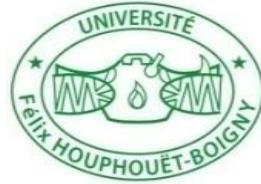




UNIVERSITÉ DE LIÈGE
Faculté des Sciences
Département de Géographie



UNIVERSITÉ FÉLIX HOUPHOUËT-BOIGNY
Département des Sciences de la Terre et des
Ressources Minières

THÈSE EN COTUTELLE

Présentée au Département de Géographie en vue de l'obtention du titre de
Docteur des Universités de Liège et de Félix Houphouët-Boigny

Par Frédéric Lorng GNAGNE

**LES GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS LA COMMUNE
D'ATTÉCOUBÉ (ABIDJAN, CÔTE D'IVOIRE) : CARACTÉRISATION,
FONCTIONNEMENT ET MODÉLISATION**

Soutenue publiquement le 11 septembre devant le jury composé de :

Aurélia HUBERT-FERRARI, Présidente du jury, Université de Liège
Serge SCHMITZ, Directeur de thèse, Secrétaire, Université de Liège
Jean BIEMI, Directeur de thèse, Université Félix Houphouët-Boigny
Alain DEMOULIN, Co-Directeur de thèse, Université de Liège
Mathieu FRESSARD, Centre national de la recherche scientifique (CNRS)
Yao Blaise KOFFI, Université Félix Houphouët-Boigny

REMERCIEMENTS

Cette thèse en cotutelle est l'aboutissement de quelques années de travail, d'expérimentations, de réflexions et de persévérance. Ce chemin n'aurait pas été possible sans le soutien et l'implication de nombreuses personnes, que je tiens ici à remercier chaleureusement.

Tout d'abord, je voudrais témoigner ma profonde gratitude aux Professeurs :

- Serge Schmitz, Professeur ordinaire et Directeur de cette recherche (Université de Liège), d'avoir contribué à la finalisation de ce travail de recherche. Ses précieux conseils, ses critiques scientifiques pertinentes ont été d'un grand soutien.
- Jean Biemi, Professeur honoraire de l'UFR-STRM et Directeur de cette thèse (Université Félix Houphouët-Boigny) de m'avoir accepté comme doctorant pour travailler sur la problématique des glissements de terrain à Abidjan, et en particulier à Attécoubé.
- Alain Demoulin, Maître de recherche FNRS et Co-Directeur de ce travail (Université de Liège) de m'avoir permis de réaliser des séjours de recherche au Département de géographie. Son accompagnement précieux, sa rigueur scientifique et ses conseils avisés m'ont guidé tout au long de cette recherche et ont grandement contribué à mon évolution en tant que doctorant.
- Aurelia Hubert-Ferrari, Professeur et membre du comité de thèse (Université de Liège) pour sa contribution à différentes étapes de cette thèse. Son apport reste significatif dans l'élaboration de ce travail.

J'adresse également mes sincères remerciements à Olivier Dewitte et à Yves Cornet pour m'avoir fait profiter de leurs expériences scientifiques. Leurs remarques et suggestions ont enrichi sans aucun doute mes réflexions.

Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance envers Dr Hélène Boyosso Koudjo, qui a contribué directement ou indirectement à la réalisation de ce travail de thèse.

Un immense merci à Jean Pascal d'Inverno (affectueusement Parrain), à Bénédicte Gaukema, à Jacques Gaukema (affectueusement Grappy), à Frédéric Ciabatta, à Yapo Marius Bessekou, à Rakotonirina Julie, à Marius Agodio et à Michelle Tahoua pour leur entraide. Leurs engagements et soutiens n'ont pas failli. Je remercie particulièrement Monsieur Nicolas Paulus via son ASBL pour l'aide financière apportée relativement à ma dernière inscription de thèse.

Enfin, je tiens à exprimer ma gratitude infinie à ma famille et à mes amis, en particulier ma mère Hélène Akissi Ando, à mon feu père Gnagne Lorng François, à Gnagne Akpa Havila et à Gnando Apo Davila, à mes frères et sœurs pour leur patience, leur encouragement et leur présence indéfectible, même dans les moments de doute. Votre soutien a été une source de motivation inestimable.

Enfin, que tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à l'élaboration de ce mémoire et dont les noms n'y figurent pas, trouvent ici, du fond de mon cœur, l'expression de ma profonde reconnaissance.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	I
TABLE DES MATIÈRES	III
LISTE DES TABLEAUX.....	XIV
RESUMÉ	XVIII
ABSTRACT	XXI
INTRODUCTION GENERALE.....	1
0.1 Problématique de la recherche	2
0.2 Objectifs de la recherche	6
0.3 Structure de la thèse	7
PREMIERE PARTIE : GENERALITE.....	8
CHAPITRE 1 : ANALYSE DES PRINCIPALES COMPOSANTES GÉOMORPHOLOGIQUES, LITHOLOGIQUES, PLUVIOMÉTRIQUES ET DE DYNAMIQUE URBAINE DE LA COMMUNE D'ATTÉCOUBÉ.....	9
1.1 Situation et localisation géographique.....	9
1.2 Contexte géomorphologique et lithologique.....	10
1.3 Cadre hydro-climatique de l'agglomération d'Attécoubé	14
1.4 Occupation du sol et expansion urbaine anarchique dans la commune d'Attécoubé	16
Conclusion partielle	18
CHAPITRE 2 : GLISSEMENTS DE TERRAIN.....	19
2.1 Caractéristique d'un glissement de terrain.....	19
2.2 Types et mécanismes de rupture	20
2.3 Facteurs de rupture des versants et crises de glissements de terrain	23
2.3.1 Facteurs de prédisposition des glissements de terrain	23
2.3.1.1 <i>Pente</i>	23
2.3.1.2 <i>Courbure de la surface topographique</i>	24
2.3.1.3 <i>Orientation de la ligne de plus grande.....</i>	25
2.3.1.4 <i>Altitude</i>	28
2.3.1.5 <i>Nature géologique du sous-sol et propriétés des sols.....</i>	28
2.3.1.6 <i>Influence de la végétation.....</i>	31
2.3.1.7 <i>Impact de la croissance urbaine et occurrence des glissements de terrain</i>	33
2.3.2 Facteurs déclencheurs et crises de glissements de terrain.....	34
2.3.2.1 <i>Tremblements de terre.....</i>	34
2.3.2.2 <i>Activités volcaniques.....</i>	36
2.3.2.3 <i>Précipitations et leur historique</i>	36

