface et le contenu fréquentiel du signal sismique incident. Lorsque la fréquence de résonance de la couche de surface se situe dans la gamme des BF, elle peut modifier la distribution des mouvements sismiques au sein du versant.
- du contraste d'impédance entre la couche de surface et le substratum. Plus ce dernier est grand, plus les phénomènes de piégeage de l'énergie sismique près de la surface du versant sont grands.

Les paramètres qui contrôlent les valeurs et la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein des versants ayant été identifiés, nous allons aborder, dans le paragraphe suivant, la question de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques.

2.3.3. Etude de la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques : les effets de site jouent-ils un rôle dans le déclenchement des mouvements de versant ?

Toutes les modélisations numériques de stabilité effectuées sur la base des paramètres décrits dans le paragraphe 2.3.1 sont résumées dans les tableaux 2-7 (signal sismique Ricker) et 2-8 (signal sismique sinusoïdal).

Pour chaque configuration de pente (H , α et h_1), 30 modélisations correspondant à toutes les combinaisons possibles des cinq valeurs du PGA et des six valeurs de la fréquence centrale du signal sismique incident, ont été réalisées. Les tableaux 2-7 et 2-8 donnent également le pourcentage de ruptures obtenues pour chaque modèle. Ce pourcentage s'obtient en divisant le nombre de ruptures observées pour un modèle de pente donné par 30 qui représente le nombre total de simulations numériques réalisées pour chaque configuration de pente.

La synthèse et l'interprétation des résultats des modélisations numériques portent sur :

- **l'étude de la position de la surface de rupture dans le versant** (paragraphe 2.3.3.1) ;
- **l'évaluation du potentiel de rupture du versant** que l'on définit par la formation ou non d'une rupture dans le versant (paragraphe 2.3.3.2) ;
- **l'estimation de l'aire de la masse instable**, approximation 2D du volume 3D de l'instabilité (paragraphe 2.3.3.3) ;
- **l'étude du développement de la rupture dans le versant** (paragraphe 2.3.3.4).

Une étude croisée des différents cas de rupture et des effets de site est menée afin de déterminer si les différents comportements dynamiques observés avec le logiciel FLAC peuvent résulter des phénomènes d'amplification des mouvements sismiques mis en évidence dans le paragraphe 2.3.2. Nous cherchons de plus à identifier les paramètres les plus critiques en termes de stabilité et de dimension de la masse instable.

CONFIGURATION GEOLOGIQUE ET TOPOGRAPHIQUE DU VERSANT			PARAMETRES DU SIGNAL SISMIQUE RICKER INCIDENT		POURCENTAGE DE RUPTURES (%)
Hauteur H (m)	Pente α (°)	Epaisseur h_1 de la couche de Tierra Blanca (m)	Gamme de PGA (g)	Gamme de fréquences centrales (Hz)	
25	30	2,5	0,1-0,5	1,2-7,3	0
		5			0
		10			0
		20			0
		30			0
25	40	2,5	0,1-0,5	1,2-7,3	0
		5			0
		10			0
		20			0
		30			0
25	50	2,5	0,1-0,5	1,2-7,3	0
		5			27
		10			40
		20			50
		30			53
25	60	5	0,1-0,5	1,2-7,3	50
		10			67
		20			67
		30			70
25	70	5	0,1-0,5	1,2-7,3	73
		10			87
		20			90
		30			87
50	50	5	0,1-0,5	1,2-7,3	30
		10			67
		20			80
		30			83
75	50	5	0,1-0,5	1,2-7,3	43
		10			83
		20			100
		30			100

Tableau 2-7 : Synthèse des scénarios topographiques, géologiques et sismiques envisagés et présentation des pourcentages de ruptures dans le cas du **signal sismique Ricker**.

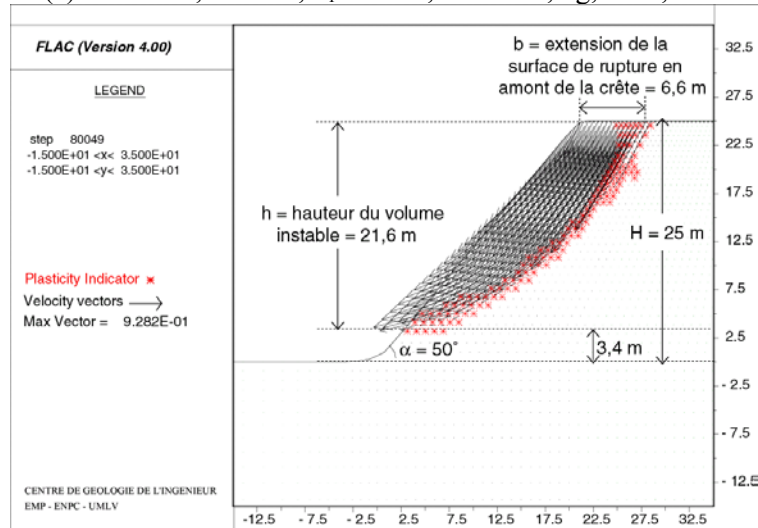
CONFIGURATION GEOLOGIQUE ET TOPOGRAPHIQUE DU VERSANT			PARAMETRES DU SIGNAL SISMIQUE SINUSOIDAL INCIDENT		POURCENTAGE DE RUPTURES (%)
Hauteur H (m)	Pente α (°)	Epaisseur h_1 de la couche de Tierra Blanca (m)	Gamme de PGA (g)	Gamme de fréquences centrales (Hz)	
25	50	2,5	0,1-0,5	1-6	0
		5			37
		10			57
		20			60
		30			67

Tableau 2-8 : Synthèse des scénarios topographiques, géologiques et sismiques envisagés et présentation des pourcentages de ruptures dans le cas du **signal sismique sinusoïdal**.

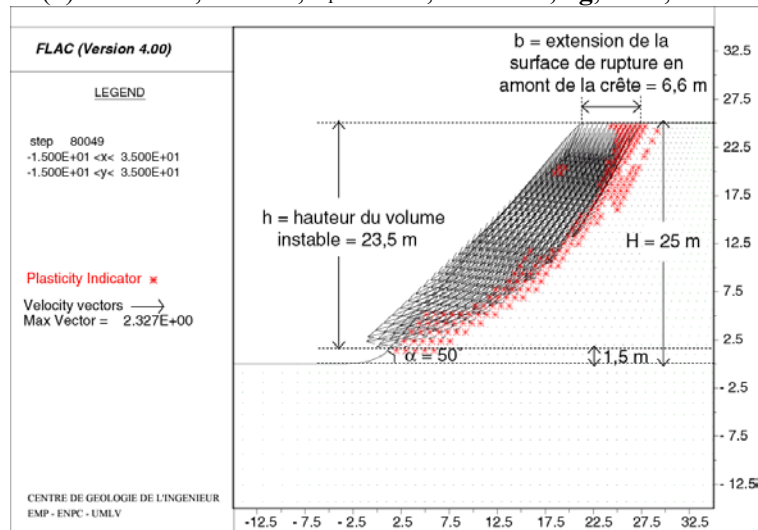
2.3.3.1. Etude de la position de la surface de rupture dans le versant

Contrairement à ce que l'on observe fréquemment en conditions statiques (c'est toujours vrai pour un versant homogène), les surfaces de rupture en conditions dynamiques ne passent pas par le pied du versant et sont très souvent décalées vers le sommet. Ceci est illustré par la figure 2-45 qui représente les surfaces de rupture obtenues dans des versants de hauteur et de pente variables caractérisés par une couche de surface d'épaisseur h_1 égale à 10 ou 20 m. Ces versants sont soumis à un signal sismique Ricker BF ou HF, de faible ou de plus fort PGA.

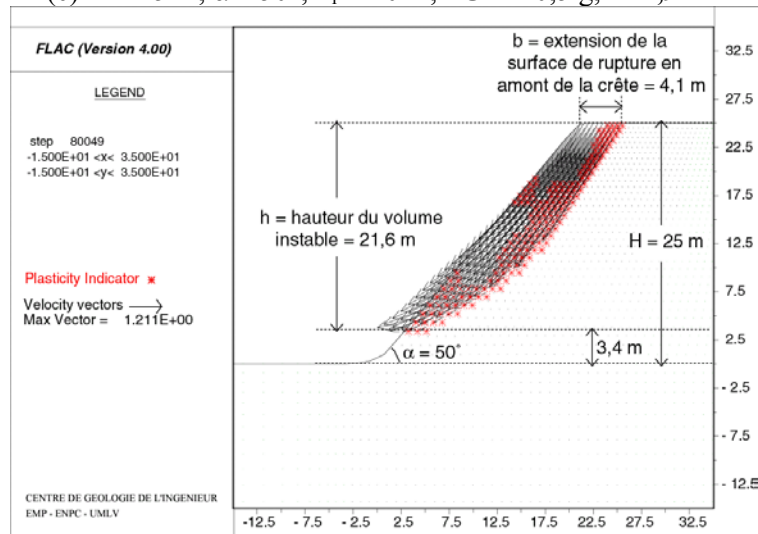
(a) $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 10$ m, $\text{PGA} = 0,3$ g, $f = 1,2$ Hz



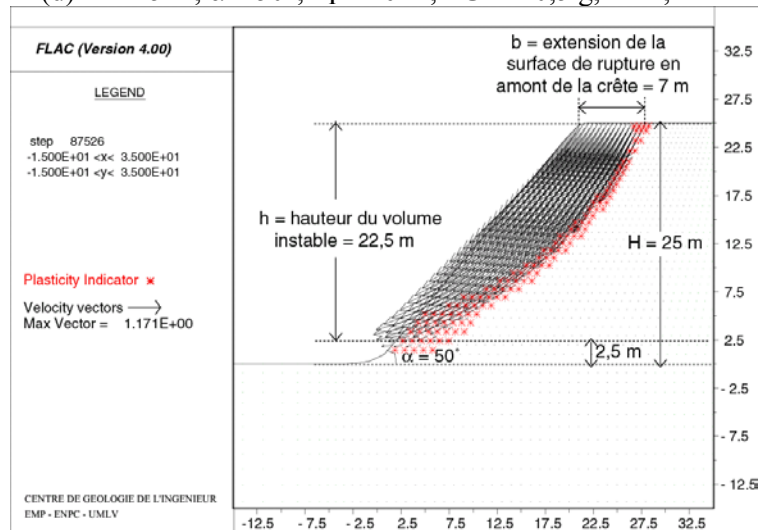
(b) $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 10$ m, $\text{PGA} = 0,5$ g, $f = 1,2$ Hz



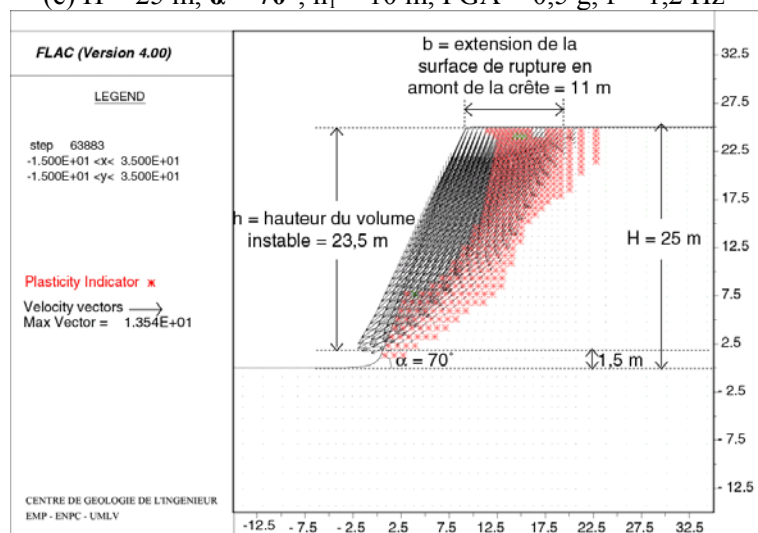
(c) $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 10$ m, $PGA = 0,5$ g, $f = 4,9$ Hz



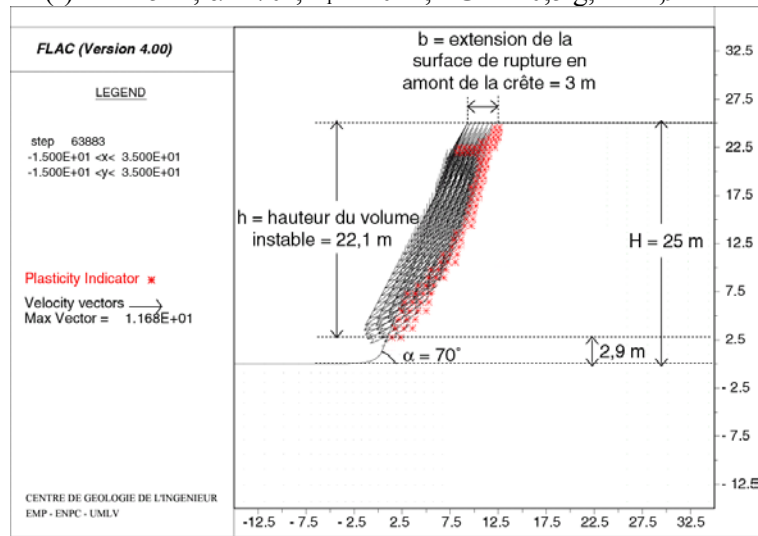
(d) $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 20$ m, $PGA = 0,5$ g, $f = 1,2$ Hz



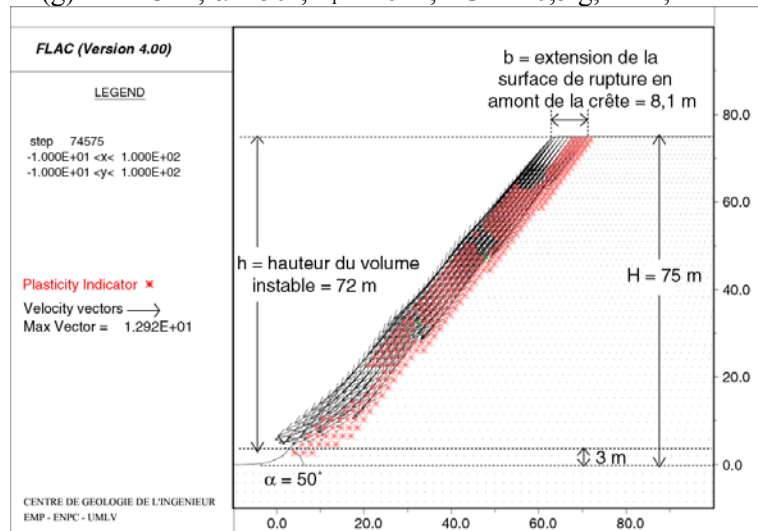
(e) $H = 25$ m, $\alpha = 70^\circ$, $h_1 = 10$ m, $PGA = 0,5$ g, $f = 1,2$ Hz



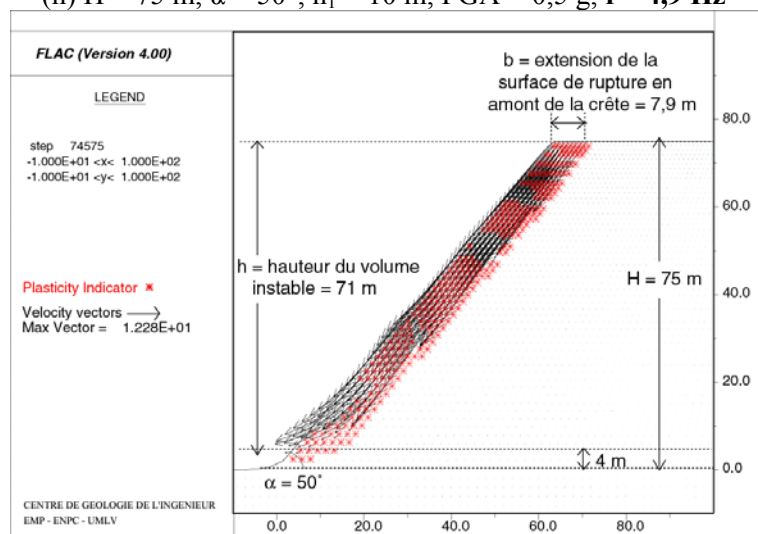
(f) $H = 25 \text{ m}$, $\alpha = 70^\circ$, $h_1 = 10 \text{ m}$, $\text{PGA} = 0,5 \text{ g}$, $f = 4,9 \text{ Hz}$



(g) $H = 75 \text{ m}$, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 10 \text{ m}$, $\text{PGA} = 0,5 \text{ g}$, $f = 1,2 \text{ Hz}$



(h) $H = 75 \text{ m}$, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 10 \text{ m}$, $\text{PGA} = 0,5 \text{ g}$, $f = 4,9 \text{ Hz}$



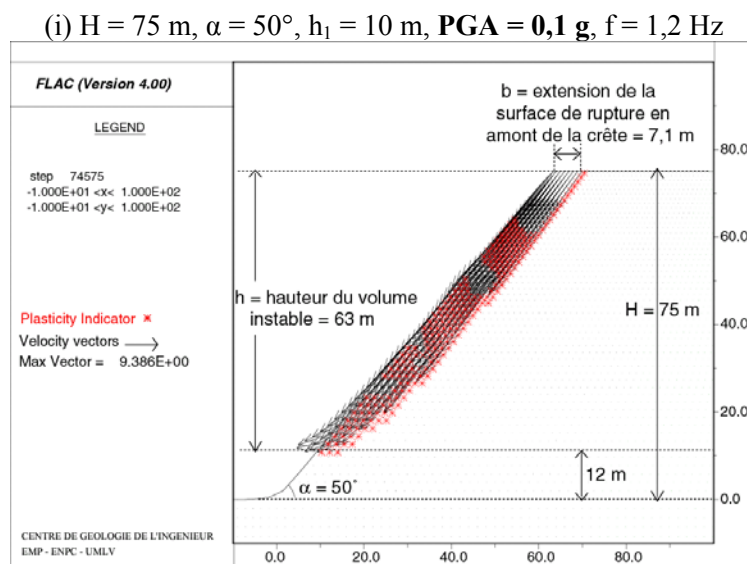


Figure 2-45 : Position des surfaces de rupture dans un calcul dynamique en fonction des conditions sismiques et des paramètres géologiques et géométriques du versant.

Dans le cas où $H = 25 \text{ m}$, $\alpha = 50^\circ$, $h_1 = 10 \text{ m}$, $\text{PGA} = 0,3 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$, la surface de rupture est décalée vers le haut de 3,4 m, soit approximativement un septième de la hauteur du versant (figure 2-45a). Ainsi, la hauteur h du volume instable, différence de côte entre le point le plus bas et le point le plus haut du volume instable, est égale à 21,6 m ($= 25 - 3,4$) et l'extension b de la surface de rupture en amont de la crête est égale à 6,6 m.

La position d'une zone de forte amplification des mouvements sismiques dans la partie supérieure des versants peut expliquer que les surfaces de rupture se développent plus haut dans les pentes en conditions dynamiques qu'en conditions statiques (figure 2-38).

Les figures 2-45a à 2-45c montrent que la hauteur h du volume instable est d'autant plus grande que le PGA du signal sismique incident est fort et/ou son contenu fréquentiel dans la gamme des BF. Or, d'après la figure 2-38, plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF, plus la zone affectée par de fortes amplifications de l'accélération horizontale occupe un large volume sous la crête du versant. L'influence du contenu fréquentiel du signal sismique incident sur la valeur de h s'explique donc par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant. Les figures 2-45b, 2-45d et 2-45e montrent que h ne semble en revanche pas dépendre de l'épaisseur de la couche de surface, ni de la pente du versant.

Une analyse statistique des valeurs de la hauteur h du volume instable a été menée sur tous les cas de rupture observés dans les versants de hauteur et de pente variables et dont l'épaisseur de la couche de surface est comprise entre 2,5 et 30 m. Les résultats de cette analyse sont présentés dans la figure 2-46. Cette figure montre que dans la quasi-totalité des ruptures observées, h est supérieur ou égale à 80 % de la hauteur H du versant, les plus faibles valeurs de h étant obtenues pour des signaux sismiques de PGA inférieur à 0,2 g. Le décalage des surfaces de rupture vers le haut des pentes est donc compris entre 0 et 5 m pour les versants de

hauteur $H = 25$ m (figures 2-45a à 2-45f) et 0 et 15 m pour les versants de hauteur $H = 75$ m (figures 2-45g à 2-45i).

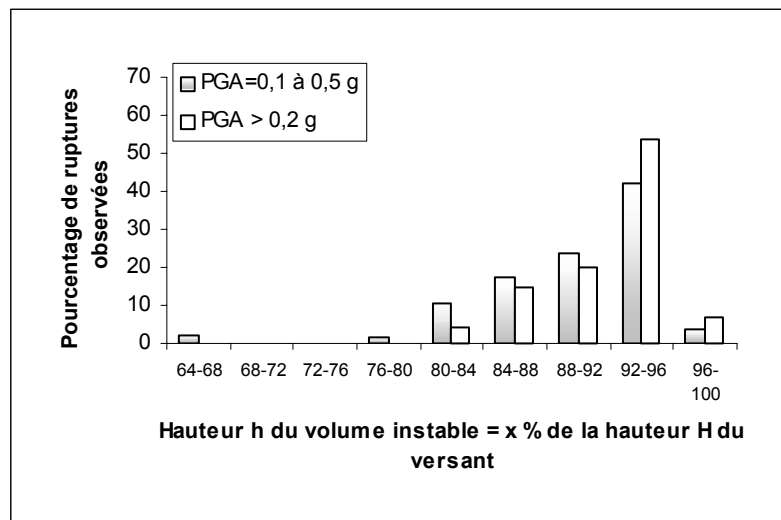


Figure 2-46 : Histogramme des valeurs de la hauteur h du volume instable.

Les figures 2-45a à 2-45i montrent que l'extension b de la surface de rupture en amont de la crête dépend des paramètres du signal sismique incident, de la géométrie du versant et de ses structures géologiques. D'une façon générale, on observe que b est d'autant plus grand que le versant est soumis à un signal sismique incident de type BF (figures 2-45b et 2-45c ou figures 2-45e et 2-45f ou figures 2-45g et 2-45h). Pour ce type de signal sismique, la profondeur des surfaces de rupture est généralement plus grande (figures 2-45b et 2-45c). Ces résultats s'expliquent de nouveau par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant (figure 2-38).

Les surfaces de rupture sont le plus souvent de forme circulaire. Leur position est en partie contrainte par l'épaisseur h_1 de la couche de surface, notamment lorsque h_1 est petite (figures 2-45b et 2-45d). Dans tous les cas, la profondeur des surfaces de rupture est limitée à quelques mètres, y compris lorsque h_1 est grande. Ce résultat est cohérent avec la plupart des observations de terrain selon lesquelles les ruptures en conditions dynamiques sont généralement peu profondes.

Lorsque la pente du versant augmente, on observe que :

- b augmente dans le cas d'un signal sismique incident de type BF ;
- b diminue dans le cas d'un signal sismique incident de type HF.

Or, dans l'étude des effets de site menée dans le paragraphe 2.3.2, nous avons constaté qu'un signal sismique BF génère de fortes amplifications de l'accélération horizontale sur un plus grand volume sous la crête du versant lorsque la pente augmente et inversement dans le cas d'un signal sismique plus HF (figure 2-43). L'évolution de b en fonction de la pente du versant et de la fréquence du signal sismique incident est donc en rapport avec la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant.

Une analyse statistique des valeurs de b a été menée en fonction des paramètres du signal sismique incident et des conditions de pente. Cette analyse a montré que, pour tous les versants de hauteur $H = 25$ m et de pente variable, b est compris entre 2 et 10 m. Lorsque la hauteur du versant augmente, l'extension relative de la surface de rupture en amont de la crête diminue. En effet, lorsque $\alpha = 50^\circ$, $PGA = 0,5$ g et $f = 1,2$ Hz par exemple (figure 2-45b et 2-45g), $\frac{b}{L} = 0,31$ quand $H = 25$ m contre seulement 0,13 quand $H = 75$ m (L = longueur du versant mesurée horizontalement $= \frac{H}{\tan(\alpha)}$). Or, dans le paragraphe 2.3.2, nous avons remarqué que, quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident, la proportion du versant caractérisée par de fortes amplifications de l'accélération horizontale est d'autant plus faible que la hauteur du versant est grande (figure 2-44). Ainsi, l'évolution de b en fonction de la hauteur du versant est cohérente avec la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant.

2.3.3.2. *Evaluation du potentiel de rupture du versant*

Le potentiel de rupture définit l'état de stabilité du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique. Remarquons que certains modèles présentent des indices de plasticité localisés et temporaires pendant la phase d'application des vibrations sismiques mais que ces derniers ne conduisent pas systématiquement à la rupture générale du versant.

On rappelle qu'un mécanisme de rupture d'ensemble est identifié dans un versant lorsque :

- ce dernier présente une bande de cisaillement permanente et continue intersectant la surface topographique. Cette bande de cisaillement, qui est représentée par des indicateurs de plasticité actifs, forme la surface de rupture.
- les vecteurs vitesse du volume contenu entre la surface de rupture et la surface topographique montrent un mouvement d'ensemble correspondant à un glissement le long de la surface de rupture ainsi créée.

Le tableau 2-7 montre qu'aucune instabilité ne se produit dans des versants de pente inférieure à 50° , et ce quels que soient l'épaisseur de la couche de surface et les scénarios sismiques envisagés.

Les figures 2-47 à 2-50 donnent le potentiel de rupture de la plupart des modèles de pente analysés. Le domaine gris foncé correspond aux conditions sismiques (PGA et fréquence centrale du signal sismique incident) ayant entraîné une rupture dans le versant et le domaine gris clair correspond aux conditions sismiques ne modifiant pas l'état de stabilité générale du versant. En dehors des valeurs de PGA et de fréquence centrale analysées dans cette étude, le potentiel de rupture est obtenu par interpolation. Une analyse détaillée de ces figures est proposée ci-dessous.

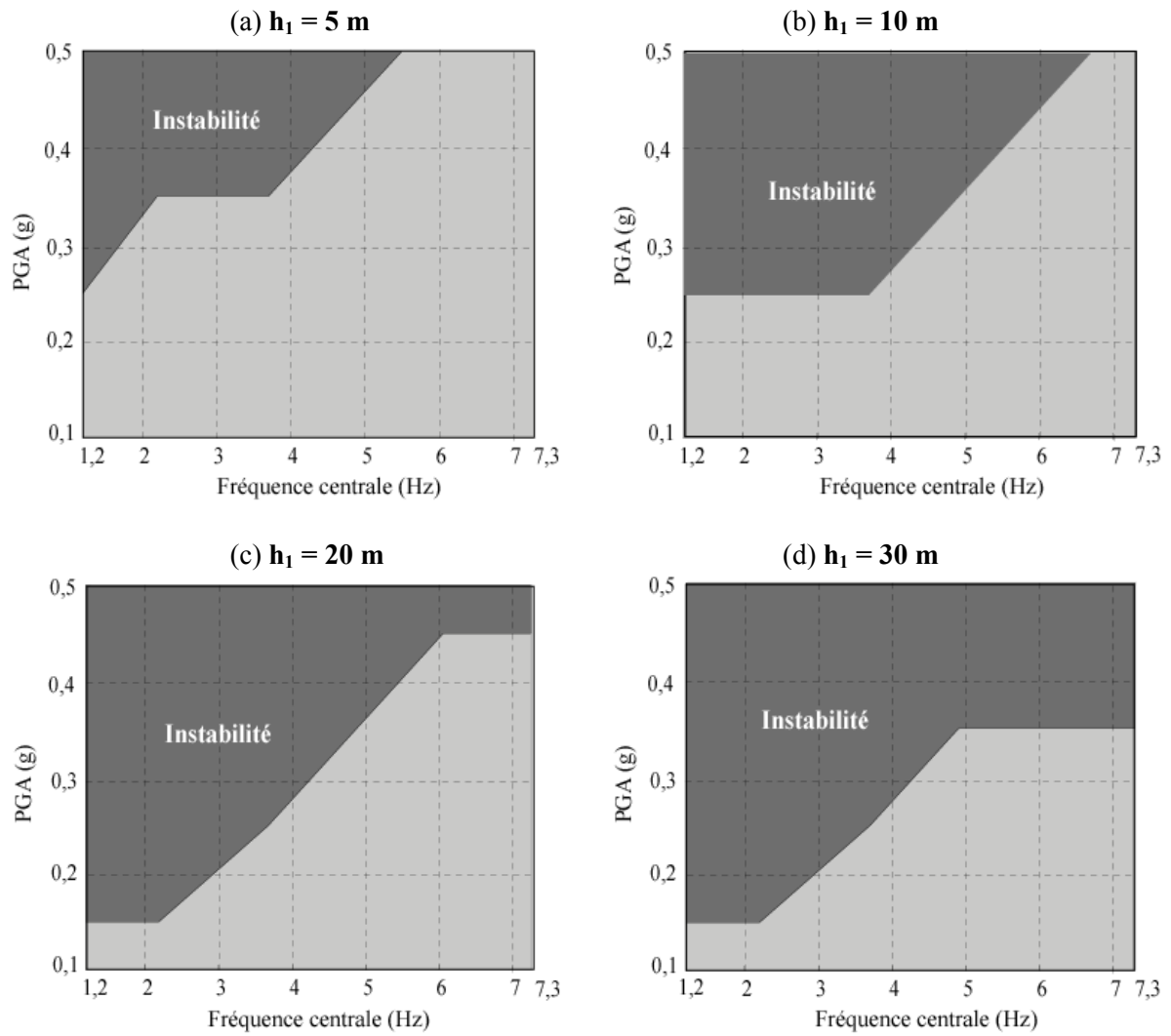


Figure 2-47 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un signal sismique Ricker. (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 10$ m, (c) $h_1 = 20$ m et $h_1 = 30$ m.

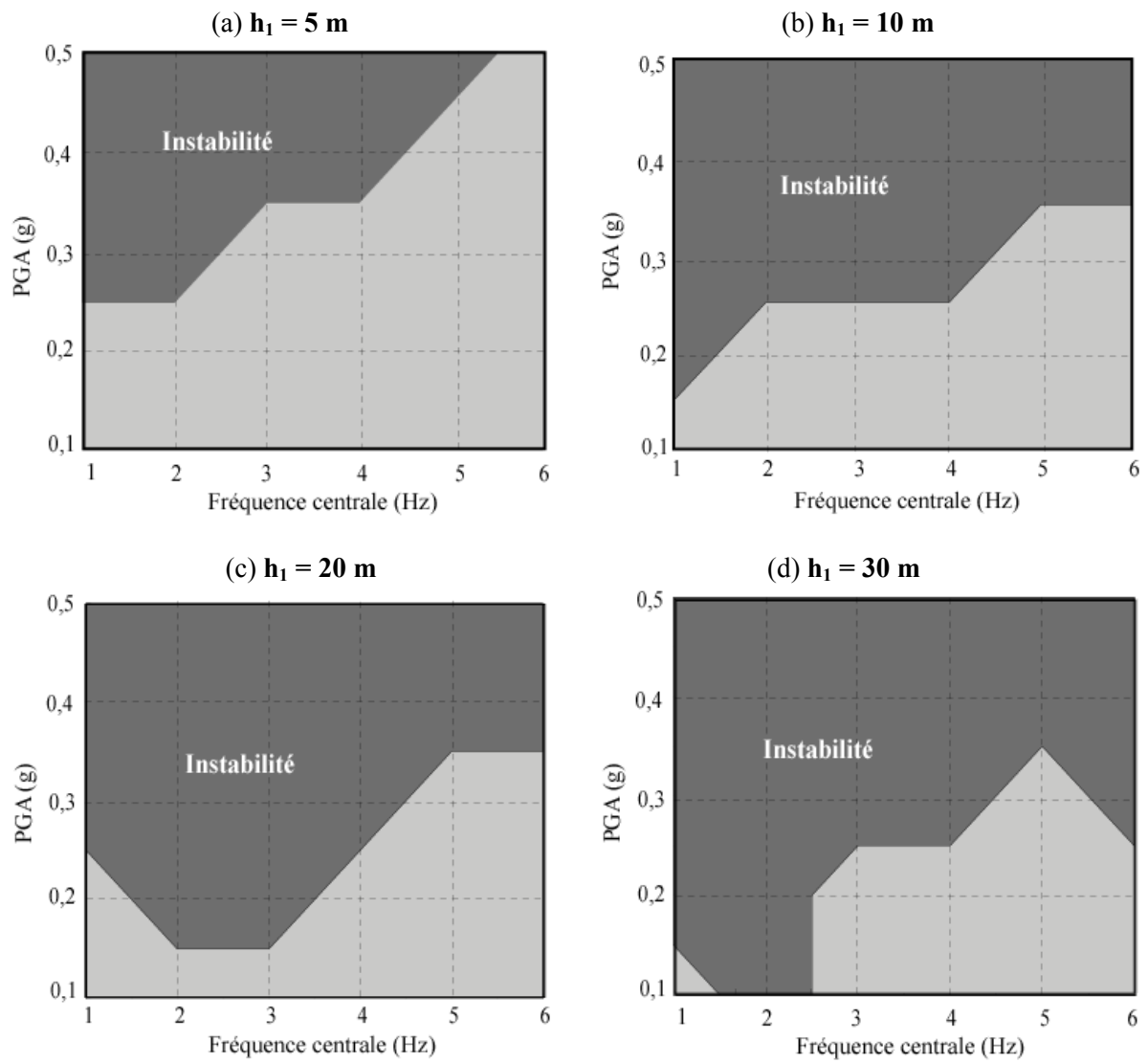


Figure 2-48 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface variable, soumis à un signal sismique sinusoïdal. (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 10$ m, (c) $h_1 = 20$ m et $h_1 = 30$ m.

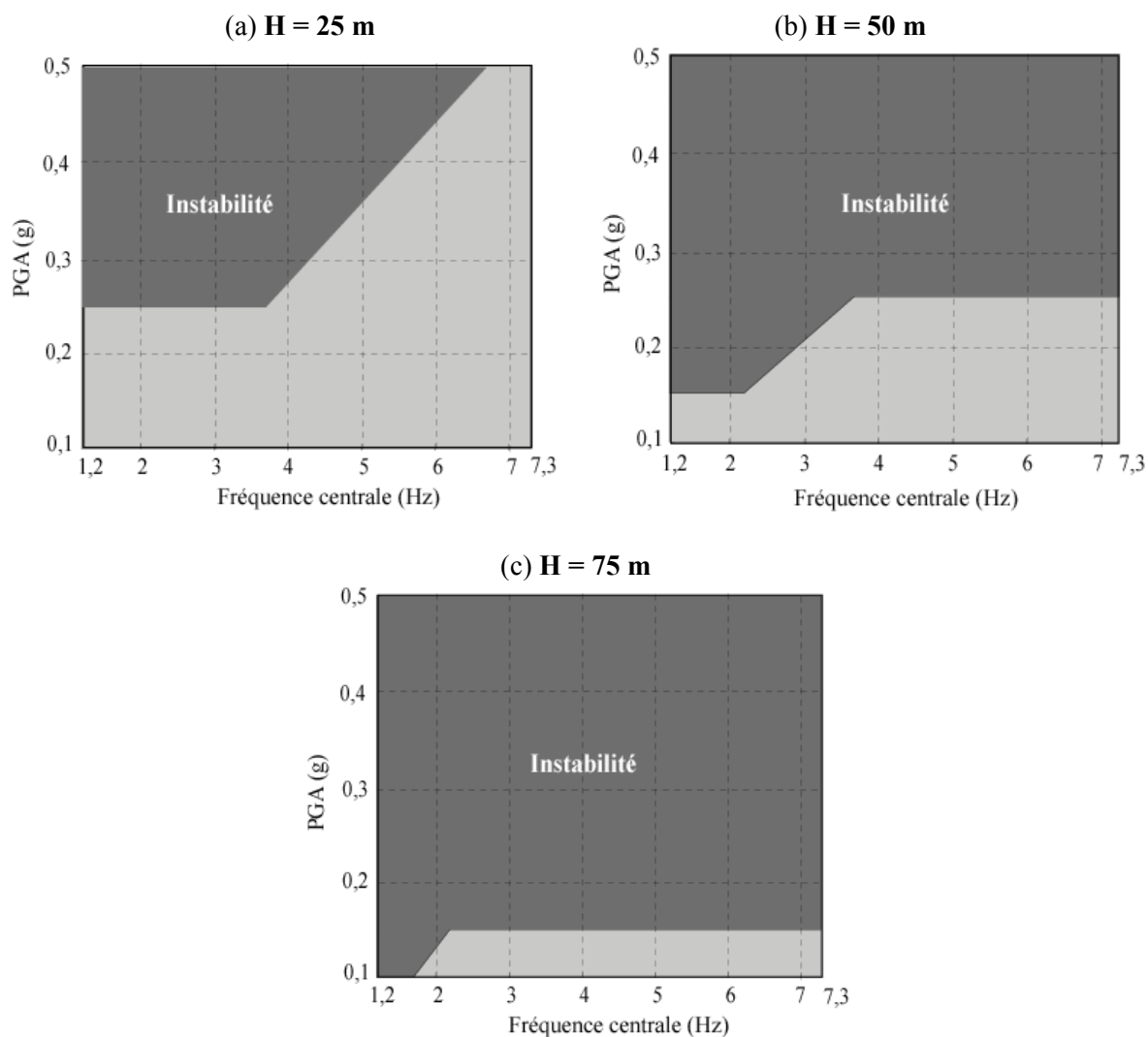


Figure 2-49 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de **hauteur H variable**, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m, soumis à un **signal sismique Ricker**. (a) $H = 25 \text{ m}$, (b) $H = 50 \text{ m}$ et (c) $H = 75 \text{ m}$.

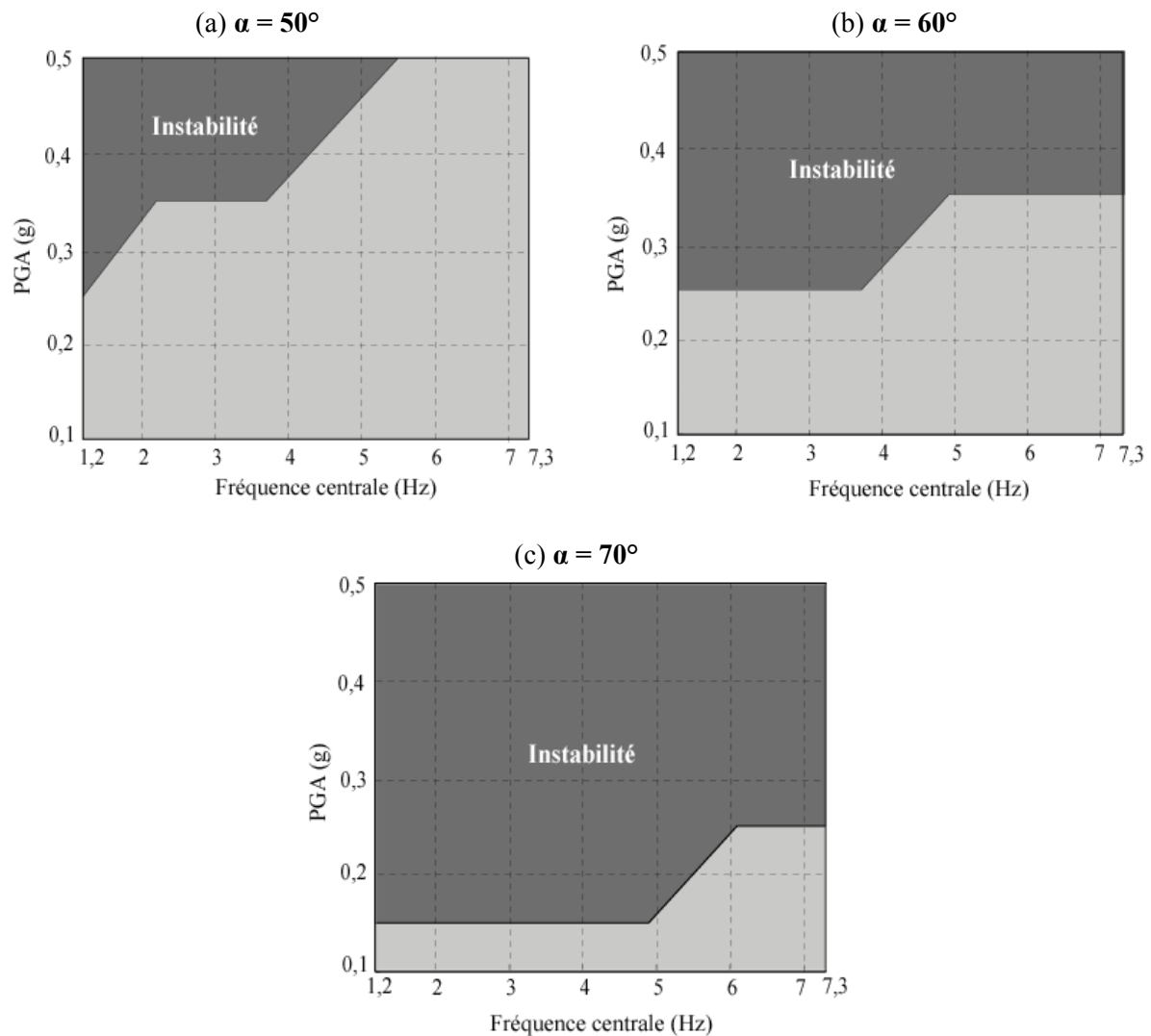


Figure 2-50 : Scénarios sismiques conduisant à une rupture dans des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente α variable et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 5 m, soumis à un signal sismique Ricker. (a) $\alpha = 50^\circ$, (b) $\alpha = 60^\circ$ et (c) $\alpha = 70^\circ$.

- Influence du PGA du signal sismique incident sur le potentiel de rupture du versant

Les figures 2-47 à 2-50 montrent que, quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident, le potentiel de rupture du versant augmente avec le PGA.

- Influence du type de signal sismique incident et de son contenu fréquentiel sur le potentiel de rupture du versant

Les figures 2-47 à 2-50 montrent de plus que, pour les fortes valeurs du PGA, il y a pratiquement toujours instabilité quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident. En revanche, pour les plus faibles valeurs du PGA, les instabilités ne se produisent qu'aux BF (figure 2-47 par exemple). Nous avons observé, dans le paragraphe 2.3.2, qu'un signal sismique BF produit des mouvements forts et pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant qu'un signal sismique HF. **La présence de cette large zone de forte**

amplification des mouvements sismiques explique la plus grande susceptibilité du versant aux signaux sismiques incidents de type BF. Pour les signaux sismiques incidents de type HF, les amplifications des mouvements sismiques sont trop localisées au niveau du sommet du versant pour déclencher une instabilité générale dans le versant.

Dans le cas du signal sismique sinusoïdal, on observe quelques comportements a priori particuliers. Les figures 2-48c et 2-48d montrent en effet que :

- pour un versant tel que $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$ et $h_1 = 20$ m, les instabilités ne se développent qu'aux fréquences 2 et 3 Hz lorsque le PGA est égal à 0,2 g (figure 2-48c) ;
- pour un versant tel que $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$ et $h_1 = 30$ m, les instabilités ne se développent qu'à la fréquence 2 Hz lorsque le PGA est égal à 0,1 g. On observe de plus que le PGA nécessaire au déclenchement d'une instabilité est plus faible pour un signal sismique de fréquence égale à 6 Hz que pour un signal sismique de fréquence égale à 5 Hz (figure 2-48d).

Dans les deux cas, il n'y a donc pas d'instabilité à la fréquence 1 Hz. Pour comprendre pourquoi, nous étudions la distribution des mouvements sismiques au sein de ces deux versants. Dans la figure 2-41, nous avons observé que la zone de forte amplification de l'accélération horizontale affecte un plus grand volume sous la crête du versant dans le cas des signaux sismiques de fréquence égale à 2 ou 3 Hz que dans le cas d'un signal sismique de fréquence égale à 1 Hz. La fréquence de résonance de la couche de surface étant égale à 3,1 Hz, on en conclut que lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident se rapproche de cette fréquence de résonance et que cette dernière est dans la gamme des BF, il peut y avoir rupture pour de plus faibles valeurs du PGA (figure 2-48c).

Le même phénomène se produit pour le versant tel que $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$ et $h_1 = 30$ m. La fréquence de résonance d'une couche définie par $h_1 = 30$ m est égale à 2,1 Hz. La figure 2-42 montre que la zone de forte amplification de l'accélération horizontale affecte un plus grand volume sous la crête du versant dans le cas du signal sismique de fréquence égale à 2 Hz que dans le cas du signal sismique de fréquence égale à 1 Hz. Ceci explique pourquoi, pour les plus faibles valeurs du PGA, le potentiel de rupture de ce versant est plus grand à la fréquence 2 Hz qu'à la fréquence 1 Hz. De même, nous avons observé, dans la figure 2-37c, que l'amplification spectrale présente un pic autour de la fréquence 6 Hz qui correspond au premier harmonique de la fréquence de résonance de la couche de surface. La présence de ce pic d'amplification peut expliquer pourquoi le potentiel de rupture de ce versant est plus grand à la fréquence 6 Hz qu'à la fréquence 5 Hz (figure 2-48d).

Enfin, la comparaison des tableaux 2-7 et 2-8 d'une part et des figures 2-47 et 2-48 d'autre part montre que le potentiel de rupture du versant est systématiquement plus grand lorsque celui-ci est soumis à un signal sismique sinusoïdal. Ce résultat est en partie lié au fait qu'à PGA et durée identiques, l'intensité Arias du signal sismique sinusoïdal est supérieure à celle du signal sismique Ricker (figure 2-27). De plus, les figures 2-35 et 2-36 montrent que l'amplification au sommet des versants de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et dont l'épaisseur h_1 de la couche de surface est égale à 20 ou 30 m est, dans certaines conditions sismiques, plus grande dans le cas du signal sismique sinusoïdal que dans le cas du signal sismique Ricker. Ceci peut expliquer que, dans le cas de signaux sismiques de faible PGA,

ces versants donnent plus facilement lieu à une instabilité lorsqu'ils sont soumis à des signaux sismiques incidents sinusoïdaux (figures 2-47 et 2-48).

- Influence de la hauteur du versant sur le potentiel de rupture

Les figures 2-49a, 2-49b et 2-49c correspondant à un versant de pente $\alpha = 50^\circ$ mais de hauteur H différente (25 ; 50 et 75 m) montrent que plus H est grande, plus le PGA nécessaire au déclenchement d'une instabilité dans le versant est faible. Ainsi, le pourcentage de ruptures est plus élevé dans les versants de grande hauteur que dans les versants de plus faible hauteur (tableau 2-7). Ce comportement est lié à l'état de stabilité initial du versant en statique, qui, toutes choses égales par ailleurs, est d'autant plus faible que H est grande.

Le tableau 2-9 donne les valeurs du coefficient de sécurité statique des différentes configurations géologiques et topographiques envisagées dans ce travail. Ces valeurs ont été obtenues pour des surfaces de ruptures circulaires (Bishop). Les pourcentages de ruptures de chaque configuration géologique et topographique soumise à un signal sismique Ricker sont également rappelés dans ce tableau.

GEOLOGIE ET TOPOGRAPHIE DU VERSANT			COEFFICIENT DE SECURITE STATIQUE Fstat	POURCENTAGE DE RUPTURES DANS LE CAS D'UN SIGNAL SISMIQUE RICKER
Hauteur H (m)	Pente α (°)	Epaisseur h_1 de la couche de Tierra Blanca (m)		
25	50	2,5	2,12	0
		5	1,89	27
		10	1,71	40
		20	1,71	50
		30	1,71	53
25	60	5	1,53	50
		10	1,43	67
		20	1,43	67
		30	1,43	70
25	70	5	1,26	73
		10	1,18	87
		20	1,18	90
		30	1,18	87
50	50	5	1,67	30
		10	1,34	67
		20	1,32	80
		30	1,32	83
75	50	5	1,51	43
		10	1,18	83
		20	1,17	100
		30	1,17	100

Tableau 2-9 : Coefficient de sécurité statique des différents modèles de pentes étudiés (méthode Bishop i.e. surfaces de rupture circulaires) et pourcentages de rupture observées dans le cas d'un signal sismique Ricker.

Ce tableau montre que, plus le coefficient de sécurité statique initial du versant est faible, plus, naturellement, le pourcentage de ruptures est élevé. En particulier, les versants de grande

hauteur, caractérisés par un coefficient de sécurité statique plus petit que les versants de plus faible hauteur, présentent un pourcentage de ruptures plus élevé. Dans ces versants proches de l'instabilité en conditions statiques, la moindre secousse sismique peut suffire à déclencher une instabilité. De plus, on constate qu'**aucune instabilité ne se produit dans les versants lorsque le coefficient de sécurité statique de ces derniers est supérieur à 2.**

Compte tenu du nombre élevé de cas analysés, nous n'avons pas pu calculer le coefficient de sécurité des surfaces de rupture obtenues avec le logiciel FLAC lorsqu'il y a rupture (F_{dyn}). Un tel calcul pourrait cependant se révéler utile car il permettrait d'évaluer le comportement dynamique des versants en fonction du rapport $\frac{F_{stat} - F_{dyn}}{F_{stat}}$, c'est à dire indépendamment de la valeur du coefficient de sécurité statique du versant (F_{stat}).

- Influence de la pente du versant sur le potentiel de rupture

Les figures 2-50a, 2-50b et 2-50c correspondant à un versant de hauteur $H = 25$ m mais de pente α différente (50; 60 et 70°) et le tableau 2-7 montrent que plus l'angle de la pente est élevé, plus le PGA nécessaire au déclenchement d'une instabilité est faible. Ceci a pour conséquence un plus grand pourcentage de ruptures dans les versants de forte pente. Ces résultats s'expliquent de nouveau par l'état de stabilité statique initial des versants. En effet, les versants de forte pente, moins stables en conditions statiques que les versants de plus faible pente, sont naturellement plus facilement déstabilisés, y compris par de faibles secousses sismiques.

- Influence de l'épaisseur de la couche de surface sur le potentiel de rupture

A coefficient de sécurité statique égal, on observe que le potentiel de rupture du versant est fonction de l'épaisseur h_1 de la couche de surface. Dans les versants de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$ par exemple, le potentiel de rupture est beaucoup plus grand lorsque h_1 est égale à 20 ou 30 m que lorsque h_1 est plus faible. Ces comportements viennent du fait que la fréquence de résonance des modèles caractérisés par $h_1 = 5$ ou 10 m est dans la gamme des HF, soit largement en dehors des fréquences contenues dans les signaux sismiques incidents analysés dans ce travail. Ces versants subissent moins d'amplification des mouvements sismiques et sont donc plus stables. Néanmoins, si l'on avait considéré des signaux sismiques incidents de contenu fréquentiel plus proche des fréquences de résonance de couches de surface telles que $h_1 = 5$ ou 10 m, on n'aurait probablement pas observé davantage de rupture pour les plus faibles valeurs du PGA. En effet, **plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF, plus les mouvements sismiques au sein du versant varient d'un instant à l'autre et moins ils sont dommageables pour la stabilité d'ensemble du versant** (figure 2-39 et 2-40).

2.3.3.3. Estimation de l'aire de la masse instable

Afin de mieux caractériser la sensibilité du versant à la sollicitation dynamique, l'aire de la masse instable, approximation 2D du volume 3D du glissement, a été calculée. On attribue une valeur de 0 à l'aire de la masse instable lorsque le versant est stable en conditions dynamiques.

La figure 2-51 représente l'aire de la masse instable en fonction du PGA, de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident et de l'épaisseur de la couche de surface. Les versants analysés sont tels que $H = 25$ m et $\alpha = 50^\circ$.