2.3.2.4 Activités anthropiques de modification des versants	38
2.3.3 Instabilités de versant au fil du temps.....	39
2.4 Dimensions des glissements de terrain.....	40
2.4.1 Courbes fréquence-taille des glissements	40
2.4.2 Densités spatiales des glissements de terrain	41
2.5 Méthodes d'inventaire des glissements de terrain.....	41
2.5.1. Méthodes d'identification des glissements de terrain	42
2.5.1.1 <i>Investigation des glissements sur le terrain</i>	42
2.5.1.2 <i>Interprétation visuelle des photographies aériennes</i>	43
2.5.1.3 <i>Analyse d'images satellites et de modèles numériques de terrain à haute et très haute résolutions spatiales (LiDAR)</i>	43
2.5.2 Typologie des cartes d'inventaire de glissements de terrain.....	45
2.5.2.1 <i>Carte d'inventaire géomorphologique</i>	45
2.5.2.2 <i>Inventaires d'événements de glissement</i>	46
2.5.2.3 <i>Carte d'inventaire multi-temporel et multi-dates</i>	47
2.6 Approches de modélisation.....	48
2.6.1 Approches déterministes basées sur des modèles physiques ou géotechniques.....	48
2.6.2 Approches qualitatives ou empiriques	49
2.6.2.1 <i>Approche experte</i>	49
2.6.2.2 <i>Approche semi-experte</i>	50
2.6.2.2.1 <i>Méthode par combinaison de cartes d'index</i>	51
2.6.2.2.2 <i>Approche par logique floue</i>	51
2.6.2.2.3 <i>Analytic Hierarchy Process (AHP)</i>	52
2.6.3 Approches quantitatives probabilistes	53
2.6.3.1 <i>Méthodes bivariées</i>	53
2.6.3.2 <i>Approches multivariées</i>	55
2.6.3.2.1 <i>Analyse discriminante</i>	56
2.6.3.2.2 <i>Régression logistique</i>	57
2.6.4 Validation des modèles de prédiction.....	59
2.6.5 Fondement mathématique de la régression logistique	61
2.6.5.2 <i>Estimation des paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance</i>	62
2.6.6 Forme pratique de la susceptibilité et fonction de coût	63
Conclusion partielle.....	65
DEUXIEME PARTIE : MATÉRIELS ET MÉTHODES.....	66
CHAPITRE 3 : GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS L'AGGLOMÉRATION D'ATTÉCOUBÉ : INVENTAIRE ET ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE	67
3.1. Sources d'archives	67
3.2. Inventaire des glissements de terrain 2015-2023	69
3.3. Digitalisation des glissements de terrain	72

3.4. Relation entre les données de précipitation et glissements de terrain	74
3.5. Essai d'interprétation de la dynamique du versant de Bobito, à partir d'une étude diachronique d'images Google Earth.....	77
Conclusion partielle	78
CHAPITRE 4 : SÉLECTION ET PRÉPARATION DES DONNÉES DE LA MODÉLISATION	79
4.1 Données de base pour la constitution des couches de données des variables explicatives : MNT et image satellitaire	79
4.2 Variables explicatives ou de prédiction.....	83
4.2.1 Altitude	84
4.2.2 Pente	85
4.2.3 Orientation de la pente.....	85
4.2.4 Courbure	86
4.2.5 Accumulation de l'écoulement.....	87
4.2.6. Distance au réseau de drainage	87
4.2.7 Couvert végétal du sol	88
4.2.8 Charge artificielle des hauts de versant	89
Conclusion partielle	93
CHAPITRE 5 : MODELISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS LA COMMUNE D'ATTÉCOUBÉ.....	94
5.1 Données de référence	94
5.2 Evaluation préliminaire du pouvoir explicatif individuel des variables prédictives	95
5.3 Représentativité des rapports d'échantillon.....	96
5.4 Sélection des variables d'entrée	97
5.5 Modélisation et développement des modèles de prédiction.....	98
5.6 Evaluation des performances des modèles par des mesures statistiques	99
5.7 Évaluation des performances des modèles basée sur les courbes ROC	100
5.8 Retour sur les rapports d'échantillon.....	101
Conclusion partielle	102
CHAPITRE 6 : FONCTION DE COÛT ET CLASSES DE RISQUE DE GLISSEMENT DE TERRAIN	103
6.1 Idée de base du modèle de la fonction de coût.....	104
6.2 Description du set de données.....	104
Conclusion partielle	105

TROISIEME PARTIE: RESULTATS-DISCUSSION	106
CHAPITRE 7 : RÉSULTATS.....	107
7.1 Inventaire spatio-temporel des glissements de terrain.....	107
7.2 Types et distribution spatiale des glissements de terrain recensés	110
7.3 Morphométrie et données statiques des glissements de terrain	113
7.4 Relations entre les paramètres des glissements de terrain	115
7.4.1 Relation entre la distance horizontale de parcours (L) et le volume (V)	116
7.4.2 Relation entre la distance horizontale de parcours (L) et la hauteur (H _T).....	117
7.4.3 Relation entre coefficient de friction équivalent (H _T /L) et le volume de matériau déplacé	117
7.4.4 Coefficient de friction équivalent (H _T /L) avec la distance horizontale de parcours (L) des glissements récents versus le coefficient de friction équivalent avec la distance horizontale de parcours des glissements anciens	117
7.5 Relation entre la surface (A) et le volume (V) des glissements de terrain.....	117
7.6 Précipitations cumulées et occurrence des glissements de terrain	118
7.7 Impacts des glissements de terrain	120
7.8 Empreintes anthropogéniques observées	122
7.9 Processus évolutif du versant de Bobito.....	125
7.10 Relation entre les variables explicatives et les ensembles	127
7.11 Représentativité de la taille d'échantillon	136
7.12 Sélection optimale des variables influençant les glissements de terrain.....	137
7.13 Modèles de prédiction des glissements de terrain	139
7.14 Analyse de la performance des modèles.....	142
7.15 Évaluation des performances des modèles basée les courbes ROC	144
7.16 Cartographie de la susceptibilité aux ensembles pour les 6 modèles	145
7.18 Cartographie de la susceptibilité	152
7.19 Fonction de coût et classes de risque.....	154
Conclusion partielle	156
CHAPITRE 8 : DISCUSSION.....	158
8.1 Incomplétude et fiabilité de l'inventaire de glissements de terrain.....	158
8.2 Impacts des glissements de terrain inventoriés	160
8.3 Morphométrie et relation entre les paramètres de base des glissements de terrain	160
8.3.1 Effet du volume (V) sur la distance horizontale de parcours (L) des glissements de terrain	161
8.3.2 Effets de la hauteur (H _T) sur la distance de parcours (L) des glissements de terrain.....	161

8.3.3 Effets du volume V et la distance de parcours (L) sur le coefficient de friction équivalent (H _T /L)	161
8.3.4 Effet du volume V sur la surface affectée A	162
8.4 Seuils de précipitation et occurrence des glissements de terrain.....	163
8.5 Influence des activités anthropogéniques sur l'occurrence des glissements de terrain et évolution des versants : cas de Bobito.....	165
8.6 Sélection et optimisation des facteurs d'influence.....	170
8.7 Modèles de prédiction de la susceptibilité aux glissements de terrain	171
8.8 Détermination des pentes dangereuses le long des versants par le modèle 5 et influence des différentes variables individuelles	174
8.9 Fonction de coût et classes d'aléa	178
Conclusion partielle	179
CONCLUSION GÉNÉRALE	181
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	186
ANNEXE.....	219

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Distribution spatiale des glissements de terrain. A : Mouvements de masse ayant causé des décès durant la période 2014-2016 (Froude et Petley, 2018). B, C, D et E : Quelques glissements observés dans certains pays respectivement à Regent (Sierra Leone), Bombinasco (Suisse), Yunnan (Chine) et Oso (Etats Unis) (Schlogel, 2015).....	5
Figure 2: Localisation de la zone d'étude dans le centre d'Abidjan sur fond de modèle numérique de terrain (MNT) de résolution 5 m. A : le rectangle rose indique la position d'Attecoube dans le district d'Abidjan. B : localisation des quartiers et des principales vallées de la zone d'étude. Av : Agban-village ; CF : Cité Fairmont ; SM : Sanctuaire Marial ; Bo : Bobito ; Bor : Boribana ; Se : Sebroko ; Ba1 : Banco1 ; AA : Agban-Attié ; Ne : Nematoulaye ; DE : Djene-Ecare ; Mo : Mossikro ; Sa 3 : Sante 3 : AD Abobo-Doume. Les photos (C, D, E) représentent respectivement les vallées (1, 2 et 3) identifiées sur l'aire d'étude. Celles-ci correspondent aux chiffres en blanc. Les rectangles en rouges indiquent les deux interfluves (interf 1, 2) de la rive droite.	10
Figure 3: Vue générale de l'extension nord-sud de la baie du Banco. Les numéros en jaune indiquent les deux parties (est et ouest) de cette agglomération ainsi que la baie du Banco. La rive droite (1) indique l'est tandis que la rive gauche montre l'ouest de la zone d'étude.....	11
Figure 4: Carte géologique de la région d'Abidjan (Oga <i>et al.</i> , 2011). La limite de l'aire cartographiée est représentée en noir sur les dépôts issus des périodes du Cénozoïque.....	13
Figure 5: Différentes coupes lithologiques des forages du Continental Terminal réalisées dans la direction nord-sud (Adiaffi, 2008). La flèche rouge correspond à la localisation de la commune d'Attécoubé entre Adjame Nord et Adjame Sud.	14
Figure 6: Mécanisme des variations saisonnières en Côte d'Ivoire (Kouassi <i>et al.</i> , 2022).....	15
Figure 7: Moyennes mensuelles de la pluviométrie et de la température dans le district d'Abidjan. La bande bleue correspond aux précipitations enregistrées en mm sur la période 1981-2012. La ligne en rouge représente la tendance des températures en degré Celsius (°C) sur la période 2005-2012.....	16
Figure 8: Interventions humaines observées sur l'aire étudiée. A : vue vers EW du terrassement d'un versant dans le quartier de Mossikro Les lignes bleues en pointillé représentent des terrasses réalisées. La flèche jaune correspond à un bâti au pied d'un versa. B : vue vers NS d'un versant dénudé dans le quartier de Mossikro. Les flèches rouges indiquent un bloc bâti au sommet du talus. La ligne bleue pleine représente la limite supérieure de ce talus. La flèche jaune correspond à une construction au pied du versant. C et D : vues respectives vers EW de l'entaille des pieds de versant dans les quartiers de Boribana et Nematoulaye.	17

Figure 9: Répartition anarchique des constructions dans la commune d'Attécoubé par l'examen des images Google Earth. A : Image Google Earth de 2002. B : Image Google Earth de 2019. Les rectangles jaune et rouge indiquent respectivement l'étalement urbain dans les parties sud-ouest et nord-ouest. .18	
Figure 10: Principales caractéristiques d'un glissement rotationnel idéalisé (Varnes, 1978).....19	
Figure 11: Exemple de caractéristiques de glissements de terrain. (A) représente le glissement rotationnel et (B) montre le glissement translationnel. Les lignes en rouge indiquent les limites des deux types de glissements de terrain.20	
Figure 12: Orientation des glissements rocheux dans les Alpes néo-zélandaises. A, A' : Orientation des glissements rocheux dans l'ouest des Alpes néo zélandaises du sud, modifié d'après Korup (2005). B, B' : orientation des glissements rocheux dans le centre des Alpes néo-zélandaise du sud. Modifié d'après Allen <i>et al.</i> (2011).....27	
Figure 13: Distribution de l'orientation des pentes dans le bassin du Haut-Rhône (Pedrazzini et al. (2015)) et les mouvements rocheux (DSGSD : Deep-seated gravitational slope deformations/Déformations gravitationnelles profondes des versants RRA : Rockslides and r rock avalanches/Glissemens rocheux et avalanches rocheuses ; LRT : Roto-translation landslides/Glissemens rotationnels et translationnels, GSD : Gravitationnal slope déformation/Déformation gravitationnelle de la pente).27	
Figure 14: Glissements rocheux du Vajont (Italie septentrionale) en lien avec la structure géologique et l'échelle de rugosité (Wolter <i>et al.</i> , 2015) a : échelle macroscopique, vue générale du synclinal (MS : synclinal de Massalezza ; ES : synclinal de Erto) ; b : échelle intermédiaire, modèle à échelle moyenne ; c : plis parasites ; d : échelle microscopique avec présence de petites concrétions. CT : Faille du col de Tramontin ; CE : faille du col delle Erghene.30	
Figure 15: Schéma de l'éboulement de Randa (Canton du Valais, Suisse) montrant les plans de glissement et les deux éboulements qui sont survenus en avril et mai 1991 (Eberhardt <i>et al.</i> , 2004) ...31	
Figure 16: Exemple de modification typique dans la résistance du système racinaire de la végétation forestière après un déboisement (clearcutting). La décroissance du système racinaire et les courbes de recouvrement des arbres sont basées sur de nombreuse donnée à travers le monde (Sidle, 1992).....33	
Figure 17: Avalanches rocheuses les plus importantes déclenchées par le séisme de Wenchuan en mai 2008 (Dai <i>et al.</i> , 2012).36	
Figure 18: Seuils pluviométriques estimés par la relation intensité-durée des précipitations et des glissements de terrain (Dahal et Hasegawa, 2008). Le tracé en rouge représente ce seuil calculé.38	
Figure 19: Différents stades des mouvements de terrain sur les versants (Leroueil <i>et al.</i> , 1996).....39	

Figure 20: Inventaires des glissements de terrain pour la zone pilote (21 km²) et la zone d'étude (130 km²) partir d'une image en relief ombré dérivée du MNT LiDAR dans la zone de Podsljeme, ville de Zagreb (Croatie). Les polygones en rouge représentent les surfaces des glissements inventoriés (**Gazibara et al., 2023**).....45

Figure 21: Inventaire géomorphologique des glissements de terrain. (A) : Localisation de la région d'Umbria. (B) : Carte d'inventaire géomorphologique des mouvements de masse de la région d'Umbria en Italie. (C) : Portion de la carte d'inventaire géomorphologique de glissements de terrain (Antonini *et al.*, 2002) avec localisation de la zone Collazzone. (D) Agrandissement sur la zone de Collazzone. ...46

Figure 22: Exemple d'inventaire de glissements liés à un événement, le passage du typhon Morakot à Taiwan (A) (2009). (B) : Carte d'inventaire pré-événement préparée par l'interprétation visuelle d'images Formosat-2 indiquant les glissements déclenchés par des événements pluvieux multiples avant le 16 mars 2009 dans la zone d'étude et régions environnantes, (C) inventaire post-événement identifié visuellement sur orthophotographie prise 20 jours après le Typhon Morakot (Mondini *et al.*, 2013). Les rectangles jaune et rouge représentent respectivement les glissements rotationnels et superficiels47