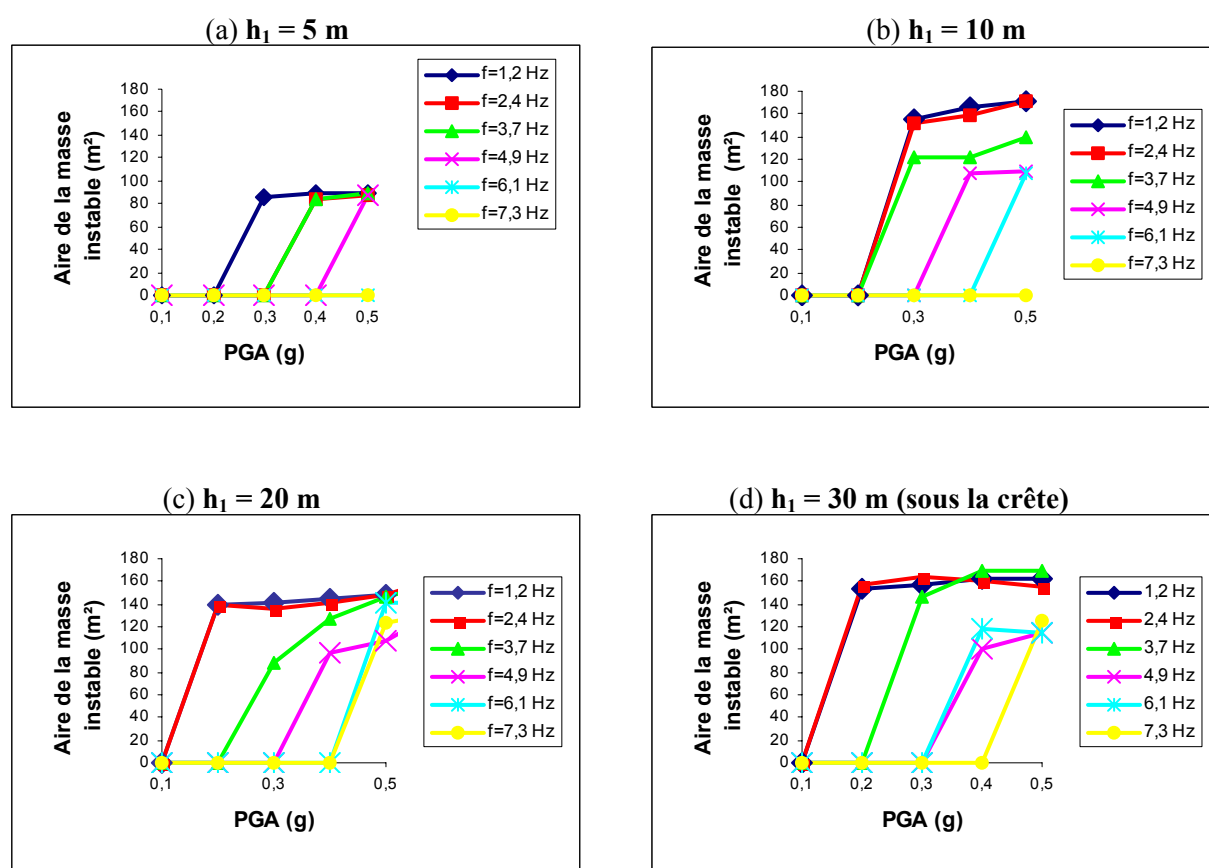
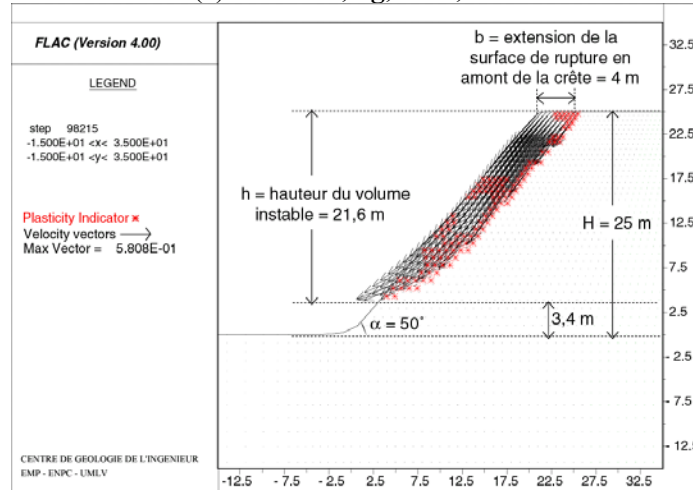
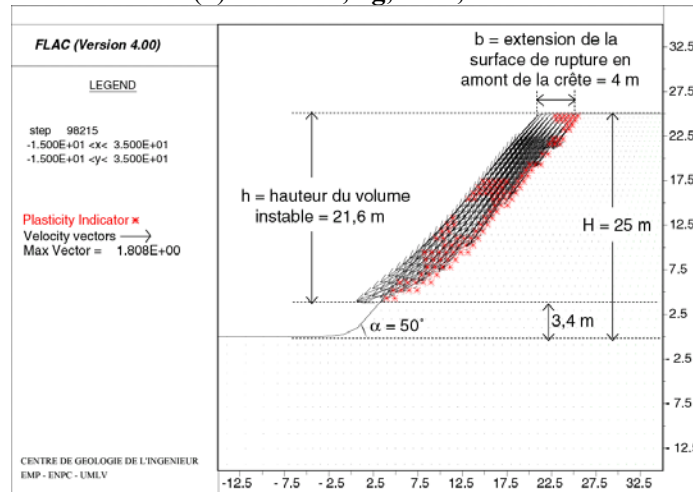


Figure 2-51 : Aire de la masse instable en fonction du PGA et de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident. La hauteur du versant est égale à 25 m et sa pente à 50° . (a) $h_1 = 5$ m, (b) $h_1 = 10$ m, (c) $h_1 = 20$ m et (d) $h_1 = 30$ m (sous la crête).

(a) $PGA = 0,3 \text{ g}$, $f = 1,2 \text{ Hz}$



(b) $PGA = 0,5 \text{ g}$, $f = 1,2 \text{ Hz}$



(c) $PGA = 0,5 \text{ g}$, $f = 4,9 \text{ Hz}$

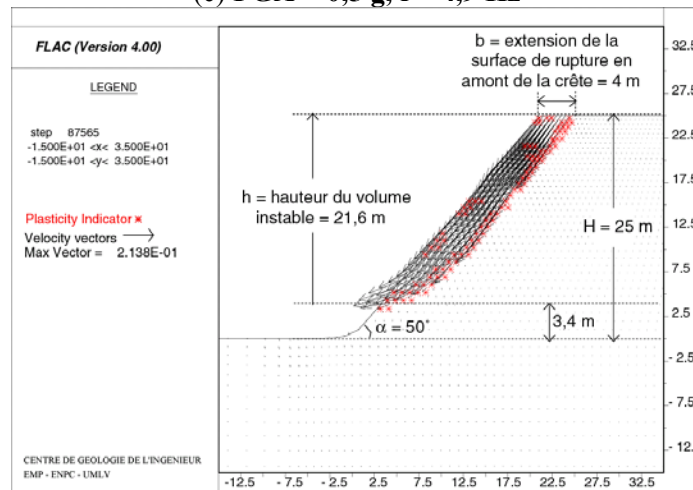


Figure 2-52 : Surfaces de rupture obtenues dans un versant de hauteur $H = 25 \text{ m}$, de pente $\alpha = 50^\circ$ et dont l'épaisseur de la couche de surface h_1 est égale à 5 m . Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à $0,3$ (a) ou $0,5 \text{ g}$ (b et c) et de fréquence centrale égale à $1,2$ (a et b) ou $4,9 \text{ Hz}$ (c).

- Influence du PGA du signal sismique incident sur l'aire de la masse instable

Pour les plus faibles valeurs de l'épaisseur h_1 de la couche de surface (figures 2-51a et 2-52), l'aire de la masse instable ne dépend ni du PGA, ni de la fréquence centrale du signal sismique incident. Comme le montre la figure 2-52, l'aire de la masse instable est totalement contrôlée par l'épaisseur h_1 de la couche de surface. Lorsque h_1 augmente, l'aire de la masse instable augmente avec le PGA du signal sismique incident (figures 2-51b et 2-51c). Or, d'après les figures 2-45 et 2-46, la hauteur h de la masse instable est d'autant plus grande que le PGA est élevé. On peut donc en conclure que l'augmentation de l'aire de la masse instable avec le PGA est en partie liée à l'élargissement de l'instabilité vers le bas des pentes. Pour les plus fortes valeurs du PGA, l'aire de la masse instable est bornée par une valeur qui dépend des structures géologiques du versant.

- Influence du contenu fréquentiel du signal sismique incident sur l'aire de la masse instable

La figure 2-51 montre clairement que le contenu fréquentiel du signal sismique incident a une influence non négligeable sur l'aire de la masse instable. A PGA égal, l'aire de la masse instable est plus grande quand le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF. Ce comportement est lié à la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant : en effet, plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF, plus le volume caractérisé par de fortes amplifications de l'accélération horizontale au sein du versant est grand (figure 2-38). L'extension de cette zone de fortes amplifications contrôle l'aire de la masse instable.

- Influence de la géométrie du versant sur l'aire de la masse instable

La figure 2-45 suggère que, dans le cas de signaux sismiques incidents de type BF, l'aire de la masse instable augmente lorsque la pente du versant augmente et inversement dans le cas de signaux sismiques incidents de type HF. Or, l'étude de la distribution des effets de site au sein de versants de pente variable révèle que les versants de forte pente soumis à un signal sismique BF présentent des mouvements forts sur un plus grand volume sous la crête que les versants de plus faible pente (figure 2-43). L'évolution de l'aire de la masse instable en fonction de la pente du versant est donc tout à fait cohérente avec la distribution des effets de site au sein du versant et on peut supposer que, dans le cas de signaux sismiques BF, les versants les plus susceptibles de conduire à de grandes instabilités sont les versants de plus forte pente.

La comparaison des figures 2-45b et 2-45g laisse supposer que les ruptures qui se produisent dans les versants de grande hauteur sont proportionnellement moins profondes que celles qui se produisent dans des versants de plus faible hauteur, ce qui est cohérent avec la distribution des effets de site (figure 2-44). Ce résultat reste à confirmer sur de plus nombreux cas d'étude.

2.3.3.4. Développement de la rupture

Les paragraphes précédents ont permis une meilleure compréhension du rôle des effets de site dans le déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques. Les analyses présentées dans ce paragraphe ont pour objectif de préciser la façon dont se développent les ruptures au sein des versants.

- Création d'une instabilité

Le développement d'une rupture dans un versant suppose la formation d'une surface de rupture continue et permanente joignant deux points de la topographie. Cette surface de rupture se met en place progressivement, au fur et à mesure que les déformations plastiques se développent dans le versant.

Nous avons observé que les calculs de stabilité réalisés avec le logiciel FLAC permettent de simuler ce phénomène de rupture progressive, et notamment de suivre la formation des surfaces de rupture par la jonction d'une suite de segments entrés en plasticité. A la fin d'un calcul dynamique, on peut alors :

- rechercher la position, dans le versant, du premier segment de la surface de rupture formé. On peut se demander si, du fait de la présence de fortes amplifications des mouvements sismiques dans le voisinage du sommet du versant, le premier segment de la surface de rupture ne se forme pas plus haut dans la pente en conditions dynamiques qu'en conditions statiques (Petley, 2004).
- retrouver, au moyen d'une rétro-analyse, les instants auxquels chacun des segments de la surface de rupture s'est formé ainsi que l'instant final correspondant à l'entrée en plasticité du dernier segment de la surface de rupture.
- estimer la durée nécessaire pour le développement d'une rupture dans le versant en fonction des conditions sismiques.

Etude de la position, dans le versant, du premier segment de la surface de rupture formé

L'étude de la position, dans le versant, du premier segment de la surface de rupture formé a été menée sur tous les versants de hauteur $H = 25$ m, de pente variable, présentant une couche de surface d'épaisseur h_1 comprise entre 2,5 et 30 m, et pour tous les scénarios sismiques. On ne s'intéresse ici qu'à la côte du premier segment de la surface de rupture formé qui est définie par l'ordonnée du point milieu de ce segment. Pour toutes les conditions de pente et sismiques conduisant à une instabilité, l'ordonnée moyenne du premier segment de la surface de rupture formé a été évaluée. Les valeurs ainsi obtenues ont alors été classées dans l'une ou l'autre des cinq portions de 5 m de hauteur chacune découpant la hauteur H du versant : de bas en haut, $[y = 0-5 \text{ m}]$, $[y = 5-10 \text{ m}]$, $[y = 10-15 \text{ m}]$, $[y = 15-20 \text{ m}]$ et $[y = 20-25 \text{ m}]$, où $y = 0$ m correspond à l'ordonnée du pied du versant. On représente, dans la figure 2-53, l'histogramme des valeurs de l'ordonnée moyenne du premier segment de la surface de rupture formé en fonction du PGA du signal sismique incident.

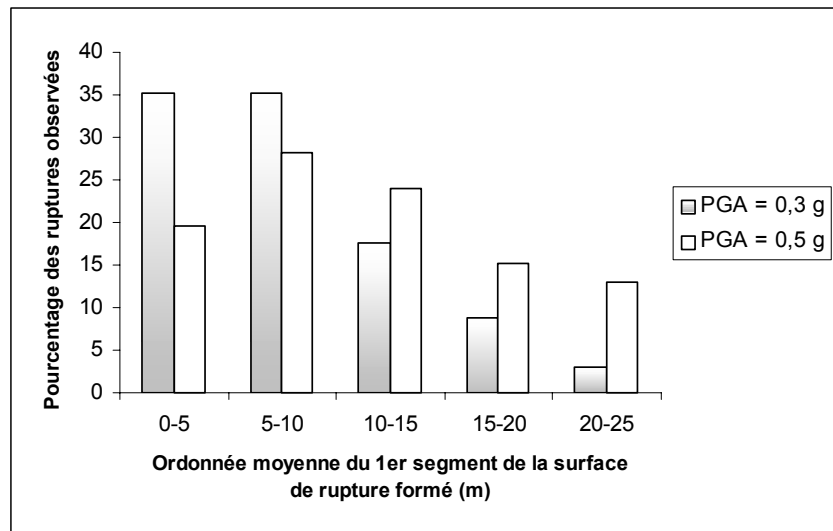


Figure 2-53 : Histogrammes des valeurs de l'ordonnée moyenne du premier segment de la surface de rupture formé en fonction du PGA du signal sismique incident.

La figure 2-53 montre que, d'une façon générale, les surfaces de rupture apparaissent principalement dans la partie inférieure du versant, entre $y = 0$ m, altitude du pied du versant, et $y = 10$ m. Cependant, lorsque le PGA est élevé, le premier segment de la surface de rupture formé a tendance à apparaître plus haut dans le versant. Ainsi, malgré la présence de fortes amplifications des mouvements sismiques dans le voisinage du sommet du versant, le premier segment de la surface de rupture se forme plus généralement dans la partie inférieure du versant. Ce résultat s'explique par le fait que la partie inférieure du versant concentre, au début de la sollicitation dynamique, les plus fortes contraintes de cisaillement. De plus, cette zone est aussi la première frappée par les ondes sismiques (temps de trajets plus courts).

Durée nécessaire pour la formation d'une surface de rupture dans le versant

Nous avons également analysé, pour toutes les conditions de pente et sismiques conduisant à une instabilité, la durée nécessaire pour la formation complète d'une surface de rupture dans le versant, en fonction du PGA et du contenu fréquentiel du signal sismique incident.

Influence du PGA du signal sismique incident

La surface de rupture est formée par la jonction de segments entrant progressivement en plasticité. On considère qu'un segment donné de la surface de rupture est formé dès lors qu'il entre durablement en plasticité. Le tableau 2-10 donne les instants correspondant à la formation des premier et dernier segments de la surface de rupture dans un versant de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$, présentant une couche de surface d'épaisseur h_1 égale à 30 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 2,4 Hz et de PGA compris entre 0,2 et 0,5 g.

PGA (g)	Instant correspondant à la formation du 1 ^{er} segment de la surface de rupture (s)	Instant correspondant à la formation du dernier segment de la surface de rupture (s)
0,2	2,9	5,0
0,3	2,6	4,7
0,4	2,4	4,6
0,5	2,3	4,4

Tableau 2-10 : Durée nécessaire pour la formation de la surface de rupture en fonction du **PGA du signal sismique incident**.

Le tableau 2-10 montre que la formation des premier et dernier segments de la surface de rupture se produit d'autant plus tôt que le PGA est élevé. Ainsi, **les instabilités déclenchées par de fortes secousses sismiques sont non seulement caractérisées par un plus grand volume mais aussi par un déclenchement plus précoce.**

Influence du contenu fréquentiel du signal sismique incident

Pour évaluer l'impact du contenu fréquentiel du signal sismique incident sur la durée nécessaire pour la formation d'une surface de rupture dans le versant, on analyse le cas d'un versant de hauteur $H = 25$ m, de pente $\alpha = 50^\circ$ et d'épaisseur h_1 de la couche de surface égale à 10 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,4 g et de fréquence centrale égale à 1,2 ; 2,4 ; 3,7 ou 4,9 Hz. Le tableau 2-11 donne les instants correspondant à la formation des premier et dernier segments de la surface de rupture.

Fréquence (Hz)	Instant correspondant à la formation du 1 ^{er} segment de la surface de rupture (s)	Instant correspondant à la formation du dernier segment de la surface de rupture (s)
1,2	0,8	1,7
2,4	1,4	2
3,7	2	4,5
4,9	5,1	5,4

Tableau 2-11 : Durée nécessaire pour la formation de la surface de rupture en fonction de la **fréquence centrale du signal sismique incident**.

Ce tableau montre que le contenu fréquentiel du signal sismique incident influe également sur la formation de la surface de rupture. En effet, plus la fréquence centrale du signal sismique incident est dans la gamme des BF, plus les premier et dernier segments de la surface de rupture se forment tôt. On constate de plus que, lorsque la fréquence de résonance de la couche de surface est dans la gamme des BF, elle peut modifier ce schéma : en effet, lorsque les versants dont la couche de surface a une épaisseur h_1 égale à 20 ou 30 m sont soumis à un signal sismique sinusoïdal, les surfaces de rupture se forment plus rapidement aux fréquences 2 ; 3 Hz et 2 Hz respectivement.

Conséquences pour la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques

Les résultats des analyses présentées ci-dessus montrent que la surface de rupture se forme d'autant plus tôt dans le versant que :

- le PGA du signal sismique incident est élevé ;
- le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF.

Ces résultats permettent donc de comprendre pourquoi tant d'instabilités sont générées par des séismes de forte magnitude que l'on caractérise généralement par un fort PGA et un contenu fréquentiel BF.

- Analyse de la distribution des paramètres de résistance au cisaillement pendant et après l'arrêt de la sollicitation dynamique

Le développement de déformations plastiques au sein du versant est souvent à l'origine d'une diminution des paramètres de résistance au cisaillement des matériaux. Celle-ci est simulée, dans la modélisation numérique, par un modèle rhéologique de type élasto-plastique radoucissant. Dans ce paragraphe, nous proposons une analyse du processus de diminution des paramètres de résistance au cisaillement.

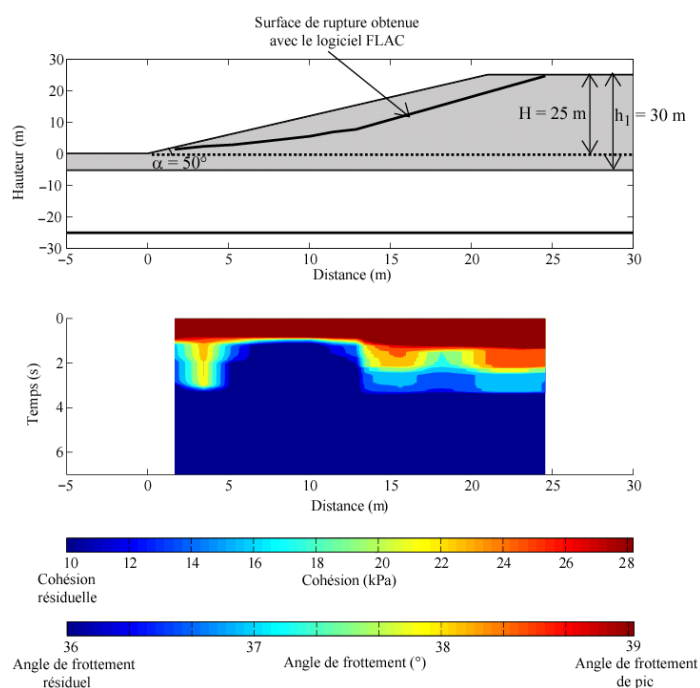
Analyse de la distribution des paramètres de résistance au cisaillement au cours de la sollicitation dynamique

La figure 2-54 représente l'évolution, au cours du temps, de la cohésion et de l'angle de frottement le long des surfaces de rupture obtenues avec le logiciel FLAC. Le versant analysé a pour hauteur $H = 25$ m, pour pente $\alpha = 50^\circ$ et l'épaisseur h_1 de la couche de surface est égale à 30 m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de $PGA = 0,5$ g et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a) ou 6,1 Hz (b).

On rappelle que les valeurs de pic et résiduelles de la cohésion et de l'angle de frottement interne sont : $C_{pic} = 30$ kPa et $C_{res} = 10$ kPa ; $\varphi_{pic} = 39^\circ$ et $\varphi_{res} = 36^\circ$.

Les figures 2-54a et 2-54b montrent que la diminution de la cohésion et de l'angle de frottement interne est initiée dans la moitié inférieure du versant, zone où se forme préférentiellement le premier segment de la surface de rupture. Les points les plus hauts de la surface de rupture sont généralement les derniers à subir cette diminution. Le passage des valeurs de pic de la cohésion et de l'angle de frottement interne aux valeurs résiduelles se fait d'autant plus rapidement que le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF.

(a) $f = 1,2 \text{ Hz}$



(b) $f = 6,1 \text{ Hz}$

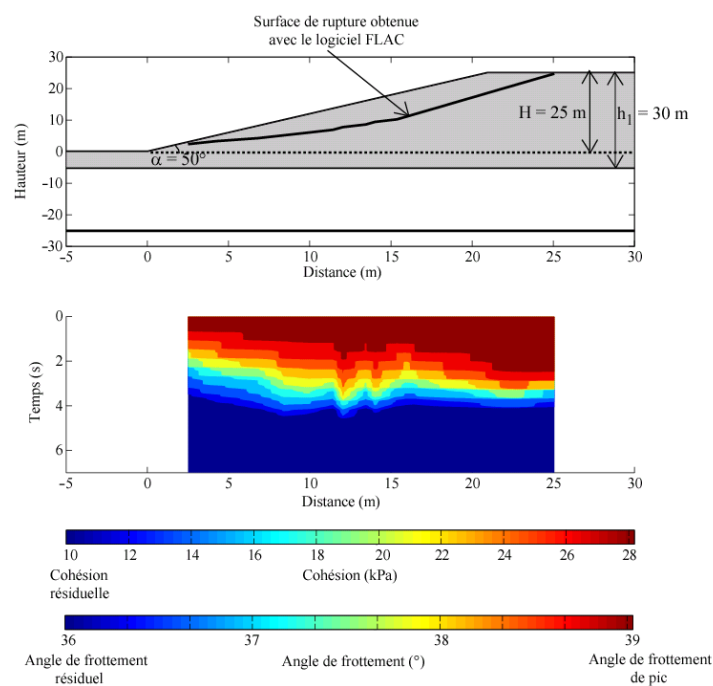


Figure 2-54 : Evolution, en fonction du temps, de la cohésion (kPa) et de l'angle de frottement interne ($^{\circ}$) le long de la surface de rupture dans le cas où le signal sismique Ricker a pour PGA 0,5 g et pour fréquence centrale 1,2 Hz (a) ou 6,1 Hz (b).

Analyse de la distribution des paramètres de résistance au cisaillement après l'arrêt de la sollicitation dynamique

Une analyse statistique de la distribution spatiale des valeurs de la cohésion et de l'angle de frottement interne a également été menée après l'arrêt de la sollicitation dynamique (figure 2-55). Le versant considéré est tel que $H = 25$ m, $\alpha = 50^\circ$ et $h_1 = 30$ m. Ce versant est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz. On rappelle que les valeurs de pic et résiduelles de la cohésion et de l'angle de frottement interne sont : $C_{pic} = 30$ kPa et $C_{res} = 10$ kPa ; $\phi_{pic} = 39^\circ$ et $\phi_{res} = 36^\circ$.

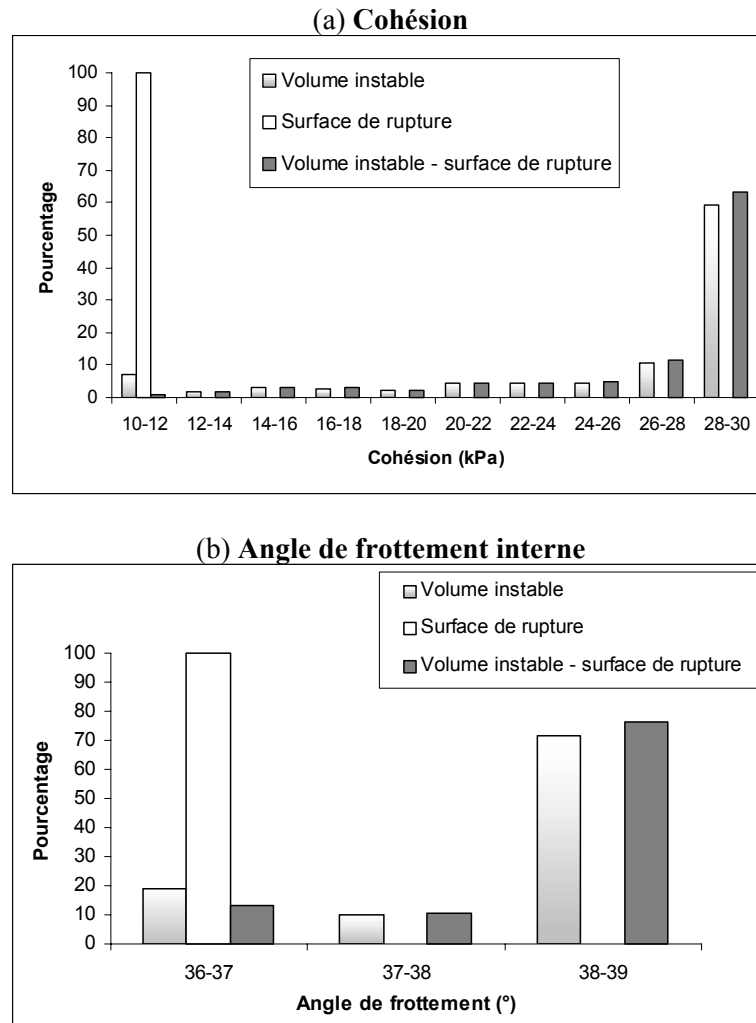


Figure 2-55 : Histogrammes des valeurs de la **cohésion** (a) et de l'**angle de frottement interne** (b) après l'arrêt de la sollicitation dynamique.

La figure 2-55 montre que tous les points de la surface de rupture sont dans un état résiduel après l'arrêt de la sollicitation dynamique ($C_{res} = 10$ kPa et $\phi_{res} = 36^\circ$). En revanche, la diminution des paramètres de résistance au cisaillement n'affecte quasiment pas le reste du volume instable puisque près de 80 % de ce volume a conservé la valeur de pic de l'angle de frottement interne (39°) et plus de 60 % de ce volume a conservé la valeur de pic de la cohésion (30 kPa) : cela confirme la notion de **localisation de la rupture**.

2.3.3.5. Synthèse des résultats des modélisations : apports de l'étude des effets de site pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques

L'analyse paramétrique présentée dans ce chapitre avait pour objectifs la description et la compréhension des mécanismes conduisant à la déstabilisation d'un versant sous sollicitations dynamiques.

L'étude des effets de site a montré que la surface topographique d'un versant produit des amplifications de l'accélération horizontale inférieures à 1,3 au sein d'un versant homogène. Ces amplifications sont souvent trop faibles pour déclencher une instabilité, notamment lorsque le versant est soumis à un signal sismique de faible PGA et/ou de contenu fréquentiel HF. Dans un versant hétérogène, la combinaison des effets de site topographiques et lithologiques produit de plus fortes amplifications (2,6) en surface et au sein des versants. Celles-ci sont responsables des cas de ruptures observés. Les valeurs d'amplification de l'accélération horizontale dépendent essentiellement :

- du rapport entre la fréquence de résonance de la couche de surface et le contenu fréquentiel du signal sismique incident ;
- du contraste d'impédance entre la couche de surface et le substratum.

L'étude de la stabilité des pentes a montré que les paramètres du signal sismique incident contrôlent le potentiel de rupture du versant ainsi que les caractéristiques du volume instable. Plus précisément, nous avons observé que :

- les **surfaces de rupture** en conditions dynamiques ne passent pas par le pied des versants et sont généralement décalées vers le sommet des pentes. Ce décalage (hauteur entre le pied des versants et la base de la surface de rupture) n'excède en général pas 20 % de la hauteur des versants. Il est d'autant plus important que les versants sont soumis à un signal sismique de faible PGA.
- les **surfaces de rupture** en conditions dynamiques commencent à se développer dans la partie inférieure des versants, zone frappée en premier lieu par les ondes sismiques ;
- le **potentiel de rupture** d'un versant en conditions dynamiques est contrôlé par l'état de stabilité statique du versant. Plus un versant est proche de l'instabilité en conditions statiques, plus, naturellement, il est susceptible de donner lieu à une instabilité en conditions dynamiques, y compris pour de faibles secousses sismiques. Ainsi, les versants de grande hauteur et/ou de forte pente ont un potentiel de rupture plus grand que les versants de plus faible hauteur et/ou pente. Notons cependant qu'à coefficient de sécurité statique identique, le comportement dynamique de deux versants peut être sensiblement différent si ces versants présentent des structures géologiques très éloignées l'une de l'autre, c'est à dire des fréquences de résonance très différentes.
- pour les faibles valeurs du PGA, le **potentiel de rupture** d'un versant est d'autant plus grand que ce dernier est soumis à un signal sismique BF. Ce résultat s'explique par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant. En effet, un signal sismique BF produit des mouvements forts et pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant qu'un signal sismique HF. La présence de cette vaste zone de fortes amplifications permet d'expliquer la plus grande susceptibilité du versant à un signal sismique incident de type BF. Lorsque la fréquence centrale du signal sismique

incident coïncide avec la fréquence de résonance de la couche de surface et que cette dernière est dans la gamme des BF, on peut observer une instabilité pour de plus faibles valeurs du PGA. Tout ceci souligne le rôle joué par le contenu fréquentiel du signal sismique incident sur le comportement dynamique du versant. Pour les plus fortes valeurs du PGA, il y a pratiquement toujours instabilité quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident.

- **la surface de rupture** se met en place dans le versant d'autant plus rapidement que le PGA est fort et/ou le contenu fréquentiel du signal sismique incident dans la gamme des BF ;
- lorsque le matériau obéit à un modèle de comportement élasto plastique radoucissant, le développement d'une rupture dans le versant entraîne **une diminution des paramètres de résistance au cisaillement** localisée le long de l'ensemble de la surface de rupture ;
- **l'aire de la masse instable** est en partie contrôlée par les structures géologiques du versant, et notamment par l'épaisseur de la couche de plus faibles caractéristiques mécaniques. Plus cette dernière est fine, plus l'aire de la masse instable est petite et indépendante des paramètres du signal sismique incident.
- si les structures géologiques le permettent, **l'aire de la masse instable** est par ailleurs d'autant plus grande que le PGA est élevé et/ou le contenu fréquentiel du signal sismique incident dans la gamme des BF. De même, l'extension b de la surface de rupture en amont de la crête et, dans une moindre mesure, la hauteur h du volume instable, sont d'autant plus grands que le versant est soumis à un signal sismique BF. Ces résultats s'expliquent par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant, et notamment par le fait qu'un signal sismique BF produit des mouvements forts sur un plus grand volume sous la crête du versant qu'un signal sismique HF. On peut donc en conclure que les séismes de forte magnitude, que l'on caractérise généralement par de forts PGA et un contenu fréquentiel BF, sont susceptibles de déclencher de plus grandes instabilités que les séismes de plus faible magnitude.
- enfin, **l'aire de la masse instable** dépend de la pente du versant. Lorsque ce versant est soumis à un signal sismique BF, l'aire de la masse instable est d'autant plus grande que la pente est forte et inversement dans le cas d'un signal sismique plus HF. Ce comportement dynamique est encore une fois lié à la distribution des mouvements sismiques au sein des versants.

L'analyse croisée de la distribution des amplifications de l'accélération horizontale au sein des versants et des différents cas de ruptures obtenus avec le logiciel FLAC permet donc de conclure que la position et l'extension de la zone caractérisée par de fortes amplifications de l'accélération horizontale au sein du versant contrôlent l'occurrence et la taille des instabilités.

Nous avons donc pu démontrer que **des corrélations existent entre la distribution des mouvements sismiques au sein du versant et le déclenchement ainsi que les caractéristiques des mouvements de versant : ainsi, les effets de site peuvent faciliter, voire même être à l'origine, du déclenchement de mouvements de versant.**

La modélisation numérique avec le code de calcul par différences finies FLAC permet donc de mettre en évidence, d'un point de vue scientifique, des corrélations supposées sur la base d'observations de terrain. L'apport de cette méthode numérique pour la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques est ainsi avéré.

2.3.4. Conséquences en termes de réglementation parasismique

A l'issue de cette analyse, les résultats des modélisations numériques ont été comparés avec la réglementation parasismique française PS92 sur les deux points suivants :

- les effets de site topographiques ;
- les mouvements de versant.

2.3.4.1. Effets de site topographiques

“Hormis le cas où l'effet de la topographie sur le mouvement sismique est directement pris en considération au moyen d'un calcul dynamique basé sur une modélisation appropriée du relief, il est tenu compte d'un coefficient multiplicateur τ dit d'amplification topographique” (PS92). Ce coefficient topographique τ permet de définir le niveau d'accélération que l'on doit prendre en compte dans le calcul du dimensionnement d'une structure située sur ou à proximité d'un relief (paragraphe 1.4.6.4).

Les valeurs d'amplification maximale de l'accélération horizontale calculées pour des versants homogènes (Tierra Blanca) de hauteur et de pente variables ont été comparées aux valeurs de τ préconisées par la réglementation parasismique PS92. Les résultats sont présentés dans la figure 2-56 pour des versants de configurations topographiques variées.

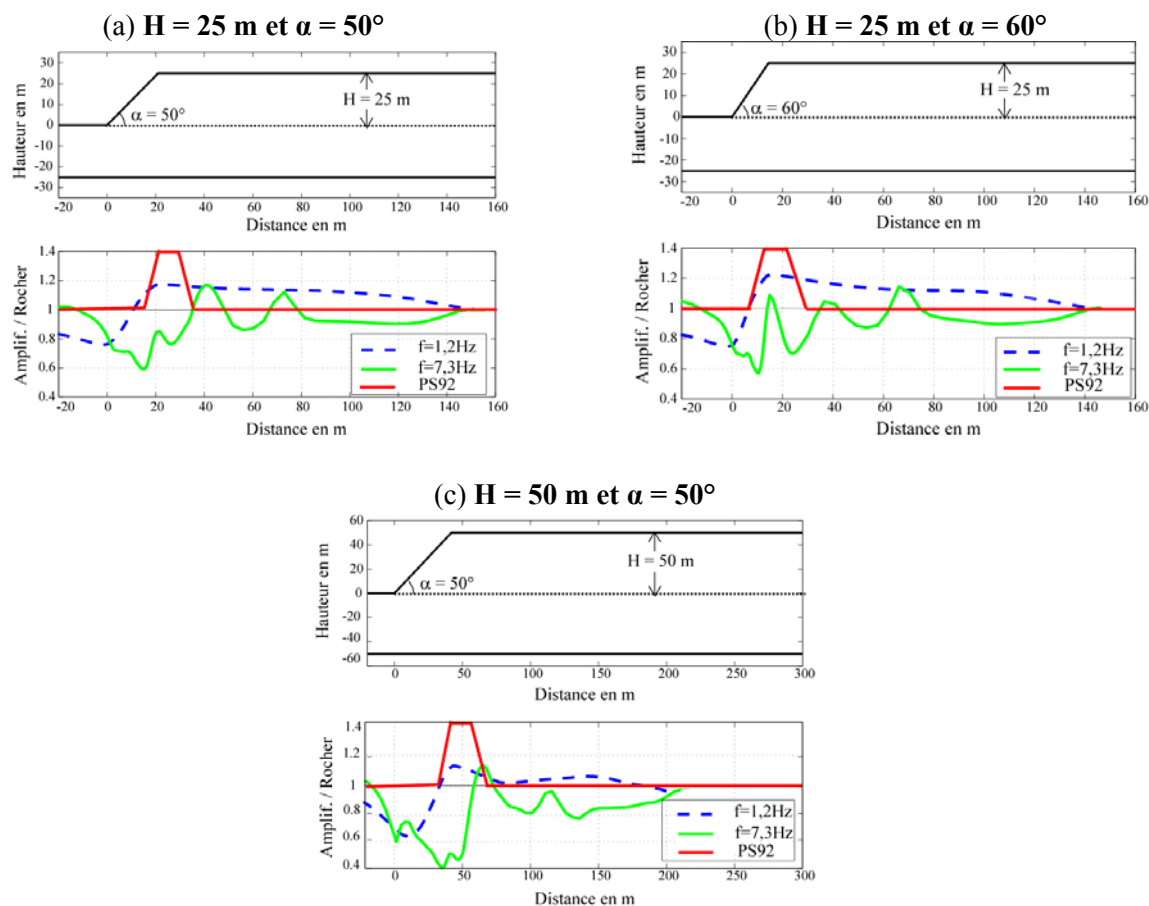


Figure 2-56 : Coefficient d'amplification topographique τ préconisé dans la réglementation parasismique française PS92 et amplification maximale de l'accélération horizontale simulée le long de la surface d'un versant homogène (Tierra Blanca) de hauteur et de pente variables, soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 7,3 Hz. (a) $H = 25 \text{ m}$ et $\alpha = 50^\circ$, (b) $H = 25 \text{ m}$ et $\alpha = 60^\circ$ et (c) $H = 50 \text{ m}$ et $\alpha = 50^\circ$.

Cette figure montre que le niveau d'amplification topographique maximal $\tau = 1,4$ préconisé par la réglementation parasismique PS92 est largement supérieur aux valeurs d'amplification obtenues par le calcul dynamique. En revanche, on constate que, par rapport aux calculs, la réglementation sous-estime largement la distance en arrière de la crête sur laquelle les amplifications sont supérieures à 1, en particulier pour des talus de faible hauteur et de forte pente. En effet, la figure 2-56 montre que lorsqu'un versant de pente $\alpha = 60^\circ$ est soumis à un signal sismique BF, des amplifications topographiques comprises entre 1 et 1,2 existent jusqu'à 125 m en arrière de la crête du versant. En aval de la crête du versant, les valeurs d'amplification obtenues par le calcul dynamique sont toujours inférieures aux valeurs de τ .

Ces résultats ainsi que les observations de terrain faites notamment dans le village d'Armenia lors du séisme du 13/01/2001 au Salvador (paragraphe 1.4.6.4 et tableau 1-11) soulignent la **nécessité d'une réévaluation des distances a, b et c caractérisant la zone d'influence d'un talus**.

2.3.4.2. Mouvements de versant

- Zone d'influence d'un talus en amont de la crête

D'après les règles parasismiques PS92, il est stipulé que “pour la recherche des surfaces de glissement, il y a lieu de considérer que la zone d'influence d'un talus s'étend conventionnellement en amont et en aval à trois fois la hauteur de ce dernier respectivement à compter de sa crête et de son pied”.

Les statistiques des valeurs de b , extension de la surface de rupture en amont de la crête du versant, ont montré que :

- lorsque $H = 25$ m et $\alpha = 50^\circ$; 60 ou 70° , b ne dépasse pas 10 m soit $0,4*H$ où H représente la hauteur du versant (paragraphe 2.3.3.1) ;
- lorsque $H = 75$ m et $\alpha = 50^\circ$, b ne dépasse pas 15 m, soit $0,2*H$ (paragraphe 2.3.3.1)

Ainsi, on peut en conclure que la réglementation parasismique PS92 est, sur ce point, très conservatrice.

- Calcul de stabilité par les méthodes pseudo-statiques et par les méthodes en déformations

Des calculs de stabilité des pentes en conditions pseudo-statiques ont été réalisés pour les différents modèles présentés dans le paragraphe 2.3.1.2. La réglementation parasismique française PS92 permet de définir les coefficients pseudo-statiques horizontal et vertical à prendre en compte dans le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique.

D'après la réglementation parasismique PS92, les versants tels que $h_1 \geq 15$ m modélisés dans ce travail sont qualifiés de site S_2 (paragraphe 1.5.2.1), ce qui conduit à prendre pour coefficients pseudo-statiques horizontal et vertical les valeurs : $k_H = \frac{0,45*a_N}{g}$ où a_N représente

l'accélération nominale (accélération au rocher : $a_N = 2*PGA$ du signal sismique incident) et $k_V = 0,3*k_H$.

La figure 2-57 donne les valeurs de F_{dyn} en fonction du PGA du signal sismique incident et pour différentes configurations topographiques telles que $h_1 = 20$ m. Cette figure montre que pour un versant de hauteur $H = 50$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$ ($F_{stat} = 1,32$), la pente est instable ($F_{dyn} < 1$) dès lors que le PGA du signal sismique incident est supérieur ou égal à 0,2 g. Or, les modélisations numériques de stabilité des pentes sous sollicitations dynamiques réalisées avec le logiciel FLAC ont montré qu'une instabilité pouvait se produire pour un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz et de PGA égal à 0,1 g. Ainsi, une analyse basée sur le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique conduirait à sur-estimer la stabilité du versant dans ce cas. Le même phénomène est observé pour le versant de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 60^\circ$ ($F_{stat} = 1,43$). En revanche, dans le cas du versant de hauteur $H = 75$ m et de pente $\alpha = 50^\circ$ ($F_{stat} = 1,17$) et du versant de hauteur $H = 25$ m et de pente $\alpha = 40^\circ$ ($F_{stat} = 2,07$), les approches pseudo-statiques et le calcul en déformations conduisent aux mêmes valeurs de PGA seuil à l'origine d'une rupture dans le versant.

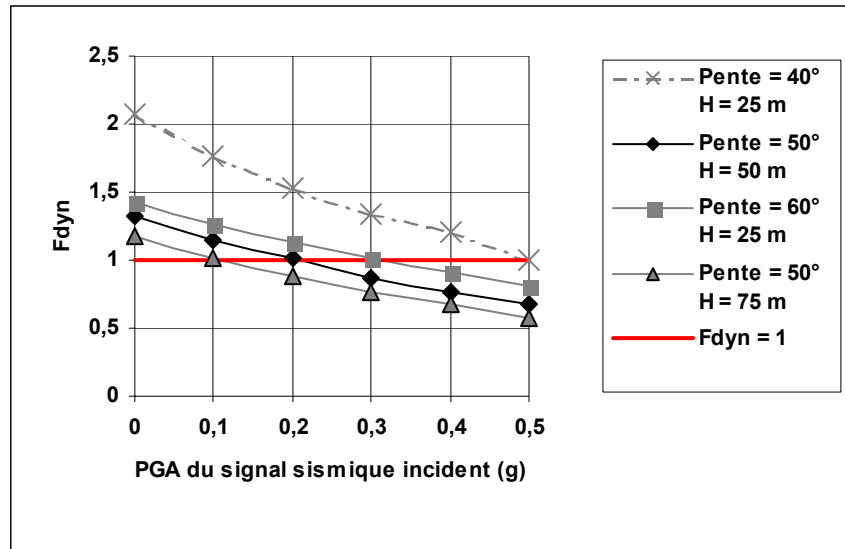


Figure 2-57 : Coefficient de sécurité pseudo-statique F_{dyn} en fonction du PGA du signal sismique incident pour des versants tels que $h_1 = 20$ m.

Ces résultats suggèrent que, **dans le cas d'un signal sismique de faible PGA et lorsque le coefficient de sécurité statique du versant est compris entre 1,2 et 2, le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique peut conduire à sur-estimer la stabilité.** En revanche, dans le cas d'un signal sismique de fort PGA ou lorsque le coefficient de sécurité statique du versant est soit inférieur à 1,2, soit supérieur à 2, l'analyse basée sur le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique et le calcul en déformations produisent des résultats comparables.

CHAPITRE 3

MODELISATION NUMERIQUE DE LA STABILITE SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES DE DEUX CAS REELS DE VERSANTS AU SALVADOR ET AU KIRGHIZSTAN

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats d'une étude de stabilité sous sollicitations dynamiques de deux cas réels de versants au Salvador (paragraphe 3.1) et au Kirghizstan (paragraphe 3.2). Ces versants ont été le siège d'instabilités de grande ampleur, en 2001 pour le Salvador (glissement de Las Colinas), et en 1992 pour le Kirghizstan (glissement de Suusamyr). L'objectif de ce travail est d'étudier le rôle joué par les effets de site lors du déclenchement de ces instabilités.

3.1. Le glissement de Las Colinas au Salvador

L'instabilité survenue sur le site de Santa Tecla lors du séisme du 13/01/2001 au Salvador ayant déjà été en partie évoquée dans le chapitre 1 (paragraphe 1.4), seuls seront présentés, dans les paragraphes suivants, les aspects importants pour l'analyse de la stabilité du versant de Las Colinas sous sollicitations dynamiques.

3.1.1. Etat des connaissances relatives à l'instabilité de Las Colinas

3.1.1.1. *Typologie de l'instabilité*

Evans et Bent (2004) rapportent que les survivants ont estimé la durée du glissement à 45 s, ce qui, compte tenu de la distance parcourue par la masse instable, 735 m, conduit à une vitesse de déplacement moyenne extrêmement rapide de l'ordre de 16 m/s. Ce glissement est donc du type "flowslide" (glissement-écoulement) : il est caractérisé par une rupture brutale et une vitesse de déplacement extrêmement rapide, sur une longue distance, le long d'une pente relativement douce.

Selon Evans et Bent (2004), la longue distance parcourue par la masse instable s'explique également par l'architecture urbaine caractérisée par de longues rues parallèles à la direction du mouvement. Cette configuration a favorisé l'épanchement longitudinal de la masse instable au détriment de l'étalement latéral des débris qui aurait eu pour conséquence de diminuer la distance totale parcourue par la masse instable.

Dans les deux paragraphes suivants, nous présentons les caractéristiques géologiques, topographiques, sismiques et mécaniques du versant.

3.1.1.2. Rappel des caractéristiques géologiques et topographiques du versant

La figure 3-1 donne les configurations géologiques et topographiques du versant ainsi que la position de la surface de rupture observée sur le terrain (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002, Lotti et Associati-Enel.Hydro 2001 ; Sigaran 2003).

Ce versant a une hauteur totale de 160 m. Il présente trois zones caractérisées par des pentes différentes. La zone 1, située directement sous l'escarpement, est la plus raide : elle a une pente moyenne de 32° . La pente s'adoucit progressivement dans la zone 2 (pente moyenne égale à 26°) jusqu'à atteindre une dizaine de degrés dans la partie basse du versant (zone 3).

Le versant est composé de trois unités lithologiques principales (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001) :

- une couche de **dépôts pyroclastiques peu consolidés** dans la partie sommitale du versant et en surface du flanc sud ;
- une couche de **cendres volcaniques** au sein de laquelle se trouve une fine couche de 1,5 m d'épaisseur formée de paléosols ;
- des **dépôts de laves et de pyroclastes indurés** qui forment la partie basse du versant.

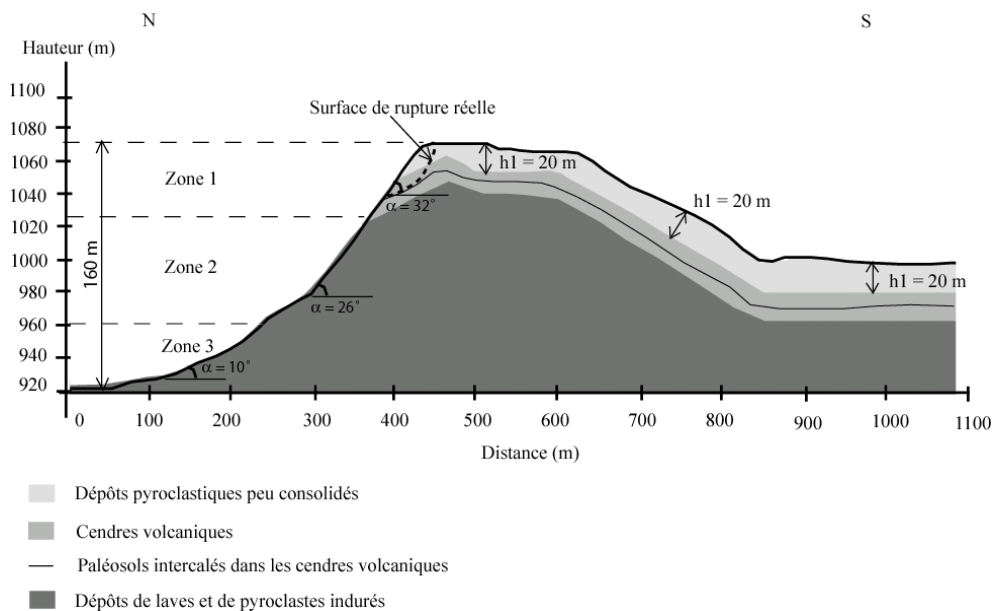


Figure 3-1 : Profil lithologique 2D du versant (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001 ; Sigaran, 2003).

3.1.1.3. Données géotechniques

Des études géotechniques ont été menées par Lotti et Associati-Enel.Hydro (2001) sur le site du glissement de Las Colinas ainsi qu'en laboratoire. Elles ont conduit aux paramètres présentés dans le tableau 3-1.

Unité géologique	Densité	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Coefficient de Poisson ν	Module de Young E (MPa)	Cohésion (kPa)	Angle de frottement (°)
Dépôts pyroclastiques peu consolidés	1,5	332	120	0,43	62	60	30
Cendres volcaniques	1,53	1124	570	0,33	1 322	30	30
Paléosols	1,76	1124	570	0,33	1 521	5	20
Dépôts de laves et de pyroclastes indurés	1,9	1938	1100	0,26	5 793	200	38

Tableau 3-1 : Propriétés des différentes unités géologiques formant le versant (Lotti et Associati-Enel.Hydro, 2001)

Prenant appui sur les travaux de la mission post-sismique JSCE (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002), nous avons cherché à identifier les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants du glissement de Las Colinas. Ceux-ci sont présentés dans les paragraphes suivants.

3.1.1.4. Facteurs de prédisposition au déclenchement du glissement

- Les configurations topographiques et géologiques/géotechniques du versant

Les configurations topographiques, angle de pente moyen égal à 32° dans la partie supérieure du versant, et géologiques/géotechniques, pendage des couches géologiques conforme à la pente et présence d'une couche de paléosols de très faibles caractéristiques mécaniques et de pendage 17° vers le nord, constituent les facteurs de prédisposition majeurs au déclenchement du glissement.

- L'eau

L'eau ne semble a priori pas avoir joué un rôle déterminant dans le déclenchement de cette instabilité dans la mesure où le mouvement de versant s'est produit pendant une saison relativement sèche.

3.1.1.5. Etude de la stabilité du versant en conditions statique et pseudo-statique

- Coefficient de sécurité statique du versant

L'analyse de la stabilité statique du versant en conditions sèches conduit à une valeur de coefficient de sécurité minimum de 1,88 pour une surface de rupture polygonale dont la géométrie est proche de la surface de rupture réelle (surface 5 dans la figure 3-2). Cette dernière passe par la couche fine de paléosols.

Ainsi, la stabilité du versant avant séisme était largement assurée en conditions sèches.

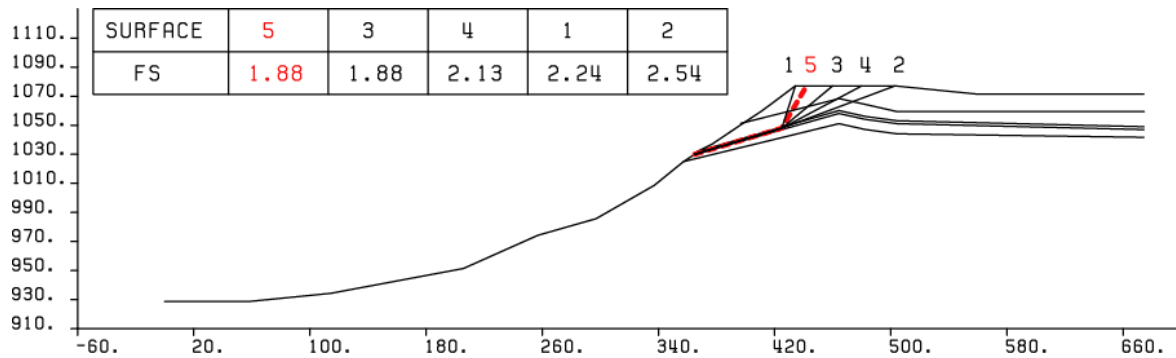


Figure 3-2 : Coefficient de sécurité statique du versant (méthode à l'équilibre limite).

- Coefficient de sécurité pseudo-statique du versant

Le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique du versant repose sur les règles PS92 qui permettent de définir les valeurs des coefficients pseudo-statiques horizontal et vertical à prendre en compte dans un calcul de stabilité (paragraphe 1.5.2.1).

Le tableau 3-2 donne les valeurs du coefficient de sécurité pseudo-statique en fonction du PGA du signal sismique incident, de l'accélération nominale a_N ($a_N = 2 * \text{PGA}$ du signal sismique incident) et du coefficient pseudo-statique horizontal k_H (dans le cas présent, $k_H = \frac{0,45 * a_N}{g}$). Ces valeurs, calculées pour la surface de rupture dont la géométrie est proche de la surface de rupture réelle (surface 5 dans la figure 3-2), sont obtenues par les méthodes à l'équilibre limite en conditions sèches.

PGA du signal sismique incident (g)	$a_N = 2 * \text{PGA}$ (g)	k_H	F_{dyn}
0,1	0,2	0,09	1,55
0,2	0,4	0,18	1,32
0,3	0,6	0,27	1,14
0,4	0,8	0,36	1,00

Tableau 3-2 : Coefficients de sécurité pseudo-statique du versant.