Figure 23: Aperçu des signes d'activité des glissements (49,63) respectivement dans les quartiers de Santé 3, et de Sanctuaire Marial. A : Les lignes jaunes en tiret matérialisent les limites de l'escarpement principal de ce glissement 49 (juin 2015). La flèche rouge indique un arbre déraciné dont le tronc et les branches ont été découpés par les populations riveraines vivant à proximité du glissement. B : la flèche orange indique un arbre penché dans le corps du glissement de terrain 63 (août, 2017).71

Figure 24: Procédures de repérages et cartographie sur base du fond topographique (Rogers et Doyle, 2005)73

Figure 25: Semis des points de contrôle et lignes de rupture contraignant l'interpolation du modèle...82

Figure 26: Couche de données à la résolution de 5 m : A : Altitude. B : Pente. C : Orientation des pentes. D : Courbure en profil. E : Courbure en plan. F : Accumulation de l'écoulement. G : Distance au réseau de drainage. H : NDVI. I : charge de construction sur somme de talus.91

Figure 27: Couche de données à la résolution de 30m : A : Altitude. B : Pente. C : Orientation des pentes. D : courbure en profil. E : courbure en plan. F : Accumulation de l'écoulement. G : Distance au réseau de drainage. H : NDVI. I : charge de construction sur sommets de talus.....92

Figure 28: Diagramme de Venn avec le nombre de glissements de terrain identifiés dans les différentes archives. RGMAS désigne les rapports gouvernementaux, municipaux et d'articles scientifiques. SIRP représente les sources internet et les rapports de presse. OT indique l'observation de terrain.....108

Figure 29: Statistiques des rapports sur les glissements de terrain inventoriés par le biais des archives et les investigations de terrain. A : Distribution des événements par quartiers. Les chiffres suivis de Q (1Q,

2Q...etc) indiquent que pour un événement donné, plusieurs quartiers sont cités dans les archives. B : Dates d'événement. Les sigles JJ/M/A, M/A et A désignent respectivement jour/mois/année, mois/année et année (Annexe 1, Tableau VII). C : Terminologie utilisée dans les archives pour décrire les événements. Les acronymes GT et représentent respectivement le glissement de terrain et l'éboulement de terrain. D : Distribution des occurrences dans les différents quartiers après le travail de terrain. L'abréviation Si signifie Sikassodougou. Les autres quartiers sont indiqués dans la figure 1. E : Dates d'occurrence recueillies auprès des résidents locaux après les entretiens sur le terrain. F : Types d'événements identifiés sur le terrain.	109
Figure 30: Glissements de terrain cartographiés et classés. A : profondeur. B : âge relatif. C : statuts d'activité. Le relief ombré provient du MNT construit à 5 m de résolution.	112
Figure 31: Distribution des glissements de terrain récents et très anciens dans la commune. Le relief ombré provient du MNT construit à 5 m de résolution.	113
Figure 32: Relation entre les paramètres morphométriques. A : la distance horizontale de parcours avec le volume. B : la distance horizontale de parcours avec la hauteur. C : le coefficient de friction équivalent avec le volume. D : le coefficient de friction équivalent avec la distance horizontale de parcours des glissements récents (en bleu) versus le coefficient de friction équivalent avec la distance horizontale de parcours des glissements très anciens (en rouge). E : le volume avec la superficie.	116
Figure 33: Loi empirique des précipitations cumulées de 3 jours (P_3) précédents l'occurrence d'un glissement de terrain et de 15 jours de précipitations cumulées antérieures aux 3 jours (P_{15})	119
Figure 34: Dommages causés par des glissements de terrain dans l'agglomération d'Attécoubé. A : Maison détruite par un glissement translationnel profond dans le quartier de Mossikro. Photo prise le 16 juin 2022. B : Rupture d'une canalisation d'eau usée par un glissement translationnel profond dans le quartier Banco 1. Photo prise le 06 juin 2019.	121
Figure 35: Éléments anthropiques observés dans les trois quartiers (Boribana, Bobito et Mossikro) (juin 2015 et 2019). A : le déversement des eaux usées sur le flanc des versants. Le rectangle en blanc tiret indique la sortie d'eau de la conduite de fortune de diamètre ($\phi = 32$ mm). B : La flèche rouge montre des traces laissées par les eaux usées provenant des habitations en amont du versant. C : le rectangle en orange dénote un bloc bâti au sommet du versant. D : le rectangle en bleu tireté montre la conduite d'eau de fortune de diamètre ($\phi = 16$ mm) pointée directement dans l'escarpement principal du glissement de terrain et la flèche jaune indique le dépôt régulier d'ordures ménagères solides dans le glissement. E : la double flèche verticale montre l'escarpement principal du glissement 26 (hauteur égale à 2,5 m). Le cercle noir en tiret indique les éboulis mis en place après le déclenchement de ce glissement. F : la flèche orange montre le mur d'une maison construite dans la zone d'accumulation du glissement du glissement 26.	124

Figure 36: Série d'images historiques de Google Earth montrant la déstabilisation progressive du versant de Bobito et l'apparition de glissements de terrain de 2002 à 2019	127
Figure 37: Valeurs de V de Cramer sur base des ensembles G et E. Les lettres (sur l'axe x du graphique) représentent les abréviations des couches de données. Légende : A = altitude ; Dd= Densité de bâtis ; Dr = distance au réseau de drainage ; Ae = accumulation de l'écoulement ; NDVI= Indice de végétation par différence normalisée ; Ça = courbure en plan ; Co =courbure en profil ; P=pente ; O= orientation des pentes (N=nord ; NE= nord-est ; E=est ; SE=sud-est ; S=sud ; SO=sud-ouest ; O=ouest ; NO=nord-ouest).....	130
Figure 38: Fonction de distribution cumulative empirique pour les pixels de non événements du rapport 1:5 vs les pixels non glissés restants de la surface d'étude. Les 8 variables de prédiction, la résolution spatiale de 5 m et l'ensemble E ont été inclus. Les variables explicatives utilisées. A : Altitude. B : Densité de bâtis. C : Distance au réseau de drainage. Ae : Accumulation de l'écoulement. E : Indice de végétation par différence normalisée. F : courbure en plan. G : Courbure en profil. H : Pente.	136
Figure 39: Matrices de confusion des modèles obtenues en fixant le seuil à 0,5. A et B : sets de données calibration et validation du modèle M_2 de l'ensemble G. C et D : sets de données calibration et validation du modèle M_5 de l'ensemble E. E et F : sets de données calibration et validation du modèle M_6 de l'ensemble CE (rapport 1:5). G : sets de données calibration du modèle M_7 de l'ensemble CE (rapport 1 :20). H et I : sets de données calibration et validation du modèle M_8 de l'ensemble E. J et K : sets de données calibration et validation du modèle M_9 de l'ensemble CE.	143
Figure 40: Courbes ROC des modèles de susceptibilité aux glissements de terrain de différents sets de données calibration et validation. A : Modèle M_2 . B : Modèle M_5 . C : Modèle M_6 . D : Modèle M_7 . E : modèle M_8 . F : modèle M_9	145
Figure 41: Carte de probabilité des ensembles (G, E et CE). A : Modèle M_2 . B : Modèle M_5 . C : Modèle M_6 . D : Modèle M_7 . E : modèle M_8 . F : modèle M_9	147
Figure 42: Cartes de susceptibilité pour les ensembles (G, E et CE). A : Modèle M_2 . B : Modèle M_5 . C : Modèle M_6 . D : Modèle M_7 . E : modèle M_8 . F : modèle M_9	148
Figure 43: Proportions de surface et de glissements de terrain (pixels glissés) des différents niveaux de susceptibilité pour la résolution de 5 m.....	148
Figure 44: Proportions de surface et de glissements de terrain (pixels glissés) des différents niveaux de susceptibilité pour la résolution de 30 m.....	149
Figure 45: Courbe ROC du modèle de susceptibilité aux glissements de terrain pour les sets de données calibration et de validation.	152

Figure 46: Cartes dérivées du modèle 5E1:50 10. A : Carte de probabilité. B : Carte de susceptibilité aux glissements de terrain.....	153
Figure 47: Courbes du ROC (AUC) et de fonction de coût indiquant le seuil optimal. La ligne pointillée de couleur cyan sur les courbes de fonction de coût indique où se trouve le point optimal, pour le tracé des coûts. Quant à la courbe ROC, l'intersection indique l'emplacement du taux de faux positifs (FPs) et du taux de vrais positifs (VPs) correspondant au seuil optimal. La couleur de la courbe indique le coût associé à ce point : « plus vert » signifie que le coût est plus faible, tandis que « plus noir » notifie le coût élevé. ..	155
Figure 48: Susceptibilité aux ruptures de versant classés en zones stables/instables en utilisant le seuil optimal ($X= 0,04$)	156
Figure 49: Activités naturelles et anthropiques observées au pied et au sommet du versant. A : le tracé sinueux représente le pied du versant érodé (en blanc) par le chenal d'écoulement (rivière). On note également une zone altérée du versant. B : le tracé sinueux indique le rebord du versant au sommet du talus. Un déversement d'ordures ménagères envahit l'escarpement principal d'un glissement de terrain.	166
Figure 50: Photographies illustrant la couverture végétation et système racinaire : (A) : Forte couverture végétale le long du versant de Banco (Banco, 2019). B : Systèmes racinaires visible après un glissement de terrain dans le secteur de Boribana.....	176

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I: Classification proposée de Varnes (1978)	22
Tableau II: Illustration de diverses méthodes expertes (Poiraud, 2012)	50
Tableau III: Exemples d'utilisation des méthodes de logique floue.....	52
Tableau IV: Echelle de comparaison des critères (Saaty et Vargas, 2001)	53
Tableau V: Méthodes qualitatives et quantitatives pour l'évaluation de la susceptibilité.....	60
Tableau VI: Différentes échelles d'analyse retenues pour l'évaluation de l'aléa "mouvements de terrain" (Maquaire, 2002).	61
Tableau VII: Description des attributs dans l'inventaire des glissements de terrain. Les attributs primaires et déduits sont respectivement soulignés et en italique ; les autres sont des attributs secondaires	68
Tableau VIII: Attributs des glissements et caractéristiques physiques identifiés lors des observations de terrain	71
Tableau IX: Informations supplémentaires utilisées. BNETD : Bureau National d'Etudes Technique et de Développement ; CCT : Centre de Cartographie et de Télédétection ; ONPC : Office National de la Protection Civile ; N.A: Non Applicable	74
Tableau X: Paramètres morphométriques collectés et décrits dans le cadre de cette étude	74
Tableau XI : Informations sur les glissements de terrain obtenues à partir de la compilation de diverses sources d'archives.	76
Tableau XII: Données de base entrant dans l'analyse de la susceptibilité aux glissements de terrain ..	81
Tableau XIII: Caractéristiques principales du fond topographique et l'échelle nominale de la photographie aérienne	81
Tableau XIV: Exactitude du MNT pour les différences d'altitudes	83
Tableau XV: Matrice de confusion.....	100
Tableau XVI: Matrice de coûts	104
Tableau XVII: Nombre d'occurrences et d'événements d'aléas naturels identifiés pour chaque méthode. Pour les inventaires réalisés à partir d'observations sur le terrain, le nombre entre parenthèses correspond au nombre d'occurrence (voir le texte pour l'explication). Le nombre sans parenthèses indique les événements. N/A : non applicable.	110

Tableau XVIII: Caractéristiques principales des glissements de terrain. R : récents ; MR : moins récents ; An : Anciens ; S : Surface, P : Profonds ; Pnc : Profondeurs non connues ; Ac : actifs ; Nac : Non actifs ; NA : not applicable ; N : Nombre ; Min : Minimum ; Moy : Moyenne ; Maximum : Max.....	113
Tableau XIX: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone nord-ouest. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.	114
Tableau XX: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone nord-est. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.	115
Tableau XXI: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone sud-ouest. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.	115
Tableau XXII: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone sud-est. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.	115
Tableau XXIII: Relations entre la surface (A) et le volume (V) des glissements de terrain obtenues dans la littérature scientifique. N : le nombre de glissements de terrain.....	118
Tableau XXIV: Période des glissements de terrain et des pluies cumulées	119
Tableau XXV: Informations sur les glissements de terrain obtenues à partir de la compilation de diverses sources d'archives.	121
Tableau XXVI: Association (χ^2) entre les ensembles G et les variables de contrôle	131
Tableau XXVII: Association (χ^2) entre les ensembles E et les variables de contrôle	131
Tableau XXVIII: Analyse exploratoire des variables indépendantes continues par la distribution t (test de Student) en considérant l'ensemble G. Vmp=Valeurs moyennes des variables de prédiction pour les pixels glissés (ensembles G/E/CE) ; Vmpno= Valeurs moyennes des variables de prédiction pour les pixels de non-occurrences pour ces mêmes ensembles.....	132
Tableau XXIX: Analyse exploratoire des variables indépendantes continues par la distribution t (test de Student) en considérant l'ensemble E.	132
Tableau XXX: Analyse exploratoire des variables indépendantes continues par la distribution t (test de Student) en considérant l'ensemble CE.	133
Tableau XXXI: Relation spatiale entre chaque variable de prédiction et l'ensemble G à l'aide du rapport de fréquence (FR). NpG =Nombre de pixels des glissements G dans la classe (i) de la variable ; Npc <i>i</i> =Nombre de pixels appartenant à la classe (i) sur toute la zone d'étude ; PpG <i>i</i> = Pourcentage de pixels des glissements (G/E) dans la classe (ci) ; Ppc <i>i</i> = Pourcentage de pixels appartenant à la classe (i) sur toute la zone d'étude ; Fri= rapport de fréquence.	133