On constate qu'une instabilité apparaît le long de la surface de rupture réelle dès lors que l'accélération nominale a_N dépasse la valeur 0,8 g. Or, d'après le tableau 1-9, le PGA du signal sismique enregistré au rocher à la station Berlin, à 80 km de l'épicentre, est inférieur à 0,23 g. Lorsqu'on simule les mouvements sismiques du séisme du 13/01/2001 en un site rocheux situé à la base de la cordillère d'El Balsamo, à 90 km de l'épicentre, on obtient une valeur de PGA de l'ordre de 0,15 g. Cette valeur est largement inférieure à la valeur de 0,8 g obtenue par le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique et pourtant, l'instabilité a bien eu lieu. Ainsi, l'approche de la stabilité par le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique conduit à sur-estimer la stabilité du versant.

3.1.1.6. Facteurs déclenchants du glissement

- Diminution des paramètres de résistance au cisaillement des matériaux sous sollicitations dynamiques

Des échantillons prélevés dans la zone du glissement ont été analysés en laboratoire de façon à déterminer leur comportement sous sollicitations dynamiques (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). Les essais de laboratoire ont montré que les matériaux volcaniques de la zone du glissement sont susceptibles de subir une forte diminution de leurs paramètres de résistance au cisaillement sous sollicitations dynamiques : la cohésion et l'angle de frottement de la Tierra Blanca passent ainsi respectivement de 30 kPa et 39° à 10 kPa et 36° (Mavrommati, 2000 ; Berdousis, 2001). Ceci peut faciliter le déclenchement d'une instabilité.

- Effets de site

De violentes vibrations sismiques ont été enregistrées lors de ce séisme, et notamment sur un site de type sol à Santa Tecla, à 1,4 km seulement du glissement de Las Colinas. Les accélérations sur ce site ont atteint la valeur 0,5 g contre 0,38 g à San Salvador située à la même distance épicentrale. Les études de terrain montrent que la géologie du versant de Las Colinas est comparable à celle de ce site. De plus, selon Jibson et al. (2004), les accélérations le long de la cordillère d'El Balsamo ont probablement dépassé ces valeurs et atteint plus de 1 g.

Toutes ces observations associées aux enregistrements de bruit de fond sismique réalisés par la mission post-sismique JSCE autour du glissement suggèrent la présence d'effets de site topographiques et lithologiques (paragraphe 1.4.6.3). Ainsi, **de nombreux auteurs considèrent que le déclenchement du glissement de Las Colinas est principalement attribuable aux effets de site.** Cette corrélation sera étudiée dans les paragraphes suivants au moyen de modélisations numériques réalisées avec le code de calcul par différences finies FLAC.

3.1.2. Définition des modèles FLAC et des paramètres de la modélisation

3.1.2.1. Présentation des différents modèles FLAC

Prenant appui sur les observations de terrain qui suggèrent que les effets de site topographiques et lithologiques ont pu jouer un rôle important dans le déclenchement du glissement de Las Colinas, nous avons défini plusieurs modèles FLAC de façon à étudier, par la modélisation numérique, une telle corrélation. Les trois modèles suivants ont donc été créés (figure 3-3) :

- un **modèle correspondant aux configurations géologiques et topographiques présentées dans la figure 3-1** qui permettra d'évaluer les conditions de déstabilisation du versant ainsi que les caractéristiques de l'instabilité. Ce modèle sera désigné sous l'appellation versant réel.

- un **modèle de type pente unique dans lequel on considère que le flanc sud du versant est horizontal à l'altitude 1075 m**. Ce modèle permettra d'évaluer l'effet de la convexité du relief sur le déclenchement et les caractéristiques de l'instabilité. Il sera désigné sous l'appellation modèle de type pente.
- un **modèle homogène constitué uniquement de dépôts de laves et de pyroclastes indurés mais prenant en compte la topographie réelle du versant**. Ce modèle, qui sera désigné sous l'appellation versant homogène, permettra d'estimer l'effet de site topographique seul au sein du versant.

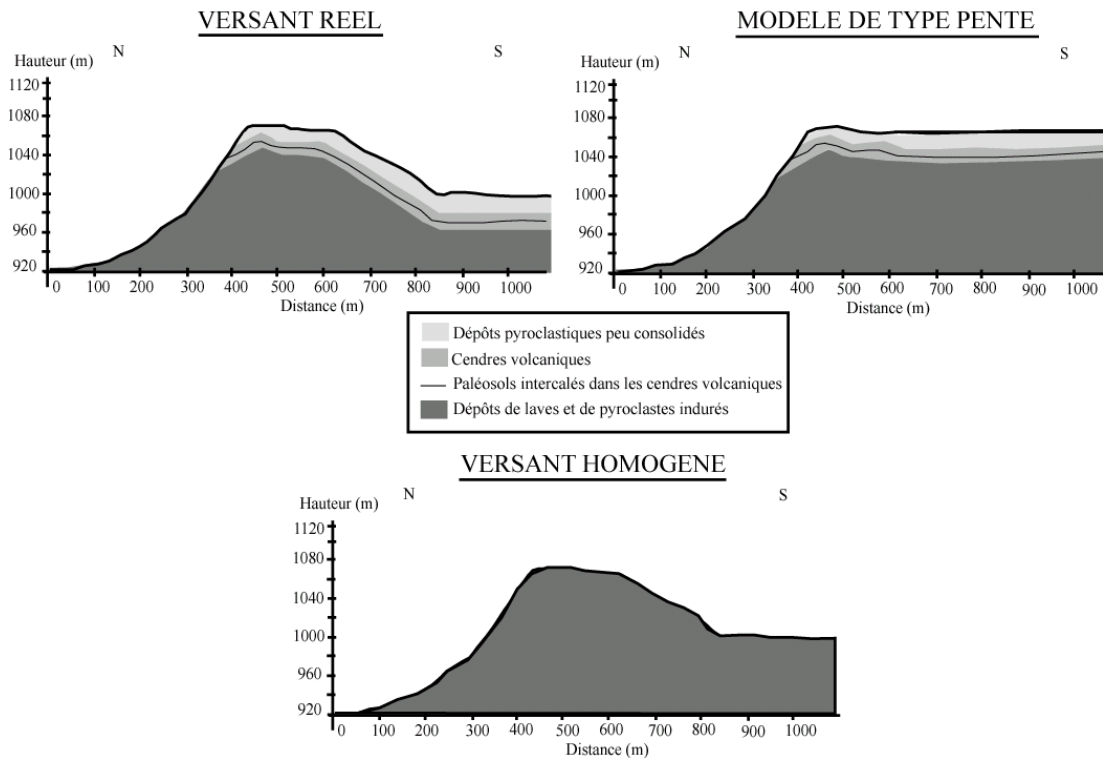


Figure 3-3 : Configurations lithologiques et topographiques des différents modèles FLAC.

3.1.2.2. Maillage et taille des grilles FLAC

- Maillage des grilles FLAC

Plusieurs scénarios sismiques ont été envisagés dans cette étude. Comme nous le verrons dans le paragraphe 3.1.2.6, la fréquence maximale du signal sismique incident est de l'ordre de 6 Hz. Ceci permet de définir, pour chacune des unités géologiques, la taille maximale des éléments notée $\Delta l_{\max}$. Les valeurs de $\Delta l_{\max}$, données dans le tableau 3-3, ont été calculées en utilisant la condition sur le maillage la moins restrictive, soit $\Delta l < \frac{\lambda}{10}$ où Δl représente la taille des éléments et λ la longueur d'onde associée à la plus haute fréquence du signal sismique incident, et après vérification de l'impact de la taille de la grille sur la réponse dynamique du versant. Nous avons en particulier vérifié que les résultats obtenus pour des tailles d'éléments plus petites étaient similaires à ceux présentés dans ce travail.

Unité géologique	Vs (m/s)	$\Delta l_{\max}$ (m)
Dépôts pyroclastiques peu consolidés	120	2
Cendres volcaniques et paléosols	570	10
Dépôts de laves et de pyroclastes indurés	1100	18

Tableau 3-3 : Taille maximale des éléments ($\Delta l_{\max}$) des grilles FLAC pour un signal sismique de fréquence maximale égale à 6 Hz.

- Taille des grilles FLAC

Les trois modèles présentés dans la figure 3-3 sont construits selon le même principe. Compte tenu de l'extension de ces modèles, 1000 m horizontalement et 310 m verticalement, nous avons opté pour l'utilisation de sous-grilles qui permettent de réduire le nombre total d'éléments dans la grille et donc de limiter les temps de calcul.

Dans le cas des modèles de Las Colinas par exemple, le choix d'une grille d'éléments uniforme conduirait à un total de $500 \times 155 = 77\,500$ éléments, si l'on considère que la fréquence maximale du signal sismique incident est égale à 6 Hz (i.e. taille des éléments = 2 m). L'utilisation des deux sous-grilles présentées dans la figure 3-4 permet de réduire d'un facteur 1,6 le nombre total d'éléments de la grille. Notons que lors du passage d'une sous-grille à l'autre, la taille des éléments ne doit pas varier d'un facteur supérieur à 2. Ceci nous a conduit à adopter les valeurs 2 m et 4 m pour la taille maximale des éléments des sous-grilles supérieure et inférieure. L'utilisation de ces sous-grilles et d'un ratio dans la sous-grille inférieure, qui permet d'augmenter la taille des éléments vers le bas, réduit le nombre total d'éléments à 45 000 environ.

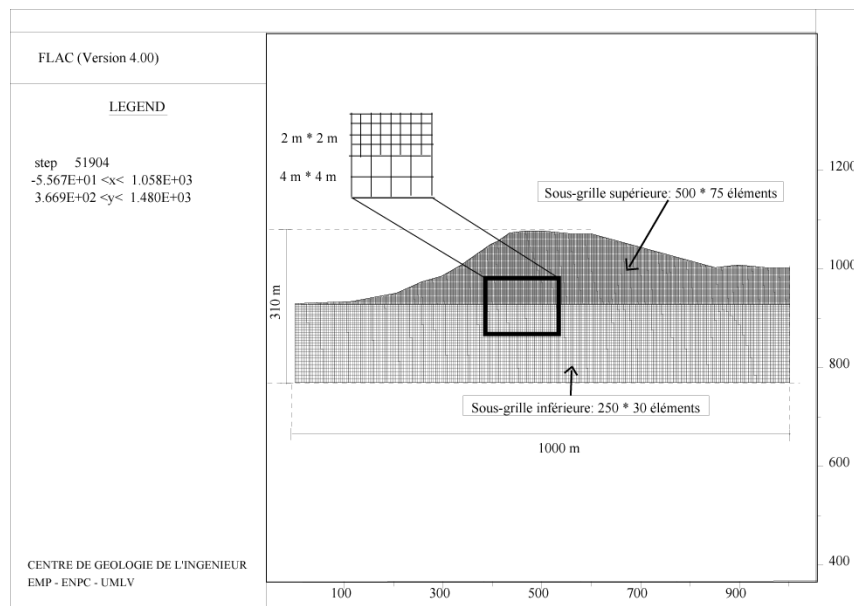


Figure 3-4 : Exemple de grille FLAC.

3.1.2.3. Modèles rhéologiques

De même que dans le chapitre 2, l'étude des effets de site repose sur le modèle de comportement élastique alors que les analyses de stabilité des pentes ont été faites avec le modèle de comportement élasto-plastique radoucissant. Ce modèle permet de tenir compte de la dégradation importante des paramètres mécaniques des matériaux volcaniques de la zone du glissement sous l'action des sollicitations dynamiques (paragraphe 3.1.1.6).

Malgré l'abondance des publications sur le glissement de Las Colinas, le comportement dynamique des différents matériaux de la zone du glissement reste peu documenté. Nous avons donc envisagé plusieurs jeux de paramètres mécaniques ou "configurations mécaniques" et étudié en particulier l'impact des valeurs résiduelles de la cohésion et de l'angle de frottement des différentes unités géologiques sur la stabilité du versant.

Dans un premier temps, la diminution des paramètres de résistance au cisaillement n'affecte que la couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés, les autres matériaux ayant un comportement élasto-plastique parfait (configurations mécaniques I et II du tableau 3-4). Compte tenu de la distance considérable parcourue par la masse instable lors du glissement, on peut supposer que sous l'effet des vibrations sismiques, la couche de surface perd toute sa cohésion (JSCE 2001 ; Konagai et al. 2002). Deux valeurs ont été adoptées pour l'angle de frottement résiduel ($\varphi_{\text{res}} = 25$ ou 15°) de façon à évaluer la sensibilité de la réponse dynamique du versant à ce paramètre.

Dans un deuxième temps, on considère que la formation d'une instabilité dans le versant de Las Colinas entraîne une diminution des paramètres de résistance au cisaillement de l'ensemble des matériaux traversés par la surface de rupture réelle c'est-à-dire des dépôts pyroclastiques peu consolidés et des cendres volcaniques (configurations mécaniques III et IV du tableau 3-4 : $C_{\text{res}} = 0$ kPa et $\varphi_{\text{res}} = 30$ ou 25° pour ces deux unités géologiques).

3.1.2.4. Conditions aux limites

La présence de sous-grilles dans les modèles de Las Colinas (paragraphe 3.1.2.2) empêche l'utilisation de conditions aux limites absorbantes de type "free field" sur les limites latérales des modèles (Itasca, 2000). Ainsi, des conditions aux limites absorbantes de type "quiet boundaries" ont été appliquées le long de la base et des limites latérales des différents modèles afin de limiter les phénomènes de réflexion d'ondes sur ces limites non physiques (figure 2-17b).

3.1.2.5. Paramètres d'amortissement mécanique

De même que dans le chapitre 2, un faible amortissement mécanique égal à 0,5 % de l'amortissement critique est pris en compte dans les simulations numériques.

3.1.2.6. Définition du signal sismique

Deux types de signaux sismiques ont été utilisés pour cette étude du comportement dynamique du versant de Las Colinas. Il s'agit :

- d'un **signal synthétique Ricker**. La durée d'application de ce signal sismique est constante et égale à 10 s. Le PGA est compris entre 0,1 et 0,5 g et la fréquence centrale du signal sismique varie de 1,2 à 3,7 Hz. Ainsi, la fréquence maximale du signal sismique incident est de l'ordre de 6 Hz (figure 2-3). Compte tenu de la gamme de fréquences envisagées dans l'étude de ce premier cas réel, un signal sismique de fréquence centrale supérieure à 2,5 Hz sera qualifié de signal sismique HF.
- de la **composante NS de l'accélération enregistrée au rocher à la station Berlin lors du séisme du 13/01/2001 (Salvador)**. Cet accélérogramme présente un pic principal à la fréquence 2,7 Hz et plusieurs pics secondaires, notamment aux fréquences 2,5 ; 3 et 3,4 Hz. Son PGA est de l'ordre de 0,23 g et sa durée totale est de 35 s environ (figure 3-5). Des simulations numériques ont également été réalisées avec un PGA plus faible (0,15 g) permettant de simuler les mouvements sismiques qui auraient pu être enregistrés en un site rocheux situé à la base du versant de Las Colinas, à 90 km de l'épicentre, ainsi qu'avec un PGA plus fort (0,35 ou 0,45 g) permettant de simuler le cas d'un séisme de même épicentre mais de plus forte magnitude.

Ces deux signaux sismiques sont appliqués, sous forme d'une onde SV, le long de la base des différents modèles.

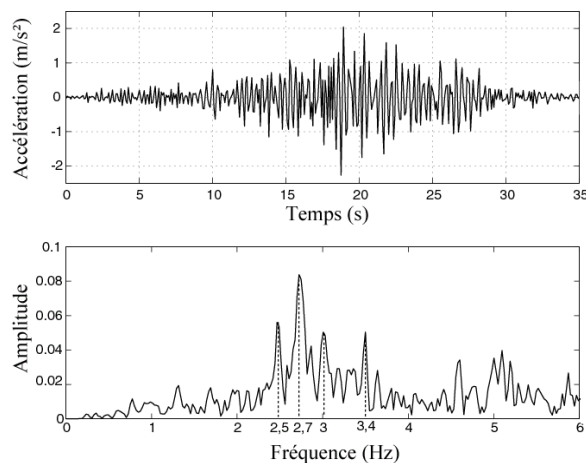


Figure 3-5: Composante NS et spectre de l'accélération enregistrée à la station Berlin (rocher) lors du séisme du 13/01/2001 (Salvador).

3.1.3. Etude des effets de site au sein du versant de Las Colinas

Ce paragraphe a pour objet l'étude de l'amplitude et de la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant. Après une analyse des effets de site topographiques seuls (paragraphe 3.1.3.1), l'effet combiné de la géométrie et des structures

géologiques du versant sera évalué (paragraphe 3.1.3.2) puis l'influence de ces effets de site sur le déclenchement et les caractéristiques du glissement sera analysée (paragraphe 3.1.4).

3.1.3.1. Etude des effets de site topographiques seuls

- Etude des **effets de site topographiques seuls en surface du versant homogène**

La figure 3-6 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène en fonction de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident. Cette amplification a été obtenue en divisant l'accélération horizontale maximale au point d'étude par l'accélération horizontale maximale en champ libre.

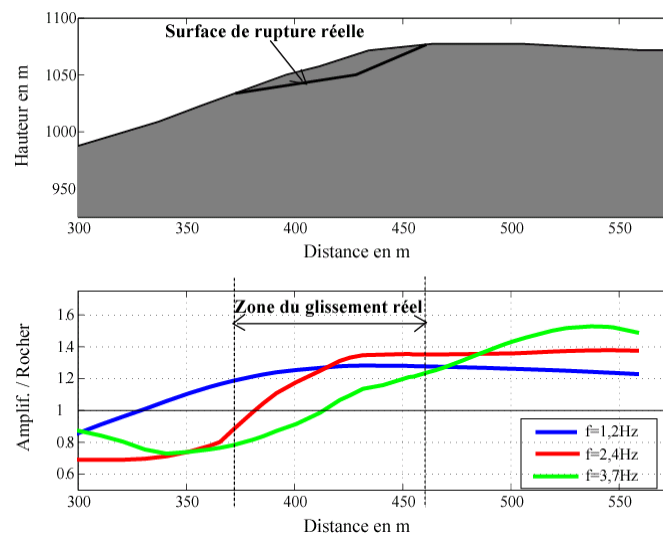


Figure 3-6 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du **versant homogène**.

Cette figure montre que des amplifications modérées ($< 1,6$) se produisent en surface du versant homogène, notamment dans la zone du glissement réel et en amont de la crête. Plus bas dans la pente, l'amplification est faible voire inférieure à 1 (désamplification).

Plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF (en vert sur la figure 3-6), plus la valeur du maximum d'amplification le long de la surface du versant est grande et plus ce maximum est localisé en amont de la zone du glissement réel. De plus, la zone d'amplification (amplification > 1) est située d'autant plus haut dans le versant (i.e. x grand) que le signal sismique incident est dans la gamme des HF. Ainsi, lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident est dans la gamme des BF, l'ensemble de la zone du glissement réel est soumis à une amplification alors que, lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident augmente, le pic d'amplification se produit plus en amont au point même que la partie inférieure de la zone du glissement réel est soumise à une désamplification.

Dans la zone du glissement réel, l'amplification ne dépasse pas la valeur 1,4. Or, d'après la réglementation parasismique française PS92, le coefficient d'amplification topographique est égal à 1,4 dans cette zone (paragraphe 1.4.6.4). Les résultats des modélisations numériques sont donc en accord avec les règles PS92. Néanmoins, si l'on considère que l'amplification au rocher est égale à 0,15 g à 90 km de l'épicentre, un facteur d'amplification topographique égal à 1,4 conduit à une accélération de 0,21 g ($= 0,15 \times 1,4$) en surface, ce qui, d'après plusieurs mesures de terrain, est largement inférieur aux niveaux d'accélération qui ont réellement dû exister au sommet de la cordillère d'El Balsamo (JSCE 2001, Konagai et al. 2002, Jibson et al. 2004). Ainsi, **les effets de site topographiques seuls ne permettent pas d'expliquer les niveaux d'accélération élevés qui ont frappé la cordillère d'El Balsamo lors du séisme du 13/01/2001.**

- Etude de l'amplification spectrale en surface du versant homogène

La figure 3-7 donne l'amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène. Cette figure montre que le maximum d'amplification spectrale (1,5) se produit en amont de la zone du glissement réel, entre les fréquences 4 et 6 Hz soit dans la gamme des HF. Dans la partie supérieure de la zone du glissement réel, l'amplification est comprise entre 1,25 et 1,5 dans la gamme de fréquences 2,2-3,3 Hz. Dans la partie inférieure de la zone du glissement réel, l'amplification ne dépasse pas 1,25 et elle se produit dans la gamme de fréquences 1-3,5 Hz.

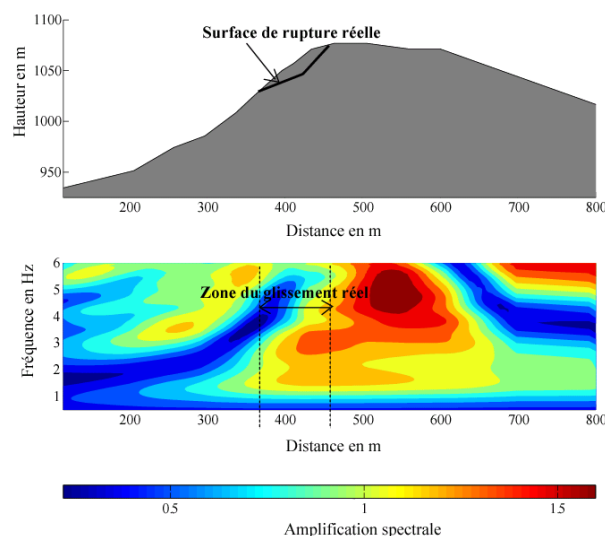


Figure 3-7 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du **versant homogène**.

- Etude des **effets de site topographiques seuls au sein du versant homogène** (y compris en profondeur)

La figure 3-8 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant homogène en fonction de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident (1,2 ; 2,4 ou 3,7 Hz). Cette figure montre que l'amplification maximale de l'accélération horizontale est

plus forte en surface du versant qu'en profondeur. De plus, on observe que, dans le cas d'un signal sismique BF :

- les fortes amplifications concernent un plus grand volume sous la crête du versant que dans le cas d'un signal sismique HF (voir par exemple, l'extension de la zone rouge dans le versant) ;
- la zone correspondant au maximum d'amplification est proche de la zone du glissement réel alors qu'elle est située plus en amont de la crête lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident augmente ;
- l'ensemble de la zone du glissement réel est soumis à une amplification alors qu'une désamplification se produit dans la partie inférieure de la zone du glissement réel dans le cas d'un signal sismique HF.

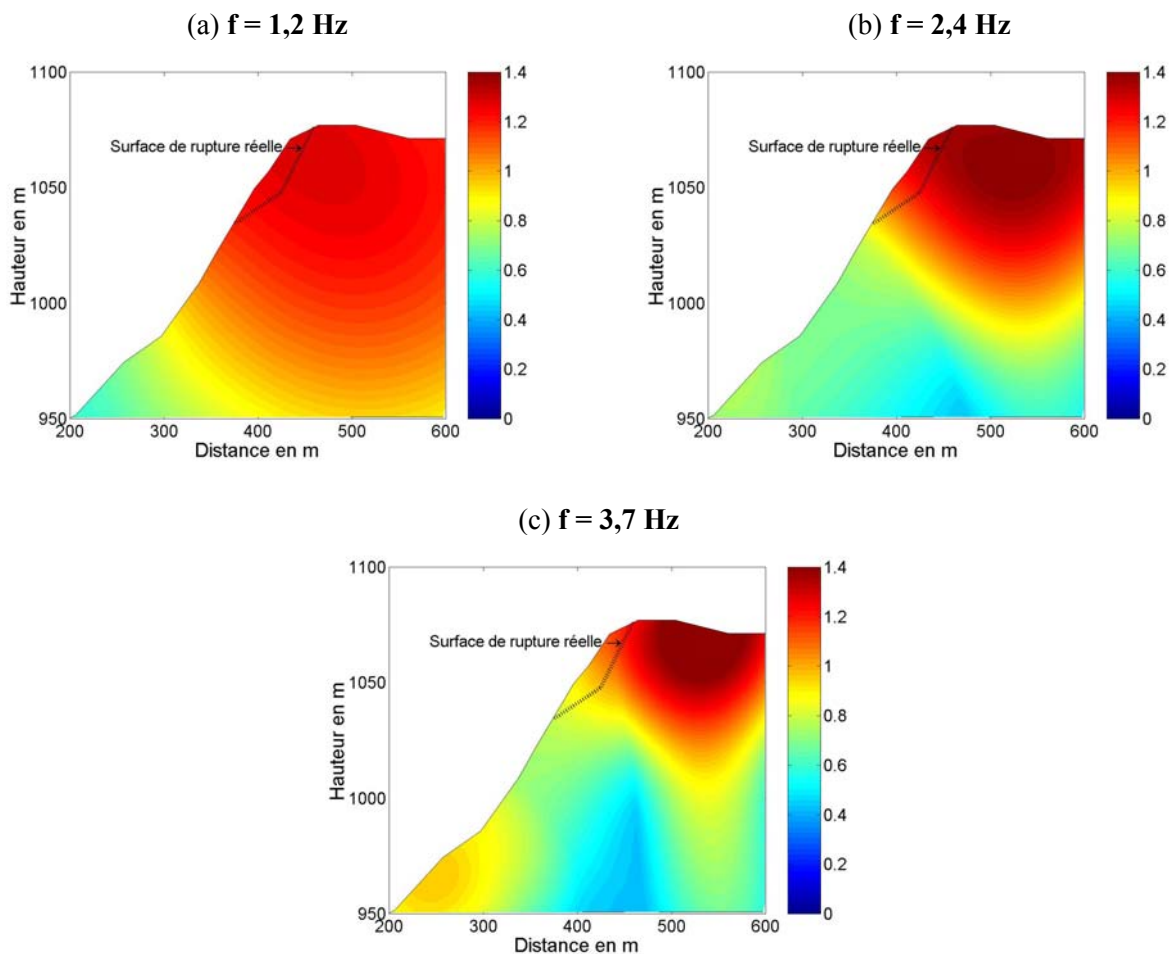


Figure 3-8 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **versant homogène** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a) ; **2,4 Hz** (b) ou **3,7 Hz** (c).

• Conclusion

L'étude des effets de site topographiques seuls a montré que des amplifications topographiques inférieures à 1,6 se produisent au sein du versant. Leur distribution est fonction du contenu fréquentiel du signal sismique incident : **les signaux sismiques incidents**

de type BF produisent des amplifications inférieures à 1,4 sur un grand volume sous la crête du versant alors que les signaux sismiques incidents plus HF produisent de plus fortes amplifications (1,6) localisées en amont de la crête du versant. Dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale élevée, la partie inférieure de la zone du glissement réel est soumise à une désamplification.

Dans le paragraphe suivant, nous présentons une étude des effets de site topographiques et lithologiques combinés en surface et au sein du versant de Las Colinas qui permettra :

- d'évaluer les niveaux d'amplification au sein du versant réel ;
- de déterminer qui, de la topographie ou des structures géologiques du versant, conduit aux plus fortes amplifications.

3.1.3.2. Etude des effets de site topographiques et lithologiques combinés

- Etude des **effets de site topographiques et lithologiques combinés en surface du versant** (versant réel et modèle de type pente)

La figure 3-9 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant réel (a) et du modèle de type pente (b), en fonction de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident.

La comparaison de cette figure avec la figure 3-6 montre que la présence de couches de surface de plus faible vitesse sismique conduit à multiplier par un facteur supérieur ou égal à 5 les amplifications maximales.

La comparaison des figures 3-9a et 3-9b montre de plus que, pour des signaux sismiques incidents de type HF, la réponse n'est pas tout à fait la même selon la convexité du relief. Dans le cas d'un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 3,7 Hz par exemple, l'amplification maximale est égale à 8 dans le versant réel (a) et 7 dans le modèle de type pente (b) au niveau de la partie supérieure de la zone du glissement réel.

Quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident et quelle que soit la convexité du relief (versant réel ou modèle de type pente), la zone située en aval du glissement réel ($x < 370$ m) est caractérisée par une très faible amplification, voire une désamplification de l'accélération horizontale.

Lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident est égale à 3,7 Hz, le maximum d'amplification de l'accélération horizontale se produit dans la zone du glissement réel alors que pour des fréquences plus faibles, il se produit en amont de cette même zone. Le résultat opposé avait été obtenu pour le versant homogène (figure 3-6). Ainsi, la présence de couches de surface de plus faible vitesse sismique modifie fortement les phénomènes d'interférences des ondes sismiques dans le versant.

Dans la zone du glissement réel, la distribution des amplifications est comparable pour les signaux sismiques incidents de fréquence centrale égale à 2,4 ou 3,7 Hz. Le maximum d'amplification dépasse la valeur 6 pour tous les scénarios sismiques à l'exception du signal sismique de plus basse fréquence centrale (1,2 Hz) pour lequel l'amplification est inférieure à 3.

Si l'on considère que l'amplification au rocher est égale à 0,15 g à 90 km de l'épicentre, un facteur d'amplification égal à 6 conduit à une accélération de 0,9 g ($= 0,15 \times 6$) en surface, ce qui pourrait correspondre aux niveaux d'accélération qui ont réellement dû exister au sommet de la cordillère d'El Balsamo lors du séisme du 13/01/2001 (JSCE 2001, Konagai et al. 2002, Jibson et al. 2004). On rappelle que les mouvements enregistrés lors de ce séisme sont caractérisés par un contenu fréquentiel HF (figure 3-5).

Enfin, dans la zone située en amont du glissement réel ($x > 460$ m), de fortes amplifications sont observées quelle que soit la convexité du relief (versant réel ou modèle de type pente) : l'amplification atteint ainsi la valeur 9 pour un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 2,4 Hz et 5,5 pour un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ou 3,7 Hz.

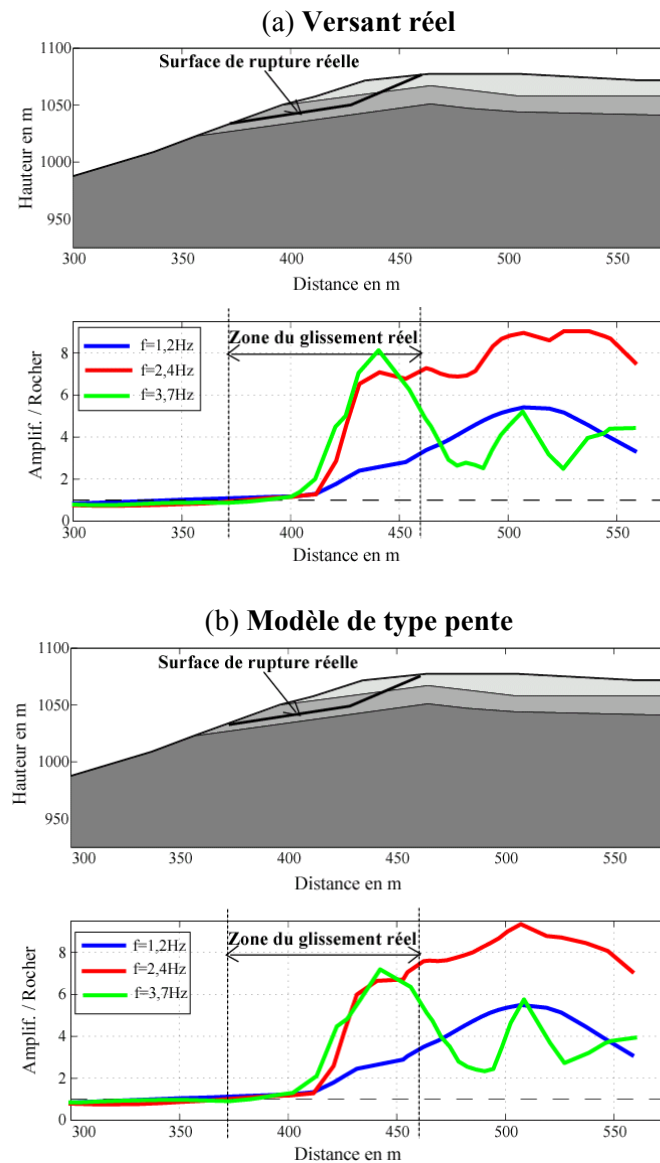


Figure 3-9 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du **versant réel** (a) et du **modèle de type pente** (b).

- Etude de l'**amplification spectrale en surface du versant**

Les figures 3-10 et 3-11 donnent l'amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant réel et du modèle de type pente.

Ces figures montrent que l'amplification spectrale en surface de ces modèles est près de 10 fois supérieure à celle calculée en surface du versant homogène (figure 3-7).

En amont de la zone du glissement réel ($x > 460$ m), une forte amplification spectrale (16) se produit dans la gamme de fréquences 1,9-2,3 Hz. Ce résultat explique les valeurs élevées d'amplification obtenues dans cette zone du versant, dans le domaine temporel, pour un signal sismique de fréquence centrale proche de 2 Hz (figure 3-9).

Dans la zone du glissement réel ($370 \text{ m} \leq x \leq 460 \text{ m}$), l'amplification spectrale :

- prend la valeur 2 pour le versant réel et 1,7 pour le modèle de type pente, à la fréquence 2,5 Hz, dans la partie inférieure de cette zone ($370 \text{ m} \leq x \leq 420 \text{ m}$) ;
- est comprise entre 8 et 13 pour le versant réel et 7 et 12 pour le modèle de type pente, entre les fréquences 2,5 et 3,2 Hz, dans la partie supérieure de cette zone ($420 \text{ m} \leq x \leq 460 \text{ m}$). La couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés y a une épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres, ce qui conduit à une fréquence de résonance de 3 Hz ($V_s = 120 \text{ m/s}$). Les fortes valeurs d'amplification observées autour de la fréquence 3 Hz sont donc liées au phénomène de résonance.

Plus généralement, le fait que la fréquence correspondant au pic d'amplification augmente depuis la zone située en amont du glissement réel jusqu'à la zone du glissement réel s'explique par une diminution de l'épaisseur de la couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés et donc par une augmentation de la fréquence de résonance.

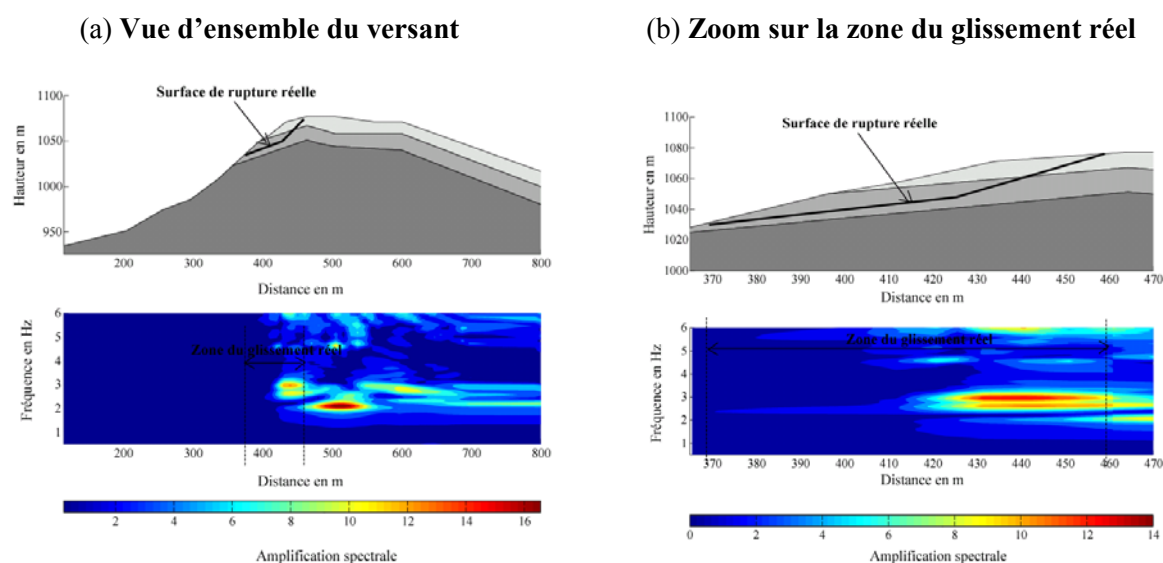


Figure 3-10 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du **versant réel** : (a) vue d'ensemble du versant et (b) zoom sur la zone du glissement réel.

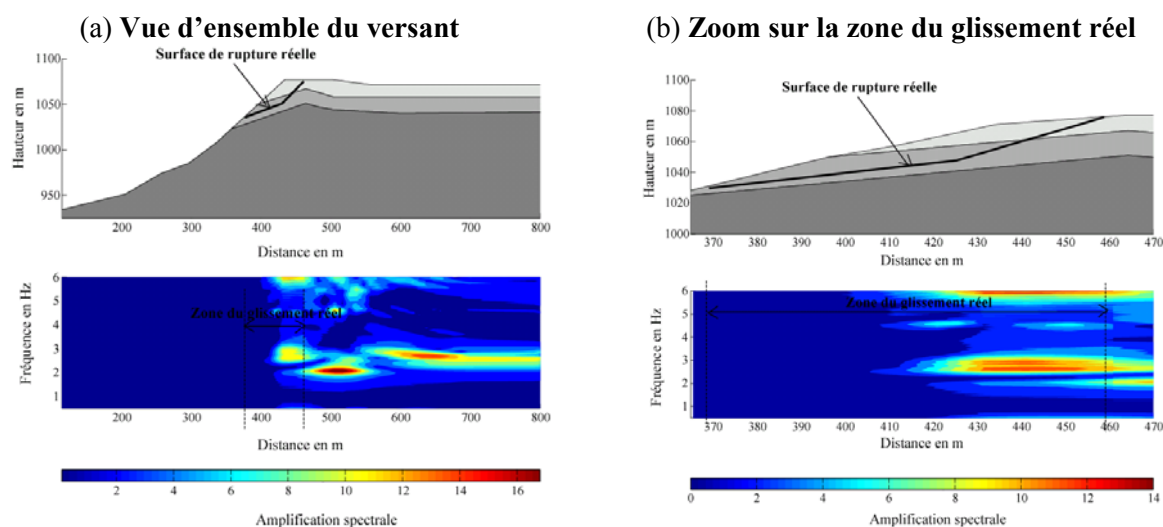


Figure 3-11 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du **modèle de type pente** : (a) vue d'ensemble du versant et (b) zoom sur la zone du glissement réel.

- Etude des **effets de site topographiques et lithologiques combinés au sein du versant** (versant réel et modèle de type pente)

La figure 3-12 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin (figure 3-12b) ou à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable (figures 3-12a, 3-12c et 3-12d).

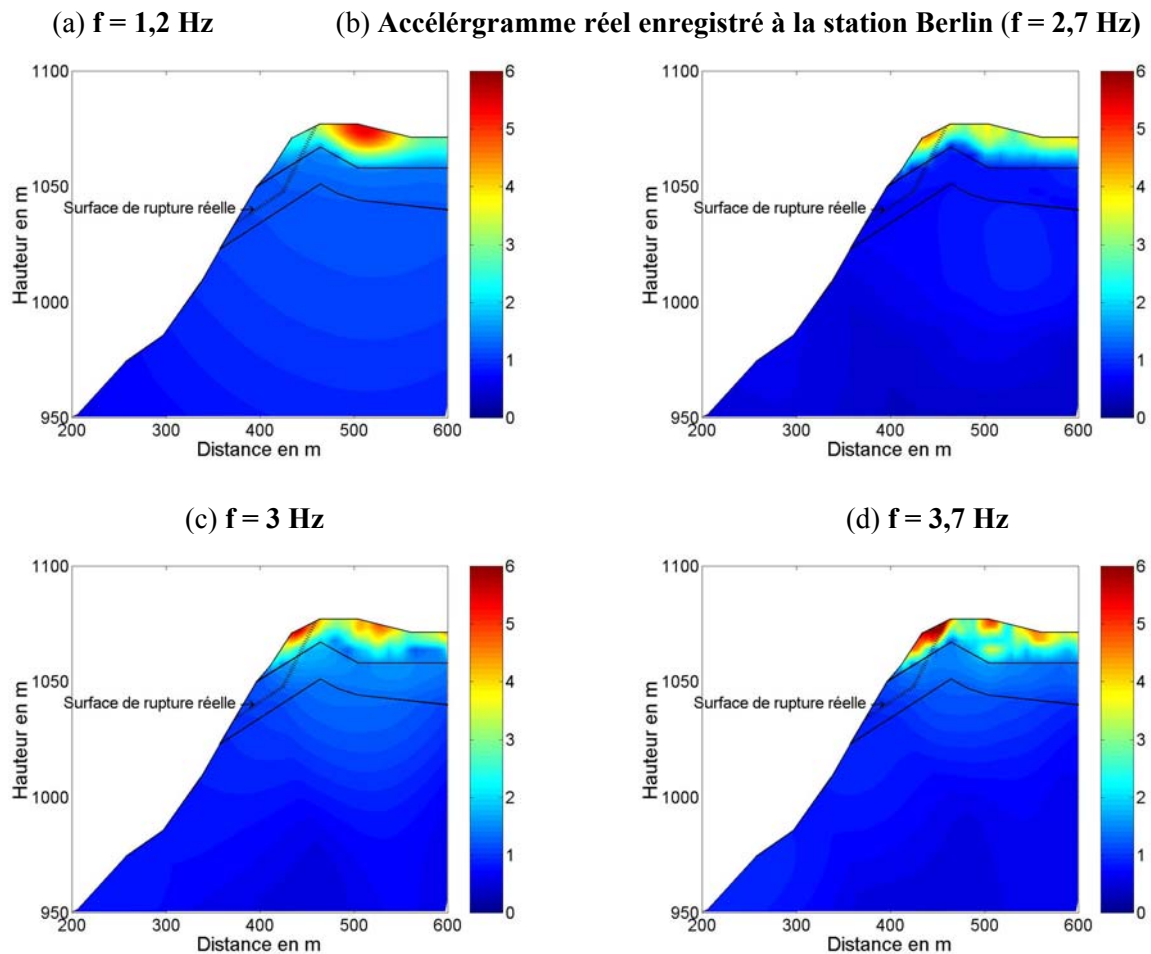


Figure 3-12 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **versant réel** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a) ; **3 Hz** (c) ou **3,7 Hz** (d) ou à l'**accélérogramme réel enregistré à la station Berlin** lors du séisme du **13/01/2001** (b).

Cette figure montre que le piégeage des ondes sismiques dans la couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés entraîne une amplification de l'accélération horizontale au sommet du versant largement supérieure à celle obtenue dans la partie inférieure du versant ($< 1,5$).

La distribution de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant est contrôlée par le contenu fréquentiel du signal sismique incident et la fréquence de

résonance moyenne de chaque zone considérée. Dans la partie supérieure de la zone du glissement réel par exemple ($420 \text{ m} \leq x \leq 460 \text{ m}$), les signaux sismiques Ricker de fréquence centrale égale à 3 ou 3,7 Hz et l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin engendrent de plus fortes amplifications sur un plus grand volume sous la crête du versant que le signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (figure 3-12). Ces résultats illustrent le phénomène de résonance ou piégeage des ondes sismiques dans les couches de faible vitesse sismique qui conduit à un pic d'amplification lorsque la fréquence du signal sismique incident se rapproche de la fréquence de résonance de la zone considérée. Dans la partie supérieure de la zone du glissement réel, la fréquence de résonance est de l'ordre de 3 Hz pour une couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés d'une dizaine de mètres d'épaisseur ($V_s = 120 \text{ m/s}$). Dans le cas du modèle de type pente et pour un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 3,7 Hz, la figure 3-13a montre que la zone de forte amplification de l'accélération horizontale est quasiment identique à celle obtenue pour le versant réel (figure 3-13b).

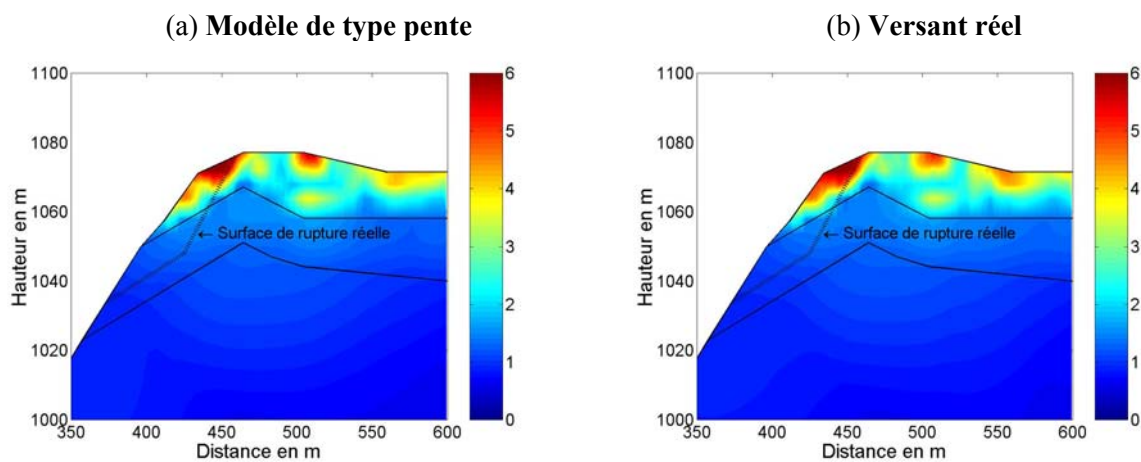


Figure 3-13 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **modèle de type pente** (a) et du **versant réel** (b).

De même que dans le chapitre 2, on s'interroge sur la représentativité de la notion d'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant. Les figures 3-14 et 3-15 représentent des instantanés de la distribution de l'amplification de l'accélération horizontale au sein du versant. La fenêtre choisie pour cette représentation est centrée autour de l'instant correspondant à l'arrivée du maximum de la phase positive de l'onde directe au sommet du versant. Dans le cas d'un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 Hz, ce maximum se produit vers l'instant $t = 1,1 \text{ s}$ alors que dans le cas d'un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 3,7 Hz, il se produit vers l'instant $t = 0,7 \text{ s}$. Ces figures montrent que, bien que des amplifications plus fortes se produisent dans le cas du signal sismique HF, elles sont plus localisées et moins pérennes que les amplifications observées dans le cas d'un signal sismique BF. Par ailleurs, la partie inférieure de la zone du glissement réel est soumise à des désamplifications bien plus grandes dans le cas d'un signal sismique HF. Dans le cas d'un signal sismique BF, l'amplification, beaucoup plus modérée, varie moins d'un instant à l'autre.

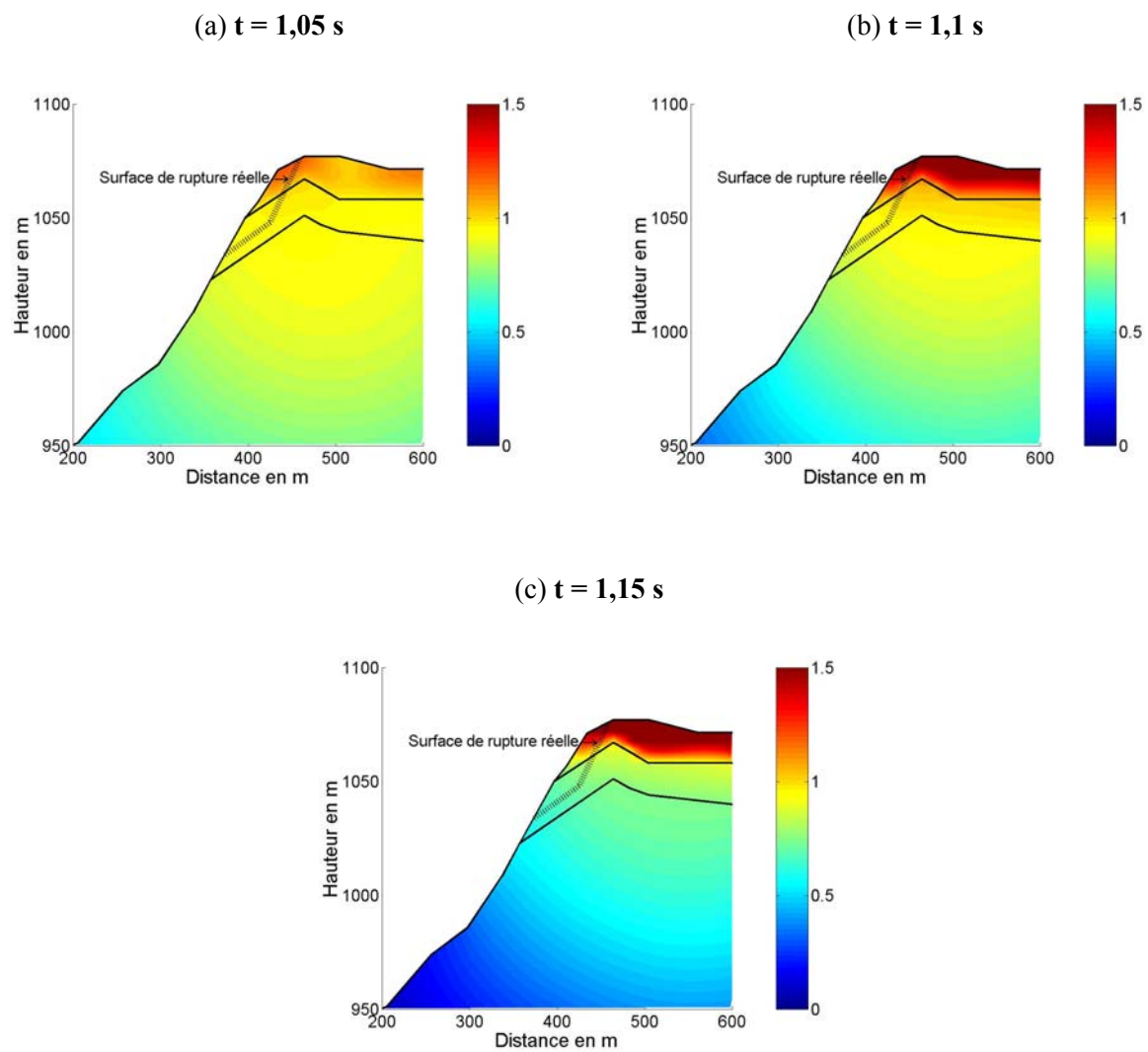


Figure 3-14 : **Amplification instantanée** de l'accélération horizontale au sein du **versant réel** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de **fréquence centrale égale à 1,2 Hz**. (a) $t = 1,05 \text{ s}$, (b) $t = 1,10 \text{ s}$ et (c) $t = 1,15 \text{ s}$.

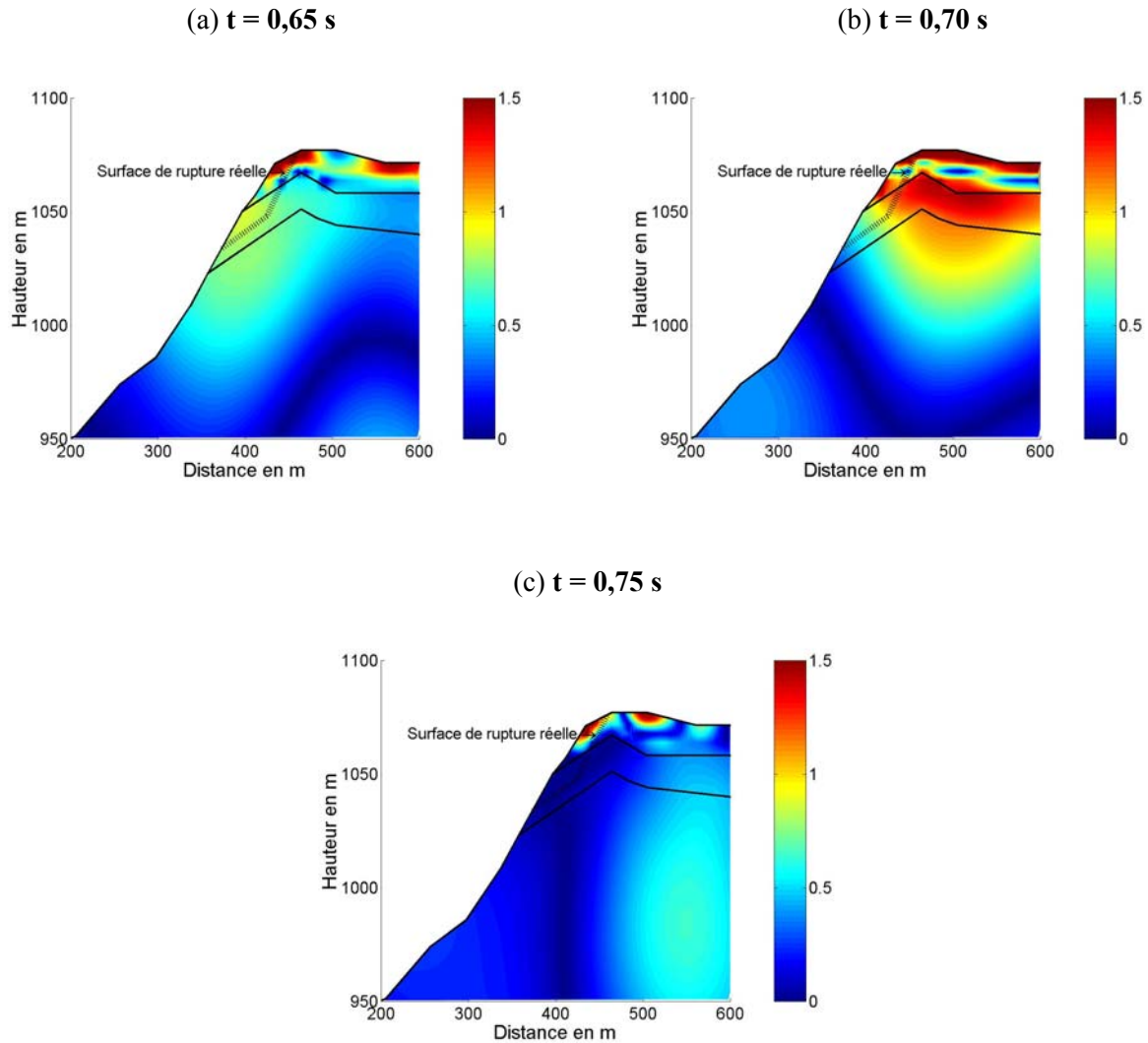


Figure 3-15 : **Amplification instantanée** de l'accélération horizontale au sein du **versant réel** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de **fréquence centrale égale à 3,7 Hz**. (a) $t = 0,65$ s, (b) $t = 0,70$ s et (c) $t = 0,75$ s.

- Conclusion

L'étude de la distribution des mouvements sismiques au sein du versant fait apparaître des zones d'amplification dont la position est fonction du contenu fréquentiel du signal sismique incident, du relief et des structures géologiques du versant. L'amplification topographique ne dépasse pas la valeur 1,6 au sommet du versant alors que la prise en compte des couches de surface de plus faible vitesse sismique peut conduire à augmenter les amplifications d'un facteur 5.

Dans la zone du glissement réel, **les amplifications maximales sont plus fortes et plus largement répandues sous la crête du versant** lorsque la fréquence centrale du signal

sismique incident se rapproche de la fréquence 3 Hz, fréquence de résonance de cette portion du versant. Cependant, si l'on ne considère plus seulement la distribution et les valeurs de l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant mais aussi la durée pendant laquelle ce versant est soumis à des mouvements forts, on constate que, **plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF, moins l'amplification au sein du versant est pérenne.** Nous verrons dans le paragraphe suivant quelles conséquences cela peut avoir sur la stabilité du versant.

Le paragraphe suivant est donc consacré à :

- l'étude des conditions sismiques et mécaniques qui conduisent à la formation d'une instabilité dans le versant ;
- l'évaluation de l'impact des amplifications des mouvements sismiques sur la stabilité du versant.

3.1.4. Etude de la stabilité du versant de Las Colinas sous sollicitations dynamiques : les effets de site ont-ils joué un rôle dans le déclenchement de cette instabilité ?

Les modélisations réalisées dans le cadre de cette étude de la stabilité du versant de Las Colinas sous sollicitations dynamiques sont synthétisées dans le tableau 3-4 où chaque simulation numérique est repérée par un jeu de paramètres mécaniques ou "configuration mécanique" (dernière colonne du tableau 3-4).

MODELE	SIGNAL SISMIQUE INCIDENT		RESISTANCE AU CISAILLEMENT				
	Fréquence centrale (Hz)	PGA (g)	Dépôts pyroclastiques peu consolidés		Cendres volcaniques		Configuration mécanique n°
			C _{res} (kPa)	φ _{res} (°)	C _{res} (kPa)	φ _{res} (°)	
Versant réel	1,2 ; 1,5 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	0,1 à 0,5	0	25	30	30	I
	2,7 (Berlin)	0,45					
	1,2 ; 1,5 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	0,1 à 0,5	0	15	30	30	II
	2,7 (Berlin)	0,45					
	1,2 ; 1,5 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	0,1 à 0,5	0	30	0	30	III
	2,7 (Berlin)	0,15 ; 0,23 ; 0,35 ou 0,45					
	1,2 ; 1,5 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	0,1 à 0,5	0	25	0	25	IV
	2,7 (Berlin)	0,15 ; 0,23 ; 0,35 ou 0,45					
Modèle de type pente	1,2 ; 1,5 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	0,1 à 0,5	0	25	0	25	IV

Tableau 3-4 : Synthèse des différentes simulations numériques réalisées dans le cadre de cette étude de la stabilité du versant de Las Colinas. On rappelle que l'accélérogramme réel enregistré à Berlin lors du séisme du 13/01/2001 a pour fréquence centrale 2,7 Hz (simulations FLAC n°2 ; 4 ; 6 ; 8 et 10).

Les paragraphes 3.1.4.1 et 3.1.4.2 ont pour objet l'évaluation de la réponse dynamique du versant en fonction des paramètres du signal sismique incident et des propriétés mécaniques des différents matériaux. Les résultats des simulations numériques sont comparés aux observations de terrain puis analysés en considérant la distribution des mouvements sismiques au sein du versant, l'objectif étant de déterminer si le déclenchement du glissement de Las Colinas et les caractéristiques de cette instabilité sont contrôlés par les effets de site.

On rappelle qu'un mécanisme de rupture est identifié dans le versant s'il existe une bande continue et permanente de zones plastiques actives joignant deux points de la topographie. Le diagnostic de rupture est confirmé si les vecteurs vitesse de la zone délimitée par la surface topographique et la surface de rupture montrent un mouvement d'ensemble correspondant à un glissement le long de la surface de rupture ainsi créée. Lorsqu'une instabilité est détectée dans le versant, on analyse la position de la surface de rupture ainsi que les dimensions de la masse instable. Ces caractéristiques sont évaluées après l'arrêt de la sollicitation dynamique conformément aux remarques présentées dans le paragraphe 2.1.4.5.

3.1.4.1. Impact des paramètres du signal sismique incident sur le déclenchement d'une instabilité dans le versant

Pour chaque configuration mécanique envisagée dans ce travail, on étudie l'impact des paramètres du signal sismique incident sur le comportement dynamique du versant.

- **Configuration mécanique I** : sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement de la couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : $C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 25^\circ$.

Lorsque le versant est soumis à un signal sismique Ricker de fort PGA (0,5 g) et de contenu fréquentiel BF, une bande de cisaillement partielle se forme (figure 3-16a). Cette bande de cisaillement, dont la position est confondue avec la partie inférieure de la surface de rupture réelle, n'engendre néanmoins pas d'instabilité dans le versant dans la mesure où elle ne permet pas de joindre deux points de la topographie. Dans le cas d'un signal sismique Ricker de fort PGA mais de contenu fréquentiel HF ou dans le cas de l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin lors du séisme du 13/01/2001 (Salvador), la figure 3-16b montre qu'il n'y a aucun indicateur de plasticité actif au sein du versant.

Ces résultats ne dépendent pas de la taille des éléments : en effet, lorsqu'on prend une taille d'éléments deux fois plus petite dans l'ensemble du modèle, les mêmes phénomènes sont observés.

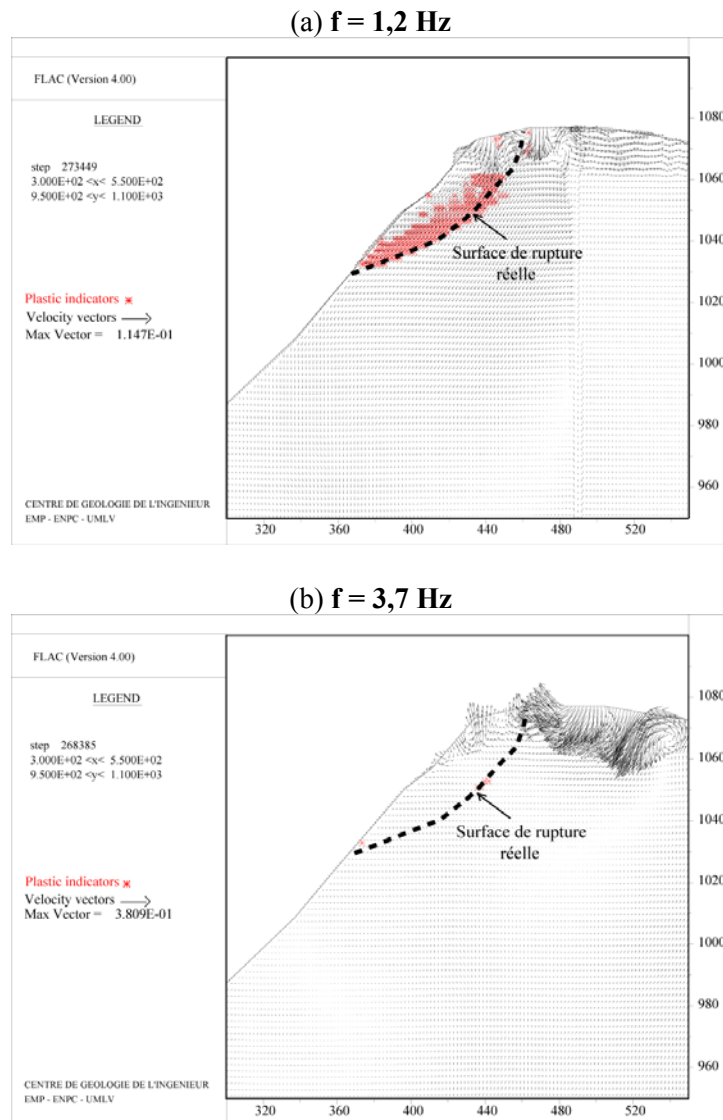


Figure 3-16 : Indicateurs de plasticité (croix rouges) et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un **signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g** et de fréquence centrale égale à **1,2 Hz (a) ou 3,7 Hz (b)**.

Ainsi, bien que le versant reste stable pour toutes les conditions sismiques envisagées dans ce travail, on remarque que son comportement est influencé par le contenu fréquentiel du signal sismique incident : les signaux sismiques incidents de type BF sont très certainement plus susceptibles de déclencher une instabilité dans ce versant que les signaux sismiques incidents de type HF.

- **Configuration mécanique II** : sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement de la couche de dépôts pyroclastiques peu consolidés diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : $C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 15^\circ$.

Les simulations numériques réalisées avec la configuration mécanique II conduisent à des résultats comparables à ceux présentés dans le paragraphe précédent. En effet :

- quelles que soient les caractéristiques du signal sismique incident, le versant reste stable en conditions dynamiques (figure 3-17) ;
- dans le cas d'un signal sismique incident de fort PGA et de contenu fréquentiel BF, une bande de cisaillement partielle se développe le long de la partie inférieure de la surface de rupture réelle. Celle-ci ne donne néanmoins pas lieu à une instabilité (figure 3-17a).
- dans le cas d'un signal sismique incident de fort PGA et de contenu fréquentiel HF ou dans le cas de l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin lors du séisme du 13/01/2001 (Salvador), aucune bande de cisaillement, même partielle, ne se développe dans le versant (figure 3-17b).

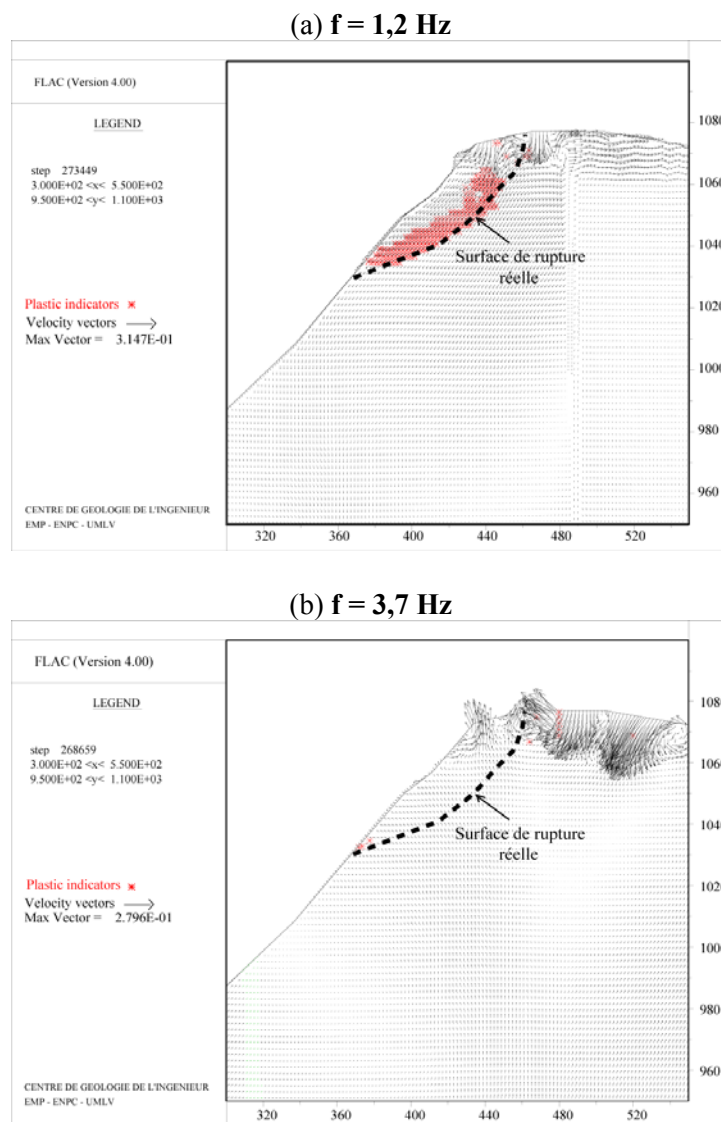


Figure 3-17 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un **signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g** et de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a) ou **3,7 Hz** (b).

Ainsi, dans les conditions des configurations mécaniques I et II, la stabilité du versant n'est pas menacée par la sollicitation dynamique, même si l'on considère des signaux sismiques a priori fortement défavorables à la stabilité (fort PGA et contenu fréquentiel BF).

Comme la surface de rupture observée sur le terrain traverse les dépôts pyroclastiques peu consolidés et les cendres volcaniques, il est probable que son développement ait entraîné une diminution des paramètres de résistance au cisaillement de ces deux unités géologiques. Cette hypothèse fait l'objet des paragraphes suivants.

- **Configuration mécanique III** : la diminution de la cohésion affecte à la fois les dépôts pyroclastiques peu consolidés et les cendres volcaniques : $C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\varphi_{res} = \varphi_{pic} = 30^\circ$ pour ces deux unités géologiques.

Potentiel de rupture du versant

Lorsque la diminution de la cohésion affecte l'ensemble des matériaux traversés par la surface de rupture réelle, le potentiel de rupture du versant devient non nul pour un certain nombre de conditions sismiques (figure 3-18). Ce résultat souligne **l'influence du comportement dynamique des matériaux de la zone potentiellement instable sur la stabilité du versant**.

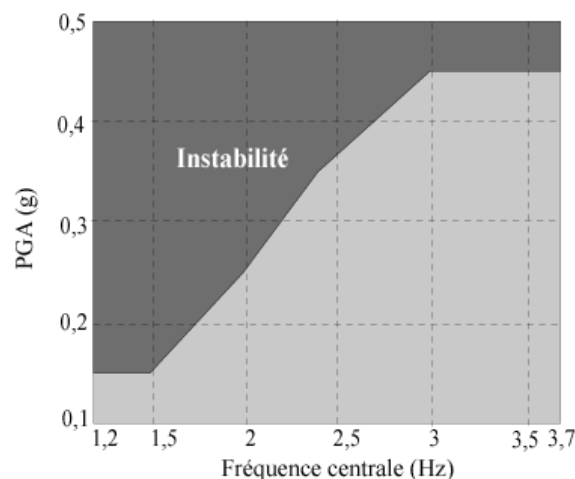


Figure 3-18 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la **configuration mécanique III**.

Dans le cas de signaux sismiques incidents de fort PGA ($\geq 0,45 \text{ g}$), la figure 3-18 montre qu'il y a rupture quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident. Dans le cas de signaux sismiques incidents de plus faible PGA, le déclenchement d'une instabilité dans le versant nécessite que le contenu fréquentiel du signal sismique incident soit dans la gamme des BF. **Le versant de Las Colinas est donc beaucoup plus sensible aux signaux sismiques incidents de type BF.** Néanmoins, même dans ces conditions sismiques, le PGA nécessaire au déclenchement d'une instabilité est largement supérieur au PGA enregistré au rocher à 90 km de l'épicentre (0,15 g) et donc a fortiori au PGA du signal sismique incident ($= 0,5 * \text{PGA}$ enregistré au rocher). De même, les calculs de stabilité réalisés avec l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin lors du séisme du 13/01/2001 montrent qu'une instabilité ne se développe dans le versant que lorsque le PGA de cet accélérogramme est doublé (PGA $\approx 0,45 \text{ g}$). Cette valeur de 0,45 g correspond également au PGA nécessaire au

déclenchement d'une instabilité sous l'effet d'un signal sismique Ricker de fréquence centrale proche du pic principal de l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin (i.e. 2,7 Hz). **Ce résultat souligne donc l'influence de la fréquence centrale du signal sismique incident sur le comportement dynamique du versant.**

De même que dans le chapitre 2, on constate donc que le versant de Las Colinas est beaucoup plus sensible aux signaux sismiques incidents de type BF. Dans le paragraphe 3.1.3.2, nous avons observé que, dans la partie supérieure de la zone du glissement réel, les signaux sismiques Ricker de fréquence centrale égale à 3 ou 3,7 Hz et l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin engendrent de plus fortes amplifications sur un plus grand volume sous la crête du versant que le signal sismique de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (figure 3-12). Si l'on considère, comme cela a été démontré dans le chapitre 2, que la distribution des amplifications maximales de l'accélération horizontale au sein d'un versant contrôle sa stabilité, on pourrait s'attendre à ce que le potentiel de rupture du versant de Las Colinas soit plus grand à HF qu'à BF mais, ce n'est pas le cas (figures 3-18). L'étude des **amplifications instantanées** au sein du versant de Las Colinas montre que, bien que des amplifications plus fortes se produisent dans le cas du signal sismique HF, elles sont plus localisées et moins pérennes que les amplifications observées dans le cas d'un signal sismique plus BF (figures 3-14 et 3-15). Elles sont donc également beaucoup moins pénalisantes pour la stabilité d'ensemble du versant. Par ailleurs, la partie inférieure de la zone du glissement réel est soumise à des désamplifications bien plus grandes dans le cas d'un signal sismique HF. Dans le cas d'un signal sismique BF, l'amplification, beaucoup plus modérée, varie moins d'un instant à l'autre. Les déformations qui en résultent ont donc davantage le temps de se développer dans le versant et d'entraîner la formation d'une instabilité. **Ainsi, la stabilité du versant de Las Colinas est contrôlée par les valeurs, la distribution et la durée des amplifications des mouvements sismiques au sein de ce versant.** Ces résultats expliquent pourquoi le potentiel de rupture du versant est plus grand à BF qu'à HF.

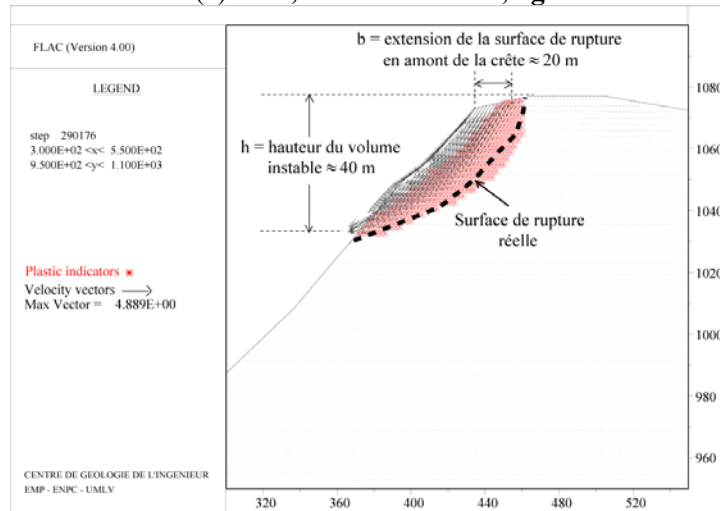
Caractéristiques de la masse instable

L'étude détaillée des caractéristiques de la masse instable en fonction des paramètres du signal sismique incident montre que :

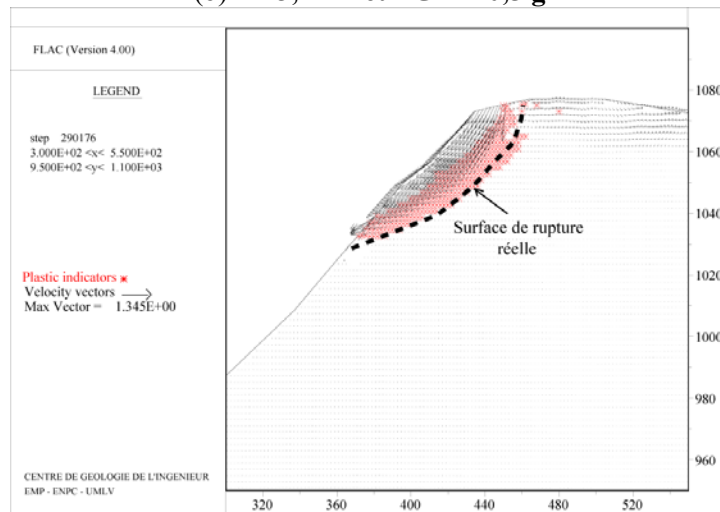
- **la position de la surface de rupture** varie peu d'un PGA à l'autre et/ou d'un contenu fréquentiel à l'autre (figure 3-19). Très proche de la surface de rupture réelle, elle est essentiellement contrôlée par les structures géologiques/géotechniques du versant et notamment par la présence de la couche de paléosols de très faibles caractéristiques mécaniques et de pendage 17°N conforme à la pente (figure 3-19). Dans tous les cas de rupture obtenus avec le logiciel FLAC, l'extension b de la surface de rupture en amont de la crête est de l'ordre de 20 m et la hauteur h du volume instable est égale à 40 m environ.
- **l'aire de la masse instable**, de l'ordre de 800 m², augmente de moins de 5 % lorsque le PGA augmente et/ou le contenu fréquentiel du signal sismique incident diminue (figure 3-19).
- **l'angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale** est d'autant plus grand que le versant est soumis à un signal sismique BF. Cet angle, compris entre 0 et 90°, est évalué vers le bas depuis l'horizontale. Il donne une estimation de l'inclinaison de la surface de rupture et donc, indirectement, de la profondeur de l'instabilité. Dans le cas présent, cet angle est généralement de l'ordre de 23-24°. Compte tenu de l'inclinaison locale de la pente (32°), on peut en conclure que les

glissements obtenus avec le logiciel FLAC sont relativement peu profonds (figure 3-19).

(a) $f = 1,2 \text{ Hz}$ et $\text{PGA} = 0,5 \text{ g}$



(b) $f = 3,7 \text{ Hz}$ et $\text{PGA} = 0,5 \text{ g}$



(c) $f = 1,2 \text{ Hz}$ et $\text{PGA} = 0,2 \text{ g}$

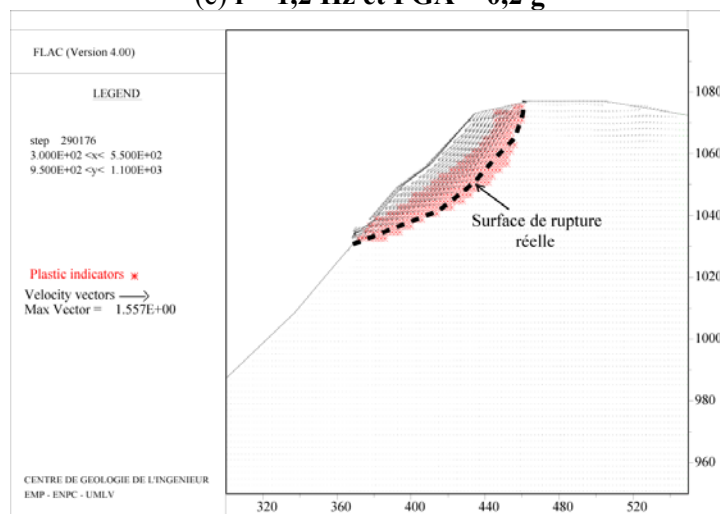


Figure 3-19 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g (a et b) ou 0,2 g (c) et de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a et c) ou **3,7 Hz** (b).

- **Configuration mécanique IV** : la diminution de la cohésion et de l'angle de frottement affecte à la fois les dépôts pyroclastiques peu consolidés et les cendres volcaniques : $C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 25^\circ$ pour ces deux unités géologiques.

Potentiel de rupture du versant et caractéristiques de la masse instable

Une diminution simultanée de la cohésion et de l'angle de frottement de l'ensemble des matériaux traversés par la surface de rupture réelle entraîne une augmentation du potentiel de rupture du versant. Comme le montre la figure 3-20, cette augmentation affecte essentiellement les signaux sismiques incidents de type HF.

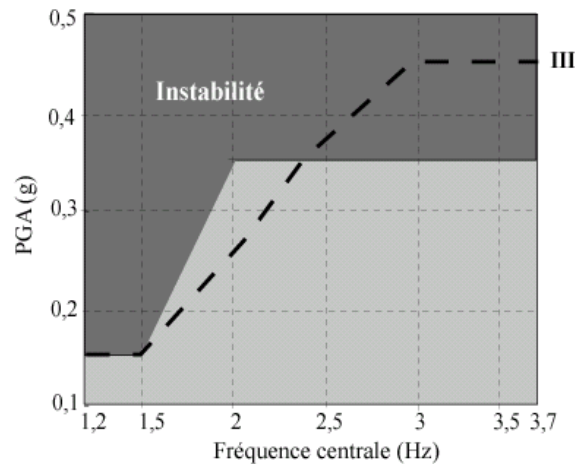


Figure 3-20 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la **configuration mécanique IV**.
A titre de comparaison, on représente, par des pointillés épais, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique III.

La figure 3-21 donne la position des surfaces de rupture obtenues avec le logiciel FLAC. Très proches de la surface de rupture réelle, elles sont indépendantes des valeurs du PGA et de la fréquence centrale du signal sismique incident.

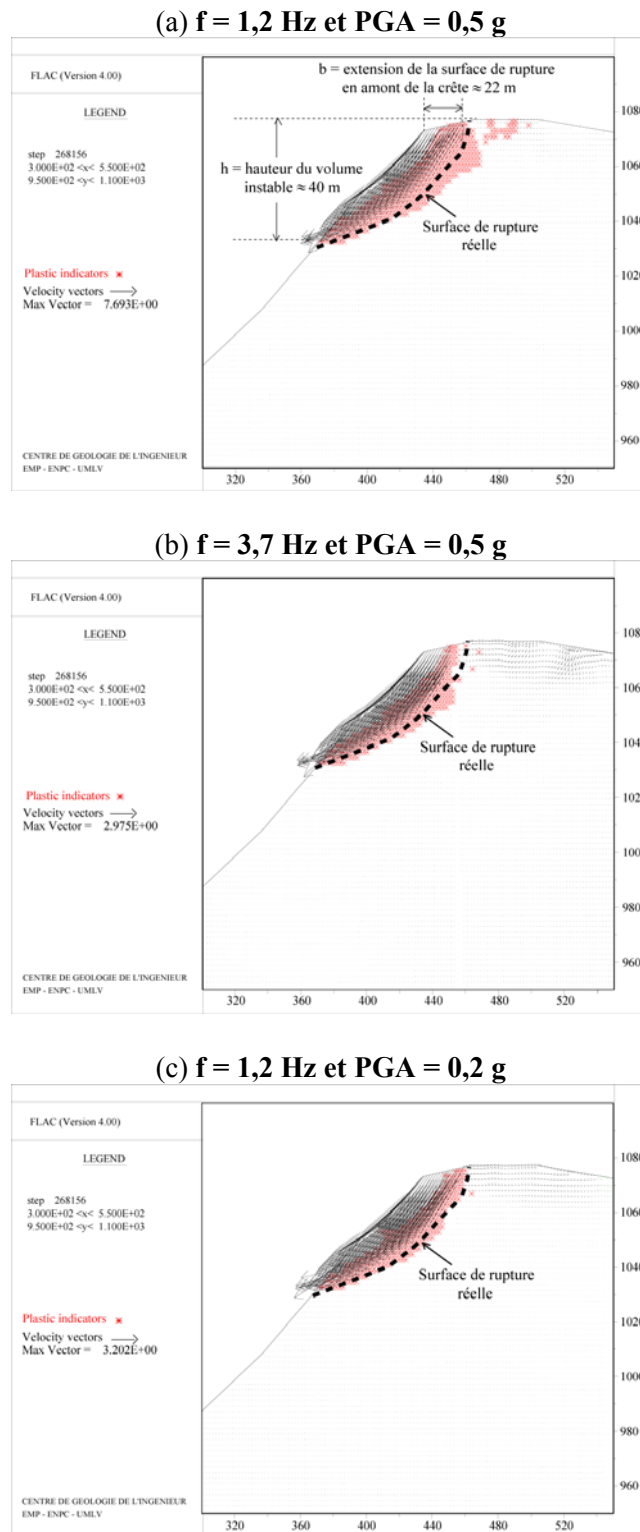


Figure 3-21 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g (a et b) ou 0,2 g (c) et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (a et c) ou 3,7 Hz (b).

Durée nécessaire pour le développement d'une rupture dans le versant

Le développement d'une rupture dans le versant se fait d'autant plus rapidement que ce dernier est soumis à un signal sismique de fort PGA et/ou de contenu fréquentiel BF. Ceci est illustré par la figure 3-22 qui représente l'évolution, en fonction du temps et pour différentes conditions sismiques, de l'amplitude et de l'angle des vecteurs vitesse en surface du versant (i.e. au niveau de toutes les croix de la figure 3-22). Lorsqu'une rupture est détectée dans le versant, l'amplitude des vecteurs vitesse en surface de la zone instable croît et leur orientation est permanente et cohérente avec un glissement le long de la surface de rupture. Dans la figure 3-22, les zones caractérisées par un vecteur vitesse de forte amplitude sont représentées en rouge. Il en est de même des zones caractérisées par un fort angle des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale.

Dans la figure 3-22a par exemple, on constate qu'en dehors de la zone du glissement réel (i.e. en dehors de l'intervalle $370 \text{ m} \leq x \leq 460 \text{ m}$), les vecteurs vitesse ont une amplitude très faible et une orientation aléatoire qui varie au cours du temps. Dans la zone du glissement réel en revanche, l'angle des vecteurs vitesse ne varie pas à partir d'un instant t donné. De l'ordre de 50° en surface de la partie supérieure de la zone du glissement réel ($430 \text{ m} \leq x \leq 460 \text{ m}$), il diminue en dessous de cette zone jusqu'à atteindre 0° (en vert clair sur la figure 3-24a) dans la partie la plus basse de la zone du glissement réel.

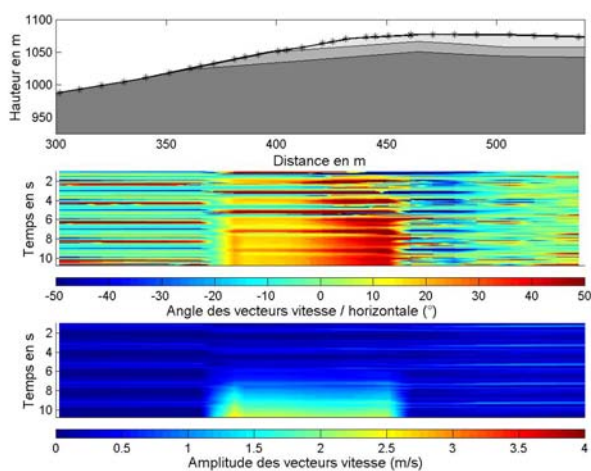
Les figures 3-22a et 3-22b obtenues pour un signal sismique BF et des PGA différents (0,2 et 0,4 g) montrent que lorsque le versant est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,2 g, la rupture apparaît au bout de 6 s alors que dans le cas d'un signal sismique de PGA égal à 0,4 g, l'instabilité existe déjà à l'instant $t = 4 \text{ s}$. L'apparition d'une rupture dans un versant est contrôlée par le développement de déformations plastiques au sein de ce versant. On rappelle que le développement de déformations plastiques au sein du versant de Las Colinas entraîne une diminution de la cohésion et de l'angle de frottement des matériaux des couches de surface. Les figures 3-23 et 3-24 donnent la distribution de la cohésion et de l'angle de frottement au sein du versant, après l'arrêt de la sollicitation dynamique. La comparaison des figures 3-23a et 3-23b (ou 3-24a et 3-24b) correspondant à des PGA différents (0,2 et 0,4 g) montre que, plus le versant est soumis à un signal sismique incident de fort PGA, plus la diminution des paramètres de résistance au cisaillement affecte une large zone du versant : ceci signifie que les déformations plastiques sont d'autant plus développées dans le versant que le PGA du signal sismique incident est fort. D'après les figures 3-22a et 3-22b, on peut penser que les déformations plastiques sont non seulement plus fortes mais aussi qu'elles apparaissent plus tôt dans le versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de fort PGA.

La comparaison des figures 3-22b et 3-22c obtenues pour un signal sismique de fort PGA et des contenus fréquentiels différents (fréquence centrale = 1,2 ou 3,7 Hz) montre que, lorsque le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF, le développement d'une rupture dans le versant se fait beaucoup plus lentement. Dans le cas d'un signal sismique incident de PGA égal à 0,4 g et de fréquence centrale égale à 3,7 Hz, la surface de rupture n'est réellement formée qu'après 10 s alors qu'elle existe après seulement 4 s lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident est égale à 1,2 Hz. La comparaison des figures 3-23b et 3-23c (ou 3-24b et 3-24c) montre que, plus le versant est

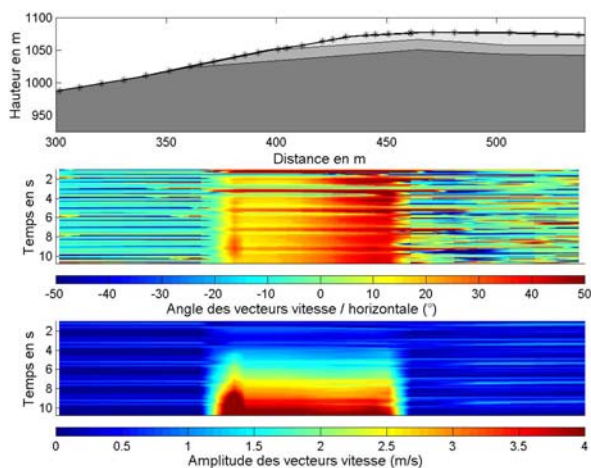
soumis à un signal sismique de contenu fréquentiel BF, plus la diminution de la cohésion et de l'angle de frottement affecte une large zone du versant. De même que précédemment, on peut penser que les déformations plastiques sont non seulement plus fortes mais aussi qu'elles apparaissent plus tôt dans le versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de contenu fréquentiel BF.

Les résultats présentés ci-dessus permettent de conclure que des signaux sismiques de courte durée mais de fort PGA et/ou de contenu fréquentiel BF peuvent engendrer une instabilité dans le versant. Ces caractéristiques sismiques sont les caractéristiques typiques des mouvements générés par un séisme intra plaque au Salvador (paragraphe 1.4.1.5).

(a) $PGA = 0,2 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$



(b) $PGA = 0,4 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$



(c) $PGA = 0,4 \text{ g}$ et $f = 3,7 \text{ Hz}$

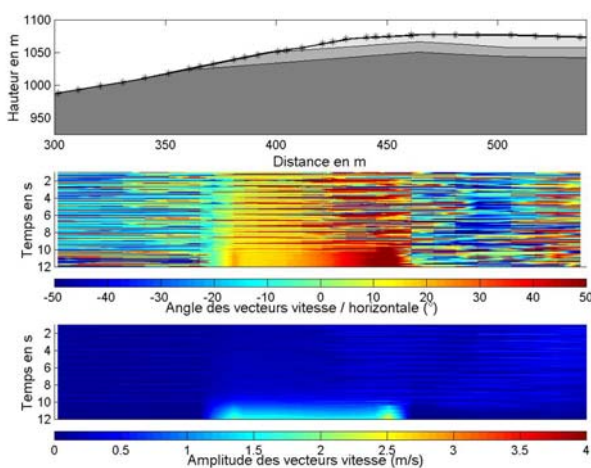


Figure 3-22 : Evolution, en fonction du temps, de l'angle et de l'amplitude des vecteurs vitesse le long de la surface du versant. (a) $PGA = 0,2 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$; (b) $PGA = 0,4 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$ et (c) $PGA = 0,4 \text{ g}$ et $f = 3,7 \text{ Hz}$.

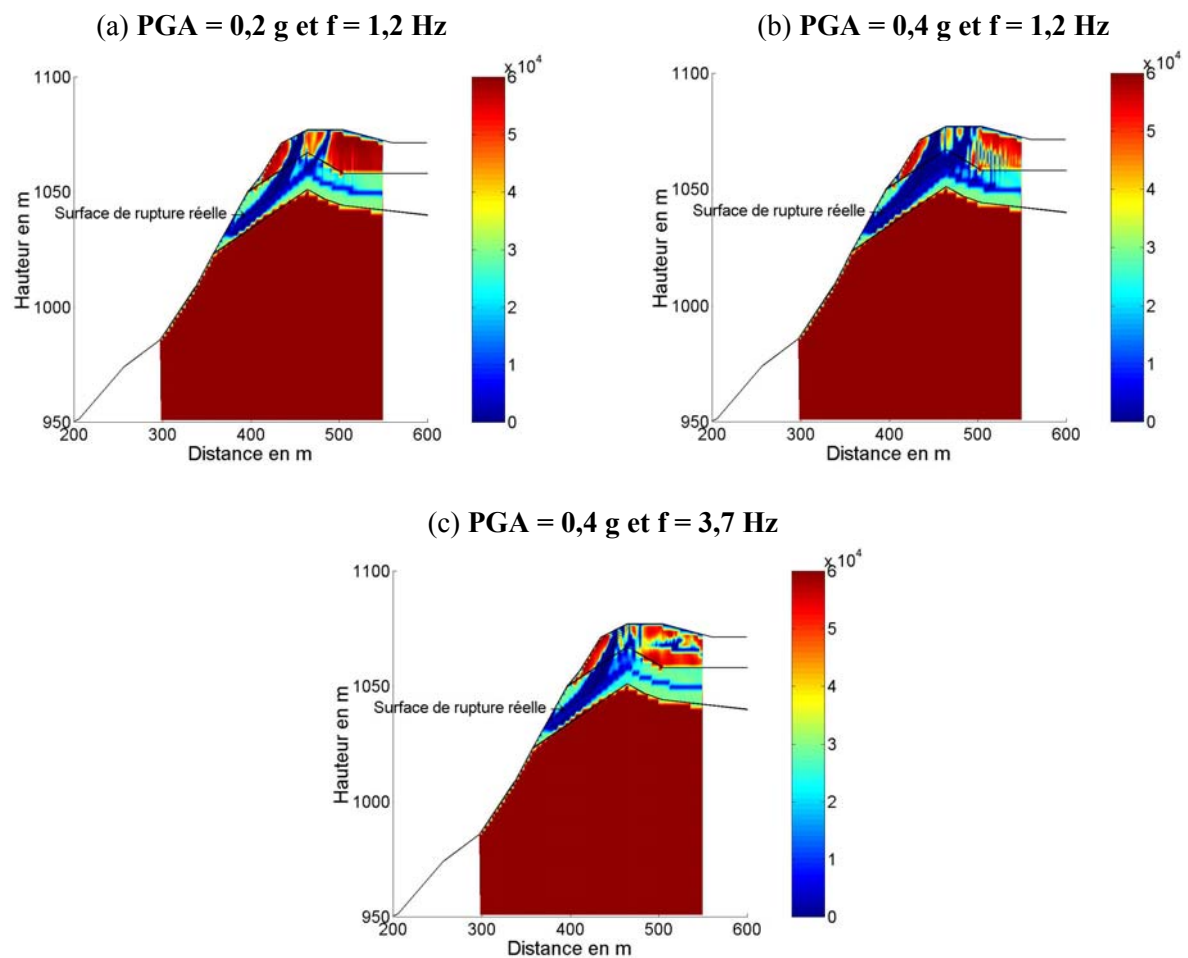


Figure 3-23 : Distribution de la cohésion (Pa) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) $\text{PGA} = 0,2 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$; (b) $\text{PGA} = 0,4 \text{ g}$ et $f = 1,2 \text{ Hz}$ et (c) $\text{PGA} = 0,4 \text{ g}$ et $f = 3,7 \text{ Hz}$.

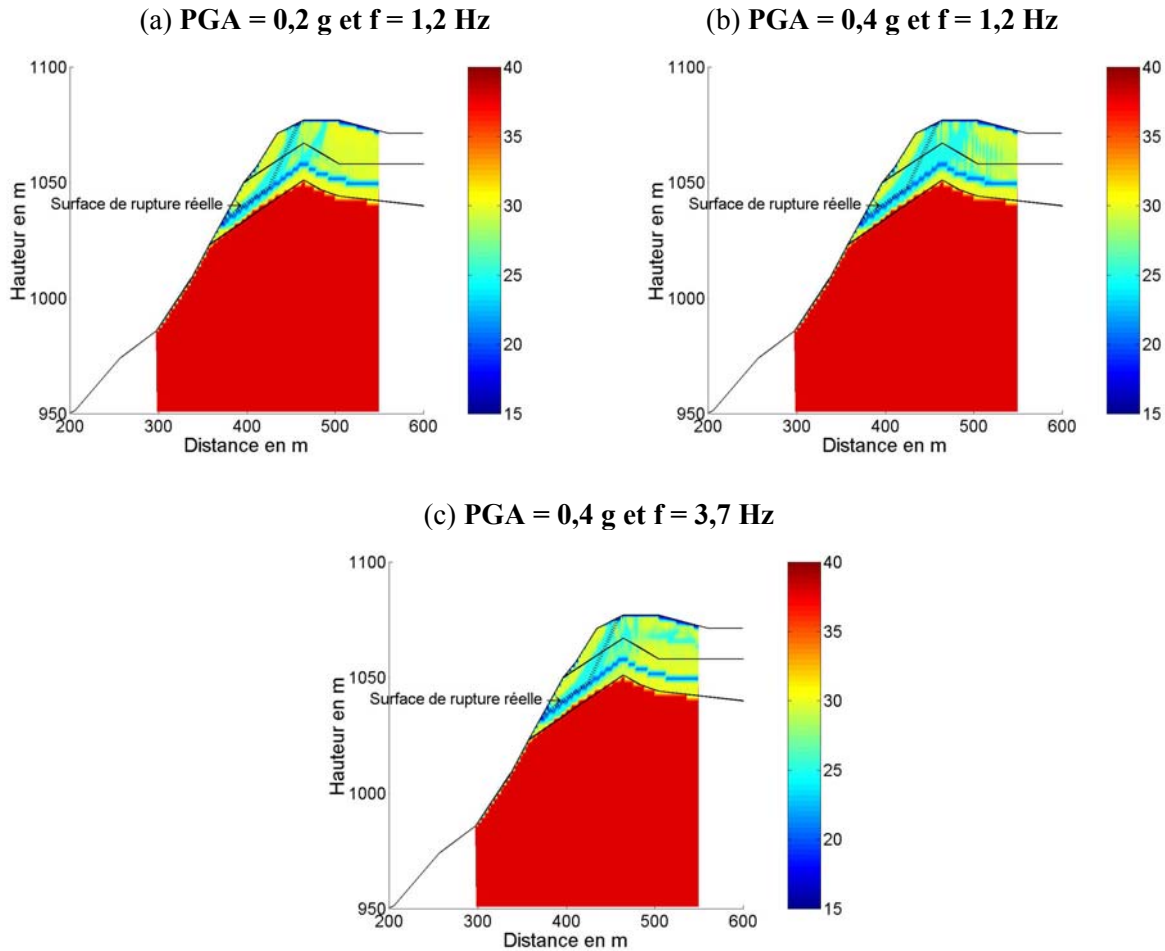


Figure 3-24 : Distribution de l'angle de frottement (°) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) **PGA = 0,2 g et f = 1,2 Hz** ; (b) **PGA = 0,4 g et f = 1,2 Hz** et (c) **PGA = 0,4 g et f = 3,7 Hz**.

Impact de la convexité du relief sur le déclenchement d'une instabilité dans le versant

Dans ce paragraphe, on cherche à évaluer l'impact de la convexité du relief sur le comportement dynamique du versant. Des simulations numériques ont donc été réalisées avec le modèle de type pente et des conditions sismiques identiques à celles retenues pour l'étude de la stabilité du versant réel.

Dans ces conditions, on observe que :

- **le potentiel de rupture** du modèle de type pente est identique à celui du versant réel (figures 3-20 et 3-25) ;
- **la position et la forme de la surface de rupture** sont semblables à celles obtenues dans les mêmes conditions sismiques pour le versant réel. L'extension b de la surface de rupture en amont de la crête est égale à 18 m environ et la hauteur h du volume instable est de l'ordre de 39 m (figures 3-21b et 3-26).
- **l'aire de la masse instable**, de l'ordre de 780 m², est comparable aux valeurs obtenues pour le versant réel (figures 3-21b et 3-26).

- l'angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale est égal à 23° environ.

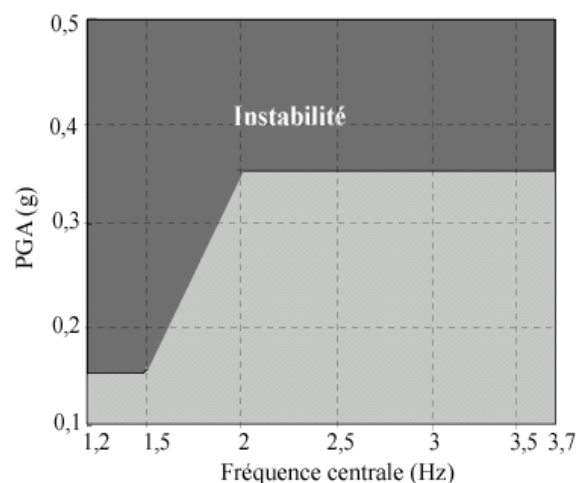


Figure 3-25 : Potentiel de rupture du **modèle de type pente** dans les conditions de la **configuration mécanique IV**.

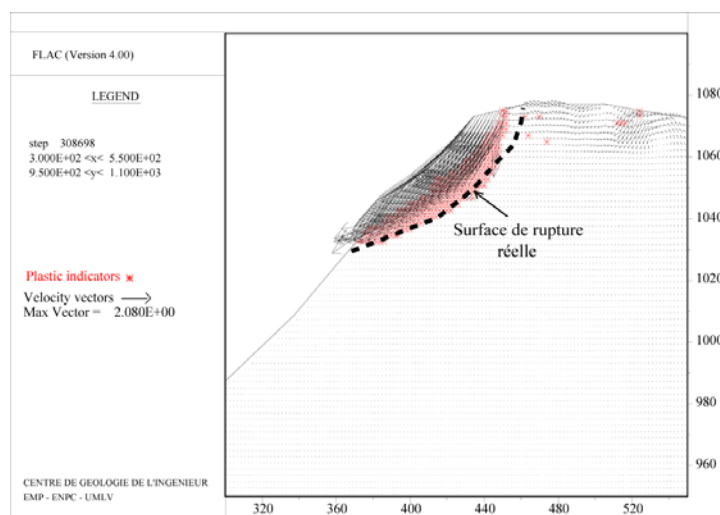
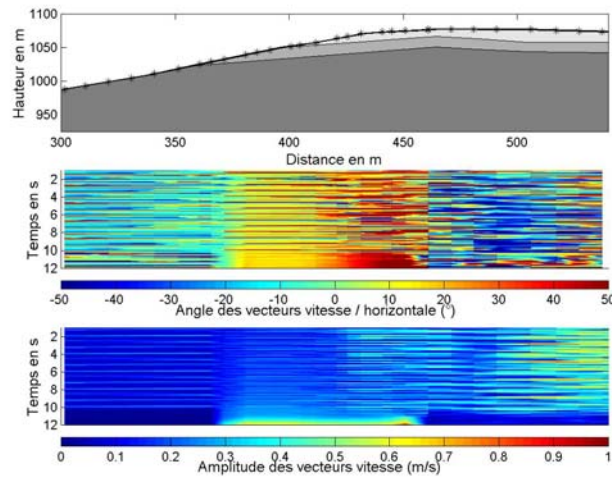


Figure 3-26 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du **modèle de type pente** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de PGA égal à **0,5 g** et de fréquence centrale égale à **3,7 Hz**. La configuration mécanique considérée est la **configuration mécanique IV**.

Ainsi, la formation d'une instabilité dans le versant de Las Colinas et ses caractéristiques sont davantage contrôlées par les structures géologiques du versant que par sa topographie. La convexité du relief influe cependant sur le développement de la rupture au sein du versant. En effet, la comparaison des figures 3-27a et 3-27b (amplitude des vecteurs vitesse) montre que la rupture se met en place un peu plus rapidement dans le versant présentant une plus grande convexité (versant réel). **Sous certaines conditions sismiques et notamment dans le cas de signaux sismiques de courte durée, le versant réel est donc plus susceptible de subir une instabilité que le modèle de type pente.**

(a) **Modèle de type pente**



(b) **Versant réel**

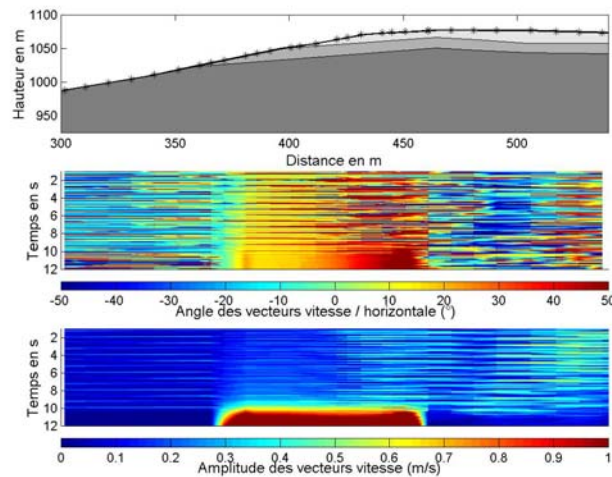


Figure 3-27 : Evolution, en fonction du temps, de l'angle et de l'amplitude des vecteurs vitesse le long de la surface du **modèle de type pente** (a) et du **versant réel** (b). Ces deux modèles sont soumis à un signal sismique Ricker de **PGA égal à 0,4 g** et de **fréquence centrale égale à 3,7 Hz**. La configuration mécanique considérée est la configuration mécanique IV.

3.1.4.2. Impact des paramètres de résistance au cisaillement sur le déclenchement d'une instabilité dans le versant

Les résultats présentés ci-dessus montrent que le développement d'une instabilité dans le versant requiert une diminution des paramètres de résistance au cisaillement de l'ensemble des matériaux traversés par la surface de rupture réelle. Cette diminution, qui se produit sous l'effet de la sollicitation dynamique, rapproche le versant de l'état de stabilité critique ($F = 1$) et donc facilite le déclenchement d'une instabilité.

Les figures 3-28 et 3-29 représentent la distribution de la cohésion et de l'angle de frottement au sein du versant, après l'arrêt de la sollicitation dynamique. Ces figures ont été obtenues pour un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,5 g et de fréquence centrale égale à 1,2 Hz. L'analyse de ces figures montre que les valeurs de la cohésion et de l'angle de frottement diffèrent d'une configuration mécanique à l'autre, notamment dans la partie inférieure de la zone du glissement réel. Dans cette zone, la cohésion et l'angle de frottement conservent leur valeur initiale dans le cas des configurations mécaniques I et II ($C = 30$ kPa $\varphi = 30^\circ$) ou diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles respectives de 0 kPa et 30° ou 25° dans le cas des configurations mécaniques III et IV. Or, lorsque la cohésion est réduite à 0 kPa dans une zone du versant, le coefficient de sécurité statique de cette zone tend vers $\frac{\tan(\varphi)}{\tan(\alpha)}$ où φ représente l'angle de frottement des matériaux de la zone considérée et α la pente de la surface de rupture qui, dans le cas présent, est quasiment identique à la pente locale du versant. Cette zone du versant devient donc instable en conditions statiques dès lors que $\varphi < \alpha$.

Dans la partie supérieure de la zone du glissement réel, la cohésion est réduite à 0 kPa sous l'effet de la sollicitation dynamique, et ce quelle que soit la configuration mécanique considérée. Lorsque l'angle de frottement des dépôts pyroclastiques peu consolidés devient inférieur à la pente locale, ici 32° , une instabilité est donc susceptible de se produire dans cette zone du versant. Dans la partie la plus basse de la zone du glissement réel, la surface de rupture se développe le long de la couche de paléosols de très faibles caractéristiques mécaniques. Entre ces deux zones du versant, c'est-à-dire entre l'ordonnée $y \approx 1050$ m et l'interface dépôts pyroclastiques peu consolidés/cendres volcaniques, la cohésion et l'angle de frottement conservent des valeurs élevées dans le cas des configurations mécaniques I et II ($C = 30$ kPa et $\varphi = 30^\circ$). L'énergie des signaux sismiques considérés dans ce travail ne permet pas de vaincre les efforts résistants dans cette zone du versant ; il n'y a donc pas rupture. En revanche, lorsque la cohésion et l'angle de frottement diminuent jusqu'aux valeurs respectives de 0 kPa et 30° ou 25° (configurations mécaniques III et IV), les efforts moteurs deviennent supérieurs aux efforts résistants sur l'ensemble de la surface de rupture réelle (i.e. $\frac{\tan(\varphi)}{\tan(\alpha)} < 1$), y compris entre l'ordonnée $y \approx 1050$ m et l'interface dépôts pyroclastiques peu consolidés/cendres volcaniques. C'est pourquoi une instabilité est susceptible de se produire dans le versant dans le cas des configurations mécaniques III et IV.