Tableau XXXII: Relation spatiale entre chaque variable de prédition et l'ensemble E à l'aide du rapport de fréquence (Fri).	135
Tableau XXXIII: Test de Kolmogorov-Smirnov pour les 2 rapports d'échantillon (1:5 et 1:20 vs toute la surface) utilisant les ensembles (E et CE) et la résolution de 5 m. Légendes des variables : Voir figure 37. Nous avons simplifié certains paramètres. Dc : Distance maximale calculée. D α : Distance critique évaluée au seuil de signification 5%. Pour chaque rapport d'échantillon (RE), les distances théoriques sont évaluées. Nous avons respectivement : D α 1:5 5E=0,032, D α 1:5 5CE=0,094, D α 1:20 5E=0,016 et D α 1:5 5CE=0,046.....	137
Tableau XXXIV: Test de Kolmogorov-Smirnov pour les 2 rapports d'échantillon (1:5 ;1:20 vs toute la surface) utilisant l'ensemble CE et la résolution de 30 m. Pour le RE (1:50), la résolution de 5 m et l'ensemble E sont maintenus. Pour les distances critiques, nous avons respectivement : D α 1:5 30CE=0,095 ; D α 1:20 30CE=0,048 et D α 1:50 5E=0,010	137
Tableau XXXV: Corrélation de Pearson entre les paires de variables prédictives aux ensembles G. Nous avons attribué des lettres représentant les abréviations des couches de données. Légendes : A= altitude ; Db = densité de bâti ou charge de construction sur sommets de talus ; Dr= distance au réseau ; Ae=accumulation de l'écoulement ; NDVI= Indice de végétation par différence normalisée ; Ca= courbure en plan ; Co=courbure en profil ; P =pente et O= orientation des pentes (N=nord ; NE=nord-est ; E=est ; SE=sud-est ; Sud=sud ; SO=sud-ouest ; O=ouest ; NO=nord-ouest).	138
Tableau XXXVI: Corrélation de Pearson entre les paires de variables prédictives aux ensembles E.	139
Tableau XXXVII: Analyse de multicolinéarité pour les variables aux glissements de terrain G.....	139
Tableau XXXVIII: Analyse de multicolinéarité pour les variables aux glissements de terrain E.....	139
Tableau XXXIX: Modèles et leurs AICs respectifs (Ensemble G)	140
Tableau XL: Coefficients des variables estimés, rapports des côtes, intervalles de confiance à 95 % et p-value pour le modèle LR final (M ₂ , ensemble G).Intervalle de confiance : IC	140
Tableau XLI: Modèles et leurs AICs respectifs (ensemble E)	141
Tableau XLII: Coefficients des variables, rapports des côtes, intervalles de confiance à 95 % et P-value pour le modèle LR final (M ₅ , ensemble E) estimés. Intervalle de confiance : IC	141
Tableau XLIII: Qualité de l'ajustement et précision de la prédition des modèles pour les ensembles de données de calibration et de validation.	144
Tableau XLIV: Statistiques de classification de la susceptibilité à l'ensemble G basées sur le modèle M ₂ (5G1:5 9).	149

Tableau XLV: Statistiques de classification de la susceptibilité à l'ensemble E basées sur le modèle M ₅ (5E1:5 10).....	149
Tableau XLVI: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble CE basées sur le modèle M ₆ (5CE1:5 10)	150
Tableau XLVII: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble CE basées sur le modèle M ₇ (5CE1:20 10).....	150
Tableau XLVIII: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble E basées sur le modèle M ₈ (30E1:5 10)	150
Tableau XLIX: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble CE basées sur le modèle M ₉ (30CE1:5 10)	151
Tableau L: Coefficients des variables estimés, rapports des côtes, intervalles de confiance à 95 % et p-value pour le modèle LR final (M ₅ modifié, ensemble E).....	153
Tableau LI: Évaluation des indices statistiques à l'aide du seuil optimal (X= 0,04)	155

RESUME

Les glissements de terrain sont de diverses natures (coulées, glissements, basculements, de chutes...etc), et affectent de nombreuses régions du monde. Ils causent chaque année des nombreuses destructions (infrastructures routières, les bâtiments), et dans certaines circonstances, des pertes en vie humaines. La municipalité d'Attécoubé, zone densément urbanisée et de faible relief, située dans la partie centrale d'Abidjan, en Côte d'Ivoire, est fréquemment confrontée à une série de glissements de terrain, en particulier des mouvements de versant de taille réduite et des mouvements de masse plus vastes ayant une morphologie d'amphithéâtre. Nonobstant l'apparition régulière de ces glissements de terrain, ils ont fait à ce jour l'objet de peu de recherches. Pour combler des lacunes considérables (absence de données de base fiables et complètes) tant sur le plan spatial que temporel, deux objectifs essentiels ont été visés. Le premier a été de proposer un inventaire des glissements de terrain sur la période 1981-2023, et le second de réaliser la modélisation et la cartographie de l'aléa lié à ces ruptures de versant.

Bien qu'il existe des rapports informels sur les glissements de terrain, les informations relatives à la cartographie ainsi qu'à la caractérisation géomorphologique sont limitées, voire inexistantes. L'inventaire systématique basé sur l'analyse de données topographiques, la vectorisation visuelle d'images satellites et des observations sur le terrain ont permis de dénombrer au total 67 glissements récents de taille réduite et 21 grands glissements de terrain aux formes d'amphithéâtre plus anciens. Cet inventaire a permis de fournir une première vue d'ensemble des processus de glissements de terrain et de leurs impacts dans cette agglomération.

Dans un second temps, la prédiction de l'aléa " glissements de terrain " a été réalisée sur la base de l'utilisation de deux modèles numériques de terrain (MNTs). Le premier MNT, de résolution 5 m, a été produit à partir de données d'altitude obtenues par photogrammétrie de photos aériennes et de certaines lignes de ruptures caractéristiques (lignes de crête et pieds de pente). Une interpolation a été appliquée en utilisant les réseaux triangulés irréguliers (TIN) avec la contrainte de Delaunay afin de construire un MNT répondant à nos exigences de terrain. Une autre option qui s'est offerte à nous a été l'utilisation du modèle SRTM de 30 m de résolution spatiale.

Sur la base de l'échantillonnage des compartiments spécifiques des glissements (glissements entiers (G), escarpements principaux (E), et centroïdes des escarpements principaux (CE)), de données topographiques extraites des MNTs, d'un indice de végétation (NDVI) obtenu à partir d'une image satellitaire, et d'une variable anthropogénique relative au

bâti mesurée sur la même image, nous avons construit 16 couches de données supposées influencer l'initiation de glissements de terrain. La couche de données " orientation des pentes" a été considérée comme une variable catégorielle (avec 8 secteurs). Les 8 autres variables sont des variables continues.

Avant d'aborder la modélisation, une série d'analyse a été effectuée, consistant à échantillonner les événements et les non événements de glissements de terrain respectivement, décrit par les rapports de 1:5 et 1:20. Pour la construction du ou des modèles de prédition, 80% des pixels glissés ont servi à la calibration et 20% pour la validation. Les 16 variables ont été sélectionnées et optimisées pour la génération des modèles prédictifs. Pour cela, diverses mesures (coefficient de Pearson, indicateurs VIF et TOL, test d'association et V de Cramer, ainsi que le critère AIC) ont été utiles dans cette phase d'optimisation.