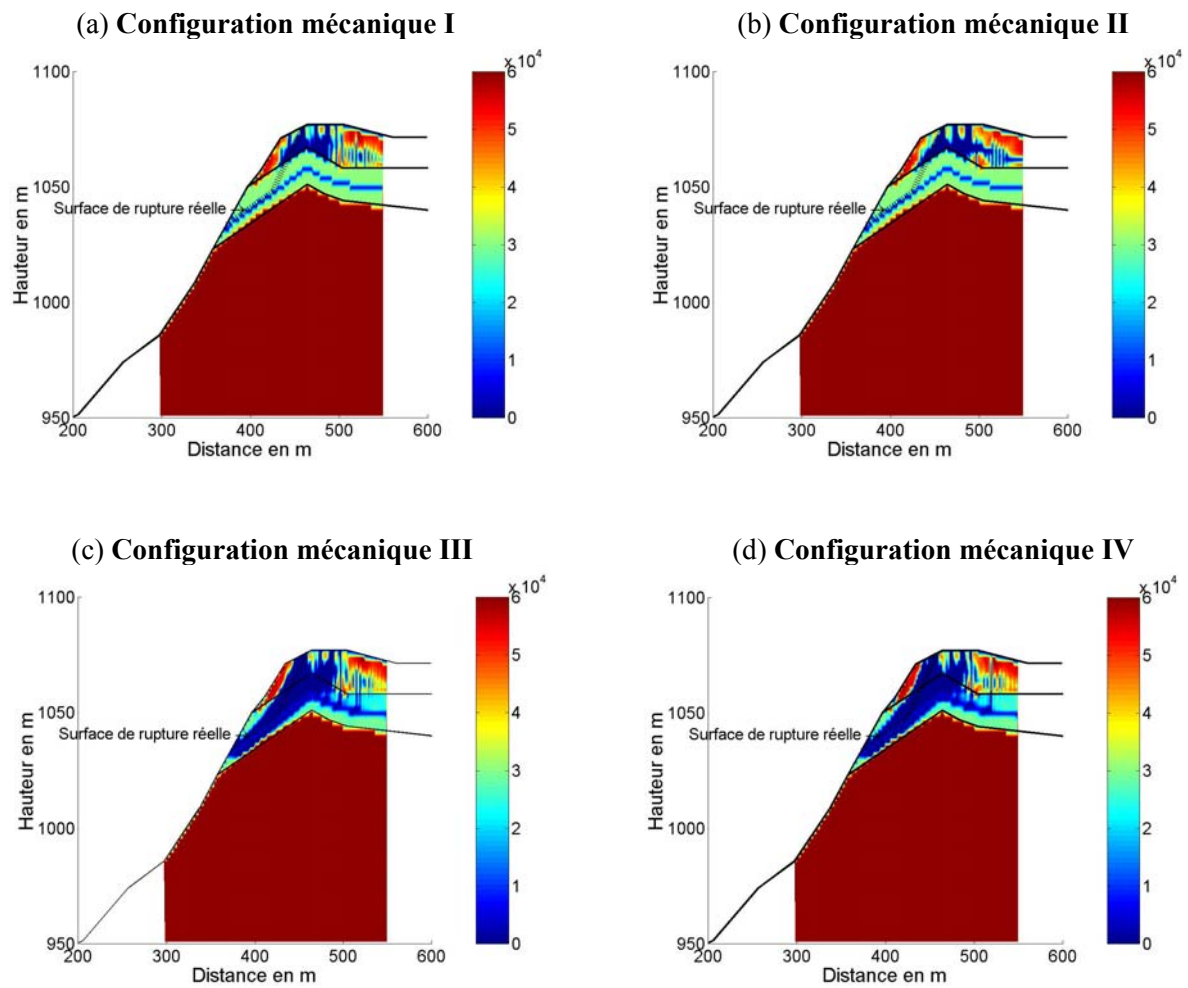


Figure 3-28 : Distribution de la cohésion (Pa) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) **configuration mécanique I** ; (b) **configuration mécanique II** ; (c) **configuration mécanique III** et (d) **configuration mécanique IV**.

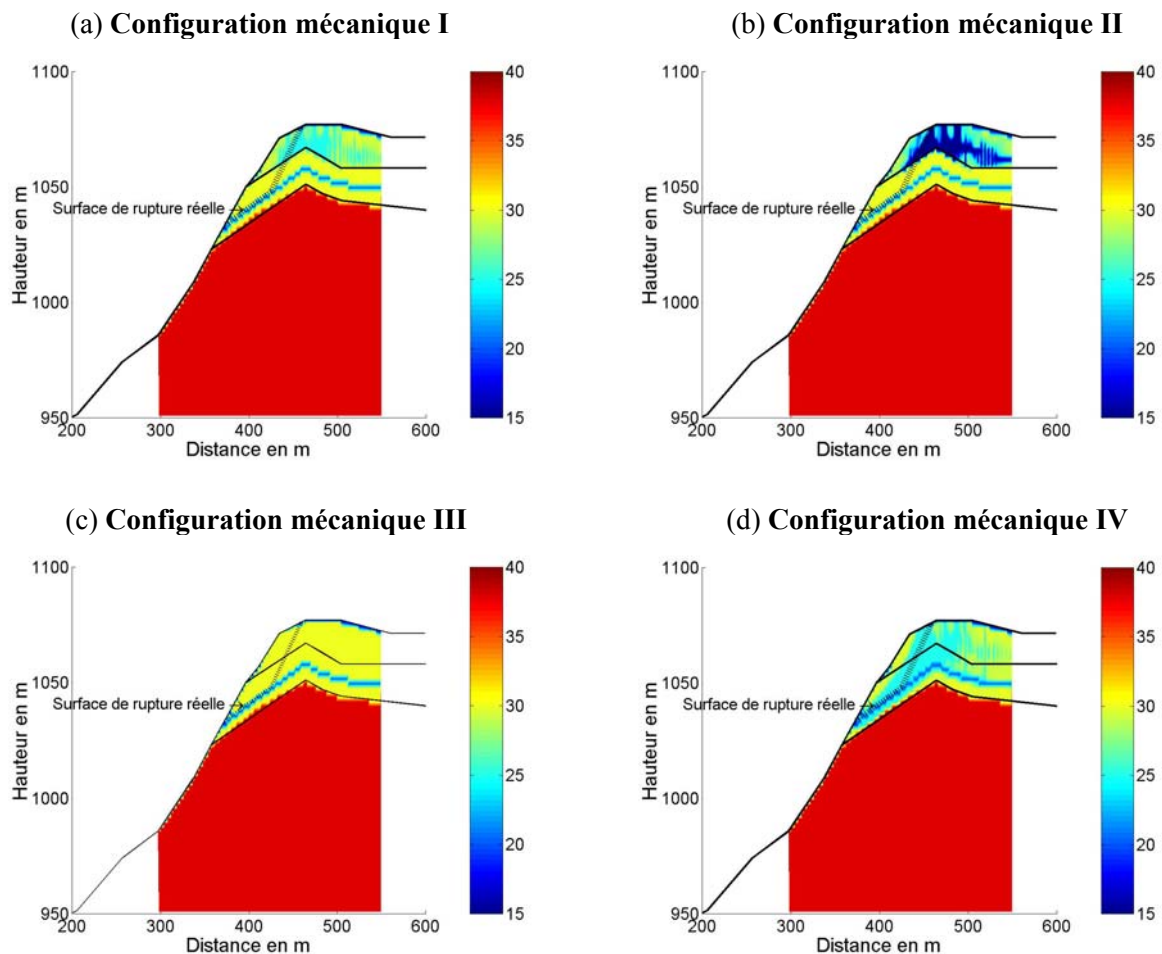


Figure 3-29 : Distribution de l'angle de frottement (°) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) **configuration mécanique I** ; (b) **configuration mécanique II** ; (c) **configuration mécanique III** et (d) **configuration mécanique IV**.

3.1.4.3 Calculs de stabilité en conditions pseudo-statique et dynamique

D'après le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique par les méthodes à l'équilibre limite, une instabilité est générée dans le versant de Las Colinas dès lors que le PGA du signal sismique incident est supérieur à 0,4 g. Les figures 3-18 et 3-20 montrent qu'il s'agit là d'une estimation peu satisfaisante pour les signaux sismiques incidents de contenu fréquentiel BF. Ceci montre une fois encore les limites de l'analyse pseudo-statique.

3.1.5. Synthèse des résultats de l'étude de la stabilité du versant de Las Colinas sous sollicitations dynamiques

Les simulations numériques réalisées avec le logiciel FLAC permettent une bonne estimation de la position de la surface de rupture mais sur-estiment apparemment les niveaux d'accélération nécessaires au déclenchement d'une instabilité dans le versant de Las Colinas. Avec l'accélérogramme réel enregistré au rocher à la station Berlin, à 80 km de l'épicentre (PGA = 0,23 g), il n'y a pas d'instabilité, et ce quelle que soit la configuration mécanique

adoptée. Le même résultat est a fortiori obtenu lorsqu'on diminue le PGA de cet accélérogramme pour simuler les mouvements qui auraient pu être enregistrés, au rocher, à la base de la cordillère d'El Balsamo, à 90 km de l'épicentre. Des tests ont été réalisés avec un maillage plus fin : ils ont conduit aux mêmes résultats. On peut donc penser que ce désaccord est lié à l'une ou l'autre des remarques présentées ci-dessous :

- caractère 3D du relief. Ce dernier pourrait conduire à augmenter les amplifications des mouvements sismiques au sein du versant, ce qui faciliterait le déclenchement d'instabilités pour de plus faibles valeurs du PGA ;
- comportement dynamique des matériaux de la zone potentiellement instable. Si l'on considère que la sollicitation dynamique altère encore davantage les propriétés mécaniques de ces matériaux, des instabilités pourront se développer pour de plus faibles valeurs du PGA.

Le potentiel de rupture du versant de Las Colinas, plus grand à BF qu'à HF, est en partie contrôlé par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant. L'étude des effets de site au sein du versant a en effet montré que de fortes amplifications de l'accélération horizontale se produisent à la fois dans la zone du glissement réel et en amont de celle-ci. Ces amplifications résultent essentiellement du piégeage de l'énergie sismique dans les couches de surface de faible vitesse sismique. Dans le cas de l'accélérogramme réel enregistré à la station Berlin lors du séisme du 13/01/2001, l'amplification dépasse la valeur 5 (domaine temporel) dans la partie supérieure de la zone du glissement réel. Une telle amplification conduit à une accélération proche de 1 g au niveau de la crête du versant. L'effet de la topographie sur le mouvement sismique est d'un ordre de grandeur bien inférieur à celui des structures géologiques du versant. Dans le cas d'un signal sismique HF, des zones de forte amplification se développent localement dans le versant alors que dans le cas d'un signal sismique incident de type BF, un plus grand volume du versant est affecté durablement par des mouvements relativement forts, ce qui le rend plus susceptible de subir une instabilité. Les résultats de cette étude suggèrent donc que le versant de Las Colinas aurait pu subir une instabilité pour une plus faible valeur du PGA si le contenu fréquentiel du signal sismique incident avait été dans la gamme des BF, soit avec des caractéristiques plus proches de celles des mouvements d'un séisme typique de subduction au Salvador.

En conclusion, on peut dire que le déclenchement du glissement de Las Colinas est très certainement la conséquence de plusieurs facteurs défavorables à la stabilité. Ces facteurs sont listés ci-dessous par ordre d'importance :

- présence d'une couche de très faibles propriétés mécaniques (paléosols) dans la partie inférieure de la zone du glissement réel ;
- comportement sous sollicitations dynamiques de l'ensemble des matériaux de la zone instable ;
- fortes amplifications de l'accélération horizontale dans la partie supérieure de la zone du glissement réel ;
- pendage des couches géologiques conforme à la pente ;
- pente relativement élevée dans la zone située sous la crête du versant.

3.2. Le glissement de Suusamyr au Kirghizstan

3.2.1. Généralités sur le Kirghizstan : localisation géographique - contexte tectonique et sismique –fréquence, caractéristiques et impact des mouvements de versant

Le Kirghizstan, ancienne province russe devenue indépendante en 1991 est une république d'Asie Centrale (41° N- 75° E) d'environ 5 millions d'habitants (juillet 2004) et de superficie égale à 198 500 km² (figure 3-30). Situé entre le Kazakhstan au nord, la Chine à l'est, le Tadjikistan au sud et l'Ouzbékistan à l'ouest, le Kirghizstan a pour capitale Bichkek et sa principale ressource économique est l'agriculture : coton, tabac, laine et viande.

Région tectoniquement et sismiquement très active, le Kirghizstan est traversé d'ouest en est par le Tien Shan, une chaîne de hautes montagnes qui culminent à 7 453 m dans l'est du pays. Durant les 100 dernières années, cette chaîne de hautes montagnes a été frappée à quatre reprises par des séismes de magnitude supérieure à 7. Lors du séisme de Suusamyr du 19/08/1992 ($M_s = 7,3$), le flanc sud du versant Chet-Korumdy, dans la partie nord du Tien Shan, a été affecté par de nombreux mouvements de versant, essentiellement des glissements-écoulements de débris le long de surfaces de rupture planes ou circulaires. Le plus grand d'entre eux, le glissement de Suusamyr, localisé à 150 km au sud-ouest de la capitale, a atteint un volume de 0,5 à 1 million de m³ ; sa profondeur est estimée à 40 m. 35 des 50 victimes associées à ce séisme ont péri suite à une avalanche rocheuse (Ghose et al., 1997). Ainsi, de même qu'au Salvador, le principal danger représenté par les tremblements de terre au Kirghizstan n'est pas toujours associé aux effets directs du séisme mais plutôt à ses effets induits.

Au cours de sa récente histoire, le Kirghizstan a dû faire face à une grande diversité de mouvements de versant : avalanche rocheuse (Biologorka, 1885), glissement rocheux (Ananevo, 1911), glissement de débris (Suusamyr, 1992)...dont certains ont dépassé la dizaine de millions de m³. La plupart de ces mouvements de versant ne représentent néanmoins qu'un danger modéré pour la population du fait de leur localisation dans des zones faiblement peuplées. Les travaux de Havenith (2002) comportent des informations plus détaillées sur ces différents types de mouvements de versant.



Figure 3-30 : Carte du Kirghizstan avec la localisation du glissement de Suusamyr.

3.2.2. Etat des connaissances relatives à l'instabilité de Suusamyr

3.2.2.1. Typologie de l'instabilité

L'instabilité de Suusamyr est qualifiée de "débris slump" ou glissement de sols grossiers sur une surface de rupture circulaire. Elle est en fait constituée de deux escarpements (figure 3-31). Dans la partie inférieure du versant, le glissement s'est transformé en lave torrentielle ("débris flow") parcourant ainsi une distance de l'ordre de 200 m.

3.2.2.2. Caractéristiques géologiques et topographiques du versant

La figure 3-31 donne les configurations géologiques et topographiques du versant (Havenith, 2002). Ce versant a une hauteur totale de 350 m et son flanc SSE, sur lequel s'est produit le glissement en 1992, a une pente moyenne de l'ordre de 34° .

Le versant de Suusamyr est composé de trois unités lithologiques principales (Havenith, 2002) :

- une couche **d'arénites** d'origine fluvio-glaciaire qui recouvre l'ensemble de la topographie. Son épaisseur varie de 70 m au sommet du versant jusqu'à 2 m seulement à la base du versant ;
- une couche **d'argiles silteuses** ;
- **des sédiments Néogènes fortement consolidés**, sables et argiles d'origine lacustre, qui forment la partie inférieure du versant.

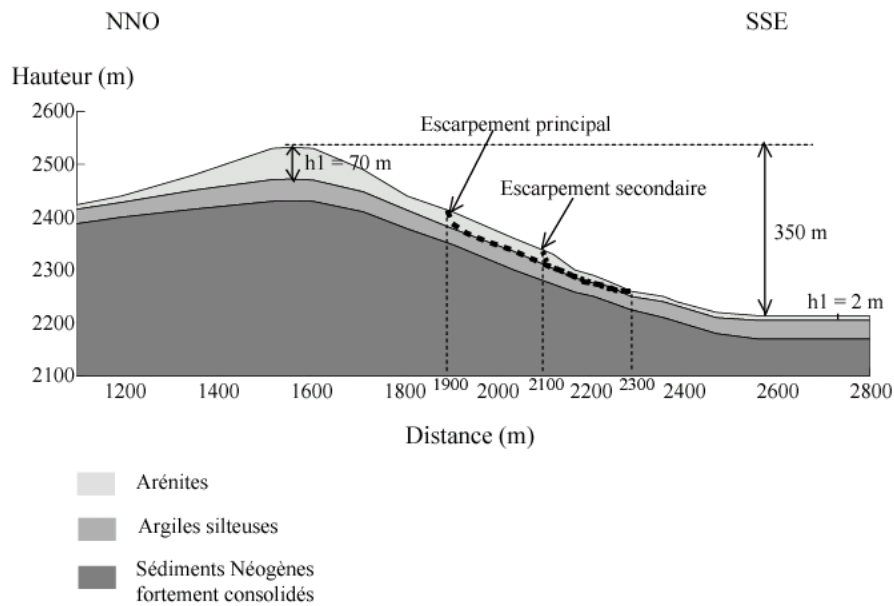


Figure 3-31 : Profil lithologique 2D du versant et position des deux escarpements observés sur le terrain (Havenith, 2002).

3.2.2.3. Données géotechniques

Une campagne de mesures géophysiques (sismique réfraction et tomographie électrique) et des essais mécaniques en laboratoire (boîte de cisaillement) ont été menés par Havenith et al. (2000) dans l'objectif de caractériser les matériaux de la zone du glissement. Les conclusions de ces différents travaux sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Unité géologique	Densité	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Coefficient de Poisson ν	Module de Young E (MPa)	Cohésion (kPa)	Angle de frottement ($^{\circ}$)
Arénites	1,7	650	260	0,40	322	20	30
Argiles silteuses	2,0	2000	800	0,40	3 584	70	24
Sédiments Néogènes	2,5	3300	1600	0,35	17 280	150	27

Tableau 3-5 : Propriétés des différentes unités géologiques formant le versant (Havenith et al., 2000 ; Philipponnat, 1979 ; Hoek et Bray, 1981).

Prenant appui sur les travaux de Havenith (2002), nous présentons, dans les paragraphes 3.2.2.4 à 3.2.2.7, les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants probables du glissement.

3.2.2.4. Facteurs de prédisposition au déclenchement du glissement

- Les configurations topographiques et géologiques/géotechniques du versant

La hauteur du versant (350 m), sa pente moyenne (34°) et la présence en surface d'une couche d'arénites de faibles caractéristiques mécaniques ont probablement contribué au déclenchement du glissement.

- L'eau

Contrairement aux observations faites sur le site du glissement de Las Colinas, les mesures de résistivité électrique et les observations de terrain réalisées sur le site du glissement de Suusamyr ont permis de mettre en évidence la présence d'un écoulement d'eau le long de l'interface arénites/argiles silteuses. La surface de rupture s'étant développée le long de ce contact, on peut penser que l'eau a joué un rôle non négligeable dans le déclenchement de cette instabilité.

- Les glissements antérieurs

Les investigations de terrain ont également permis de mettre en évidence des traces d'anciennes surfaces de rupture au niveau de l'interface arénites/argiles silteuses. Celles-ci ont probablement affaibli la résistance au cisaillement des matériaux le long du contact arénites/argiles silteuses, rendant ainsi le versant plus sensible à toute perturbation exogène (séisme, fortes précipitations).

3.2.2.5. *Etude de la stabilité du versant en conditions statique et pseudo-statique*

- Coefficient de sécurité statique du versant

D'après Havenith et al. (2000), le coefficient de sécurité statique du versant est compris entre 1,43 et 1,56 en conditions sèches (méthode de réduction de la résistance au cisaillement de Zienkiewicz et al., 1975). La prise en compte d'une nappe dans les arénites le long de l'interface arénites/argiles silteuses conduit à un coefficient de sécurité statique dans l'intervalle 1,09-1,18. Le versant était donc stable avant le séisme.

Si l'on calcule le coefficient de sécurité statique du versant par les méthodes à l'équilibre limite, on constate que la surface de rupture observée sur le terrain n'est pas la surface de rupture la plus critique. En effet, la figure 3-32 montre que, pour la surface de rupture réelle, le coefficient de sécurité statique est égal à 1,76 en conditions sèches alors que pour la surface de rupture la plus critique qui correspond à une rupture d'ensemble du versant ($x = 1600-2300$ m), il est égal à 1,55. Cette dernière valeur est cohérente avec les valeurs proposées par Havenith et al. (2002).

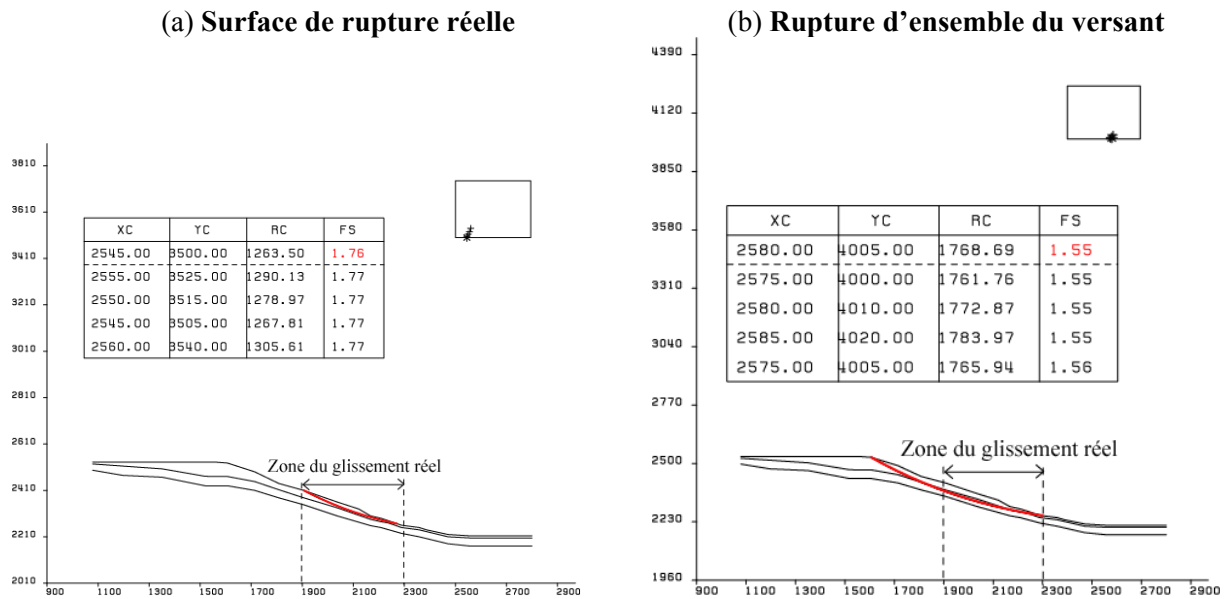


Figure 3-32 : Coefficient de sécurité statique du versant.

- Coefficient de sécurité pseudo-statique du versant

Le tableau 3-6 donne les valeurs du coefficient de sécurité pseudo-statique en fonction du PGA du signal sismique incident, de l'accélération nominale a_N et du coefficient pseudo-statique horizontal k_H . Ces valeurs ont été obtenues par les méthodes à l'équilibre limite en conditions sèches, k_H reposant sur les règles PS92 (dans le cas présent, $k_H = \frac{0,45 * a_N}{g}$).

PGA du signal sismique incident (g)	a_N $= 2 * \text{PGA (g)}$	k_H	F_{dyn} Surface de rupture réelle	F_{dyn} Surface de rupture la plus critique
0,1	0,2	0,09	1,4	1,23
0,2	0,4	0,18	1,16	1,01
0,3	0,6	0,27	0,98	0,86

Tableau 3-6 : Coefficients de sécurité pseudo-statique du versant.

Ce tableau montre qu'un glissement se produit en conditions pseudo-statiques le long de la surface de rupture réelle dès lors que le PGA du signal sismique incident est supérieur ou égal à 0,3 g.

3.2.2.6. Facteurs déclenchants du glissement

- Diminution des paramètres de résistance au cisaillement des matériaux sous sollicitations dynamiques

D'après Havenith (2002), les matériaux de la zone du glissement, tout particulièrement les arénites, sont susceptibles de subir une diminution de leurs paramètres de résistance au cisaillement sous l'effet d'une sollicitation dynamique. Cette diminution peut faciliter le déclenchement d'une instabilité.

- Effets de site

Des études expérimentales des mouvements sismiques en surface de versants ayant conduit à des instabilités au Kirghizstan par le passé suggèrent que de fortes amplifications des mouvements sismiques sont susceptibles de se produire, notamment au sommet des versants (Havenith, 2002). Selon Havenith (2002), celles-ci ont très certainement contribué au déclenchement de plusieurs mouvements de versant au Kirghizstan dont le glissement rocheux d'Ananevo en 1911. Ainsi, bien qu'on ne dispose pas d'enregistrement des mouvements du séisme du 19/08/1992, **on peut penser que les effets de site ont joué un rôle dans le déclenchement du glissement de Suusamyr.**

3.2.2.7. Modélisation numérique du versant de Suusamyr (Havenith, 2002)

Les modélisations numériques réalisées par Havenith (2002) ont porté sur les deux points suivants :

- l'estimation des amplifications spectrales en surface du versant ;
- l'étude de la stabilité du versant sous sollicitations dynamiques.

- Estimation des amplifications spectrales en surface du versant

Les calculs d'effets de site réalisées par Havenith (2002) ont montré que l'amplification spectrale pouvait atteindre 40 au niveau de la crête du versant, dans la gamme de fréquences 0,5-1,5 Hz (figure 3-33). Le signal de référence choisi pour le calcul de ces amplifications est le signal incident. Il convient donc de diviser ces valeurs par 2 pour obtenir l'amplification spectrale par rapport au signal au rocher.

En descendant le long du flanc SSE, l'amplification spectrale diminue fortement et la fréquence à laquelle le maximum d'amplification se produit augmente. Ce résultat est cohérent avec une diminution de l'épaisseur de la couche d'arénites depuis la crête du versant vers sa base (i.e. augmentation de la fréquence de résonance).

La figure 3-33 montre que l'amplification spectrale ne dépasse pas la valeur 4 en surface du versant homogène (sédiments Néogènes fortement consolidés). Ainsi, la distribution et les valeurs d'amplification des mouvements sismiques en surface du versant réel sont davantage contrôlées par les structures géologiques du versant que par son relief.

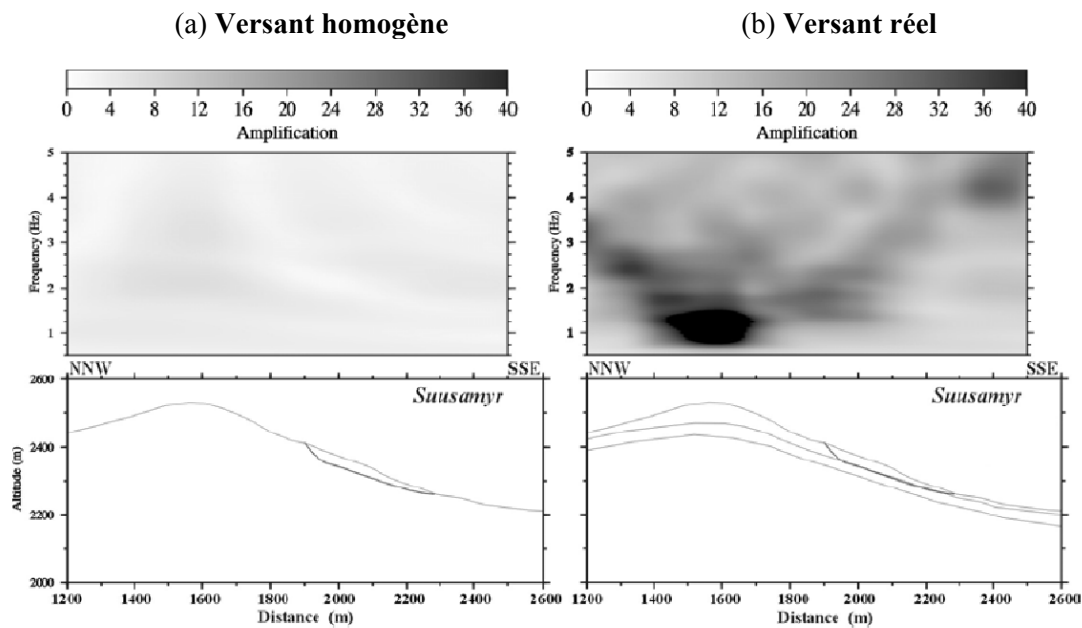


Figure 3-33 : Estimation des amplifications spectrales en surface du versant (Havenith, 2002) : (a) **versant homogène** et (b) **versant réel**.

- Etude de la stabilité du versant sous sollicitations dynamiques

En conditions sèches, les modélisations de stabilité réalisées avec le logiciel UDEC (Universal Distinct Element Code, Itasca) par Havenith (2002) ont montré que les déplacements affectent essentiellement la partie supérieure du versant, soit une zone située en amont du glissement réel (figure 3-34). Dans cette zone, seuls quelques effets de surface ont été observés sur le terrain. Dans la zone du glissement réel, les déplacements sont négligeables, sauf dans le cas de signaux sismiques de forte amplitude et/ou de longue durée. Dans ces conditions sismiques, ils restent malgré tout inférieurs à ceux obtenus sous la crête du versant (Havenith, 2002).

Lorsqu'un écoulement d'eau est inclus dans le modèle le long de l'interface arénites/argiles silteuses, de fortes pressions interstitielles affectent la zone du glissement réel. Elles sont à l'origine de déplacements de plusieurs dizaines de mètres sous le second escarpement c'est-à-dire au-delà de $x = 2100$ m (figure 3-34). Ces déplacements sont de plus supérieurs à ceux obtenus sous la crête du versant. Néanmoins, après l'arrêt des vibrations sismiques, l'instabilité ne perdure que si la nappe d'eau est haute (Havenith, 2002).

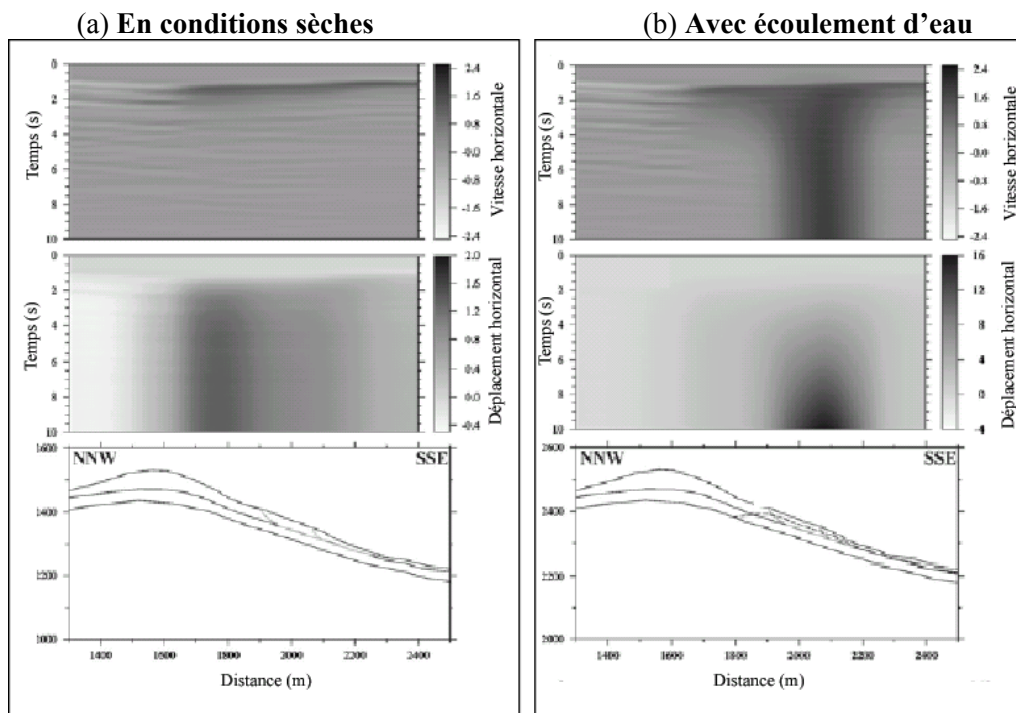


Figure 3-34 : Etude de la stabilité du versant (Havenith, 2002) : (a) en conditions sèches et (b) avec écoulement d'eau.

Ainsi, selon Havenith (2002), le développement d'une instabilité durable dans le versant de Suusamyr ne peut s'expliquer que par une modification des conditions hydrauliques au sein du versant ou par une diminution des paramètres de résistance au cisaillement le long de l'interface arénites/argiles silteuses. Cette dernière hypothèse est celle retenue dans les modélisations présentées ci-dessous. **Ainsi, bien qu'il ait été démontré par Havenith (2002) que l'eau a pu jouer un rôle non négligeable dans le déclenchement du glissement de Suusamyr, nous n'avons pas considéré ce paramètre pour étudier l'impact des effets de site sur la stabilité du versant.**

3.2.3. Définition des modèles FLAC et des paramètres de la modélisation

3.2.3.1. Présentation des différents modèles FLAC

Pour étudier l'impact des effets de site sur le déclenchement du glissement, nous avons créé quatre modèles FLAC :

- un **modèle correspondant aux configurations géologiques et topographiques présentées dans la figure 3-31** qui permettra d'évaluer les conditions de déstabilisation du versant. Ce modèle sera désigné sous l'appellation versant réel.
- un **modèle sans pente représentatif des structures géologiques du versant de Suusamyr** qui permettra d'évaluer l'effet de site géologique seul en surface du versant. Il sera désigné sous l'appellation modèle sans pente.

- un **modèle homogène constitué uniquement de sédiments Néogènes fortement consolidés mais prenant en compte la topographie réelle du versant**. Ce modèle permettra d'évaluer l'effet de site topographique seul au sein du versant.
- un **modèle de type pente unique dans lequel on considère que le flanc NNO du versant est horizontal, à l'altitude 2532 m**. Ce modèle, désigné sous l'appellation modèle de type pente, permettra d'évaluer l'impact de la convexité du relief sur le comportement dynamique du versant.

Ces différents modèles sont présentés dans la figure 3-35.

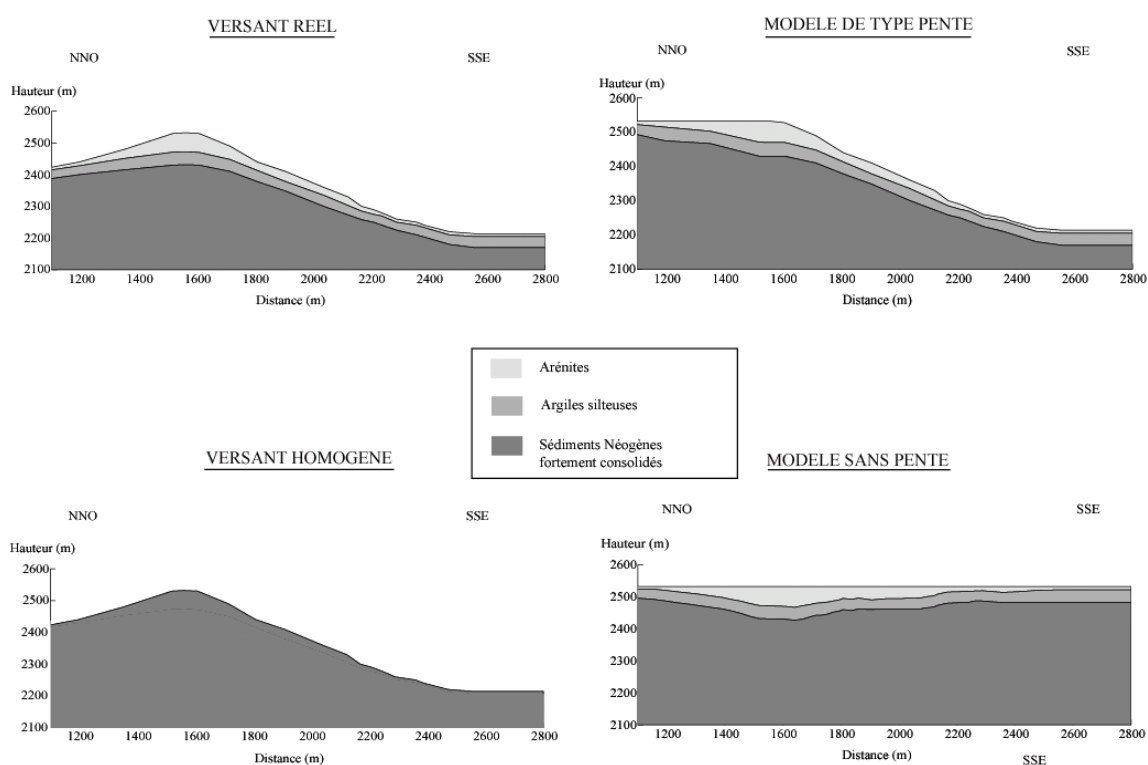


Figure 3-35 : Configurations lithologiques et topographiques des différents modèles FLAC.

3.2.3.2. Maillage et taille des grilles FLAC

- Maillage des grilles FLAC

La taille des éléments au sein de chaque unité géologique dépend du contenu fréquentiel du signal sismique incident : $\Delta l < \frac{\lambda}{10}$ où Δl représente la taille des éléments et λ la longueur d'onde associée à la plus haute fréquence du signal sismique incident. De même que dans l'étude de la stabilité du versant de Las Colinas, nous considérons que la fréquence maximale du signal sismique incident est de l'ordre de 6 Hz. Ceci conduit aux valeurs de $\Delta l_{\max}$ présentées dans le tableau 3-7.

Unité géologique	Vs (m/s)	$\Delta l_{\max}$ (m)
Arénites	260	4
Argiles silteuses	800	13
Sédiments Néogènes	1600	26

Tableau 3-7 : Taille maximale des éléments ($\Delta l_{\max}$) des grilles FLAC pour un signal sismique de fréquence maximale égale à 6Hz.

- Taille des grilles FLAC

Les différents modèles sont caractérisés par une extension horizontale de 2 700 m et une extension verticale de 622 m. L'utilisation de sous-grilles permet d'optimiser le nombre d'éléments et donc de réduire les temps de calcul. Ces sous-grilles sont représentées dans la figure 3-36. La taille des éléments est égale à 4 m dans la couche d'arénites, 8 m dans la couche d'argiles silteuses et 16 m dans le substratum. Ainsi, le nombre total d'éléments de la grille est égal à 13 000 environ. Notons que les résultats obtenus pour un maillage plus fin sont similaires.

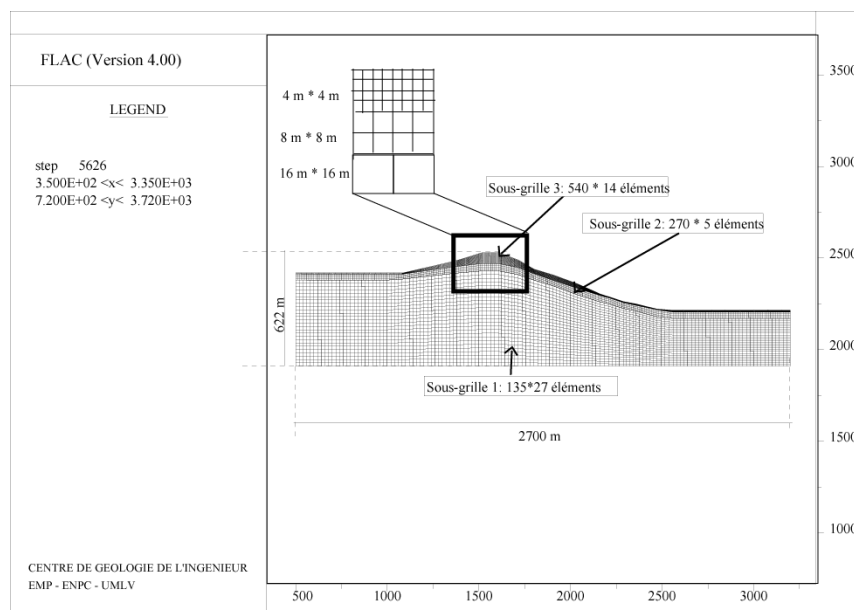


Figure 3-36 : Exemple de grille FLAC.

3.2.3.3. Modèles rhéologiques

L'analyse des effets de site en surface et au sein du versant repose sur le modèle de comportement élastique alors que les calculs de stabilité des pentes ont été réalisés avec le modèle de comportement élasto-plastique radoucissant. Ce modèle permet de tenir compte de l'affaiblissement supposé des caractéristiques mécaniques des arénites sous sollicitation dynamique (paragraphe 3.2.2.6). Le comportement dynamique de ces arénites étant peu documenté, nous avons envisagé les cinq jeux de paramètres mécaniques ou "configurations mécaniques" présentés dans la figure 3-37 et le tableau 3-8. Le modèle de comportement élasto-plastique parfait a été adopté pour les sédiments Néogènes fortement consolidés et les argiles silteuses.

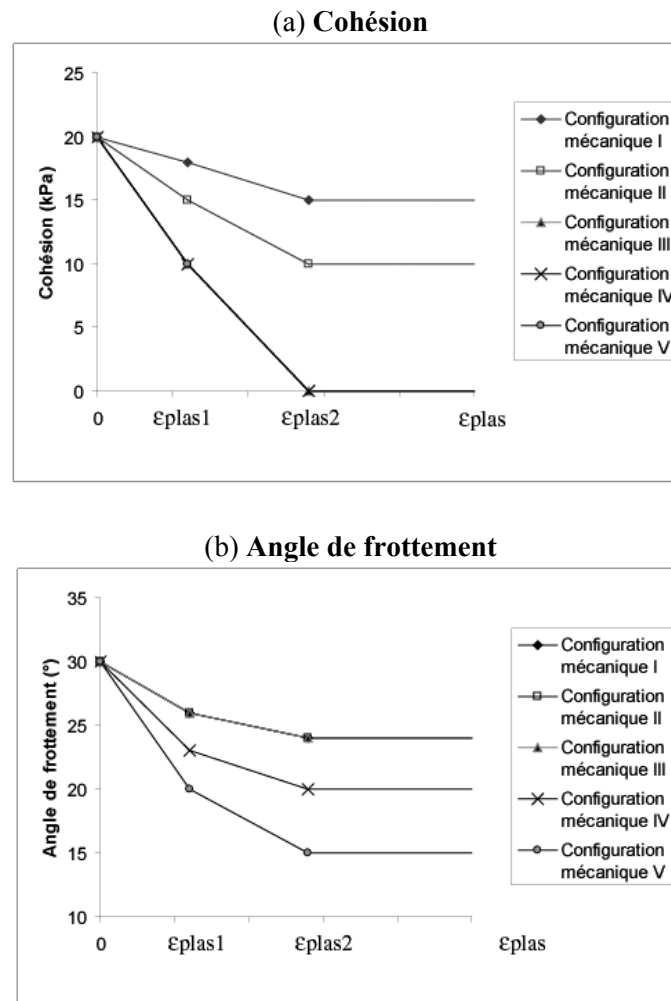


Figure 3-37 : Définition des différentes configurations mécaniques : courbes de décroissance de la **cohésion** (a) et de l'**angle de frottement** (b) des arénites en fonction des déformations plastiques.

3.2.3.4. Conditions aux limites

Des conditions aux limites absorbantes de type “quiet boundaries” ont été appliquées à la fois sur la base et sur les frontières latérales des différents modèles afin de limiter les phénomènes de réflexion d’ondes sur ces limites non physiques (figure 2-17b).

3.2.3.5. Paramètres d’amortissement mécanique

Un faible amortissement mécanique égal à 0,5 % de l’amortissement critique est pris en compte dans les simulations numériques.

3.2.3.6. Définition du signal sismique

Ne disposant pas d’enregistrement des mouvements du séisme du 19/08/1992, nous avons utilisé, pour l’ensemble des simulations numériques, un signal sismique Ricker de PGA variant entre 0,05 et 0,6 g par pas de 0,025 g entre 0,05 et 0,1 g puis par pas de 0,5 g au-delà de 0,1 g, de fréquence centrale égale à 1,2 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7 Hz et de durée variable (10 ; 6 ou 4 s). L’impact de chacun de ces paramètres sur le comportement dynamique du versant a ainsi

pu être évalué et **les conditions sismiques les plus susceptibles de générer une instabilité comparable au glissement de Suusamyr définies.**

3.2.4. Etude des effets de site au sein du versant de Suusamyr

Ce paragraphe a pour objet l'évaluation des effets de site en surface et au sein du versant en fonction de la topographie et de la géologie du versant d'une part et du contenu fréquentiel du signal sismique incident d'autre part.

3.2.4.1. Etude des effets de site topographiques seuls

- Etude des **effets de site topographiques seuls en surface du versant homogène**

La figure 3-38 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant homogène en fonction de la fréquence centrale du signal sismique Ricker incident. Le signal de référence choisi pour le calcul de cette amplification est le signal au rocher.

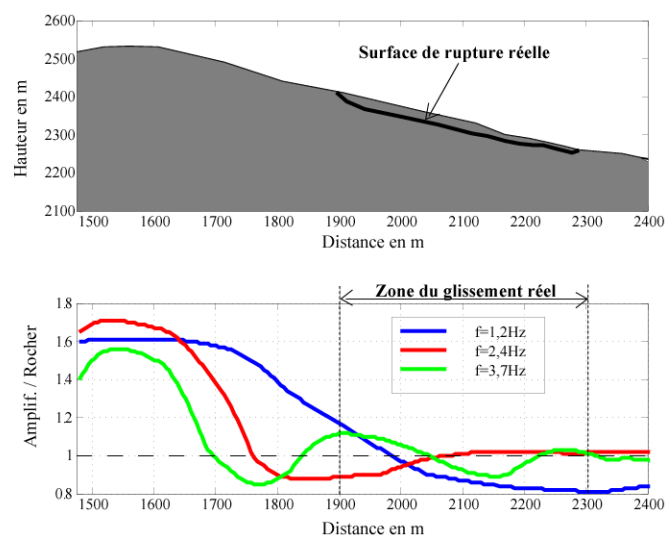


Figure 3-38 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du **versant homogène**.

Cette figure montre que les vibrations sismiques produisent une amplification comprise entre 1,4 et 1,7 au niveau de la crête du versant. Plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF, plus la zone d'amplification de l'accélération horizontale (amplification > 1) s'étend sur une vaste zone en aval de la crête du versant. En effet, alors que cette zone est confinée entre le sommet du versant et l'abscisse $x = 1700$ m dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale égale à 2,4 Hz, elle s'étend de la crête jusqu'à l'abscisse $x = 2000$ m dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale égale à 1,2 Hz. Il s'agit là d'un phénomène déjà observé : les amplifications sont d'autant plus localisées que le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF.

Enfin, la zone du glissement réel ($1900 \text{ m} \leq x \leq 2300 \text{ m}$) est généralement caractérisée par une très faible amplification ($< 1,2$) voire une désamplification de l'accélération horizontale.

- Etude de l'amplification spectrale en surface du versant homogène

L'amplification spectrale a également été évaluée en surface du versant homogène. Les résultats sont présentés dans la figure 3-39.

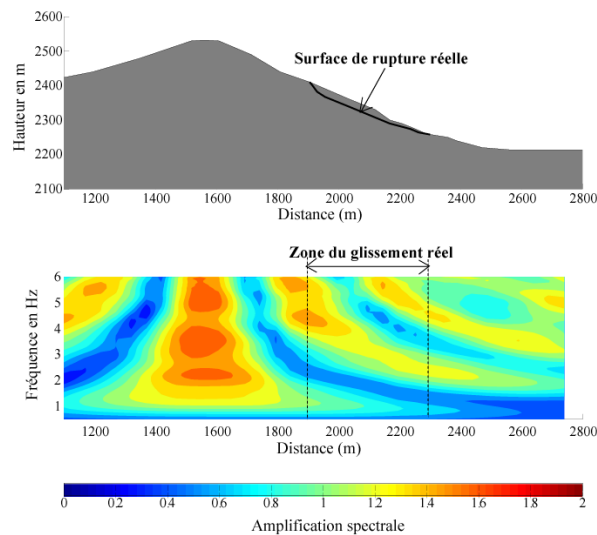


Figure 3-39 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du **versant homogène**.

Cette figure montre que le sommet du versant est caractérisé par une amplification spectrale modérée (< 2), pour une fréquence proche de 2 Hz. Ceci est cohérent avec les résultats de la figure 3-38 qui montrent que, dans le domaine temporel, les plus fortes amplifications se produisent au sommet du versant, à la fréquence 2,4 Hz. Les flancs NNO et SSE présentent des pics d'amplification pour une fréquence plus élevée comprise entre 4 et 6 Hz.

- Etude des **effets de site topographiques seuls au sein du versant homogène** (y compris en profondeur)

La figure 3-40 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant homogène lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ; 2,4 ou 3,7 Hz.

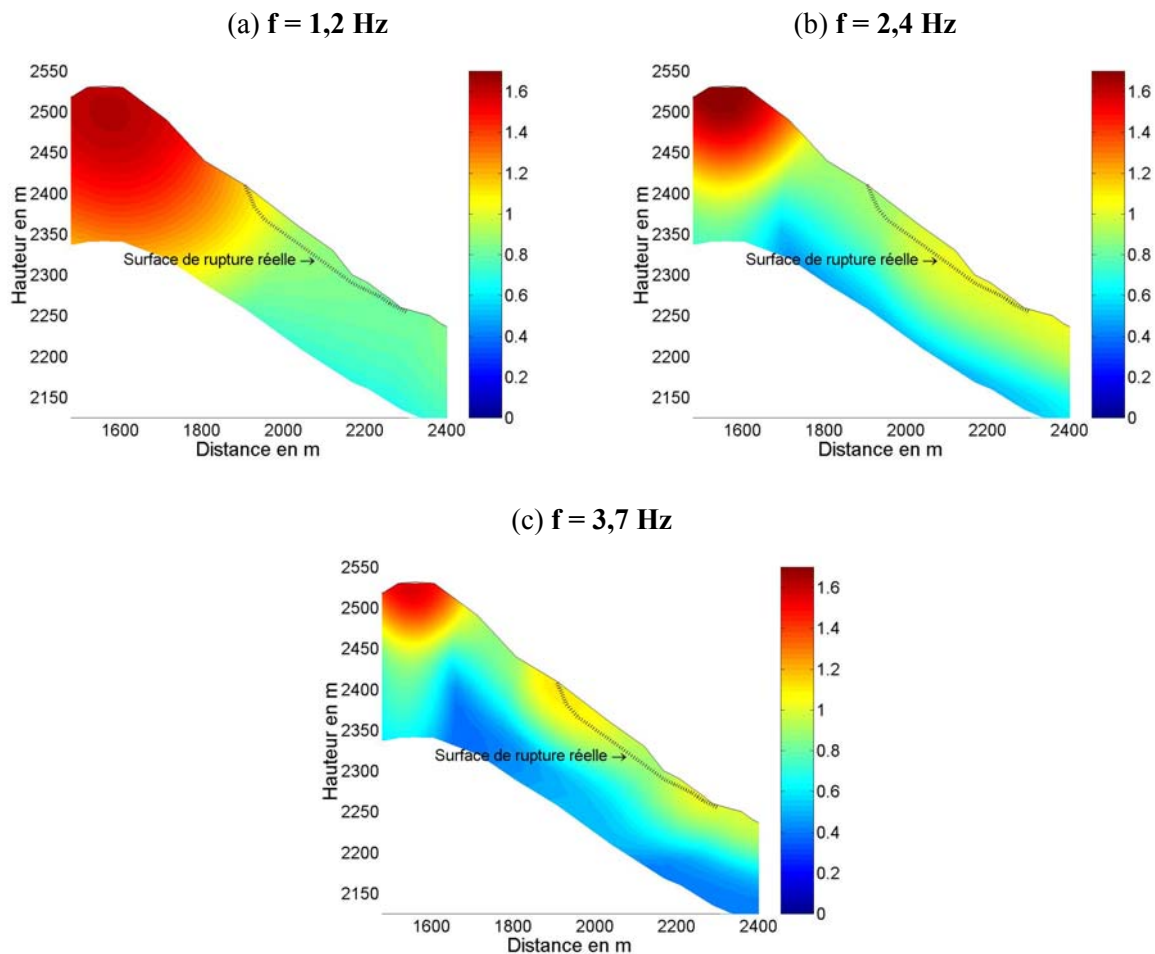


Figure 3-40 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **versant homogène** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a) ; **2,4 Hz** (b) ou **3,7Hz** (c).

L'analyse détaillée de cette figure confirme les résultats obtenus pour des versants de configurations géologiques et topographiques simples. Ces résultats sont brièvement rappelés ci-dessous :

- les plus fortes amplifications de l'accélération horizontale se produisent au niveau de la crête du versant, dans la portion du versant la plus pentue. Ici, l'amplification maximale est inférieure ou égale à 1,7.
- l'amplification maximale de l'accélération horizontale diminue de la surface du versant vers la profondeur. Cette diminution est d'autant plus rapide que le versant est soumis à un signal sismique HF.
- plus le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF, plus la zone d'amplification de l'accélération horizontale s'étend en profondeur sous la crête du versant ainsi qu'en aval de celle-ci.

Dans la zone du glissement réel ($1900 \text{ m} \leq x \leq 2300 \text{ m}$), les signaux sismiques incidents de type BF génèrent essentiellement une désamplification de l'accélération horizontale (figure 3-40a) alors que les signaux sismiques incidents plus HF génèrent une légère amplification de l'accélération horizontale comprise entre 1 et 1,2 (figures 3-40b et 3-40c).

Les figures 3-40b et 3-40c montrent que **cette amplification n'est pas liée au phénomène de piégeage de l'énergie sismique sous la crête du versant mais plus vraisemblablement à des phénomènes de diffraction d'ondes qui trouvent leur origine dans la partie inférieure du versant.**

- Conclusion

L'analyse des effets de site topographiques seuls en surface et au sein du versant homogène permet de mettre en évidence une zone de forte amplification de l'accélération horizontale au niveau de la crête du versant et en aval de celle-ci.

Dans la zone du glissement réel, la présence d'amplifications topographiques modérées ($< 1,2$) ne permet a priori pas de justifier le développement du glissement de Suusamy. Néanmoins, il est intéressant de noter que, pour des signaux sismiques incidents de type HF, les amplifications qui sont générées dans cette zone du versant proviennent vraisemblablement de phénomènes locaux de diffraction d'ondes par la surface topographique.

3.2.4.2. Etude des effets de site topographiques et lithologiques combinés

- Etude des **effets de site topographiques et lithologiques combinés en surface du versant**

La figure 3-41 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant réel (a) et du modèle de type pente (b) lorsque ces derniers sont soumis à un signal sismique Ricker de contenu fréquentiel variable. Le signal de référence choisi pour le calcul de cette amplification est le signal au rocher.

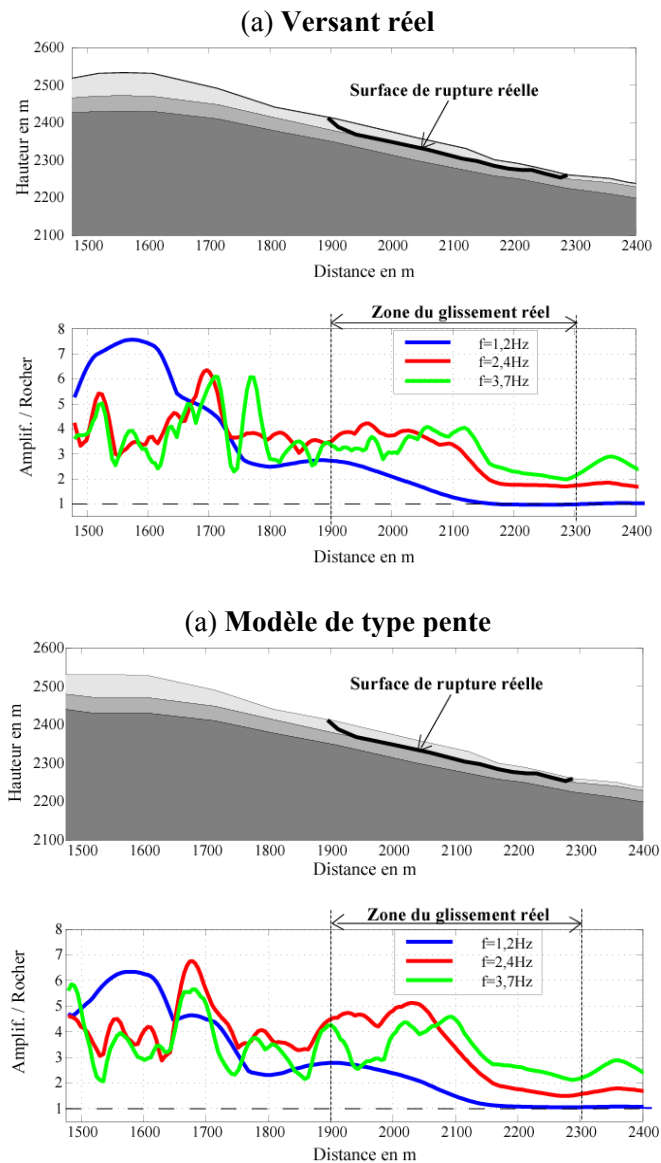


Figure 3-41 : Amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du **versant réel** (a) et du **modèle de type pente** (b).

Cette figure montre que l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface de ces deux versants hétérogènes est bien supérieure à celle obtenue en surface du versant homogène (figure 3-38). En effet, alors que l'amplification ne dépasse pas 1,7 au sommet du versant homogène, elle peut atteindre 7,5 au sommet du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de fréquence centrale égale à 1,2 Hz (figure 3-41).

Les valeurs et la distribution de l'amplification maximale de l'accélération horizontale en surface du versant dépendent du contenu fréquentiel du signal sismique incident et de l'épaisseur de la couche d'arénites : plus cette dernière est épaisse, plus sa fréquence de résonance est dans la gamme des BF.

Dans le cas d'un signal sismique BF, l'amplification, qui présente un pic au niveau du sommet du versant, diminue continûment depuis la crête du versant jusqu'à sa base. Du fait d'une plus grande focalisation de l'énergie sismique sous la crête du relief le plus convexe (versant réel), l'amplification au niveau de la crête du versant est plus grande pour le versant réel ($\approx 7,5$) que pour le modèle de type pente ($< 6,5$).

Dans le cas de signaux sismiques plus HF (fréquence centrale > 2 Hz), les courbes d'amplification maximale de l'accélération horizontale ont une allure beaucoup moins régulière, les plus fortes valeurs d'amplification se produisant généralement entre $x = 1650$ m et $x = 1800$ m.

Dans la zone du glissement réel ($1900 \text{ m} \leq x \leq 2300 \text{ m}$), l'amplification est plus grande pour les signaux sismiques incidents de type HF, ce qui est cohérent avec une couche de surface de faible épaisseur (i.e. fréquence de résonance dans la gamme des HF). Dans la partie supérieure de la zone du glissement réel ($1900 \text{ m} \leq x \leq 2125 \text{ m}$), le signal sismique de fréquence centrale égale à 1,2 Hz engendre une amplification de l'accélération horizontale inférieure ou égale à 3. Au-delà du deuxième escarpement ($x \geq 2100 \text{ m}$), il n'y a pratiquement pas d'amplification. Les signaux sismiques de fréquence centrale supérieure à 2 Hz génèrent une amplification de l'accélération horizontale de l'ordre de 4. Celle-ci est distribuée de façon plus homogène en surface du versant réel qu'en surface du modèle de type pente. Dans la partie inférieure de la zone du glissement réel ($x > 2125 \text{ m}$), l'amplification, maximale pour les signaux sismiques HF, ne dépasse pas la valeur 3.

- Etude de **l'amplification spectrale en surface du versant**

La figure 3-42 donne l'amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du versant réel (a et b), du modèle de type pente (c) et du modèle sans pente (d).

La comparaison de cette figure avec la figure 3-39 obtenue pour le versant homogène montre que la présence de couches de surface de plus faible vitesse sismique multiplie par un facteur 6 l'amplification spectrale au sommet du versant réel et du modèle de type pente. L'amplification spectrale maximale est de l'ordre de 14 pour le versant réel et le modèle de type pente (figures 3-42a à 3-42c), 11 pour le modèle sans pente (figure 3-42d) et inférieure à 2 pour le modèle homogène (figure 3-39). Ainsi, l'amplification topographique et lithologique combinée est d'un ordre de grandeur bien supérieur à l'amplification topographique seule.

Les valeurs maximales de l'amplification spectrale sont localisées au niveau du sommet du versant pour une fréquence proche de 1 Hz. Le long du flanc SSE, l'amplification diminue et la fréquence à laquelle le maximum d'amplification se produit augmente. Ce comportement est cohérent avec une diminution de l'épaisseur de la couche d'arénites depuis le sommet du versant jusqu'à sa base.

Dans la zone du glissement réel ($1900 \text{ m} \leq x \leq 2300 \text{ m}$), l'amplification spectrale est maximale pour une fréquence supérieure à 2 Hz (figure 3-42b). Le pic d'amplification (8,5) est localisé dans la partie supérieure de la zone du glissement réel.

Notons que le versant réel et le modèle de type pente produisent la même distribution d'amplifications spectrales (figures 3-42a et 3-42c).

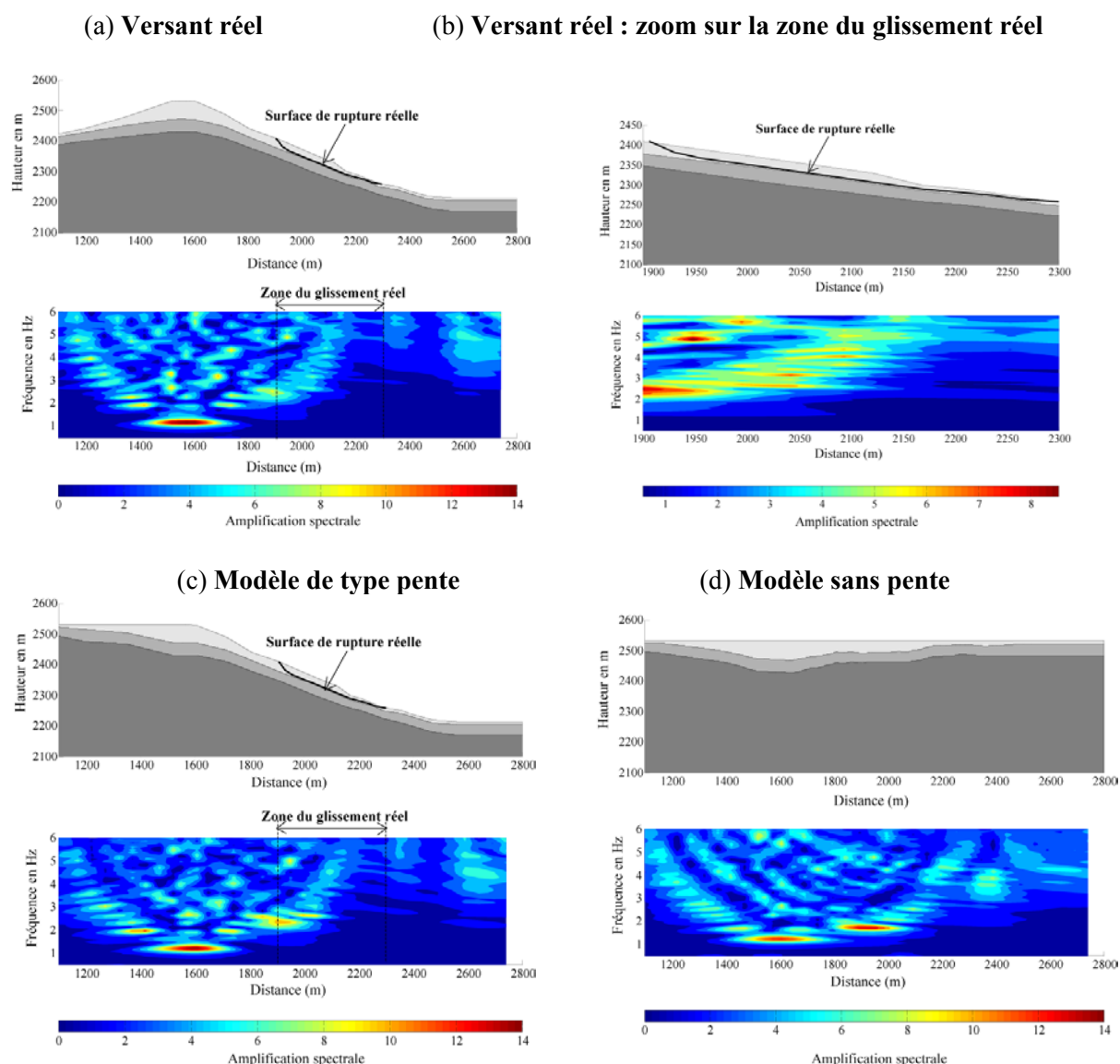


Figure 3-42 : Amplification spectrale de l'accélération horizontale en surface du **versant réel** (a et b), du **modèle de type pente** (c) et du **modèle sans pente** (d).

- Etude des **effets de site topographiques et lithologiques combinés au sein du versant** (versant réel et modèle de type pente)

La figure 3-43 donne l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant réel lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 1,2 ; 2,4 ou 3,7 Hz. Nous avons préalablement vérifié que cette distribution des amplifications maximales au sein du versant de Suusamyrl est bien représentative des mouvements sismiques subis par ce versant au cours de la sollicitation dynamique.

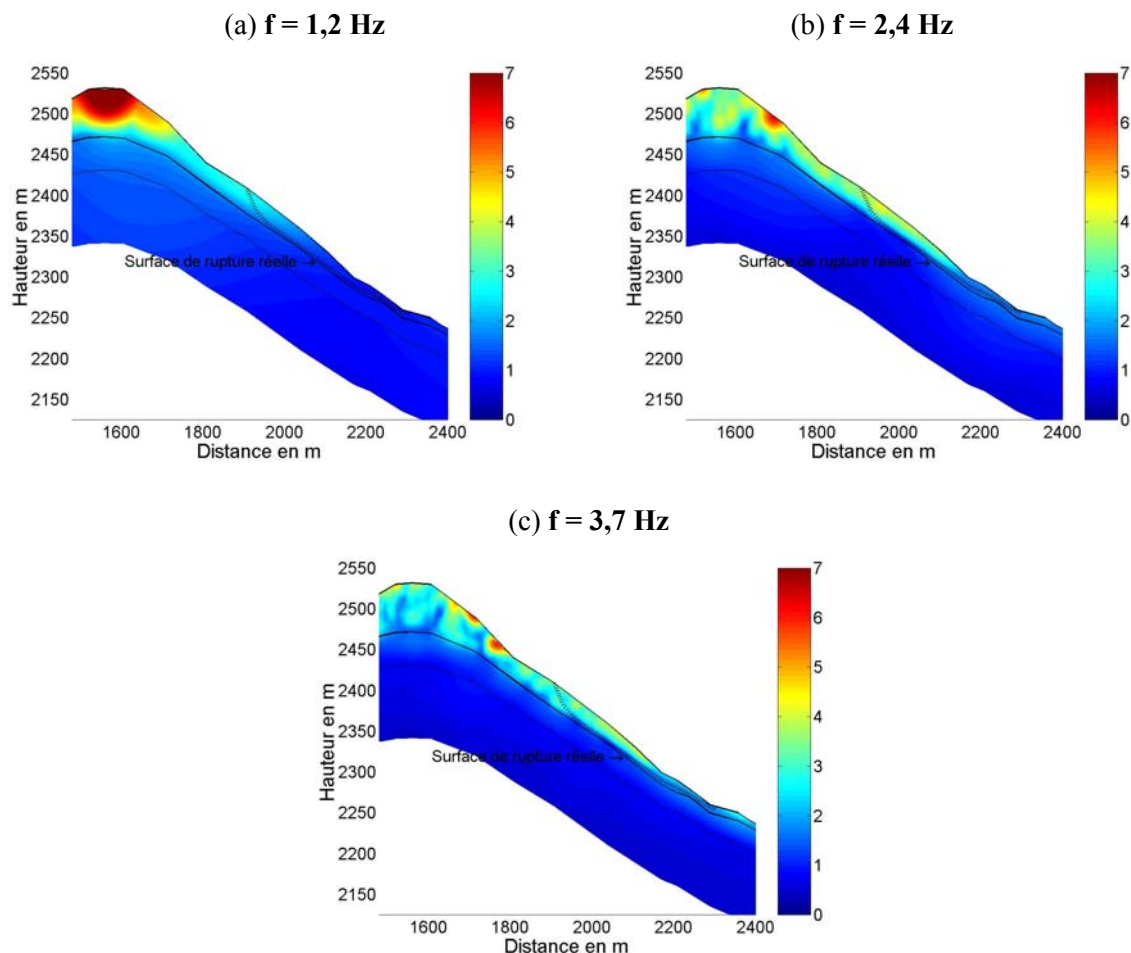


Figure 3-43 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **versant réel** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a) ; **2,4 Hz** (b) et **3,7 Hz** (c).

Cette figure montre que les plus fortes amplifications sont localisées au niveau du sommet du versant. Elles sont d'autant plus grandes et plus largement distribuées sous la crête du versant que ce dernier est soumis à un signal sismique BF. Pour des signaux sismiques de fréquence centrale supérieure à 2 Hz, des amplifications de l'ordre de 5 sont obtenues au niveau des ruptures de pente, entre $x = 1650$ m et $x = 1800$ m. Dans la partie inférieure du versant, les amplifications, plus grandes pour des signaux sismiques HF, ne dépassent pas la valeur 4. Ces distributions sont contrôlées par l'épaisseur de la couche d'arénites.

La figure 3-44 confirme les résultats observés pour le versant homogène. Dans le cas d'un signal sismique BF, l'amplification est inférieure à 3 dans la zone du glissement réel ($1900 \text{ m} \leq x \leq 2300 \text{ m}$), les plus fortes valeurs d'amplification se produisant dans la partie supérieure de la zone du glissement réel (figure 3-44a). Ces amplifications sont liées au phénomène de piégeage de l'énergie sismique sous la crête du versant. En revanche, dans le cas d'un signal sismique plus HF, la figure 3-44b montre que les fortes amplifications de l'accélération horizontale (< 4) qui se produisent sur l'ensemble de la zone du glissement réel ont leur origine dans la partie inférieure de la zone du glissement réel.

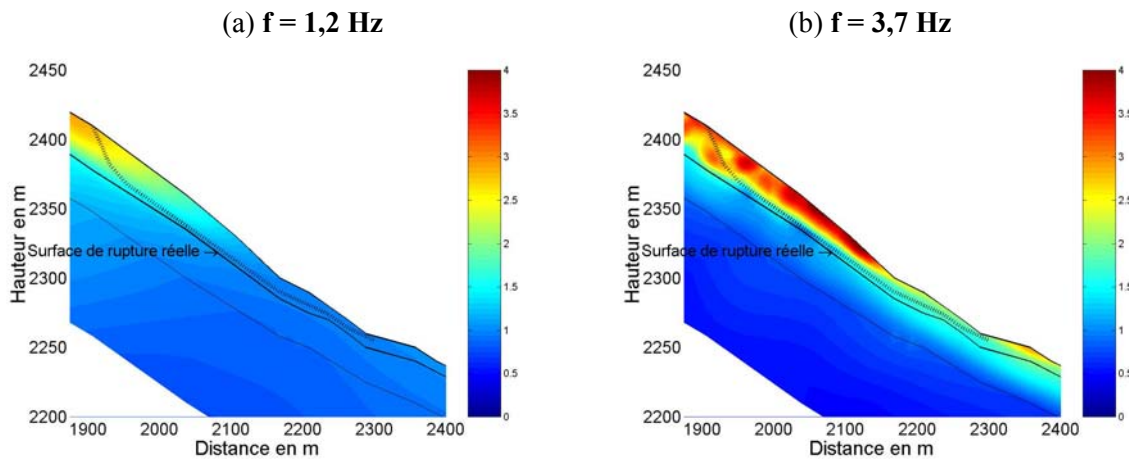


Figure 3-44 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **versant réel** lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à **1,2 Hz** (a) ou **3,7Hz** (b) : zoom sur la zone du glissement réel de Suusamy.

Enfin la comparaison des figures 3-45a et 3-45b, qui donnent l'amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du versant réel (a) et du modèle de type pente (b) lorsque ces derniers sont soumis à un signal sismique Ricker de fréquence centrale égale à 3,7 Hz, montre qu'entre les abscisses $x = 1650$ et $x = 1800 \text{ m}$, l'amplification est plus faible et moins largement distribuée dans le cas du modèle de type pente.

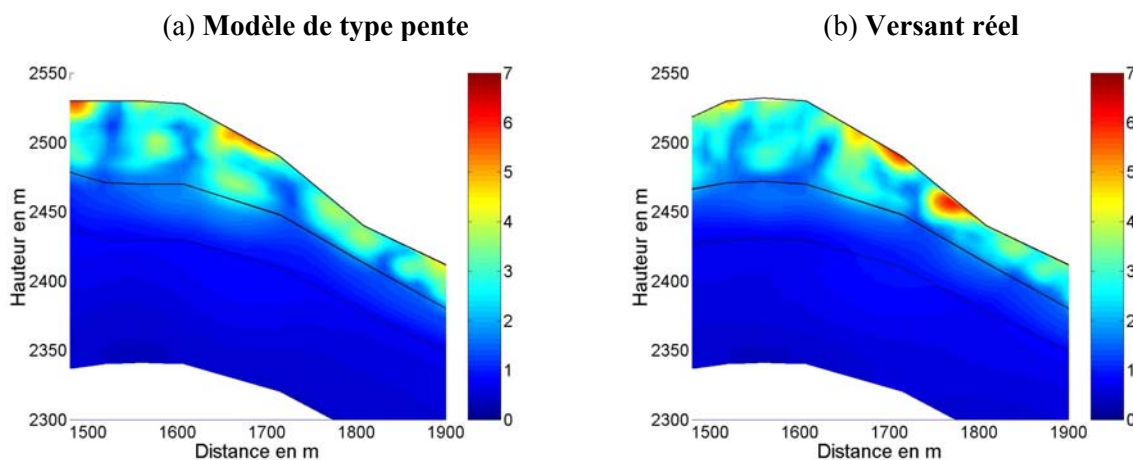


Figure 3-45 : Amplification maximale de l'accélération horizontale au sein du **modèle de type pente** (a) et du **versant réel** (b).

- Conclusion

L'étude des effets de site présentée ci-dessus a montré qu'au sommet du versant, les plus fortes valeurs d'amplification sont obtenues pour un signal sismique incident de type BF alors que, dans la zone du glissement réel, les amplifications sont d'autant plus fortes que le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF. Ceci s'explique par l'épaisseur de la couche d'arénites : plus cette dernière est épaisse (sommet du versant), plus la fréquence de résonance de cette portion du versant est dans la gamme des BF. Ainsi, la distribution des amplifications au sein du versant de Suusamyr est très largement contrôlée par les structures géologiques du versant et le contenu fréquentiel du signal sismique incident. Ceci est confirmé par la comparaison de la valeur maximale de l'amplification topographique et lithologique combinée au sein du versant avec la valeur maximale de l'amplification topographique seule au sein du versant : alors que l'amplification topographique et lithologique combinée peut atteindre 7 au sein du versant, l'amplification topographique seule ne dépasse pas la valeur 1,7.

De même que pour le versant de Las Colinas, les signaux sismiques incidents de contenu fréquentiel BF sont à l'origine de fortes amplifications sur un plus grand volume sous la crête du versant et en aval de celle-ci que les signaux sismiques incidents de contenu fréquentiel plus HF. Dans la zone du glissement réel, les amplifications générées par des signaux sismiques incidents de type BF sont liées au phénomène de piégeage de l'énergie sismique sous la crête du versant alors que, dans le cas de signaux sismiques plus HF, ces amplifications trouvent leur origine dans la partie inférieure de la zone du glissement réel (résonance de cette portion du versant dans le cas de signaux sismiques HF). Cette zone présente des points diffractants qui accentuent le phénomène d'amplification des mouvements sismiques pour certains contenus fréquentiels.

3.2.5. Etude de la stabilité du versant de Suusamyr sous sollicitations dynamiques : les effets de site ont-ils joué un rôle dans le déclenchement de cette instabilité ?

L'étude de nature paramétrique présentée ci-après permet d'évaluer le potentiel de rupture du versant de Suusamyr ainsi que les caractéristiques de la masse instable, en fonction des conditions sismiques et mécaniques qui, on le rappelle, sont peu documentées. Plusieurs simulations numériques ont donc été réalisées en faisant varier d'une part le PGA du signal sismique incident, son contenu fréquentiel et sa durée et, d'autre part, les valeurs résiduelles de la cohésion et de l'angle de frottement des arénites, autrement dit, les configurations mécaniques. Toutes ces simulations sont synthétisées dans le tableau 3-8. La comparaison des résultats des configurations mécaniques I à III permet d'évaluer l'impact de la valeur résiduelle de la cohésion sur le comportement dynamique du versant. De même, la comparaison des résultats des configurations mécaniques III à V permet d'évaluer l'impact de la valeur résiduelle de l'angle de frottement sur le comportement dynamique du versant.

MODELE	SIGNAL SISMIQUE INCIDENT			RESISTANCE AU CISAILEMENT DES ARENITES		
	PGA (g)	Fréquence centrale (Hz)	Durée (s)	C _{res} (kPa)	φ _{res} (°)	Configuration mécanique n°
Versant réel	0,05 à 0,6	1,2 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	10	15	24	I
	0,05 à 0,6	1,2 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	10 ou 6	10	24	II
	0,05 à 0,6	1,2 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	10	0	24	III
	0,1	1,2 ou 3,7	10	0	20	IV
	0,1	1,2 ou 3,7	10 ou 4	0	15	V
Modèle de type pente	0,05 à 0,6	1,2 ; 2 ; 2,4 ; 3 ou 3,7	6	10	24	II

Tableau 3-8 : Synthèse des différentes simulations numériques réalisées dans le cadre de cette étude de la stabilité du versant de Suusamyr.

La position des surfaces de rupture obtenues avec le logiciel FLAC est comparée aux observations de terrain puis une étude croisée des différents cas de rupture et de la répartition des mouvements sismiques au sein du versant est menée dans l'objectif de déterminer le rôle joué par les effets de site lors du déclenchement du glissement de Suusamyr.

3.2.5.1. Impact des paramètres du signal sismique incident sur le déclenchement d'une instabilité dans le versant

Pour chaque configuration mécanique envisagée dans ce travail, on étudie l'impact des paramètres du signal sismique incident sur le comportement dynamique du versant.

- **Configuration mécanique I** ; sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement des arénites diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : **C_{res} = 15 kPa et φ_{res} = 24°**.

Potentiel de rupture du versant

La figure 3-46 donne le potentiel de rupture du versant en fonction du PGA et de la fréquence centrale du signal sismique incident. Cette figure montre que, dans le cas de signaux sismiques incidents de fort PGA ($\geq 0,25$ g), il y a rupture quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident. Pour les plus faibles valeurs du PGA en revanche, les instabilités ne se produisent que lorsque le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des BF ($f < 2,5$ Hz). Pour ce type de condition sismique, la figure 3-43 montre que les amplifications des mouvements sismiques sont fortes et réparties sur un grand volume sous la crête du versant alors que, dans le cas de signaux sismiques incidents plus HF, ces amplifications sont plus faibles et plus localisées. Elles sont donc beaucoup moins pénalisantes pour la stabilité d'ensemble du versant.

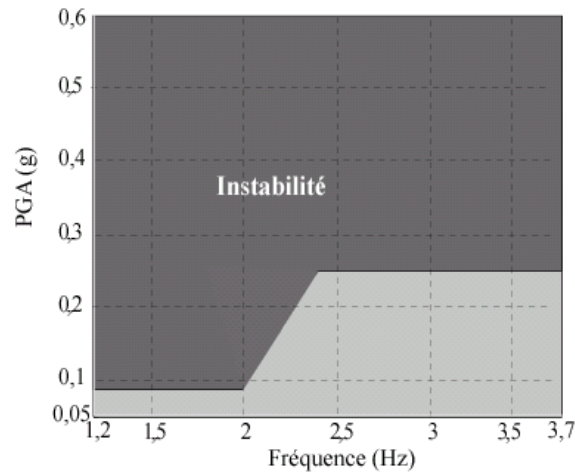


Figure 3-46 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la **configuration mécanique I**.

Position de la surface de rupture

La figure 3-47 illustre un cas de rupture représentatif de l'ensemble des ruptures observées dans les conditions de la configuration mécanique I. Le signal sismique à l'origine de cette rupture a un PGA de 0,3 g, une fréquence centrale de 1,2 Hz et une durée de 10 s.

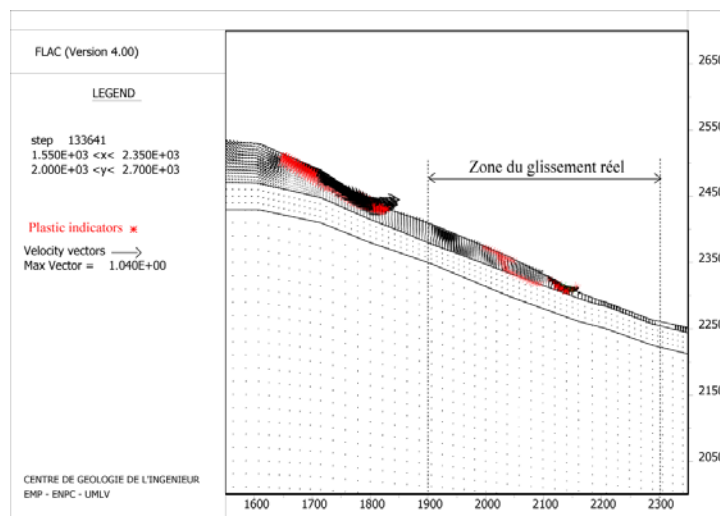


Figure 3-47 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant.

Cette figure montre que la zone instable obtenue avec le logiciel FLAC est localisée sous la crête du versant ($x = 1680-1800$ m), en amont du premier escarpement du glissement réel. Or, c'est précisément dans cette zone, soit entre $x = 1650$ m et $x = 1800$ m, que de fortes amplifications des mouvements sismiques ont été observées (figure 3-43). **Il est donc légitime de penser que les phénomènes d'amplification de l'accélération horizontale par la surface topographique et les structures géologiques du versant ont pu jouer un rôle dans le déclenchement des instabilités observées avec le logiciel FLAC.**

Quels que soient le PGA et le contenu fréquentiel du signal sismique incident, les mouvements sous la crête du versant sont de plus forte amplitude que ceux obtenus dans la zone du glissement réel (figure 3-47), ce qui ne correspond pas aux observations de terrain (paragraphe 3.2.2.7). Dans la zone du glissement réel, on n'observe pas d'instabilité. Un certain nombre d'éléments ont néanmoins atteint le critère de rupture, notamment autour de l'abscisse $x = 2000$ m mais les vecteurs vitesse de cette zone ont une orientation aléatoire (figure 3-47).

Caractéristiques de la masse instable

Chaque rupture obtenue avec le logiciel FLAC est caractérisée par sa taille et l'angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale. On rappelle que cet angle, compris entre 0 et 90°, est évalué vers le bas depuis l'horizontale : il renseigne sur la profondeur de la surface de rupture et donc, indirectement, sur la profondeur de l'instabilité.

Le tableau 3-9 regroupe les caractéristiques de la masse instable pour différents scénarios sismiques. Compte tenu de la position de la surface de rupture dans la pente, la description de l'instabilité en termes de b (extension de la surface de rupture en amont de la crête) et de h (hauteur du volume instable) nous semble ici moins appropriée que dans le cas du versant de Las Colinas.

SIGNAL SISMIQUE			MASSE INSTABLE $x = 1680-1800$ m	
PGA (g)	Freq (Hz)	Durée (s)	Angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale (°)	Aire (m²)
0,1	1,2	10	26,4	1854
0,3	1,2	10	26,6	1857
0,5	1,2	10	26,3	1856
0,3	2,4	10	24,7	1522
0,3	3,7	10	24	1321

Tableau 3-9 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la **configuration mécanique I**.

Le tableau 3-9 montre que, pour une fréquence donnée (ici, 1,2 Hz), l'aire de la masse instable est constante quel que soit le PGA du signal sismique incident. En revanche, on observe que, pour un PGA donné (ici, 0,3 g), l'aire de la masse instable diminue lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident augmente. Cette diminution atteint près de 30 % lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident passe de 1,2 à 3,7 Hz. Ce résultat, qui souligne **l'influence du contenu fréquentiel du signal sismique incident sur le comportement dynamique du versant**, est très certainement lié à la distribution des amplifications des mouvements sismiques dans cette zone du versant (figure 3-43).

Le tableau 3-9 montre également que l'angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale est d'autant plus grand que la fréquence centrale du signal sismique incident est dans la gamme des BF. L'instabilité est donc un peu plus profonde pour les signaux sismiques incidents de type BF. Ce résultat peut expliquer pourquoi l'aire de la masse instable est plus

grande à BF qu'à HF, la longueur de l'instabilité mesurée horizontalement étant par ailleurs à peu près la même.

- **Configuration mécanique II** : sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement des arénites diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : $C_{res} = 10 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 24^\circ$.

La figure 3-48 et le tableau 3-10, qui donnent respectivement le potentiel de rupture du versant et les caractéristiques de la masse instable, montrent qu'une plus forte diminution de la valeur de la cohésion des arénites entraîne une augmentation de la susceptibilité du versant.

Potentiel de rupture du versant

La comparaison des figures 3-46 et 3-48 montre que, pour un signal sismique de contenu fréquentiel donné, le PGA nécessaire au déclenchement d'une instabilité est plus faible pour la configuration mécanique II que pour la configuration mécanique I. Ce résultat est d'autant plus vrai que le contenu fréquentiel du signal sismique incident est dans la gamme des HF. Dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale égale à 3,7 Hz par exemple, ce PGA est égal à 0,15 g dans les conditions de la configuration mécanique II contre 0,25 g dans les conditions de la configuration mécanique I.

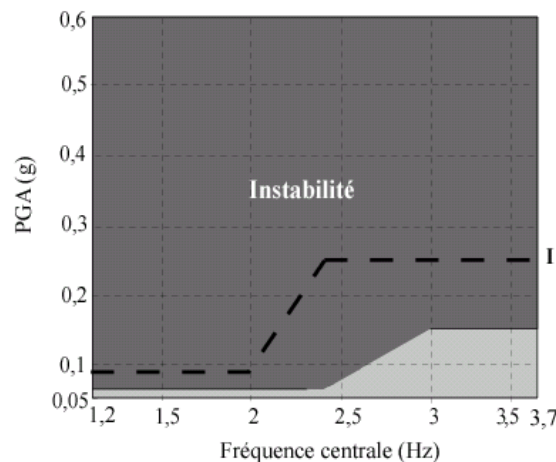


Figure 3-48 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la **configuration mécanique II**. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés épais, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique I.

Caractéristiques de la masse instable

De même, pour des conditions sismiques données, l'aire de la masse instable est plus grande pour la configuration mécanique II que pour la configuration mécanique I. Ceci est illustré par la comparaison des tableaux 3-9 et 3-10.

SIGNAL SISMIQUE			MASSE INSTABLE x = 1680-1800 m	
PGA (g)	Freq (Hz)	Durée (s)	Angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale (°)	Aire (m²)
0,1	1,2	10	26,9	2187
0,3	1,2	10	27,2	1951
0,3	2,4	10	22,1	1538
0,2	3,7	10	21,3	1399
0,3	3,7	10	21,8	1447

Tableau 3-10 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la **configuration mécanique II**.

Position de la surface de rupture

Pour les signaux sismiques de faible PGA ou de contenu fréquentiel HF, l'instabilité est localisée sous la crête du versant (figure 3-49). En revanche, dans le cas de signaux sismiques incidents de fort PGA et de contenu fréquentiel BF, la surface de rupture s'étend partiellement jusqu'à la zone du glissement réel. Ceci est illustré par la figure 3-50 qui représente les instabilités générées par un signal sismique de PGA égal à 0,5 g, de fréquence centrale égale à 1,2 Hz et de durée égale à 10 s. Cette figure fait apparaître deux zones de glissement :

- un glissement supérieur localisé entre $x = 1670$ m et $x = 1800$ m qui concentre l'essentiel des mouvements forts. Ce glissement correspond au glissement obtenu dans les conditions de la configuration mécanique I. Il sera désigné ci-dessous sous l'appellation glissement supérieur.
- un glissement d'ensemble du versant ($x = 1600$ -2200 m) qui englobe le glissement supérieur présenté ci-dessus. La surface de rupture de cette instabilité se situe le long de l'interface arénites/argiles silteuses. L'amplitude des vecteurs vitesse au sein de ce volume instable est près de 4 fois plus faible que celle observée au sein du glissement supérieur.

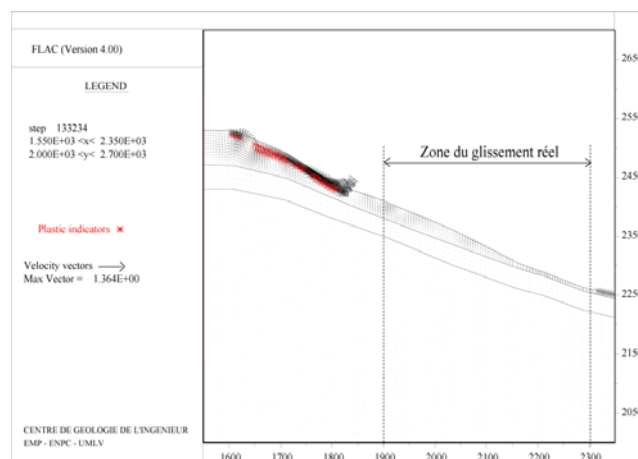
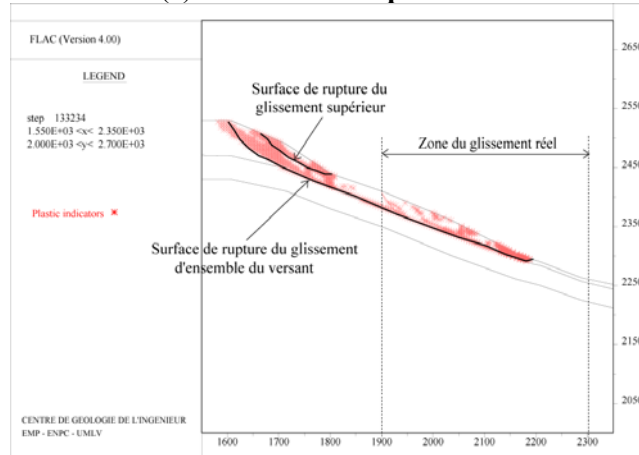


Figure 3-49 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de **PGA égal à 0,2 g**, de **fréquence centrale égale à 3,7 Hz** et de durée égale à 10 s.

(a) Indicateurs de plasticité



(b) Vecteurs vitesse

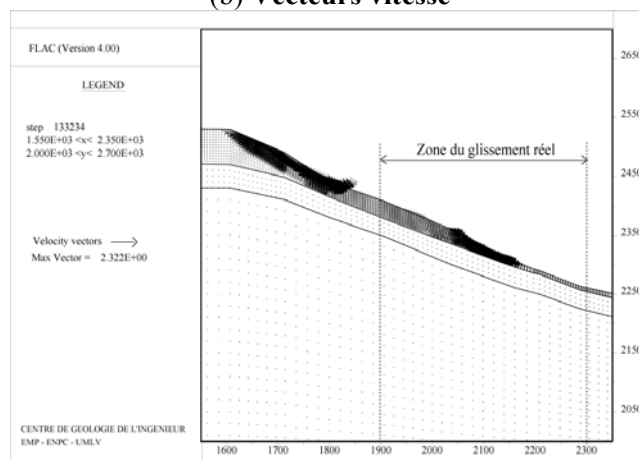


Figure 3-50 : Indicateurs de plasticité (a) et vecteurs vitesse (b) au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique Ricker de **PGA égal à 0,5 g**, de **fréquence centrale égale à 1,2 Hz** et de durée égale à 10 s.

Influence de la durée du signal sismique incident sur la réponse dynamique du versant

Enfin, la comparaison des figures 3-48 et 3-51 illustre l'influence de la durée du signal sismique incident sur le comportement dynamique du versant.

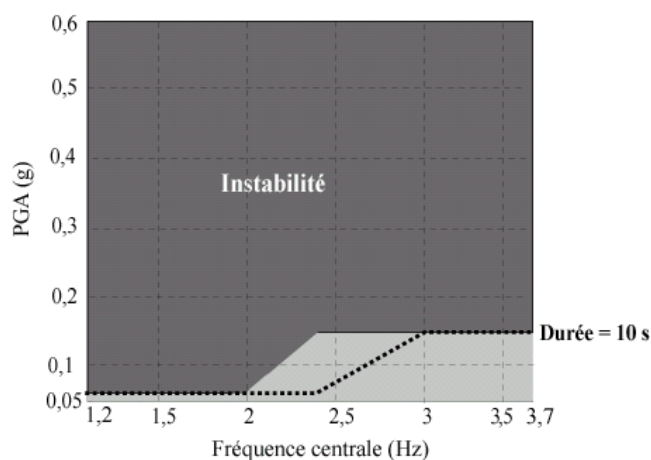


Figure 3-51 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la **configuration mécanique II**. La **durée du signal sismique** incident est égale à **6 s**. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour une **durée du signal sismique incident égale à 10 s**.

Dans le cas de signaux sismiques incidents de fort PGA et/ou de contenu fréquentiel BF, le potentiel de rupture du versant est identique quelle que soit la durée du signal sismique incident. Le résultat contraire est obtenu lorsque le PGA est égal à 0,1 g et la fréquence centrale du signal sismique incident à 2,4 Hz (figure 3-51).

Dans ces conditions sismiques, le volume des instabilités est plus grand lorsque la durée du signal sismique incident augmente (tableaux 3-10 et 3-11).

SIGNAL SISMIQUE			MASSE INSTABLE x = 1680-1800 m	
PGA (g)	Freq (Hz)	Durée (s)	Angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale (°)	Aire (m ²)
0,1	1,2	6	24,2	1995
0,3	1,2	6	27,1	1706
0,3	3,7	6	20,8	1412

Tableau 3-11 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la **configuration mécanique II**. La **durée du signal sismique incident** est égale à **6 s**.

La position de la surface de rupture est davantage contrôlée par le PGA et le contenu fréquentiel du signal sismique incident que par sa durée : dans le cas de signaux sismiques incidents de PGA égal à 0,1 g et de fréquence centrale égale à 2,4 Hz, l'instabilité se développe sous la crête du versant (figure 3-49) alors que dans le cas de signaux sismiques de plus fort PGA et de contenu fréquentiel BF, les deux instabilités présentées dans la figure 3-50 sont obtenues.

Impact de la convexité du relief sur le déclenchement d'une instabilité dans le versant

Des simulations numériques ont également été réalisées avec le modèle de type pente dans l'objectif de définir le rôle de la convexité du relief sur le comportement dynamique du versant.

La figure 3-52 donne le potentiel de rupture du modèle de type pente pour un signal sismique incident de durée égale à 6 s ainsi que la courbe délimitant le domaine des instabilités dans le cas du versant réel. Cette figure montre que le potentiel de rupture du versant réel est plus grand que celui du modèle de type pente, en particulier pour les signaux sismiques de faible PGA et de contenu fréquentiel HF. Or, nous avons observé, dans la figure 3-45, que, dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale égale à 3,7 Hz, l'amplification de l'accélération horizontale est plus faible et moins largement distribuée dans le cas du modèle de type pente. Ceci permet d'expliquer pourquoi le potentiel de rupture du versant réel est plus grand que celui du modèle de type pente.

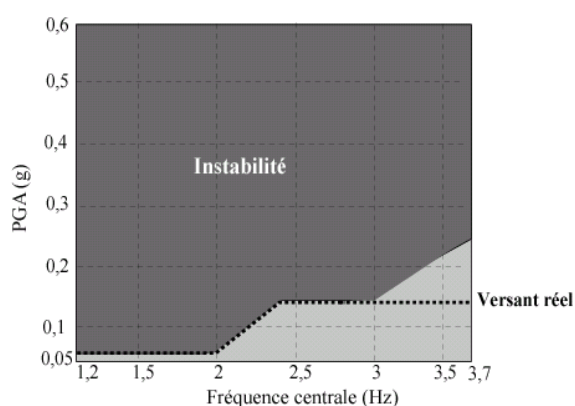


Figure 3-52 : Potentiel de rupture du **modèle de type pente** dans les conditions de la **configuration mécanique II**. La durée du signal sismique incident est égale à 6 s. A titre de comparaison, on représente, par des pointillés, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour le **versant réel**.

La comparaison des tableaux 3-11 et 3-12 montre de plus que la convexité du relief a une influence sur les dimensions de la masse instable, l'aire de la masse instable étant généralement plus grande pour le relief le plus convexe (versant réel). Ce résultat s'explique de nouveau par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant (figure 3-45).

SIGNAL SISMIQUE			MASSE INSTABLE x = 1680-1800 m	
PGA (g)	Freq (Hz)	Durée (s)	Angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale (°)	Aire (m²)
0,1	1,2	6	31,2	1572
0,3	1,2	6	27,9	1654
0,3	2,4	6	26,9	1638
0,3	3,7	6	25,6	1336

Tableau 3-12 : Caractéristiques des instabilités de versants.

Ainsi, les résultats présentés dans ce paragraphe permettent de conclure que la convexité du relief facilite le déclenchement d'instabilités pour de plus faibles valeurs du PGA. Elle influe également sur la taille de ces instabilités.

- **Configuration mécanique III** : sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement des arénites diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : $C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 24^\circ$.

Potentiel de rupture du versant et caractéristiques de la masse instable

Comme le montrent la figure 3-53 et le tableau 3-13, les résultats obtenus pour la configuration mécanique III confirment ceux obtenus pour les configurations mécaniques I et II. Nous ne détaillerons donc pas davantage ces résultats qui seront utilisés par la suite à titre de comparaison.

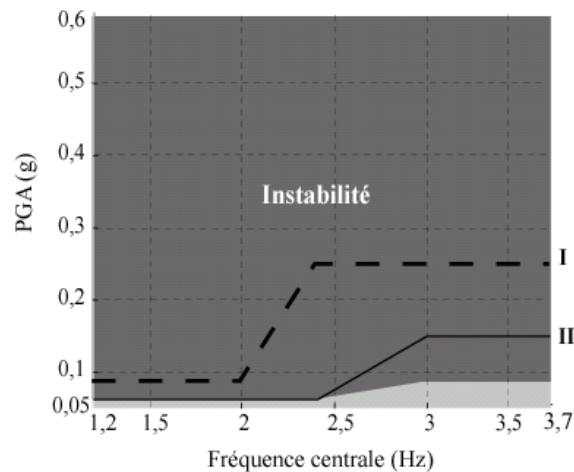


Figure 3-53 : Potentiel de rupture du versant dans les conditions de la **configuration mécanique III**.

A titre de comparaison, on représente, par des pointillés épais, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique I et, par un trait plein, la courbe délimitant le domaine des instabilités pour la configuration mécanique II.

SIGNAL SISMIQUE			MASSE INSTABLE x = 1680-1800 m	
PGA (g)	Freq (Hz)	Durée (s)	Angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale (°)	Aire (m²)
0,1	1,2	10	27,5	2108
0,1	3	10	24	1427
0,1	1,2	6	16,5	1411

Tableau 3-13 : Caractéristiques de la masse instable dans les conditions de la **configuration mécanique III**.

Quelle que soit la diminution envisagée de la cohésion des arénites sous l'effet de la sollicitation dynamique, les surfaces de rupture obtenues avec le logiciel FLAC sont donc essentiellement localisées sous la crête du versant, conformément aux résultats des modélisations numériques réalisées par Havenith (2002) en conditions sèches (paragraphe

3.2.2.7). L'analyse comparée des différents cas de ruptures et des effets de site montre que les instabilités se produisent préférentiellement dans des zones du versant caractérisées par de fortes amplifications de l'accélération horizontale.

Dans la suite de ce paragraphe, nous envisageons le cas d'une plus forte diminution des propriétés mécaniques de la couche de surface sous l'effet de la sollicitation dynamique. Dans ces conditions, il y a pratiquement toujours rupture sous sollicitations dynamiques, y compris pour de faibles secousses sismiques. On cherche alors à analyser l'influence du contenu fréquentiel du signal sismique incident, de sa durée et de la valeur résiduelle de l'angle de frottement des arénites sur la position de la surface de rupture. Seuls des signaux sismiques incidents de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 1,2 ou 3,7 Hz et de durée variable (10 ou 4 s) sont considérés.

- **Configuration mécanique IV** : sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement des arénites diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : $C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 20^\circ$.

Position de la surface de rupture et caractéristiques de la masse instable

La figure 3-54 représente l'instabilité générée par un signal sismique de fréquence centrale égale à 1,2 Hz et de durée égale à 10 s. Cette figure montre que, dans les conditions de la configuration mécanique IV et pour un signal sismique de contenu fréquentiel BF, une surface de rupture se développe sur toute la hauteur du versant, le long de l'interface arénites/argiles silteuses, entre $x = 1600 \text{ m}$ et $x = 2175 \text{ m}$. Contrairement à la surface de rupture d'ensemble obtenue pour un signal sismique de fort PGA et de contenu fréquentiel BF dans les conditions des configurations mécaniques II et III, cette surface de rupture présente des mouvements identiques sur l'ensemble du volume instable, y compris dans la zone du glissement réel (figure 3-54). La figure 3-43 montre que, dans le cas de signaux sismiques incidents de type BF, l'amplification, qui prend ses plus fortes valeurs sous la crête du versant, se prolonge jusqu'à la partie supérieure de la zone du glissement réel. La position de la surface de rupture dans le versant est donc en rapport avec la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein de ce versant.

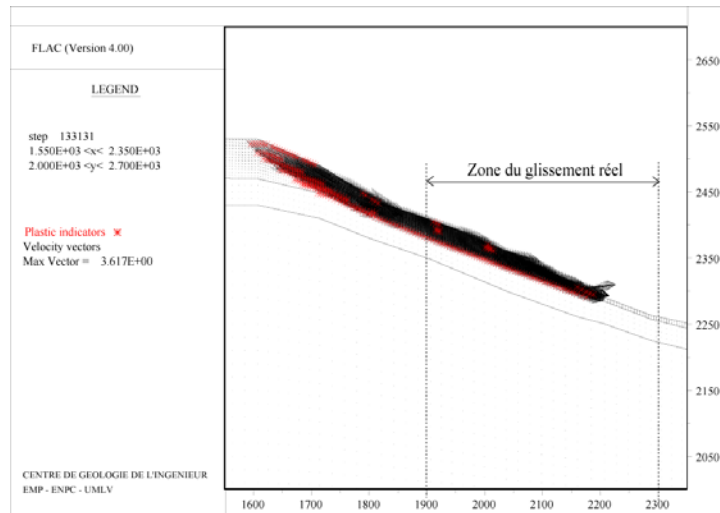


Figure 3-54 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de **fréquence centrale égale à 1,2 Hz** et de durée égale à 10 s.

L'aire de la masse instable est estimée à 15 430 m² et l'angle moyen des vecteurs vitesse par rapport à l'horizontale est égal à 20,5°, ce qui correspond à l'inclinaison moyenne de l'interface arénites/argiles silteuses.

Lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident augmente, on observe un changement dans le comportement dynamique du versant. Ceci est illustré par la figure 3-55 qui représente les instabilités générées par un signal sismique de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée égale à 10 s. Cette figure fait apparaître deux surfaces de rupture disjointes donnant lieu à deux instabilités relativement superficielles et de volume comparable (aire de la masse instable $\approx$ 2500 m² pour chacune de ces instabilités) :

- une surface de rupture supérieure, localisée entre $x = 1600$ m et $x = 1800$ m ;
- une surface de rupture inférieure, localisée entre $x = 2000$ m et $x = 2225$ m . Cette deuxième surface de rupture se situe donc dans la partie inférieure de la zone du glissement réel.

La position de ces deux surfaces de rupture est contrôlée par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant. En effet, nous avons observé dans les figures 3-43 et 3-44 que, dans le cas de signaux sismiques incidents de type HF, deux zones d'amplification disjointes sont générées : la première est localisée au niveau des ruptures de pente sous la crête du versant et la seconde dans la zone du glissement réel. Ceci correspond tout à fait aux zones dans lesquelles ont été observées les deux instabilités.

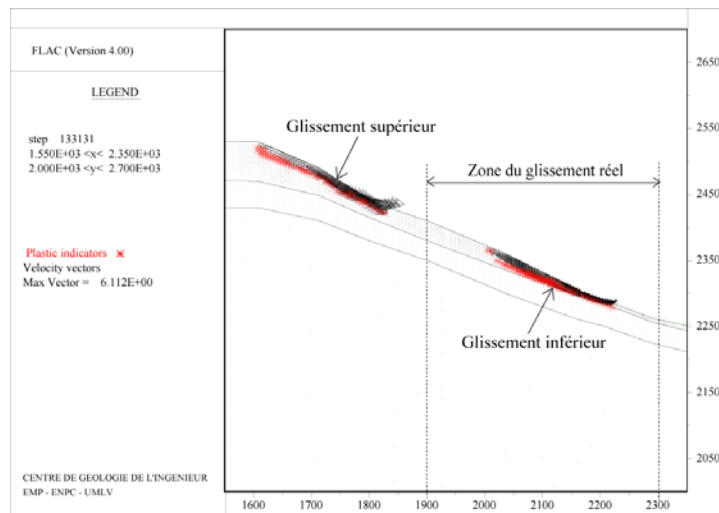


Figure 3-55 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de **fréquence centrale égale à 3,7 Hz** et de durée égale à 10 s.