Utilisant une sélection "*pas à pas* « descendante, qui consiste à introduire toutes les variables explicatives dans le modèle de régression logistique de départ, et à les éliminer progressivement, selon qu'elles sont statistiquement significatives ou pas, et s'assurer de la représentativité des rapports par le biais du test de Kolmogorov-Smirnov et le critère d'AIC (Critère d'information d'Akaike ou Akaike Information Criterion), nous avons construit 6 modèles de prédition. Sur la base des valeurs d'AUC (aire sous la courbe ou Area Under Curve), dérivées des courbes ROC, comprises entre 0,9 et 1, tant pour les sets de données calibration et de validation, les modèles produits sont dans l'ensemble excellents. Parmi les modèles de susceptibilité testés, nous considérons que le modèle 5E1:5|10 (AUC=0,938) est le plus robuste du point de vue géomorphologique, en raison des probabilités prédictes localisées le long des versants d'Attécoubé. Par ailleurs, ce modèle de prédition a obtenu une meilleure performance avec une précision estimée à 87,5% et une RMSE (Root Mean Square Error ou erreur quadratique moyenne) de 0,291. Ce modèle a permis d'identifier, pour les classes de susceptibilité (élevée et très élevée), 61,2% des pixels glissés (glissements passés) avec un rapport de fréquence (Fri) estimé à 20,2. Il ressort de ces estimations de la susceptibilité aux glissements de terrain que les variables telles que le NDVI, l'orientation des pentes (NO, S, SE), la pente et l'altitude ont une influence prépondérante sur l'apparition des ruptures de versant. Ce modèle pourrait être amélioré en tenant compte de certaines variables dont nous ne disposons pas, telles la lithologie, les précipitations abondantes et des aspects anthropiques (pistes pédestres, ordures déversées).

Nous discutons de l'usage opérationnel du modèle de susceptibilité retenu reposant sur les escarpements principaux (E), et constitué de 10 variables de prédition. Nous avons

considéré que le rapport d'événements et de non événements de ce modèle semble être arbitraire. Alors nous avons procédé à une rectification du rapport initial pour une prédition concernant les futures 50 années. Nous avons corrigé ce rapport d'un facteur de 10 (durée d'usage du modèle issu de la modélisation plus le caractère non systématique de l'inventaire 2015-2023) * 2 (accroissement de l'aléa en fonction du changement climatique plus l'anthropisation des versants) = 20. Ce choix raisonné d'échantillons d'événements et de non événements à utiliser pour la modélisation serait modifié de 0.001 à 0.02, soit le rapport 1:50. Sur la base de ce rapport, des seuils optimaux ont été déterminés grâce à la fonction de coût et permettent de définir la susceptibilité la plus élevée et la plus faible correspondant à des coûts économiques spécifiques. L'exploitation de ces cartes sera utile aux planificateurs afin de les aider dans leurs prises de décisions et dans la mise en place de mesures de protection.

En définitive, remarquons que les travaux de recherche portés sur les glissements de terrain ne sont qu'à leur début véritable dans la région d'Abidjan, et en particulier dans l'agglomération d'Attécoubé – une zone densément urbanisée, et en perpétuelle mutation.

ABSTRACT

Landslides are of a different nature (mudslides, landslides, rockfalls, etc.) and affect many regions around the world. Every year, they cause widespread destruction (road infrastructure, buildings) and, in some circumstances, loss of life. The municipality of Attécoubé, a densely urbanised area with low relief, located in the central part of Abidjan, Côte d'Ivoire, is frequently confronted with a series of landslides, particularly small-scale landslides and larger mass movements with an amphitheater-like morphology. Despite the regular occurrence of these landslides, they have been the subject of little research to date. To address considerable gaps (a lack of reliable and comprehensive baseline data) in both spatial and temporal terms, 2 key objectives were established. The first was to propose an inventory of landslides over the period 1981-2023, and the second was to model and map the hazard associated with these failures.

Although there are informal reports on landslides, information on mapping and geomorphological characterisation is limited or even non-existent. The systematic inventory based on the analysis of topographical data, visual vectorisation of satellite images, and field observations made it possible to count a total of 67 recent small landslides and 21 older large amphitheatre-shaped landslides. This inventory provided an initial overview of landslide processes and their impacts in this urban area.

In a second step, the prediction of the landslide hazard was carried out using 2 digital terrain models (DTMs). The first DTM, with a resolution of 5 m, was produced from altitude data obtained by photogrammetry of aerial photographs and certain characteristic fault lines (ridge lines and slope bases). Interpolation was applied using triangulated irregular networks (TINs) with Delaunay constraints in order to construct a DTM that met our terrain requirements. Another option available to us was to use the SRTM model with a spatial resolution of 30 m.

Based on sampling of specific landslide compartments (entire landslides (G), main escarpments (E), and centroids of main escarpments (CE)), topographic data extracted from DTMs, a vegetation index (NDVI) obtained from a satellite image, and an anthropogenic variable related to buildings measured on the same image, we constructed 16 layers of data assumed to influence the initiation of landslides. The slope aspect data layer was considered a categorical variable (with 8 sectors). The other 8 variables are continuous variables.

Before tackling the modelling, a series of analyses was carried out, consisting of sampling landslide events and non-events respectively, described by ratios of 1:5 and 1:20. To construct the prediction models, 80% of the landslide pixels were used for calibration and 20%

for validation. The 16 predictive variables were selected and optimised for the generation of predictive models. To this end, various measures (Pearson's coefficient, VIF and TOL indicators, association test, and Cramer's V, as well as the AIC criterion) were useful in this optimisation phase.

Using a stepwise selection, which consists of introducing all explanatory variables into the logistic regression model at the outset and gradually eliminating them, depending on whether they are statistically significant or not, and ensuring the representativeness of the ratios using the Kolmogorov-Smirnov test and the AIC criterion (Akaike Information Criterion), we constructed 6 prediction models. Based on the AUC (area under the curve) values derived from the ROC curves, which ranged between 0.9 and 1 for both the calibration and validation data sets, the models produced are excellent overall. Among the susceptibility models tested, we consider the 5E1:5|10 model (AUC=0.938) to be the most robust from a geomorphological point of view, due to the predicted probabilities located along the hillslopes of Attécoubé. Furthermore, this prediction model performed better with an estimated precision of 87.5% and an RMSE (Root Mean Square Error) of 0.291. This model identified 61.2% of the pixels that had slipped (past landslides) for the susceptibility classes (high and very high), with an estimated frequency ratio (Fri) of 20.2. These estimates of landslide susceptibility show that variables such as NDVI, slope aspect (NW, S, SE), slope, and altitude have a significant influence on the occurrence of failures. This model could be improved by taking into account certain variables that are not available to us, such as lithology, heavy rainfall and anthropogenic factors (footpaths, dumped rubbish).

We discuss the operational use of the selected susceptibility model based on main escarpments (E) and consisting of 10 prediction variables. We considered that the ratio of events to non-events in this model appears to be arbitrary. We therefore adjusted the initial ratio for a prediction covering the next 50 years. We corrected this ratio by a factor of 10 (duration of use of the model from modelling plus the non-systematic nature of the 2015-2023 inventory) * 2 (increase in hazard due to climate change plus anthropisation of hillslopes) = 20. This reasoned choice of event and non-event samples to be used for modelling would be modified from 0.001 to 0.02, i.e., a ratio of 1:50. Based on this ratio, optimal thresholds were determined using the cost function, making it possible to define the highest and lowest susceptibility corresponding to specific economic costs. These maps will be useful to planners in helping them make decisions and implement protective measures.