Ainsi, on peut en conclure que, dans le cas de signaux sismiques de contenu fréquentiel BF, la formation d'une instabilité dans la zone du glissement réel est toujours liée au développement d'une instabilité sous la crête du versant. Seuls les signaux sismiques de contenu fréquentiel plus HF sont susceptibles de générer une instabilité localisée uniquement dans la zone du glissement réel.

- **Configuration mécanique V** : sous l'effet des vibrations sismiques, la cohésion et l'angle de frottement des arénites diminuent jusqu'aux valeurs résiduelles : **$C_{res} = 0 \text{ kPa}$ et $\phi_{res} = 15^\circ$** .

Position de la surface de rupture et caractéristiques de la masse instable

Lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident est égale à 3,7 Hz et sa durée à 10 s, on observe de nouveau la formation de deux surfaces de rupture disjointes (figure 3-56). La surface de rupture supérieure est localisée entre $x = 1600 \text{ m}$ et $x = 1800 \text{ m}$ et la surface de rupture inférieure entre $x = 2000 \text{ m}$ et $x = 2220 \text{ m}$. Les caractéristiques de ces deux instabilités sont comparables à celles obtenues dans les mêmes conditions sismiques pour la configuration mécanique IV, l'aire de la masse instable étant légèrement supérieure ($\approx 2700 \text{ m}^2$ pour ces deux instabilités).

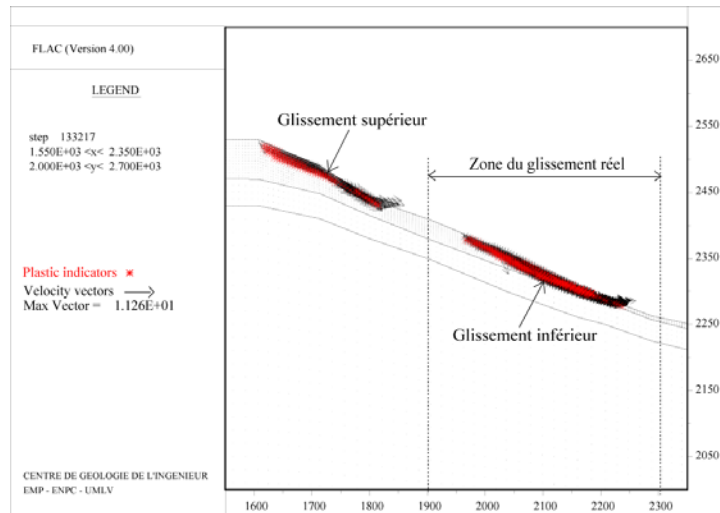


Figure 3-56 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de **fréquence centrale égale à 3,7 Hz** et de **durée égale à 10 s**.

La figure 3-57 montre de nouveau que dans le cas d'un signal sismique plus BF, l'instabilité concerne toute la hauteur du versant ($x = 1600\text{--}2175\text{ m}$). Son aire est estimée à $15\,400\text{ m}^2$ environ. Cette instabilité ne descend pas aussi bas dans le versant que celle générée dans la zone du glissement réel par des signaux sismiques plus HF. Ceci s'explique par la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant : en effet, nous avons observé dans la figure 3-44 que les fortes amplifications générées dans la zone du glissement réel par un signal sismique incident de type BF ne descendent pas aussi bas dans la pente que celles générées par un signal sismique incident plus HF.

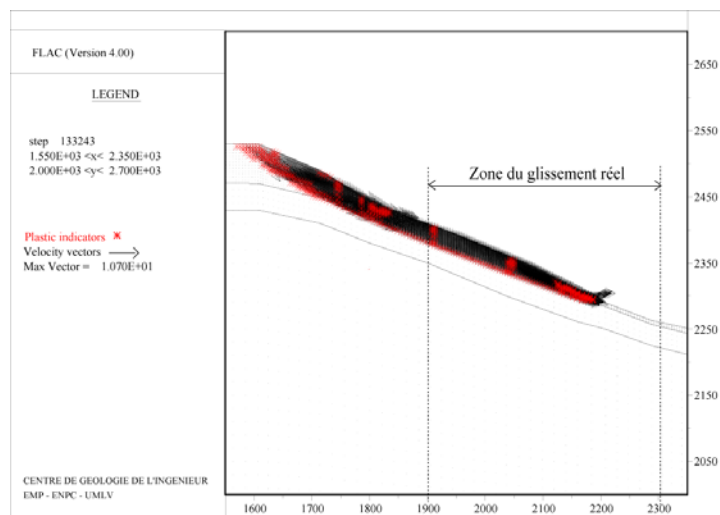


Figure 3-57 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de **fréquence centrale égale à 1,2 Hz** et de **durée égale à 10 s**.

Influence de la durée du signal sismique incident sur la réponse dynamique du versant

Dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale égale à 3,7 Hz mais de plus courte durée (4 s), une seule instabilité se met en place dans le versant : il s'agit de l'instabilité inférieure localisée entre $x = 2000$ m et $x = 2220$ m, soit dans la zone du glissement réel (figure 3-58). Ce résultat s'explique par le fait que la partie basse du versant est la première touchée par les ondes sismiques et donc la première à présenter des signes d'instabilité. Comme le signal sismique est de courte durée, l'énergie qu'il contient est trop faible pour engendrer une instabilité sous la crête du versant.

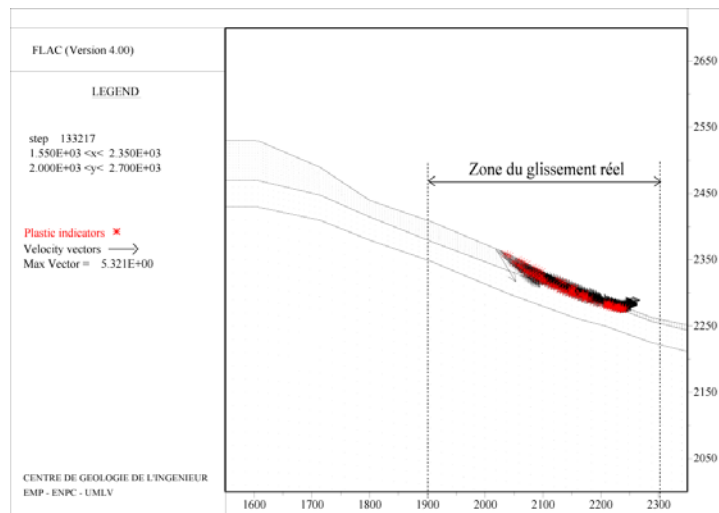


Figure 3-58 : Indicateurs de plasticité et vecteurs vitesse au sein du versant lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de **fréquence centrale égale à 3,7 Hz** et de **durée égale à 4 s**.

Dans le cas d'un signal sismique plus BF, l'instabilité formée est comparable à celle de la figure 3-57.

- Synthèse des résultats

L'analyse des résultats des configurations mécaniques I à V suggère que la stabilité du versant de Suusamyrl sous sollicitations dynamiques dépend non seulement des paramètres du signal sismique incident mais aussi du comportement dynamique des matériaux de la couche de surface (arénites). Une instabilité a été obtenue avec le logiciel FLAC dans la zone du glissement réel lorsque la cohésion et surtout l'angle de frottement de la couche de surface diminuent fortement et que le signal sismique incident est de contenu fréquentiel HF et de courte durée. Cette instabilité s'explique par la distribution des amplifications de l'accélération horizontale au sein du versant (figure 3-43c). Ces amplifications, de l'ordre de 4 dans cette zone du versant dans le cas d'un signal sismique incident de type HF, sont liées au phénomène de résonance ainsi qu'à la diffraction d'ondes sur la surface topographique.

Ainsi, l'étude des effets de site au sein du versant pourrait à elle seule, c'est à dire en conditions sèches, permettre de rendre compte du comportement dynamique du versant de Suusamyrl.

La position de la plupart des surfaces de rupture obtenues avec le logiciel FLAC sous la crête du versant, notamment dans le cas de signaux sismiques incidents de type BF, s'explique par la présence, dans cette zone du versant, de forts niveaux d'amplification des mouvements sismiques essentiellement contrôlés par les structures géologiques du versant.

3.2.5.2. Impact des paramètres de résistance au cisaillement sur le déclenchement d'une instabilité dans le versant

Les résultats des simulations numériques ont montré que pour un signal sismique donné, le potentiel de rupture du versant de Suusamyr, les caractéristiques de la masse instable et la position de la surface de rupture dépendent des propriétés mécaniques de la couche de surface.

- Potentiel de rupture du versant

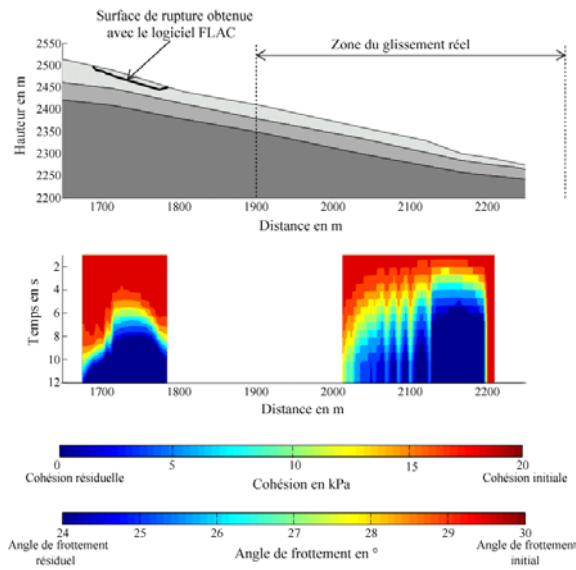
Plus les valeurs de la cohésion et de l'angle de frottement de la couche de surface diminuent sous l'effet de la sollicitation dynamique, plus le coefficient de sécurité du versant se rapproche de la valeur 1, ce qui a pour conséquence de faciliter le déclenchement d'une rupture. Ainsi le potentiel de rupture du versant est d'autant plus grand que les propriétés mécaniques résiduelles de la couche de surface sont faibles.

- Position de la surface de rupture

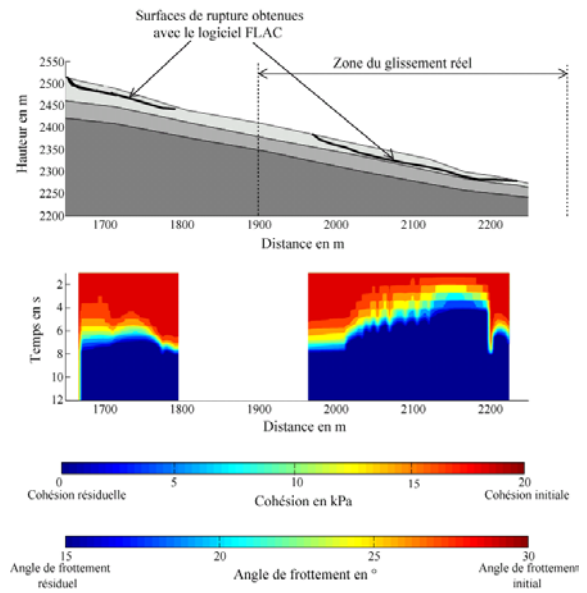
La position de la plupart des surfaces de rupture sous la crête du versant est peu surprenante dans la mesure où cette zone du versant est la plus pentue, et donc, la plus instable. L'étude des effets de site a également montré que cette zone du versant est caractérisée par de fortes amplifications de l'accélération horizontale qui contribuent à déstabiliser le versant.

Dans le cas d'un signal sismique de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de courte durée, l'instabilité obtenue avec le logiciel FLAC se produit préférentiellement sous la crête du versant dans les conditions de la configuration mécanique II alors qu'elle est localisée dans la zone du glissement réel dans les conditions de la configuration mécanique V. La figure 3-59 donne l'évolution, en fonction du temps, de la cohésion et de l'angle de frottement de tous les points de la ou des surface(s) de rupture potentielles. Cette figure a été obtenue pour un signal sismique Ricker de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée variable (10 ou 4 s). La figure 3-59a correspond aux conditions de la configuration mécanique III et les figures 3-59b et 3-59c aux conditions de la configuration mécanique V.

(a) Configuration mécanique III et durée = 10 s



(b) Configuration mécanique V et durée = 10 s



(c) Configuration mécanique V et durée = 4 s

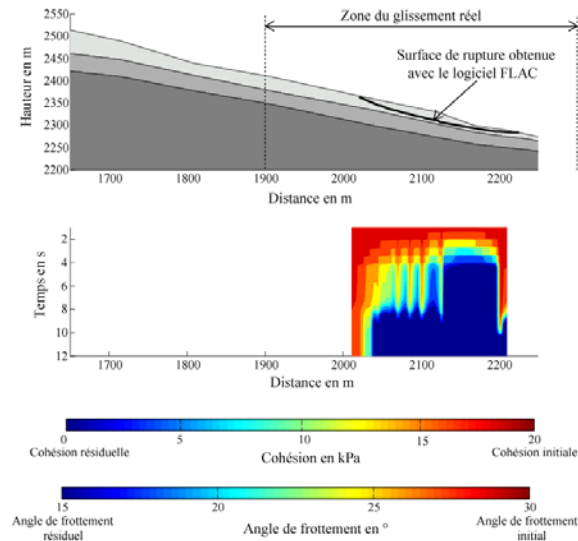


Figure 3-59 : Evolution de la cohésion (kPa) et de l'angle de frottement (°), en fonction du temps, le long de la ou des surface(s) de rupture potentielle(s) : (a) configuration mécanique III et durée = 10 s ; (b) configuration mécanique V et durée = 10 s et (c) configuration mécanique V et durée = 4 s.

La figure 3-59a montre que la diminution de la cohésion et de l'angle de frottement affecte tout d'abord la partie inférieure de la zone du glissement réel, zone qui concentre l'essentiel des déformations plastiques au début de la sollicitation dynamique (temps de trajet des ondes sismiques court). Ainsi, de même qu'en conditions statiques, l'instabilité commence à se former dans la partie la plus basse de la future surface de rupture. Dans la partie supérieure de la zone du glissement réel, la diminution de la cohésion et de l'angle de frottement se produit

plus tardivement et certains points de cette zone n'atteignent jamais l'état résiduel ($C_{\text{res}} = 0$ kPa et $\varphi_{\text{res}} = 24^\circ$). Ceci est confirmé par les figures 3-60a et 3-61a qui représentent la distribution de la cohésion et de l'angle de frottement au sein du versant, après l'arrêt de la sollicitation dynamique. Ces figures ont été obtenues pour un signal sismique de PGA égal à 0,1 g, de fréquence centrale égale à 3,7 Hz et de durée égale à 10 s. Lorsque la cohésion est réduite à 0 kPa dans la couche d'arénites, le coefficient de sécurité statique du versant tend vers $\frac{\tan(\varphi)}{\tan(\alpha)}$ où φ représente l'angle de frottement de la couche de surface et α la pente de la surface de rupture, proche, dans le cas présent, de la pente locale du versant. Une instabilité est donc générée dans le versant lorsque l'angle de frottement résiduel des arénites devient inférieur à la pente de la zone considérée. Ceci n'est pas le cas dans la zone du glissement réel dans les conditions de la configuration mécanique III ($\varphi_{\text{res}} = 24^\circ > \alpha$) : il n'y a donc pas d'instabilité dans cette zone du versant. Sous la crête du versant en revanche ($x = 1650$ -1800 m), la pente est beaucoup plus forte (34°). Ainsi, lorsque les différents points de la surface de rupture potentielle ont atteint l'état résiduel ($\varphi_{\text{res}} = 24^\circ$), le coefficient de sécurité statique du versant devient inférieur à 1 d'où le développement d'une instabilité en conditions dynamiques.

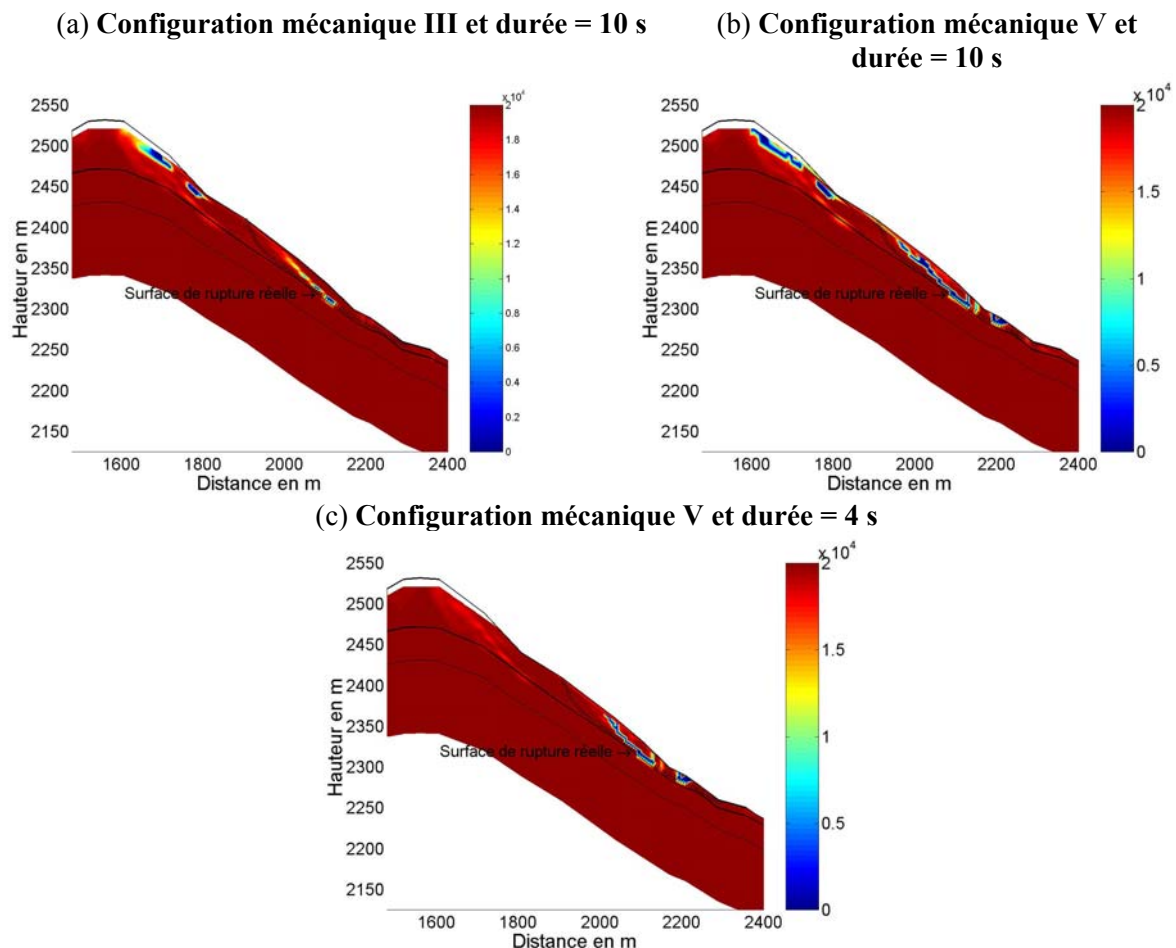


Figure 3-60 : Distribution de la cohésion (Pa) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) **configuration mécanique III et durée = 10 s** ; (b) **configuration mécanique V et durée = 10 s** et (c) **configuration mécanique V et durée = 4 s**.

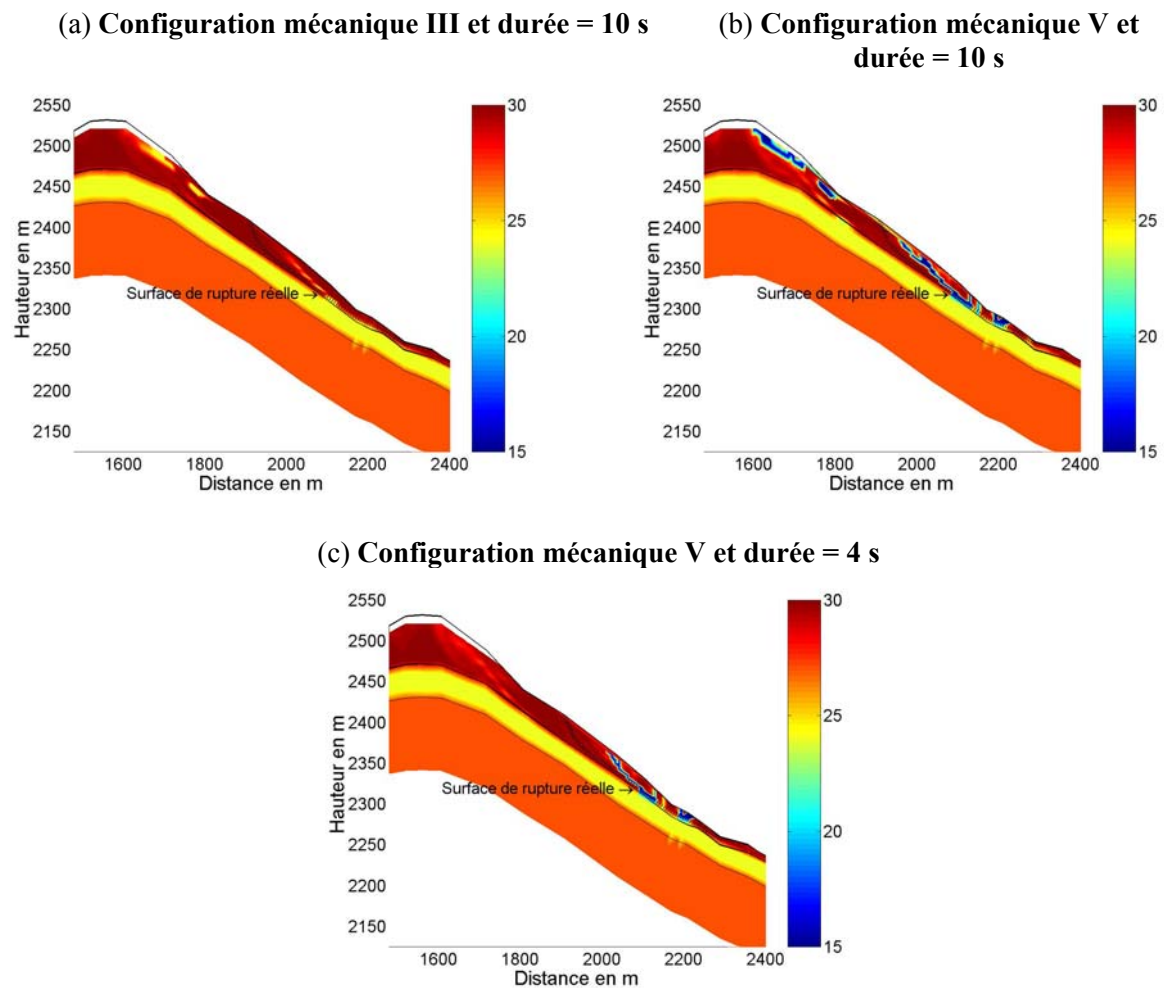
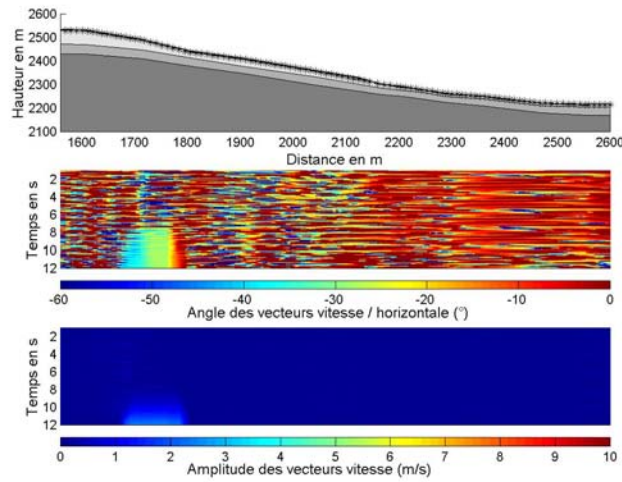
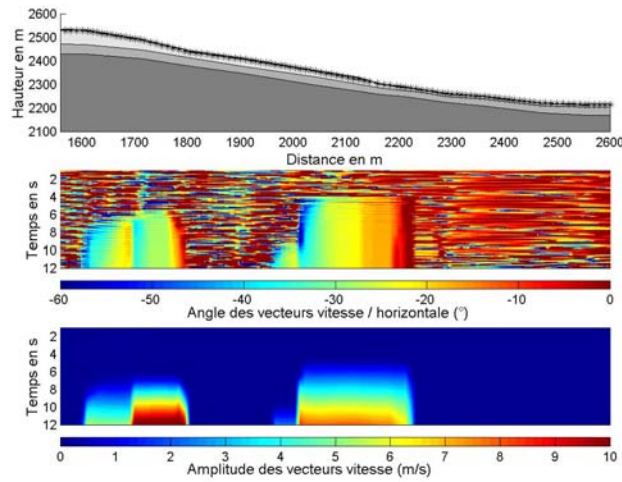


Figure 3-61 : Distribution de l'angle de frottement ($^{\circ}$) au sein du versant après l'arrêt de la sollicitation dynamique : (a) **configuration mécanique III et durée = 10 s** ; (b) **configuration mécanique V et durée = 10 s** et (c) **configuration mécanique V et durée = 4 s**.

(a) Configuration mécanique III et durée = 10 s



(b) Configuration mécanique V et durée = 10 s



(c) Configuration mécanique V et durée = 4 s

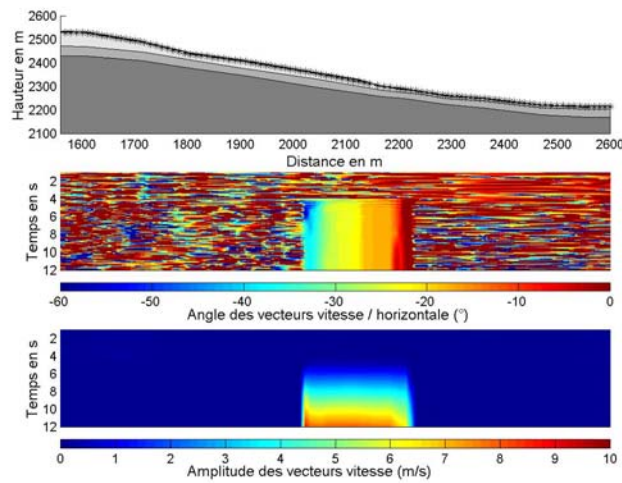


Figure 3-62 : Evolution, en fonction du temps, de l'angle et de l'amplitude des vecteurs vitesse le long de la surface du versant. (a) **configuration mécanique III et durée = 10 s** ; (b) **configuration mécanique V et durée = 10 s** et (c) **configuration mécanique V et durée = 4 s**.

Dans les conditions de la configuration mécanique V (figure 3-59b), le taux de décroissance de l'angle de frottement avec les déformations plastiques est plus grand et l'angle de frottement résiduel plus faible que dans les conditions de la configuration mécanique III ($\phi_{\text{res}} = 15^\circ$ au lieu de 24°). Ainsi, lorsque la cohésion est réduite à 0 kPa et l'angle de frottement à 15° le long des surfaces de rupture potentielles, le coefficient de sécurité statique de ces zones devient inférieur à 1 si la pente locale est supérieure à 15° . Les figures 3-60b et 3-61b montrent que cet état résiduel est bien atteint le long des deux surfaces de rupture potentielles après l'arrêt de la sollicitation dynamique. Et comme la pente locale est supérieure à 15° à la fois sous la crête du versant et dans la zone du glissement réel, les deux instabilités présentées dans la figure 3-59b se forment. La figure 3-62b qui représente l'évolution, en fonction du temps, de l'amplitude et de l'angle des vecteurs vitesse en surface du versant montre de plus que la première surface de rupture formée est celle située dans la zone du glissement réel : cette instabilité apparaît à l'instant $t \approx 4$ s alors que l'instabilité observée sous la crête du versant n'est formée qu'à l'instant $t \approx 6$ s. D'après la figure 3-59b, le développement des déformations plastiques se fait plus rapidement dans la zone du glissement réel que sous la crête du versant (temps de trajet des ondes sismiques plus court). Le développement d'une instabilité dans le versant se fait donc d'autant plus rapidement que les déformations plastiques sont intenses (figures 3-59b et 3-62b).

Par ailleurs, nous avons observé, dans la figure 3-48, que lorsque le signal sismique incident a pour fréquence centrale 3,7 Hz et pour durée 4 s, seule l'instabilité localisée dans la zone du glissement réel se forme. Les figures 3-60c et 3-61c montrent que, sous la crête du versant, la cohésion résiduelle est comprise entre 15 et 20 kPa et l'angle de frottement résiduel est de l'ordre de 27 à 30° . Dans cette zone du versant, les efforts résistants restent plus forts que les efforts moteurs engendrés par la sollicitation dynamique : il n'y a donc pas d'instabilité sous la crête du versant (figure 3-62c).

3.5.2.3. *Calculs de stabilité en conditions pseudo-statique et dynamique*

On observe que le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique par les méthodes à l'équilibre limite conduit à sur-estimer la stabilité du versant de Suusamyr. En effet, les résultats des simulations numériques montrent que des instabilités se produisent dans le versant pour de plus faibles valeurs du PGA que celles définies par $FS_{\text{dyn}} = 1$, en particulier lorsque le versant est soumis à un signal sismique de contenu fréquentiel BF (figures 3-46, 3-48 et 3-53).

3.2.6. Synthèse des résultats de l'étude de la stabilité du versant de Suusamyr sous sollicitations dynamiques

Ce paragraphe présente une synthèse des résultats de l'étude de la stabilité du versant de Suusamyr sous sollicitations dynamiques. L'objectif de cette étude était de déterminer les causes probables à l'origine du déclenchement de cette instabilité.

Les résultats des simulations numériques réalisées avec le logiciel FLAC ont montré que le comportement dynamique du versant est contrôlé par :

- les propriétés mécaniques des matériaux de la couche de surface, en particulier, la valeur résiduelle de l'angle de frottement des arénites ;
- les caractéristiques du signal sismique incident, en particulier, son contenu fréquentiel.

Dans le cas d'une diminution modérée de l'angle de frottement des arénites, les instabilités obtenues avec le logiciel FLAC se développent préférentiellement sous la crête du versant. Ce comportement est lié à la présence, dans cette zone du versant, de forts niveaux d'amplification de l'accélération horizontale résultant du phénomène de piégeage de l'énergie sismique dans les zones convexes du relief. L'amplification maximale de l'accélération horizontale est d'autant plus grande et plus largement répandue sous la crête du versant que ce dernier est soumis à un signal sismique BF. Dans le cas de signaux sismiques incidents plus HF, l'amplification de l'accélération horizontale sous la crête du versant est plus faible et on observe parallèlement que le potentiel de rupture du versant est plus petit que dans le cas d'un signal sismique incident de type BF. Ceci confirme qu'un lien existe entre les effets de site et le déclenchement des instabilités.

Dans le cas d'une diminution plus importante de l'angle de frottement des arénites et pour des signaux sismiques HF de courte durée, on observe la formation d'une instabilité localisée uniquement dans la zone du glissement réel. Le développement de cette instabilité est également lié aux effets de site. En effet, l'analyse détaillée des amplifications de l'accélération horizontale au sein du versant a montré que :

- le relief présente, dans la partie inférieure du versant, des points diffractants à l'origine de la multiplication des trains d'ondes sismiques. Leur interférence constructive entraîne une amplification topographique de l'accélération horizontale dans la zone du glissement réel.
- la partie inférieure du versant amplifie davantage les signaux sismiques incidents de type HF que les signaux sismiques incidents de type BF car l'épaisseur de la couche d'arénites y est faible (fréquence de résonance dans la gamme des HF).

Ainsi, alors que l'instabilité obtenue dans la zone du glissement réel pour un signal sismique BF est reliée à l'instabilité générée sous la crête du versant, les signaux sismiques plus HF sont à l'origine d'une instabilité localisée uniquement dans la zone du glissement réel.

L'ensemble de ces résultats tend à prouver qu'en conditions sèches les effets de site ont pu jouer un rôle important dans le déclenchement du glissement de Suusamyr.

3.3. Synthèse générale des résultats des simulations numériques des versants de Las Colinas au Salvador et de Suusamyr au Kirghizstan

Les simulations numériques des versants de Las Colinas au Salvador et de Suusamyr au Kirghizstan présentent, en dépit d'environnements géologiques et topographiques très différents, un certain nombre de similitudes. Celles-ci sont résumées dans ce paragraphe.

Le tableau 3-14 rappelle les caractéristiques des versants de Las Colinas et de Suusamyr. Il donne de plus les paramètres sismiques qui ont permis d'obtenir, avec le logiciel FLAC, des instabilités dont les caractéristiques sont proches de celles des glissements réels de Las Colinas et de Suusamyr.

Enfin, la figure 3-63 résume les différentes étapes à analyser dans l'étude de la stabilité d'un versant sous sollicitations dynamiques.

	FORME DU RELIEF		COEFFICIENT DE SECURITE STATIQUE DES VERSANTS	STABILITE DES VERSANTS SOUS SOLLICITATIONS DYNAMIQUES	EFFETS DE SITE AU SEIN DES VERSANTS		
	Pente moyenne de la zone du glissement (°)	Hauteur (m)			Amplification topographique maximale dans la zone du glissement réel	Amplification topographique et lithologique combinée maximale dans la zone du glissement réel	Fréquence de résonance de la zone du glissement réel (Hz)
LAS COLINAS, SALVADOR	32	160	1,88	Fort PGA ou faible PGA et contenu fréquentiel BF	1,3	6	2,5-3,2
SUUSAMYR, KIRGHIZSTAN	25	350	1,76	Faible PGA, contenu fréquentiel HF et signal sismique de courte durée	1,2	5	> 2

Tableau 3-14 : Caractéristiques des versants de Las Colinas et de Suusamyr et paramètres de modélisation qui permettent de se rapprocher au mieux de ce qu'on sait de chaque glissement.

Le potentiel de rupture des versants de Las Colinas et de Suusamyry dépend des caractéristiques du signal sismique incident. Dans le cas d'un signal sismique de fort PGA, il y a toujours rupture quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident. En revanche, dans le cas de signaux sismiques incidents de plus faible PGA, les versants se montrent plus sensibles à des signaux sismiques de type BF. Ces derniers engendrent des amplifications des mouvements sismiques pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant que les signaux sismiques plus HF. Dans le cas de signaux sismiques incidents de type HF, les amplifications localisées ne permettent pas le développement d'instabilités pour les plus faibles valeurs du PGA.

Le potentiel de rupture de ces deux versants dépend également du comportement dynamique des matériaux des couches de surface, et en particulier de la valeur résiduelle de l'angle de frottement. Plus celle-ci est faible, plus naturellement le coefficient de sécurité des versants se rapproche de la valeur 1, ce qui a pour conséquence de faciliter le déclenchement d'une rupture dans les versants lorsqu'ils sont soumis à une sollicitation dynamique.

Comme le montre la figure 3-63, la position de la surface de rupture dépend :

- de la présence ou non de couches de plus faibles caractéristiques mécaniques ;
- du comportement dynamique des matériaux des couches de surface ;
- de la forme du relief (pente, hauteur et convexité du relief) ;
- des structures géologiques du versant (nature et forme des couches, vitesses des ondes sismiques).

La recherche des couches de plus faibles caractéristiques mécaniques et l'étude du comportement dynamique des matériaux des couches de surface permettent de définir la ou les **zone(s) potentiellement instable(s)** :

- si le versant présente une couche de plus faibles caractéristiques mécaniques, la position de la surface de rupture est contrôlée par la position de cette couche. Dans le versant de Las Colinas par exemple, la partie inférieure de la surface de rupture s'appuie sur la couche de paléosols.
- dans le cas contraire, la distribution des valeurs résiduelles de la cohésion et de l'angle de frottement des matériaux des couches de surface permet de délimiter les zones potentiellement instables. Si le coefficient de sécurité statique devient inférieur à 1 le long de ces surfaces avec les valeurs résiduelles des propriétés mécaniques, le déclenchement d'une rupture en conditions dynamiques est facilité. Plus la cohésion résiduelle des matériaux des couches de surface est forte, plus le volume de matériaux à mobiliser pour vaincre les efforts résistants est grand. Dans ces conditions, la zone potentiellement instable est localisée dans la portion du versant dans laquelle la couche de matériaux de plus faibles caractéristiques mécaniques est la plus épaisse. Ceci explique en partie que les instabilités qui se développent dans le versant de Suusamyry dans les conditions des configurations mécaniques I et II sont localisées sous la crête du versant, zone dans laquelle la couche d'arénites est la plus épaisse. Lorsque la cohésion est réduite à zéro dans les couches de surface, le coefficient de sécurité statique tend vers $\frac{\tan(\varphi)}{\tan(\alpha)}$ où φ et α représentent respectivement l'angle de frottement

et la pente de la surface de rupture (proche, dans les cas considérés, de la pente locale des versants). La comparaison des valeurs de φ et de α permet alors de définir les zones potentiellement instables. Pour le versant de Suusamyr et dans les conditions de la configuration mécanique V par exemple, la pente du versant, qui vaut au minimum 23° , est sur toute la hauteur du versant supérieure à l'angle de frottement résiduel des arénites (15°). Dans ce cas, c'est toute la couche d'arénites qui peut être considérée comme la zone potentiellement instable.

Une fois ces zones potentiellement instables identifiées, il reste à étudier la position des zones éventuelles d'amplification des mouvements sismiques au sein du versant. Pour chacun des cas réels analysés, nous avons observé que les ruptures obtenues avec le logiciel FLAC et les ruptures réelles sont localisées dans des zones du versant caractérisées par des amplifications fortes et pérennes des mouvements sismiques. Ces amplifications sont davantage contrôlées par les structures géologiques des versants que par leur topographie. Plus la fréquence centrale du signal sismique incident se rapproche de la fréquence de résonance des matériaux considérés, plus l'amplification est forte. On observe de plus que, plus le contraste d'impédance entre la couche de surface et les couches sous-jacentes est grand, plus l'amplification est forte. De même, la différence de comportement dynamique entre les versants réels convexes et les modèles de type pente est liée à la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein des versants, l'amplification étant généralement plus grande dans les reliefs les plus convexes (versants réels).

L'étude croisée des zones potentiellement instables et des zones présentant des amplifications des mouvements sismiques permet de définir la **position de la surface de rupture** dans le versant. Pour le versant de Suusamyr et dans les conditions de la configuration mécanique V par exemple, nous avons montré que toute la couche d'arénites peut être considérée comme une zone potentiellement instable. Dans le cas d'un signal sismique BF, le versant présente des amplifications continues des mouvements sismiques sur l'ensemble de la couche d'arénites. Les instabilités obtenues avec le logiciel FLAC concernent donc toute la hauteur du versant (figure 3-57). Dans le cas d'un signal sismique plus HF, le versant présente deux zones disjointes d'amplification des mouvements sismiques : la première est située sous la crête du versant et la seconde dans la zone du glissement réel. La position des instabilités obtenues avec le logiciel FLAC est donc tout à fait cohérente avec cette distribution des mouvements sismiques au sein du versant (figure 3-56). Lorsque les signaux sismiques sont de courte durée, seule l'instabilité localisée dans la zone du glissement réel se forme car les fortes amplifications à l'origine des déformations et donc de la rupture n'ont pas le temps de se développer sous la crête du versant (temps de trajet des ondes plus grand). L'énergie contenue dans le signal sismique est dans ce cas trop faible pour permettre le développement d'une instabilité sous la crête du versant.

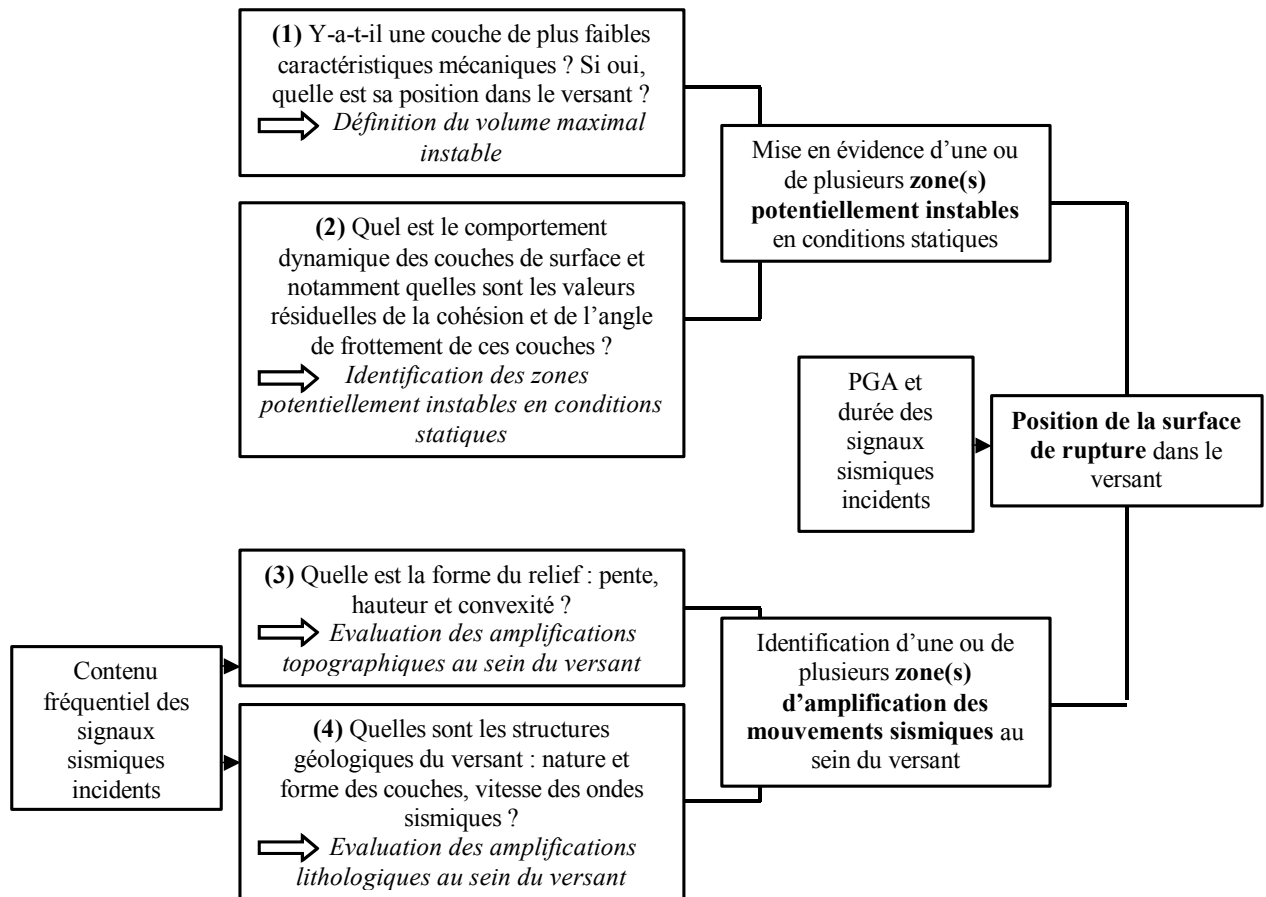


Figure 3-63 : Etapes à analyser lors de l'étude de la stabilité d'un versant sous sollicitations dynamiques.

CONCLUSION

L'objectif de ce projet de recherche était de **développer les connaissances relatives à la compréhension du phénomène de mouvement de versant sous sollicitations dynamiques** et en particulier **d'identifier les facteurs qui contrôlent le déclenchement et les caractéristiques de ces instabilités**.

L'occurrence de mouvements de versant sous sollicitations dynamiques n'est pas un phénomène rare : dans la plupart des régions sismiques du monde, les séismes de magnitude supérieure à 4 sont susceptibles de déclencher de tels phénomènes. Dans le courant du vingtième siècle, Keefer (1984a) puis Rodriguez et al. (1999) ont dénombré entre 100 000 et 1 000 000 de mouvements de versant générés par des séismes : ces derniers ont coûté la vie à plusieurs dizaines de milliers de personnes (Keefer, 1984a) et engendré des dégâts matériels et des pertes économiques considérables.

Les observations de terrain compilées dans les bases de données mondiales et "régionales" montrent que ces mouvements de versant présentent une grande diversité tant au niveau du type de matériaux affectés (sols ou roches) que du comportement de la masse instable (glissement en masse ou désordonné). A l'échelle mondiale, les chutes de blocs, les glissements rotationnels de sols et les glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées sont les mouvements de versant les plus fréquents (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999). Le nombre de mouvements de versant et l'aire affectée par ces derniers sont naturellement d'autant plus grands que la magnitude du séisme est élevée. Ce phénomène est encore plus accentué lorsque le séisme se produit après une période d'intenses précipitations.

L'étude de cas particuliers permet d'aller plus loin dans la caractérisation de ces instabilités et en particulier de définir les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques. Les enregistrements sismiques réalisés à proximité de zones ayant subi des mouvements de versant lors des séismes de 2001 au Salvador ont montré que la Tierra Blanca, dépôt pyroclastique peu consolidé impliqué dans la plupart de ces mouvements de versant, est susceptible d'amplifier les mouvements sismiques. Ainsi, selon de nombreux auteurs, les effets de site, phénomènes conduisant à la modification des caractéristiques spectrales, spatiales et temporelles du signal sismique en fonction des conditions géologiques et topographiques locales, contribuent de façon significative au déclenchement des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques. Dans ce travail, nous avons donc cherché à mettre en évidence, par la modélisation numérique avec le code de calcul par différences finies FLAC, cette corrélation qui est aujourd'hui communément admise sur la base d'observations de terrain.

Compte tenu de la complexité des phénomènes mis en jeu lors du déclenchement d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques, nous avons opté pour une approche progressive du phénomène. Dans un premier temps, une étude d'effets de site puis de stabilité des pentes sous sollicitations dynamiques a été menée sur des modèles de type pente unique caractérisés par des configurations géologiques simples mais néanmoins inspirées des

conditions de pente ayant conduit à des mouvements de versant au Salvador en 2001 (chapitre 2). Cette première phase de l'analyse a permis :

- de déterminer la sensibilité de la réponse dynamique du versant aux conditions topographiques (pente et hauteur du relief), géologiques (épaisseur de la couche de surface) et sismiques (accélération maximale du signal sismique incident ou PGA, contenu fréquentiel et durée du signal sismique incident) ;
- de définir les causes à l'origine des différents cas de ruptures observés avec le logiciel FLAC.

Ainsi, nous avons observé que les surfaces de rupture en conditions dynamiques ne passent pas par le pied des pentes mais sont généralement décalées de quelques mètres vers le sommet. Ce décalage, qui est d'autant plus important que les versants sont soumis à un signal sismique incident de faible PGA, est lié à la présence, sous la crête du versant, de fortes amplifications des mouvements sismiques.

De même qu'en conditions statiques et, malgré la présence de ces fortes amplifications dans le voisinage du sommet des versants, les surfaces de rupture commencent généralement à se former dans la partie inférieure des versants.

Lorsque les versants analysés sont soumis à des signaux sismiques incidents de fort PGA, il y a pratiquement toujours instabilité, quel que soit le contenu fréquentiel du signal sismique incident. En revanche, dans le cas de signaux sismiques incidents de plus faible PGA, le potentiel de rupture des versants est d'autant plus grand que ces derniers sont soumis à des signaux sismiques incidents de type basse fréquence (BF). Il en est de même de l'extension de la surface de rupture en amont de la crête et, dans une moindre mesure, de la hauteur du volume instable. Ainsi, le volume de la masse instable est plus grand pour les signaux sismiques incidents de type BF. Tous ces comportements sont liés à la distribution des mouvements sismiques au sein des versants. L'étude des effets de site topographiques et lithologiques combinés au sein des versants a en effet montré qu'un signal sismique BF produit des amplifications fortes et pérennes sur un plus grand volume sous la crête des versants qu'un signal sismique plus haute fréquence (HF). Ces amplifications pérennes et largement distribuées au sein du versant sont donc beaucoup plus pénalisantes pour la stabilité d'ensemble du versant que les amplifications parfois plus fortes mais localisées générées par des signaux sismiques incidents de type HF. De même, la présence sous la crête du versant d'un large volume affecté par de fortes amplifications permet d'expliquer pourquoi le volume de la masse instable est plus grand dans le cas d'un signal sismique incident de type BF que dans le cas d'un signal sismique incident de type HF.

Lorsque la fréquence centrale du signal sismique incident coïncide avec la fréquence de résonance de la couche de matériaux de plus faible vitesse sismique présente en surface et que cette fréquence est dans la gamme des BF, on peut observer une instabilité pour de plus faibles valeurs du PGA. Ce comportement résulte également de la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein des versants.

Les valeurs et la distribution des amplifications de l'accélération horizontale sont très influencées par les structures géologiques des versants. Les calculs d'effets de site ont en effet montré que l'amplification de l'accélération horizontale ne dépasse pas la valeur 1,3 au sommet d'un versant homogène alors qu'elle peut atteindre 2,6 au sommet d'un modèle bi-couche.

Nous avons, de plus, observé que le volume de la masse instable dépend :

- de la pente du versant. Lorsque ce dernier est soumis à un signal sismique incident de type BF, le volume de la masse instable est d'autant plus grand que la pente est élevée et inversement dans le cas d'un signal sismique plus HF. Ce comportement est également lié à la distribution des mouvements sismiques au sein des versants, les versants de forte pente soumis à un signal sismique BF présentant en effet des mouvements forts sur un plus grand volume sous la crête que les versants de plus faible pente, et inversement pour un signal sismique HF.
- de la hauteur du versant. L'étude de la distribution des mouvements sismiques au sein de versants de hauteur variable laisse supposer que les ruptures qui se produisent dans les versants de grande hauteur sont proportionnellement moins profondes que celles qui se produisent dans des versants de plus faible hauteur. Des calculs supplémentaires devront être réalisés pour préciser ce comportement.

Enfin, l'étude du développement de la rupture au sein des versants a montré que les instabilités se mettent en place d'autant plus rapidement que le PGA du signal sismique incident est fort et/ou son contenu fréquentiel dans la gamme des BF.

Ces résultats permettent de conclure que le déclenchement d'un mouvement de versant sous sollicitations dynamiques et ses caractéristiques sont contrôlés par la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant. Nous sommes donc parvenus à reproduire, avec le logiciel FLAC, des phénomènes supposés sur la base d'observations de terrain.

Sur la base des résultats de cette étude, on peut également faire quelques remarques concernant la réglementation parasismique française PS92 :

- les distances a, b et c le long de la pente au sein desquelles il y a lieu de considérer un coefficient multiplicateur τ dit d'amplification topographique doivent être réévaluées, en particulier pour des versants de faible hauteur et de forte pente ;
- le calcul du coefficient de sécurité pseudo-statique peut conduire à sur-estimer la stabilité du versant.

Dans un deuxième temps, nous nous sommes intéressés aux conditions de déstabilisation de deux versants réels au Salvador et au Kirghizstan. Ces versants ont été le siège d'instabilités de grande ampleur, en 2001 pour le Salvador (glissement de Las Colinas), et en 1992 pour le Kirghizstan (glissement de Suusamyr).

Dans le cas du glissement de Las Colinas, de nombreux auteurs considèrent que le déclenchement de l'instabilité à une telle distance de l'épicentre (90 km) est la conséquence quasi exclusive de phénomènes d'effets de site. Dans le cas du versant de Suusamyr, Havenith (2002) considère que le déclenchement de l'instabilité est seulement en partie attribuable aux effets de site car l'eau contenue dans les sols a très certainement influé sur le déclenchement de cette instabilité. Dans ce travail, nous avons cherché à définir le rôle probable joué par les effets de site lors du déclenchement de ces deux instabilités, en faisant l'hypothèse qu'il n'y avait pas d'eau dans ces deux versants.

Dans le cas du glissement de Las Colinas, la position de la surface de rupture est correctement identifiée par le logiciel FLAC mais les niveaux d'accélération nécessaires au déclenchement d'une instabilité dans le versant sont a priori sur-estimés. Ce désaccord pourrait venir de la définition abusive du versant comme une structure 2D ou d'une mauvaise définition du comportement dynamique des matériaux de la zone potentiellement instable.

Le potentiel de rupture du versant de Las Colinas est plus grand à BF qu'à HF. Ce résultat s'explique en partie par la distribution des mouvements sismiques au sein du versant. L'étude des effets de site au sein de ce versant a en effet montré que les signaux sismiques incidents de type BF génèrent des amplifications fortes et pérennes sur un plus grand volume sous la crête du versant que les signaux sismiques incidents plus HF. Ces amplifications facilitent le déclenchement d'instabilités pour de plus faibles valeurs du PGA. Dans le cas de signaux sismiques incidents de type HF, les zones de forte amplification sont beaucoup trop localisées pour permettre le déclenchement d'une instabilité.

Ces résultats suggèrent que le versant de Las Colinas aurait pu subir une instabilité pour une plus faible valeur du PGA si le contenu fréquentiel du signal sismique incident avait été dans la gamme des BF, ce qui correspond à des caractéristiques plus proches de celles des mouvements d'un séisme typique de subduction au Salvador.

Les amplifications des mouvements sismiques observées dans le versant de Las Colinas résultent essentiellement du piégeage de l'énergie sismique dans les couches de surface de faible vitesse sismique. L'effet de la topographie sur le mouvement sismique est donc d'un ordre de grandeur bien inférieur à celui des structures géologiques du versant.

Au-delà de ces phénomènes d'amplification, on constate que la position de la surface de rupture est guidée, dans sa partie inférieure, par la présence d'une couche de paléosols de très faibles caractéristiques mécaniques.

Ainsi, le déclenchement du glissement de Las Colinas est très certainement la conséquence :

- de la présence d'une couche de très faibles propriétés mécaniques (paléosols) dans la partie inférieure de la zone du glissement réel ;

- du comportement sous sollicitations dynamiques de l'ensemble des matériaux de la zone instable ;
- des fortes amplifications de l'accélération horizontale dans la partie supérieure de la zone du glissement réel ;
- du pendage des couches géologiques conforme à la pente ;
- de la pente relativement élevée dans la zone située directement sous la crête du versant.

On peut donc en conclure que les effets de site, surtout les effets de site lithologiques, ont contribué au déclenchement de l'instabilité de Las Colinas.

Dans le cas du glissement de Suusamyr, on observe que le comportement dynamique du versant est contrôlé par :

- les propriétés mécaniques des matériaux de la couche de surface, en particulier, la valeur résiduelle de l'angle de frottement des arénites ;
- les caractéristiques du signal sismique incident, en particulier, son contenu fréquentiel.

Lorsque la couche de surface présente une résistance au cisaillement élevée tout au long de l'application de la sollicitation dynamique, les instabilités obtenues avec le logiciel FLAC se développent préférentiellement sous la crête du versant. L'étude des effets de site a montré que cette zone du versant, qui est aussi la plus pentue, est susceptible de subir de fortes amplifications des mouvements sismiques sous l'effet d'une sollicitation dynamique. Ces amplifications sont d'autant plus grandes et plus largement répandues sous la crête du versant que ce dernier est soumis à un signal sismique incident de type BF. Ce résultat explique également pourquoi le potentiel de rupture du versant est plus grand à BF qu'à HF. En effet, dans le cas de signaux sismiques incidents de type HF, les amplifications sous la crête du versant sont plus faibles et plus localisées, ce qui a pour conséquence de diminuer le potentiel de rupture du versant.

Lorsque la couche de surface présente une résistance au cisaillement beaucoup plus faible au cours de l'application de la sollicitation dynamique, une instabilité localisée uniquement dans la zone du glissement réel est susceptible de se produire dans le cas de signaux sismiques incidents de type HF et de courte durée. Là encore, cette instabilité est contrôlée par la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant. Dans le cas de signaux sismiques incidents de type BF, les instabilités qui se développent dans le versant concernent toute la hauteur du versant. Ceci s'explique de nouveau par la distribution des amplifications des mouvements sismiques au sein du versant, les signaux sismiques incidents de type BF étant à l'origine d'amplifications plus ou moins fortes tout le long de la surface du versant.

Les amplifications obtenues dans le versant de Suusamyr sont essentiellement contrôlées par l'épaisseur de la couche d'arénites située en surface : plus cette dernière est fine (base du versant), plus sa fréquence de résonance est dans la gamme des HF. Ainsi, pour qu'une instabilité se développe dans la zone du glissement réel, il est préférable que le signal sismique incident ait un contenu fréquentiel HF.

L'ensemble de ces résultats tend à prouver qu'en conditions sèches les effets de site ont pu jouer un rôle important dans le déclenchement du glissement de Suusamyr.

D'une façon plus générale, on peut retenir que la position de la surface de rupture dans un versant dépend :

- de la présence ou non de couches de plus faibles caractéristiques mécaniques et du comportement dynamique des matériaux des couches de surface. Ces deux facteurs contrôlent en grande partie le volume potentiellement instable.
- de la forme du relief (pente, hauteur et convexité du relief) et des structures géologiques du versant (nature et forme des couches, vitesses des ondes sismiques). Ces deux facteurs contrôlent la position des zones d'amplification des mouvements sismiques au sein du versant.

L'étude croisée des zones potentiellement instables et des zones présentant des amplifications des mouvements sismiques permet de définir la **position de la surface de rupture** dans le versant.

Cette étude de modélisation numérique a donc démontré l'impact des effets de site sur le déclenchement d'un mouvement de versant et les caractéristiques de la masse instable. Deux aspects importants ont néanmoins été mis de côté dans ce travail. Il s'agit :

- du caractère 3D du relief ;
- de l'eau.

Il serait souhaitable de mener une étude paramétrique sur des modèles de type pente unique présentant des configurations géologiques et topographiques simples en prenant en compte ces éléments afin de déterminer leur impact sur la stabilité des versants sous sollicitations dynamiques.

Par ailleurs, on pourrait envisager de mener le même genre d'étude que celle présentée dans le chapitre 3 sur plusieurs cas réels de versants afin de quantifier les rôles respectifs des propriétés mécaniques des couches de surface et des effets de site sur la position de la surface de rupture.

Il faudrait affiner la définition du signal sismique incident et notamment envisager le cas de signaux sismiques d'angle d'incidence quelconque.

La mise en mouvement de la masse instable et ses dimensions ont largement été évoquées dans ce travail. Il faudrait à présent s'interroger sur le comportement de la masse instable une fois la rupture atteinte : cet aspect a été déterminant dans la répartition des dégâts lors du glissement de Las Colinas au Salvador (2001) Ceci ne peut malheureusement pas être simulé avec le logiciel FLAC. Il faudrait donc envisager un couplage de plusieurs méthodes permettant d'aborder à la fois les notions de déclenchement d'une instabilité et de propagation de la masse instable. L'intérêt d'une telle étude est évident dans le cadre d'un programme de protection contre les risques naturels.

BIBLIOGRAPHIE

A

AFPS (2001). *Le séisme du 13 janvier 2001 au Salvador*. Rapport de mission de l'Association Française du Génie Parasismique.

Aki K. et Larner K.L. (1970). *Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves*. Journal of geophysical research, 70, p. 933-954.

Aldridge C.H. (1999). *Discerning landslide hazard using a rough set based geographic knowledge discovery methodology*. The 11th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre, University of Otago, Dunedin, New Zealand, December 13-15th 1999.

Alvarez S. (1982). *Informe técnico sobre aspectos sismológicos del terremoto en El Salvador del 19 de Junio de 1982*. San Salvador, El Salvador, Centro de Investigaciones Geotecnicas, Ministerio de Obras Publicas, 1982

Ambraseys N.N. et Adams R.D. (1996). *Large magnitude Central American earthquakes, 1898-1994*. Geophysical journal international 127, p. 665-692.

Ambraseys N.N. et Adams R.D. (2001). *The seismicity of Central America : a descriptive catalogue 1898-1995*. London: Imperial College Press

Ambraseys N.N., Bommer J.J., Bufon E. et Udias A. (2001). *The earthquake sequence of May 1951 at Jucuapa, El Salvador*. Journal of Seismology, 5 (1), p. 23-39.

Anagnostopoulous S.A., Rinaldis D., Lekidis V.A., Morgaris V.N. et Theodulidis N.P. (1987). *The Kalamata, Greece, earthquake of September 13, 1986*. Earthquake spectra, 3 (2), p. 365-402.

Arias A. (1970). *A measure of earthquake intensity*. In Seismic design for Nuclear Powerplants, R.J. Hansen (ed.), MIT Press, Cambridge, Massachusetts, p. 438-483.

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, p. 701-709.

Ashford S.A., Sitar N., Lysmer J. et Deng N. (1999). *Topographic effects on the seismic ground response in the Egion (Greece) 15 June 1995 earthquake*. Soil dynamics and earthquake engineering, 18, p. 135-149.

Aydan O. et Ulusay R. (2000). *Back-analysis of a seismically induced highway embankment failure during the 1999 Düzce earthquake*. Engineering geology, 42, p. 621-631.

B

Bard P.Y. et Bouchon M. (1980). *The seismic response of sediment filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves*. Bulletin of the seismological society of America, 70, p. 1263-1286.

Bard P.Y. et Bouchon M. (1980). *The seismic response of sediment filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves*. Bulletin of the Seismological Society of America, 70, p. 1921-1941.

Bard P.Y. (1982). *Diffacted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies*. Geophys. J. R. astr. Society, 71, p. 731-760.

Bard P.Y. et Méneroud J.P. (1987). *Modification du signal sismique par la topographie. Cas de la vallée de la Roya (Alpes-Maritimes)*. Bulletin de liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, 150/151.

Bard P.-Y., Méneroud J.-P., Durville J.-L. et Mouroux P. (1987). *Microzonage sismique. Application aux plans d'exposition aux risques (PER)*. Bulletin de liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, 150/151.

Bard P.Y. (1995). *Effects of surface geology on ground motion : recent results and remaining issues*. Proceedings of the 10th European conference on earthquake engineering, Vienna, p. 305-323.

Bard P.Y. (1998). *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation ?* Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion -ESG98-Yokohama, Japan, December 1-3, 1998.

Berdousis P. (2001). *Engineering characterisation of a volcanic soil from Central America*. M.S. thesis: London, Imperial college, University of London, 205 p.

Bogdanovich M.M.C., Kark J., Korolkov B. and Muchketov D. (1914). *Earthquake of the 4 January 1911 in the northern district of the Tien Shan*. Tr. Geol. Com. Ser., 89, p. 1-270.

Bommer J.J., McQueen C., Salazar W., Scott S., WooG. (1988). *A case study of the spatial distribution of seismic hazard (El Salvador)*. Natural hazards, p. 18-145.

Bommer J.J. et Ambraseys N.N. (1989). *The Spitak (Armenia, USSR) earthquake of 7 December 1988 : a summary engineering seismology report*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics 18, p. 921-925.

Bommer J.J., Rolo R. et Mendez P. (1998). *Propiedades mecanicas de la tierra blanca y la inestabilidad de taludes*. Revista ASIA, El Salvador, 129, p. 15-21.

Bommer J.J., Benito M.B., Ciudad-Real M., Lemoine A., Lopez-Menjivar M.A., Madariaga R., Mankelow J., Mendez de Hasbun P., Murphy W., Nieto-Lovo M., Rodriguez-Pineda C.E. et Rosa H. (2002). *The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk*. Soil dynamics and earthquake engineering, vol. 22, n°5.

Bommer J.J., Rolo R., Mitroulia A. et Berdousis P. (2002). *Geotechnical properties and seismic slope stability of volcanic soils*. Proceedings of the 12th European conference on earthquake engineering, Elsevier, parper n° 695, Oxford.

Bommer J.J. et Rodriguez C.E. (2002). *Earthquake-induced landslides in Central America*. *Engineering Geology*, 63, p. 189-220.

Boore D.M., Harmsen S.C. et Harding S.T. (1981). *Wave scattering from a step change in surface topography*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 71, 1, p. 117-125.

Borcherdt R.D. (1970). *Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60, p. 29-61.

Borcherdt R.D. et Gibbs J.F. (1976). *Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, p. 467-500.

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, p. 603-641.

Bouckovalas G.D. et Papadimitriou A.G. (2004). *Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion*. Proceedings of the SDEE/ICEGE.

Bourdeau C. and Fleurisson J-A. (2003). *Modelled effects of topography on ground motions*. Prix du poster AFPS 2003. Actes du VI Colloque National de l'AFPS, juillet 2003, Paris, vol. I, p. 165-172.

Bourdeau C., Havenith H-B., Fleurisson J-A. and Grandjean G. (2004). *Numerical modelling of seismic slope stability*. Engineering geology for infrastructure planning in Europe – a European perspective. Ed. Robert Hack, Rafiq Azzam, Robert Charlier. Springer. Lecture notes in Earth Sciences 1004. p. 671-684.

Bourdeau C. and Fleurisson J-A. (2005). *Numerical modelling of earthquake-induced landslides*. Proceedings of the 11th international Conference of the IACMAG, June, 19-24, 2005, Turin, Italy.

Butcher G.W., Beetham R.D., Millar P.J. and Tanaka H. (1994). *The Hokkaido-Nansei-Oki earthquake*. *Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering*, vol. 27, n°1.

C

Cecconi M. et Viggiani M.B. (2000). *Stability of sub-vertical cuts in pyroclastic deposits*. International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, GeoEng 2000, 17-24 November, Melbourne, Australia.

Celebi M., Prince C., Dietel M., Onate M. et Chavez G. (1987). *The culprit in Mexico city-amplification of motions*. *Earthquake spectra*, 3, p. 315-328.

Celebi M. (1987). *Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 77, n°4, p. 1147-1167.

Celebi M. (1996). *A feature of the 3 March 1985 Chile earthquake, possible terrain amplification*. Proceedings of the 3rd US National Conference on Earthquake Engineering, 1, p. 125-136.

Chigira M., Wang W-N., Furuya T. and Kamai T. (2003). *Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan*. Engineering Geology, 68, p. 259-273.

Cluff L.S. (1971). *Peru earthquake of May 31, 1970: engineering geology observations*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 61, n°3, p. 511-533.

Cojean R. et Fleurisson J-A. (1988). *Incidence des vibrations sur la stabilité des talus : l'exemple des exploitations à ciel ouvert des phosphates marocains*. Communication à l'Ecole d'Eté sur l'Abattage des Roches à l'Explosif, Alès, 12-16 septembre 1988, 28 p.

Conte E. et Dente G. (1992). *Amplification effects of wave propagation in slopes*. Proceedings of the French-Italian conference on slope stability in seismic areas, May 14-15, 1992, Bordighera, Italy.

Cotecchia V. (1978). *Systematic reconnaissance mapping and registration of slope movements*. International Association of Engineering Geology Bulletin, 17, p. 5-37.

Cotecchia V. (1987). *Earthquake-prone environments*. Slope stability, ed. Anderson and Richards, p. 287-330.

Crespellani T., Madiati C. et Vannucchi G. (1992). *Seismic stability analysis of slopes including amplification effects*. Proceedings of the French-Italian conference on slope stability in seismic areas, May 14-15, Bordighera, Italy.

D

Davis L.L. and West L.R. (1973). *Observed effects of topography on ground motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, 63, n°1, p. 283-298.

Durville J.L. et Méneroud J.P. (1982). *Phénomènes géomorphologiques induits par le séisme d'El Asnam, Algérie. Comparaison avec le séisme de Campanie, Italie*. Bulletin de liaison du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 120, p. 13-23.

Duval A.M., Méneroud J.P., Vidal S. et Bard P.Y. (1994). *Usefulness of microtremor measurements for site effect studies*. Proceedings of the 10th European Conference on Earthquake Engineering, Vienna, 1, p. 521-527.

E

EERI. (1985). *The Borah Peak, Idaho earthquake of October, 28, 1983*. Earthquake spectra, vol. 2 (1), p. 1-237.

- EERI. (1986). *The Chile earthquake of March, 3, 1985*. Earthquake spectra, 2 (2), p. 249-508.
- EERI (1987). *The San Salvador earthquake of October 10, 1986*. Earthquake spectra, 3 (3).
- EERI. (1993). *Erzincan, Turkey earthquake of March 13, 1992*. Reconnaissance report. Earthquake spectra, 1993, supplement to vol. 9.
- EERI. (2001). *Preliminary observations on the El Salvador earthquakes of January 13 and February 13, 2001*. EERI Special earthquake report-July 2001.
- EOS News. (1988). *Nepal quake doesn't fit*. EOS, 69 (38), 860.
- Esposito E., Porfido S., Simonelli A.L., Mastrolorenzo G. and Iaccarino G. (2000). *Landslides and other surface effects induced by the 1997 Umbria-Marche seismic sequence*. Engineering Geology, 58, p. 353-376.
- Evans S.G. et Bent A.L. (2004). *The Las Colinas landslide, Santa Tecla : a highly destructive flowslide triggered by the January 13, 2001, El Salvador earthquake*. Geological Society of America, special paper 375.

F

- Faccioli E., Battistella C., Alemani P. and Tibaldi A. (1988). *Seismic microzoning investigations in the metropolitan area of San Salvador, El Salvador, following the destructive earthquake of October 10, 1986*. Proceedings of the International Seminar on Earthquake Engineering, Innsbruck, p. 28-65.
- Faccioli E. (1995). *Induced hazards : earthquake triggered landslides*. Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Zonation, p. 1908-1931.
- Faccioli E. (2000). *The importance of earthquake site effects from an engineering point of view*. Proceedings de la Journée d'étude de la Société Suisse du Génie Parasismique et de la Dynamique des Structures (SGEB) "Prévention sismique en Suisse", p. 1-11.
- Fleurisson J-A. (2001). *Structures géologiques et stabilité des pentes dans les massifs rocheux : description, analyse et modélisation*. Revue française de Géotechnique, n°95/96, 2^{ème} et 3^{ème} trimestres 2001, p. 103-116.
- Feng X et Guo A. (1985). *Earthquake landslide in China*. Proceedings of the 4th international conference and field workshop on landslides, Tokyo, p. 339-346.

G

- Gagnepain-Beyneix J., Lépine J.C., Nercessian A. et Hirn A. (1995). *Experimental study of site effects in the Fort-de-France area (Martinique island)*. Bulletin of the seismological society of America, vol. 85, n°2, p. 478-495.
- Geli L., Bard P.Y. et Julien B. (1988). *The effect of topography on earthquake ground-motion : a review and new results*. Bulletin of the Seismological Society of America, 78, p. 42-63.

Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Mamyrov E. et Muraliev A.R. (1997). *The Ms = 7,3 1992 Suusamy, Kyrghyzstan, earthquake : 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation*. Bulletin of the Seismological Society of America, 87, p. 23-38.

Griffiths D.W. et Bollinger G.A. (1979). *The effect of Appalachian mountain topography on seismic waves*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 69, 4, p. 1081-1105.

H

Hancox G.T., Perrin N.D. et Dellow G.D. (2002). *Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand*. Bulletin of the New Zealand society for earthquake engineering.

Hansen W.R. (1965). *Effects of the earthquake of March 27, 1964, at Anchorage, Alaska*. Geological survey professional paper 542-A, A1-A68.

Hansen A. et Franks C.A.M. (1991). *Characteristics and mapping of earthquake triggered landslides for seismic zonation*. Proceedings of the 4th International conference on seismic zonation, p. 149-194.

Harlow D.H., White R.A., Rymer M.J. et Alvarez G.S. (1993). *The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 83, p. 1143-1154.

Harp E.L., Wilson R.C. et Wieczorec G.F. (1981). *Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake. The Guatemala earthquake of February 4, 1976*. Geological survey professional paper 1204-A, p. 1-35.

Harp E.L., Wilson R.C., Keefer D.K. et Wieczorec G.F. (1994). *Seismically induced landslides: current research by the US geological survey*. Proceedings of the international symposium on engineering geology in seismic areas.

Harp E.L. et Wilson R.C. (1995). *Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills earthquakes*. Bulletin of the seismological society of America, 85, n°6, p. 1739-1757.

Harp E.L. and Jibson R.W. (2002). *Anomalous concentrations of seismically triggered rock falls in Pacoima Canyon : are they caused by highly susceptible slopes or local amplification of seismic shaking?* Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 92, p. 3180-3189.

Havenith H.B., Jongmans D., Abdrakhmatov K., Trefois P., Delvaux D. et Torgoev I.A. (2000). *Geophysical investigation of seismically induced surface effects : case study of a landslide in the Suusamy valley, Kyrghyzstan*. Surv. Geoph., 21, p. 349-369.

Havenith H.B. (2002). *Landslides triggered by earthquakes: experimental studies in the Tien Shan mountains (Central Asia) and dynamic modelling*. Thèse de doctorat de l'Université de Liège, Belgique.

Havenith H.B., Jongmans D., Faccioli E., Abdrakhmatov K. et Bard P.Y. (2002). *Site effects analysis around the seismically induced Ananevo rockslide, Kyrgyzstan*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 92, 8, p. 3190-3209.

Havenith H.B., Vanini M., Jongmans D. et Faccioli E. (2003). *Initiation of earthquake-induced slope failure : influence of topographical and other site specific amplification effects*. Journal of seismology, p. 397-412.

Havenith H.B., Strom A., Jongmans D., Faccioli E., Abdrakhmatov K., Delvaux D. et Tréfois P. (2003). *Seismic triggering of landslides, Part A: field evidence from the Northern Tien-Shan*. Natural Hazards Earthquake System Sciences, 3, p. 135-149.

Havenith H.B., Strom A., Calvetti F. et Jongmans D. (soumis). *Seismic triggering of landslides, Part B: simulation of dynamic failure processes*. Natural Hazards Earthquake System Sciences.

Helle D. (1983). *Risque sismique et stabilité des pentes. Application aux barrages*. Thèse de Docteur Ingénieur en Géologie de l'Ingénieur, Université Scientifique et médicale de Grenoble.

Hoek E. and Bray J. (1981). *Rock slope engineering*. Institution of Mining and Metallurgy.

I

Ingeominas. (1993). *Los sismos del Atrato Medio, 17 y 18 de Octubre de 1992*. Noroccidente de Colombia, SantaFe de Bogota, p. 1-45.

Ishihara K., Yoshida Y., Nakamura S., Tsujino S. et Sakuuchi H. (1987). *Stability of natural slopes during the 1984 Nagano-Seibu earthquake*. Proceedings of the 8th Asian Regional Conference on soil mechanics and foundation engineering, 1, p. 237-240.

Ishihara K. (1991). *Earthquake-induced landslides near Spitak, Armenia, USSR*. Landslide News, 5, p. 25-26.

Itasca, 2000: *FLAC 4.0 Manuals*. – Minnesota, ITASCA Consulting Group, Inc.

J

Jaboyedoff M., Ornstein P. et Rouiller J.D. (2004). *Design of a geodetic database and associated tools for monitoring rock slope movements : the example of the top of Randa rockfall scar*. Natural hazards and earth system sciences, 4, p. 187-196.

Jibson R.W. et Keefer D.K. (1989). *Statistical analysis of factors affecting landslide distribution in the New Madrid seismic zone, Tennessee and Kentucky*. Engineering geological, 43, p. 291-323.

Jibson R.W., Prentice C.S., Borissoff A., Rogozhin A. et Langer C.J. (1994). *Some observations of landslides triggered by the 29 April 1991 Racha earthquake, Republic of Georgia*. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, p. 963-973.

Jibson R.W. and Keefer D.K. (1994). *Analysis of the origin of landslides in the New Madrid seismic zone*. U.G. Geological Survey Professional Paper 1538-D.

Jibson R.W., Harp E.L. et Michael J.A. (1998). *A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps : an example from Los Angeles, California area*. United States Geological Survey, Open-file report 98-113.

Jibson R.W. et Crone A.J. (2001). *Observations and recommendations regarding landslide hazards related to the January 13, 2001 M-7.6 El Salvador earthquake*. USGS Open file report 01-141.

Jibson R.W., Crone A.J., Harp E.L., Baum R.L., Major J.J., Pullinger C.R., Escobar C.D., Martinez and Smith M.E. (2004). *Landslides triggered by the 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador*. Geological Society of America. Special paper 375.

Jongmans D. et Campillo M. (1989). *Influence de la source et de la structure géologique sur la nature des dégâts lors du tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983*. Bulletin de la Société Géologique Française, 8, n°4, p. 849-857.

JSCE. (2001). *The January 13, 2001, El Salvador Earthquake*. Japan Society of Civil Engineers.

Juang C.H., Jhi Y.Y. et Lee D.H. (1998). *Stability analysis of existing slopes considering uncertainty*. Engineering geology 49, p. 111-122.

Ju-Jiang H. (2000). *Chi-Chi earthquake induced landslides in Taiwan*. Earthquake Engineering and Engineering Seismology, vol. 2, n°2, p. 25-33.

K

Kawase H. (1996). *The cause of the damage felt in Kobe : "The basin-edge effect", constructive interference of the direct S-wave with the basin induced diffracted Rayleigh waves*. Seismological research letter, 67, 5, p. 25-34.

Keefer D.K. (1984a). *Landslides caused by earthquakes*. Bulletin of the seismological society of America, 95, p. 406-421.

Keefer D.K. (1984b). *Rock avalanches caused by earthquakes: source characteristics*. Science, 223, p. 1288-1290.

Keefer D.K. et Wilson R.C. (1989). *Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments*. Landslides in a semi arid environment, Inland geological society, edition Sadler et Morton, 2, p. 118-149.

Keefer D.K. (1990). *The susceptibility of rock slopes to earthquake-induced failure*. USGS professional paper.

Keefer D.K., Griggs G.B. et Harp E.L. (1998). *Large landslides near the San Andreas fault in the summit ridge area, Santa Cruz mountains, California*. The Loma Prieta, California,

earthquake of October, 17, 1989-Landslides, édition Keefer, US Geological Survey Professional Paper 1551-C, C71-C128.

Keefer D.K. et Manson M.W. (1998). *Regional distribution and characteristics of landslides generated by earthquake. The Loma Prieta, California, earthquake of October 17, 1989-Landslides*, ed. Keefer, US Geological Survey Professional Paper 1551-C, C7-C32.

Keefer D.K. *Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution-the Loma Prieta, California event*. (2000). Engineering geology 58, p. 231-249.

Konagai K., Johansson J., Mayorca P., Yamamoto T., Miyajima M., Uzuoka R., Pulido N.E., Duran F.C., Sassa K. et Fukuoka H. (2002). *Las Colinas landslide caused by the January 13, 2001 off the coast of El Salvador earthquake*. Journal of Japan Association for Earthquake Engineering, vol. 2, n°1.

Kramer, S. L. *Geotechnical Earthquake Engineering*. (1996). Prentice Hall, New Jersey. 653 p.

Kuhlemeyer, R. L., and J. Lysmer. (1973). *Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems*. Journal of Soil Mechanics & Foundations, Div. ASCE, 99(SM5), p. 421-427.

L

Lara M.A. (1983). *The El Salvador earthquake of June 19, 1982*. EERI Newsletter; 17, 1; p. 87-96; Oakland, CA: Earthquake Engineering Research Institute

Lardé-Larin (1948). *Génésis del volcan del Playon : volcanologica salvadorena*. Revista del Ministerio de cultura, vol. 7, 24, p. 101-111.

Le Brun B., Hatzfeld D., Bard P.Y. et Bouchon M. (1993). *Experimental study of the ground motion on a large scale topographic hill in Kitherion (Greece)*. Seismological journal, 3, p. 1-15.

Leeds D. (1974). *Catalogue of Nicaraguan earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, 64, p. 1132-1158.

Levin S.B. (1940). *The Salvador earthquakes of December 1936*. Bulletin of the Seismological Society of America; 30; p. 1-45

Lin C-W., Lee Y-L., Huang M-L., Lai W-C., Yuan B-D. and Huang C-Y. (2003). *Characteristics of surface ruptures associated with the Chi-Chi earthquake of September 21, 1999*. Engineering Geology, 71, p. 13-30.

Lomnitz C. and Schulz R. (1966). *The San Salvador earthquake of May 3, 1965*. Bulletin of the Seismological Society of America 56, p. 561-575.

Lomnitz C. et Elizarraras S.R. (2001). *El Salvador 2001: earthquake disaster and disaster preparedness in a tropical volcanic environment*. Seismological research letters, vol. 72, n°3, p. 346-351.

Lotti C. et Asociati-Enel. Hydro. (2001). *Informe final. Investigacion geotecnica integral en la cordillera El Balsamo, al sur de Santa Tecla, entre Las Colinas, Las Delicias y Las Colinas*. p. 1-30.

Luo H.Y., Zhou W., Huang S.L. et Chen G. (2004). *Earthquake-induced landslide stability analysis of the Las Colinas landslide in San Salvador*. International Journal of Rock Mechanics and Mineral Sciences, vol. 41, n°3, CD-ROM.

Luzi L., Pergalani F. and Terlien M.T.J. (2000). *Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems*. Engineering Geology, 58, issues 3'4, p. 313-336.

M

Malamud B., Turcotte D.L., Guzzetti F. et Reichenbach P. (2003). *Landslides and earthquakes*. JGR Earth Surface, p. 1-30.

Martinez J.M., Avila G., Agudelo A., Schuster R.L., Casadevall T.J. et Scott K.M. (1995). *Landslides and debris flows triggered by the 6 June 1994 Paez earthquake, Southwestern Colombia*. Landslide News, 9, p. 13-15.

Mavrommati Z.C. (2000). *Seismic behaviour of soils in an unsaturated volcanic soil*. M.Sc. thesis: London, Imperial college, University of London, 166 p.

Michalowski R.L. and ASCE F. (2002). *Stability charts for uniform slopes*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering.

Miller D.J. (1960). *Giant waves in Lituya Bay, Alaska*. Geological Survey Professional Paper 354-C, p. 1-86.

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2000). www.marn.gob.sv

Mitroulia A. (2000). *Slope stability of volcanic soils under dynamic loading*. MSc Dissertation, Imperial College, London, 1998.

MSC/EFTU Group. (1989). *The Killini, Elias, Greece earthquake of October and November 1988*. ESEE report 89.6, Imperial College, London.

Murphy W. (1993). *Mechanisms of slope failure during strong ground motion in southern Italy –some historical evidence*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering VI. The built environment III. Eds: C.A. Brebbia, Wessex Institute of Technology, United Kingdom & A.S. Cakmak, Princeton University, USA. 16 p.

Murphy W. (1995). *The geomorphological controls on seismically triggered landslides during the 1908 Straits of Messina earthquake, Southern Italy*. Quarterly Journal of Engineering Geology, 28, p. 61-74.

Murphy W., Bommer J. et Mankelaw J.M. (2002). *Mechanisms of slope failure in volcanic soils during earthquakes*. Proceedings of the 12th European conference on earthquake engineering, paper reference 782.

Murphy W., Petley D.N., Bommer J. et Mankelaw J.M. (2002). *Uncertainties in ground motion estimates for the evaluation of slope stability during earthquakes*. Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology, 35, p. 71-78.

Murphy W. (2003). *The role of topographic amplification on the initiation of rock slopes failures during earthquakes*. NATO Science series (in press).

N

Nakamura Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface*. OR of RTR, 30, p. 25-33.

Newmark N. (1965). *Effects of earthquakes on dams and embankments*. Géotechnique, 15, p. 137-160.

O

Ouchi T., Lin A., Chen A. and Maruyama T. (2001). *The 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake: earthquake fault and strong motions*. Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 5, p. 966-976.

P

Paolucci R., Faccioli E. et Maggio F. (1999). *3D response analysis of an instrumented hill Matsuzaki, Japan, by a spectral method*. Journal of Seismology, 3, p. 191-209.

Paolucci R. (2002). *Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 31, p. 1831-1853.

Pedersen H., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M. Et Bard P.Y. (1994). *Ground motion amplitude across ridges*. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, p. 1786-1800.

Pender M.J. et Robertson T.W. (1987). *Edgecumbe earthquake: reconnaissance report*. Earthquake spectra, 3 (4), p. 659-745.

Petley D.N. (2004). *The evolution of slope failures: mechanisms of rupture propagation*. Natural Hazards and Earth Sciences, 4, p. 147-152.

Philipponat G. (1979). *Fondations et ouvrages en terre*. Editions Eyrolles.

Plafker G., Ericksen G.E. et Concha J.F. (1971). *Geological aspects of the May 31, 1970, Peru earthquake*. Bulletin of the Seismological Society of America, 61, p. 543-578.

PS92. NF P 06-013 -DTU Règles PS 92.

R

Rodriguez C.E., Bommer J.J. et Chandler R.J. (1999). *Earthquake-induced landslides: 1980-1997*. Soil dynamics earthquake engineering, 18, p. 325-346.

Rolo R., Bommer J.J., Houghton B.F., Vallance J.W., Berdousis P., Mavrommati C. et Murphy W. (2004). *Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastic ash deposits*. Geological Society of America. Special paper 375, p. 1-13.

Rose W.I., Bommer J.J., Lopez D.L., Carr M.J. and Major J.J. (2004). *Natural hazards in El Salvador*. The Geological Society of America. Special Paper 375.

Rosenblueth E. et Prince J. *El temblor de San Salvador, 3 de mayo de 1965 : ingenieria sismica*. Ingenieria, UNAM, vol. 36, 1, p. 31-58.

Rymer M.J. (1987). *The San Salvador earthquake of October 10, 1986 –geologic aspects*. Earthquake Spectra, vol. 3, n° 3, p. 435-463.

Rymer M.J. et White R.A. (1989). *Hazards in El Salvador from earthquake-induced landslides*. In Brabb, E.E., and Harrod, B.L., eds., *Landslides-Extent and economic significance*: Rotterdam, Balkema, p. 105-109.

Rymer M.J. et Ellsworth W.L. (1990). *The Coalinga, California earthquake of May, 2, 1983*. USGS professional paper, vol. 1487, p. 1-417.

S

Sanchez-Sesma F.J. and Campillo M. (1993). *Topographic effects for incident P, SV and Rayleigh waves*. Tectonophysics, 218, p. 113-125.

Sassa K. (1996). *Prediction of earthquake induced landslides*. In *Proceedings Landslides*, Senneset (ed.), p. 115-131.

Schuster R.L., Nieto A.S., O'Rourke T.D. et Crespo E. (1996). *Mass wasting triggered by the 5 March 1987 Ecuador earthquakes*. Engineering geology, 42, p. 1-23.

Schuster R.L. et Highland L.M. (2001). *Socioeconomic and environmental impacts of landslides in the western hemisphere*. US geological survey, open file report 01-0276.

Semblat J-F., Duval A-M. et Dangla P. (2002). *Seismic site effects in a deep alluvial basin : numerical analysis by the boundary element method*. Computers and geotechnics 29, p. 573-585.

Semblat J-F., Duval A-M. et Dangla P. (2003). *Modal superposition method for the analysis of seismic-wave amplification*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 93, n°3, p. 1144-1153.

Semblat J-F., Paolucci R. and Duval A-M. (2003). *Simplified vibratory characterization of alluvial basins*. C.R. Geoscience 335, p. 365-370.

Sepulveda S.A., Murphy W. et Petley D.N. (2003). *Earthquake-triggered rockslides in Central Taiwan: mechanisms and controls*. Proceedings of the 10th Congreso geológico Chileno, 6-10 October 2003, Chile.

Sepulveda S.A., Murphy W. et Petley D.N. (2004). *The role of topographic amplification effects on the generation of earthquake-induced rock slope failures*. Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, S.A.B. and Sayao, S.F. (eds) *Landslides: evaluation and stabilization*, A.A. Balkema, p. 311-315.

Shou K.-J. and Wang C.-F. (2003). *Analysis of the Chiufengershan landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan*. *Engineering Geology*, 68, p. 237-250.

Sigaran Loria C. (2003). *Numerical assessment of the influence of earthquakes on irregular topographies – Analysis of Colombia, 1999 and El Salvador, 2001 earthquakes*. Thesis in Geological Engineering, Delft, The Netherlands.

Singh S.K., Rodriguez M. et Espindola J.M. (1984). *A catalogue of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981*. *Bulletin of the seismological society of America*, 74 (1), p. 267-279.

Sitar N. and G.W. Clough (1983). *Seismic response of steep slopes in cemented soils*. *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, vol. 109, GT2, p. 210-227.

Sitar N. (1990). *Seismic response of steep slopes in weakly cemented sands and gravels*. Volume 2. Memorial symposium Proceedings, May 1990. Editor J. Michael Duncan, Vancouver, Canada.

SNET (2002). www.snet.gob.fr

Spudich P., Hellweg M. et Lee W.H.K. (1996). *Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, S193-S208.

T

Terzaghi K. *From theory to practice in soil mechanics*. 1960, London.

Tibaldi A., Ferrari L. et Pasquare G. (1995). *Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador*. *Geomorphology* 11, p. 215-226.

Tselentis G.A., Drakopoulos J. et Makropoulos K. (1988). *Site effects on seismograms of local earthquakes in the Kalamata region, Southern Greece*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 78, n°4, p. 1597-1602.

U

USGS. landslides.usgs.gov

V

Vallée M., Bouchon M. and Schwartz S.Y. (2003). *The 13 January 2001 El Salvador earthquake: a multidata analysis*. Journal of Geophysical Research, vol. 108, n° B4.

Vanbrabant F. (1998). *Prise en compte des effets de site topographiques dans l'étude de la stabilité des pentes soumises à des sollicitations dynamiques*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Van Dissen R., Cousins J., Robinson R. and Reyners M. (1994). *The Fierland earthquake of 10 August, 1993: a reconnaissance report covering tectonic setting, peak ground acceleration and landslide damage*. NZNSEE Technical Conference, Taupo, March 1994. Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering, vol. 27, n°2.

Varnes D.J. (1978). *Slope movement types and processes*. Landslides, analysis and control. ed. Schuster R.L. et Krizek R.J., Transportation research board special report, 176, National academy of sciences, Washington DC, 1978, p. 11-33.

Vidrih R., Ribicic M. and Suhadolc P. (2001). *Seismological effects on rock during the 12 April 1998 upper Soca Territory earthquake (NW Slovenia)*. Tectonophysics 330, p. 153-175.

W

Wang W-N., Chigira M. and Furuya T. (2003). *Geological and geomorphological precursors of the Chiu-fen-erh-shan landslide triggered by the Chi-Chi earthquake in central Taiwan*. Engineering Geology, 69, p. 1-13.

White R.A. et Harlow D.H. (1993). *Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900*. Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 4, p. 1115-1142.

Wieczorek G., Arboleda R. et Tubianosa B. (1991). *Liquefaction and landsliding from the July 16, 1990, Luzon, Philippines earthquake*. Proceedings of the 3rd Japan-US workshop on earthquake resistant design of lifeline facilities, San Francisco, California, Technical report, NCEER-91-0001, p. 39-55.

Z

Zhenging H. (1990). *The Ms=5.9 Diebu earthquake, Gansu Province, January 8, 1987*. Earthquake Research in China, 4 (2), p. 163-171.

Zienkiewicz O.C., Humpheson C. et Lewis R.W. (1975). *Associated and non-associated visco-plasticity and plasticity in soil mechanics*. Géotechnique, 25, p. 671-689.

Annexe 1 : Glossaire des terminologies de mouvements de versant de Varnes (1978)

Terme anglais	Traduction française
Avalanche	Avalanche
Creep	Fluage
Fall	Chute, écoulement
Flow	Ecoulement
Lateral spread	Etaiement latéral
Slide	Glissement le long d'une surface de rupture
Slump	Glissement par rotation le long d'une surface de rupture
Topple	Basculement

Annexe 2 : Base de données mondiale des mouvements de versant sous sollicitations dynamiques (Keefer, 1984 ; Rodriguez et al., 1999)

Pays (séisme)	Année	Magn.	Prof. (km)	Observations sur les mouvements de versant	Référence
Etats-Unis (San Francisco)	1906	7,9	< 20	De nombreux mouvements de versant dans des sols et des roches, des écoulements et des réactivations de dépôts de glissements pré existant.	Keefer et al., 1998
Inde (Bihar-Népal)	1934	8,1	15	De nombreux glissements en masse dans les sols et autant d'étalements latéraux de sols (entre 1000 et 10 000). Des centaines de chutes de blocs.	Keefer, 1984
Etats-Unis (Imperial valley)	1940	7,1	16	Des centaines de glissements en masse et désordonnés dans les sols et autant d'étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Canada (Vancouver island)	1946	7,2-7,3	30	Des dizaines de glissements en masse de sols, d'étalements latéraux de sols et de glissements sous-marins.	Keefer, 1984
Japon	1948	7,3	14-33	Des dizaines d'effondrements de sols, des centaines de glissements en masse dans les sols et d'étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Etats-Unis (Puget sound)	1949	7	70	Des dizaines de chutes de blocs, de glissements rotationnels de sols, d'étalements latéraux de sols et de glissements sous-marins.	Keefer, 1984
Inde (Assam)	1950	8,6	14	Plus de 10 000 chutes de blocs, glissements rocheux, glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées et étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Etats-Unis (San Francisco)	1957	5,3	7-11	Des dizaines de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, de glissements rotationnels de sols et de coulées boueuses.	Keefer, 1984
Alaska (Southeast)	1958	7,7	15	Des centaines de glissements rotationnels de sols, d'étalements latéraux de sols et de glissements rocheux. Des dizaines de glissements rotationnels de sols et de glissements sous-marins.	Miller, 1960
Alaska (Anchorage)	1964	8,5	20-50	La plupart des dégâts du séisme sont attribuables aux mouvements de versant. De nombreuses instabilités à Anchorage : glissements de débris, avalanches, glissements par translation et par rotation.	Hansen, 1965
Japon (Niigata)	1964	7,3	40	Des centaines de chutes de blocs, de glissements rotationnels de sols et d'étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Etats-Uni (Puget sound)s	1965	6,5	58-63	Quelques glissements rotationnels et étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Nouvelle Zélande (Inangahua)	1968	7,1	12-21	Des dizaines de glissements en masse et désordonnés dans les sols et les roches. Des dizaines d'étalements latéraux de sols et de coulées boueuses.	Keefer, 1984
Pérou	1970	7,9	35-43	Névado Huascarán : gigantesque avalanche de roches et de glace qui a détruit deux villes et coûté la vie à plus de 18 000 personnes.	Plafker et al., 1971
Hawaï	1973	6,1	41-50	De 10 à 1 000 effondrements et glissements rotationnels de sols.	Keefer, 1984
Hawaï (Kilauea)	1975	7,1	5	Plusieurs centaines de chutes de blocs et de glissements rotationnels de roches.	Keefer, 1984
Guatemala	1976	7,5	5	Plus de 10 000 mouvements de versant dont 11 grands glissements. La plupart sont des chutes de blocs et des glissements de débris de petits volumes.	Harp et al., 1981
Chine (Tangshan)	1976	7,5	12-16	Des centaines de glissements rotationnels et des centaines d'étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984

Iran (Kburgu)	1977	6,9	29	De 100 à 1 000 chutes de blocs et glissements rocheux.	Keefer, 1984
Argentine (San Juan province)	1977	7,4	17	Des milliers de chutes de blocs, de glissements rocheux, de glissements en masse de sols et d'étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Japon	1978	6,8	4	Des centaines de chutes de blocs, de glissements rocheux, de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées et de glissements rotationnels de sols.	Keefer, 1984
Etats-Unis (Santa Barbara)	1978	5,6	13	Des dizaines de chutes de blocs, de glissements rocheux et d'effondrements de sols. Quelques glissements rotationnels de sols et étalements latéraux de sols.	Keefer, 1984
Etats-Unis (Homestead valley)	1979	5,4	10	Des dizaines de chutes de blocs et quelques glissements rotationnels de sols.	Keefer, 1984
Etats-Unis (Mount Diablo)	1980	5,8	8	De 1 000 à 10 000 chutes de blocs et glissements rocheux.	Keefer, 1984
Italie (Irpinia)	1980	6,9	0	Des dizaines de mouvements de versant, essentiellement des chutes de blocs, des glissements rocheux, des glissements en masse dans les sols et des coulées boueuses.	Durville et Méneroud, 1982
Algérie (El Asnam)	1980	7,3		De nombreux phénomènes de liquéfaction	Durville et Méneroud, 1982
Salvador	1982	7,3	80	Des glissements de sols dans des dépôts volcaniques et des dépôts détritiques.	Lara, 1983
Etats-Unis (Coalinga)	1983	6,2	7	De 10 000 à 100 000 mouvements de versant, essentiellement des chutes de blocs, des glissements rocheux, des glissements en masse et désordonnés de sols et des étalements latéraux de sols.	Rymer et Ellsworth, 1990
Etats-Unis (Borah Peak)	1983	6,9	10	Des dizaines de mouvements de versant, essentiellement des chutes de blocs, des glissements rocheux, des glissements en masse et désordonnés de sols, des étalements latéraux de sols et des coulées boueuses.	EERI, 1985
Japon (Nagoken-Seibu)	1984	6,2	18	Des dizaines de mouvements de versant, essentiellement des chutes de blocs, des glissements rocheux, des avalanches rocheuses et des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées.	Ishihara et al., 1987
Chili (Valparaiso)	1985	8,1	43	Des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, des glissements rotationnels de sols, des étalements latéraux de sols et des coulées boueuses.	Celebi, 1996 ; EERI, 1986
Grèce (Kalamata)	1986	6	28	Des dizaines de chutes de blocs, de glissements rotationnels de sols et de coulées boueuses.	Anagnostopoulous et al., 1987
Salvador	1986	5,7	12	Des milliers de chutes de blocs, de glissements rocheux, d'effondrements de sols, de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, de glissements rotationnels de sols et de coulées boueuses.	Rymer et White, 1989 ; EERI, 1987
Nouvelle Zélande (Edgecumbe)	1987	6	20	Des dizaines de chutes de blocs, de glissements rocheux, de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, de glissements rotationnels de sols et d'étalements latéraux de sols.	Pender et Robertson, 1987
Chine (Diebu)	1987	5,3	15	Des chutes de blocs et des effondrements de sols.	Zhenging, 1990
Equateur	1987	7,1-6,8	5-15	De nombreux mouvements de versant meurtriers. Quelques heures après le séisme, plusieurs lacs artificiels résultant de l'obstruction de rivières par des produits d'éboulements ont relâché leurs eaux sur la vallée (rupture des barrages artificiels).	Tibaldi et al., 1995
Etats-Unis	1987	6,1-3,9	17-13	Des chutes de blocs, des glissements rocheux, des	Harp et Wilson,

(Whittier Narrows)				effondrements de sols et des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées.	1995
Etats-Unis (Superstition Hills)	1987	6,2-6,6	5-1,9	Des chutes de blocs, des glissements rocheux, des glissements rotationnels de roches, des effondrements de sols, des étalements latéraux de sols et des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées.	Harp et Wilson, 1995
Népal	1988	6,8	65	Des chutes de blocs, des glissements rocheux, des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées et des glissements de couches de sols.	EOS News, 1988
Grèce (Killini)	1988	5,9	25	Des dizaines de chutes de blocs, de glissements rocheux et d'effondrements de sols.	MSc/EFTU Group, 1989
Arménie (Spitak)	1988	6,7	5	Des milliers de chutes de blocs, de glissements rocheux, de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, de glissements rotationnels de sols et de coulées boueuses.	Ishihara, 1991 ; Bommer et Ambraseys, 1989
Etats-Unis (Loma Prieta)	1989	6,9	8	Des centaines de mouvements de versant, essentiellement des chutes de blocs, des glissements de sols ou de roches peu profonds et des glissements en masse plus profonds, qui ont endommagé ou détruit plus de 100 maisons, bloqué des routes et tué une personne.	Keefe et Manson, 1998
Philippines (Luzon)	1990	7,7	25	Essentiellement des glissements de sols ou de roches superficiels depuis des pentes raides formées de dépôts détritiques.	Wieczorek et al., 1991
Géorgie (Racha)	1991	7 (Ms)		Par ordre décroissant d'abondance : des chutes de blocs, des glissements de débris, des glissements rotationnels, des glissements de bancs rocheux et des avalanches.	Jibson et al., 1994
Turquie (Erzincan)	1992	6,7	27-10	Des dizaines de chutes de blocs, de glissements de bancs rocheux et d'étalements latéraux de sols.	EERI, 1993
Kirghizstan (Suusamy)	1992	7	16,5	Des chutes de blocs, des glissements rotationnels de sols, des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées et des coulées boueuses.	Havenith et al., 2000
Colombie (Murindo)	1992	6,7-7,4	14-10	Des effondrements de sols, des glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées et des étalements latéraux de sols.	Ingeominas, 1993
Nouvelle Zélande (Fiordland)	1993	6,8	22	Mouvements de versant superficiels ou réactivations de portions d'anciens glissements.	Van Dissen et al., 1994
Colombie (Paez)	1994	6,8	12	Des milliers de chutes de blocs, de glissements rotationnels de sols, de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, d'étalements latéraux de sols et de coulées boueuses.	Martinez et al., 1995
Japon (Hyogu-ken Nanbu)	1995	6,9	22	Des centaines de chutes de blocs, de glissements rocheux, de glissements de bancs rocheux, de glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, d'étalements latéraux de sols et de coulées boueuses.	Sassa, 1996
Italie (Umbria Marche)	1997	5,7-6,0-?		Essentiellement des chutes de blocs. Quelques glissements par rotation et par translation et par endroits des coulées boueuses. Réactivation de dépôts d'anciens glissements dans la zone épiscopale.	Esposito et al., 2000

Les abréviations suivantes sont utilisées : magn. pour magnitude et prof. pour profondeur. MI représente la magnitude locale et Ms la magnitude des ondes de surface.

Annexe 3: Evénements sismiques ayant affecté l’Amérique Centrale et conduit à des mouvements de versant entre 1902 et 2001 (Bommer et Rodriguez, 2002).

Année	Pays affecté	Magn.	Profondeur (km)	Référence
19/04/1902	Guatemala	7,5	croûte supérieure	Ambraseys et Adams, 1996
20/12/1904	Panama	6,8	croûte supérieure	Ambraseys et Adams, 1996
29/08/1911	Costa Rica	6	croûte supérieure	Bommer et Rodriguez, 2002
10/10/1911	Costa Rica	6,6	croûte supérieure	Bommer et Rodriguez, 2002
06/06/1912	Costa Rica	5,6	croûte supérieure	Bommer et Rodriguez, 2002
02/10/1913	Panama	6,7	croûte supérieure	Ambraseys et Adams, 1996
28/05/1914	Panama	6,5		Ambraseys et Adams, 1996
07/09/1915	Salvador / Guatemala	7,8	60	Ambraseys et Adams, 1996
26/04/1916	Panama / Costa Rica	6,9	croûte supérieure	Ambraseys et Adams, 1996
26/12/1917	Guatemala	5,9-5,6	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
28/04/1919	Salvador	6,1	croûte supérieure	Bommer et Rodriguez, 2002
04/03/1924	Costa Rica	7	croûte supérieure	Ambraseys et Adams, 1996
31/03/1931	Nicaragua	6,3	< 7	Singh et al., 1984
21/05/1932	Salvador	7,1		Ambraseys et al., 2001
18/07/1934	Panama / Costa Rica	7,5		Ambraseys et Adams, 1996
20/12/1936	Salvador	6,2	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
05/12/1941	Panama / Costa Rica	7,7		Ambraseys et Adams, 1996
06/08/1942	Guatemala	7,6		Ambraseys et Adams, 1996
10/08/1945	Guatemala	5,9	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
26/01/1947	Nicaragua / Salvador	7,1		Ambraseys et Adams, 1996
05/10/1950	Costa Rica	7,7		Ambraseys et Adams, 1996
06/05/1951	Salvador	6,1	croûte supérieure	Ambraseys et al., 2001
06/05/1951	Salvador	6,2	croûte supérieure	Ambraseys et al., 2001 ; White et Harlow, 1993
02/08/1951	Nicaragua	6	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
03/08/1951	Nicaragua	6,2	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
30/12/1952	Costa Rica	6,1	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
01/09/1955	Costa Rica	6	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
03/05/1965	Salvador	6,2	18	White et Harlow, 1993 ; Lomnitz et Schulz 1966
04/01/1968	Nicaragua		croûte supérieure	Leeds, 1974
23/12/1972	Nicaragua	6,3	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
14/04/1973	Costa Rica	6,6	croûte supérieure	White et Harlow, 1993
06/03/1974	Nicaragua			Bommer et Rodriguez, 2002
13/07/1974	Panama	7,1		Bommer et Rodriguez, 2002
04/02/1976	Guatemala	7,6	croûte supérieure	Ambraseys et Adams, 1996
11/07/1976	Panama	6,7		Bommer et Rodriguez, 2002
19/06/1982	Salvador	7,3	80	Ambraseys et Adams, 1996
03/04/1983	Costa Rica / Panama	7,4		Ambraseys et Adams, 1996
10/10/1986	Salvador	5,7	10	White et Harlow, 1993
25/03/1990	Costa Rica	7	22	Ambraseys et Adams, 1996
22/04/1991	Costa Rica / Panama	7,6	10	Ambraseys et Adams, 1996
18/09/1991	Guatemala	6,1	5	Bommer et Rodriguez, 2002
10/07/1993	Costa Rica	5,8	19	Bommer et Rodriguez, 2002
13/07/1993	Costa Rica	5,4	10	Bommer et Rodriguez, 2002
13/01/2001	Salvador	7,6	50-60	Bommer et Rodriguez, 2002
13/02/2001	Salvador	6,5	13	Bommer et Rodriguez, 2002

L’abréviation suivante est utilisée : magn. pour magnitude.

Annexe 4 : Historique des mouvements de versant ayant affecté le Salvador depuis 1576 – type de mouvement de versant et géologie des versants affectés - (Bommer et Rodriguez, 2002).

Année	Type de mouvement de versant	Géologie des versants affectés
1576	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1765	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1839	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1854	Glissements rotationnels de sols	Sols volcaniques
1854	Glissements rotationnels de sols	Roches magmatiques
1857	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1873	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1878	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1879	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1915	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, glissements rotationnels de sols, chutes de blocs et glissements sous-marins	Sols volcaniques et dépôts détritiques
1919	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1936	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1951 (1)	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1951 (2)	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1965	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques
1982	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées	Sols volcaniques et dépôts détritiques
1986	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, glissements rotationnels de sols, chutes de blocs et glissements rocheux	Sols volcaniques, roches magmatiques et alluvions
2001 (1)	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, glissements rotationnels de sols, chutes de blocs et glissements rocheux	Sols volcaniques, roches magmatiques et alluvions
2001 (2)	Glissements de masses de sols fragmentées ou déstructurées, glissements rotationnels de sols, chutes de blocs et glissements rocheux	Sols volcaniques, roches magmatiques et alluvions