Finally, it should be noted that research on landslides is only just beginning in the Abidjan region, particularly in the Attécoubé conurbation, a densely urbanised area undergoing constant change.

INTRODUCTION GENERALE



Photo : Frédéric Lorng GNAGNE

0.1 Problématique de la recherche

Les glissements de terrain sont des processus souvent complexes, instantanées ou continus, limités dans le temps et l'espace, avec des profondeurs variables et affectant de petites ou grandes surfaces (**Flageolet, 1989**). Ces phénomènes naturels sont chaque année à l'origine des destructions des infrastructures routières, des bâtiments et dans certains cas, causent des pertes en vies humaines (**Dai *et al.*, 2002** ; **Yesilnacar et Topal, 2005** ; **Maquaire, 2002** ; **Malet 2003**). Ces processus comprennent des glissements, des coulées, des basculements et des éboulements et peuvent également résulter de la combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements (**Varnes, 1978** ; **Crozier, 1986** ; **Hutchinson, 1988** ; **Cruden et Varnes, 1996** ; **Dikau *et al.*, 1996**).

Récemment, les bases de données mondiales sur les glissements de terrain ont révélé l'ampleur de l'impact de ces phénomènes sur la société, et ont identifié les zones les plus exposées à cet aléa. Ainsi, au cours de la période entre janvier 2004 et décembre 2016, 4862 différents événements de glissements, ont occasionné 55997 décès (**Froude et Petley, 2018**). La figure 1 A donne une répartition spatiale des glissements de terrain avec décès recensés à travers le monde sur cette période. La distribution de ces mouvements de masse est hétérogène et montre que l'Asie centrale et orientale enregistre un nombre particulièrement élevé de ceux-ci, ainsi qu'une grande majorité des pertes en vies humaines. Par exemple, dans le Wenchuan en Chine, un tremblement de terre de magnitude ($M_w = 7,9$) a occasionné plus de 20000 morts, du fait exclusif des glissements de terrain qu'il a provoqués (**Yin *et al.*, 2009**). Cependant, le caractère catastrophique de ces mouvements de masse est également observable dans d'autres régions de la planète comme l'illustrent les figures 1 (B, C, D, et E).

Le continent africain n'est pas épargné, lui, non plus par ces aléas naturels. Dans les chaînes du Rwenzori, en Afrique de l'Est, les premiers rapports enregistrent des glissements de terrain et des écroulements rocheux déclenchés par des secousses sismiques depuis février 1929 (**Simmons 1930** ; **UNESCO, 1966**). La majorité de ces ruptures de versant au nombre de 41 a été dénombrée entre 2001 et 2014. Elles sont à l'origine de 34 décès et de la destruction d'infrastructures routières, de bâtis et de terres agricoles ainsi que, par occurrence, de 335 sans-abris, en moyenne (**Jacobs *et al.*, 2015**). Par ailleurs, au Rwanda, sur la période 1963-2010, des événements de glissements de terrain ont affecté presque 8000 personnes, faisant 45 morts (**Rwanda Mining Association, 2011**).

De tels mouvements de masse sont également fréquents en Afrique de l'Ouest. Par exemple, le 14 août 2017, après de fortes précipitations, d'importants glissements de terrain ont

causé 500 morts et plus de 600 personnes disparues avec la destruction de 100 maisons dans la localité de Regent en Sierra Leone (**Cui et al., 2019**).

Nonobstant, les impacts potentiellement considérables de ces processus dynamiques sur la population locale dans ces régions du monde, l'absence systématique d'études sur les glissements de terrain est marquée (**Maes et al., 2017**). Bien que de récents travaux aient publié des cartes de vulnérabilité aux glissements de terrain pour ces régions à diverses échelles, de l'échelle continentale (**Stanley et al., 2017**) à l'échelle nationale (**Redshaw et al., 2017**) et locale (**Che et al., 2012**), le manque d'évaluation régionale et locale limitent dans le processus d'identification et d'élaboration de mesures politiques efficaces (**Kervyn et al., 2015**).

Pourtant, l'aléa "glissement de terrain" induit de plus en plus une demande sociétale de la définition du risque, et de prendre en compte la prédiction spatiale et temporelle de futures occurrences ainsi que leur prévention ou leur mitigation. Cette demande sociétale s'est accrue au fil du temps (**Besson, 1996 ; Malet, 2003**), sous l'effet de la croissance économique et démographique (**Finlay et Fell, 1997**), de l'accroissement de la mobilité des personnes, de la perte de mémoire du risque et de l'excès de confiance dans les systèmes de protection (**Charlier et Decrop, 1997**). Ainsi, au niveau international, elle s'est traduite par l'adoption de la Décennie Internationale pour la Prévention des Catastrophes Naturelles (**Morgenstern, 1997**).

Le Bureau des Nations Unies pour la réduction des risques de catastrophes a été créé en 1999 et permet de faciliter la mise en œuvre de la Stratégie Internationale de Prévention des Catastrophes (SIPC). L'élaboration de ces instruments dénote l'intérêt que suscitent, dans les programmes de développement des pays, les catastrophes naturelles, en particulier les glissements de terrain.

En Côte d'Ivoire, particulièrement dans le Grand Abidjan, des glissements de terrain sont régulièrement déclenchés dans certaines communes, du fait de fortes précipitations pendant la saison pluvieuse (**Traore et al., 2024**). Ainsi, sur la période 2014-2023, on dénombre 126 personnes décédées, avec la destruction de maisons (**Challenges Info, 2023**). Dans la commune d'Attécoubé, en particulier, au cours de l'année 1996, le bilan humain avait été estimé à sept morts avec des destructions de maisons (**Hauhouot, 2008**). Au cours de la période 2005-2007, ces mouvements gravitaires ont occasionné dix morts avec la destruction de plusieurs maisons (**Hauhouot, 2008**). Le bilan enregistré le 11 juin 2023 est estimé à cinq morts dans les quartiers de Mossikro et de Boribana (**Fraternité matin, 2023**).

Cette commune est caractérisée par un très faible relief (~65 m), qui, à première vue, semble être défavorable aux ruptures de versant. Cependant, le contraste entre les plaines et le bas des plateaux d'une part, et les pentes courtes mais abruptes qui les séparent d'autre part, crée des zones de mouvements de masse localisées. Par ailleurs, cette zone urbaine est représentative des terrains urbains affectés par des glissements de terrain, où les perturbations anthropiques rendent encore plus sensibles les versants aux mouvements de masse, causant des pertes considérables en vies humaines et des dégâts importants (**Ahmed, 2021**). La pression démographique croissante et les modifications dans l'utilisation et la couverture des sols devraient augmenter la fréquence et l'impact des glissements de terrain dans les zones urbaines (**Gariano et Guzzetti 2016 ; Ozturk et al. 2022**).

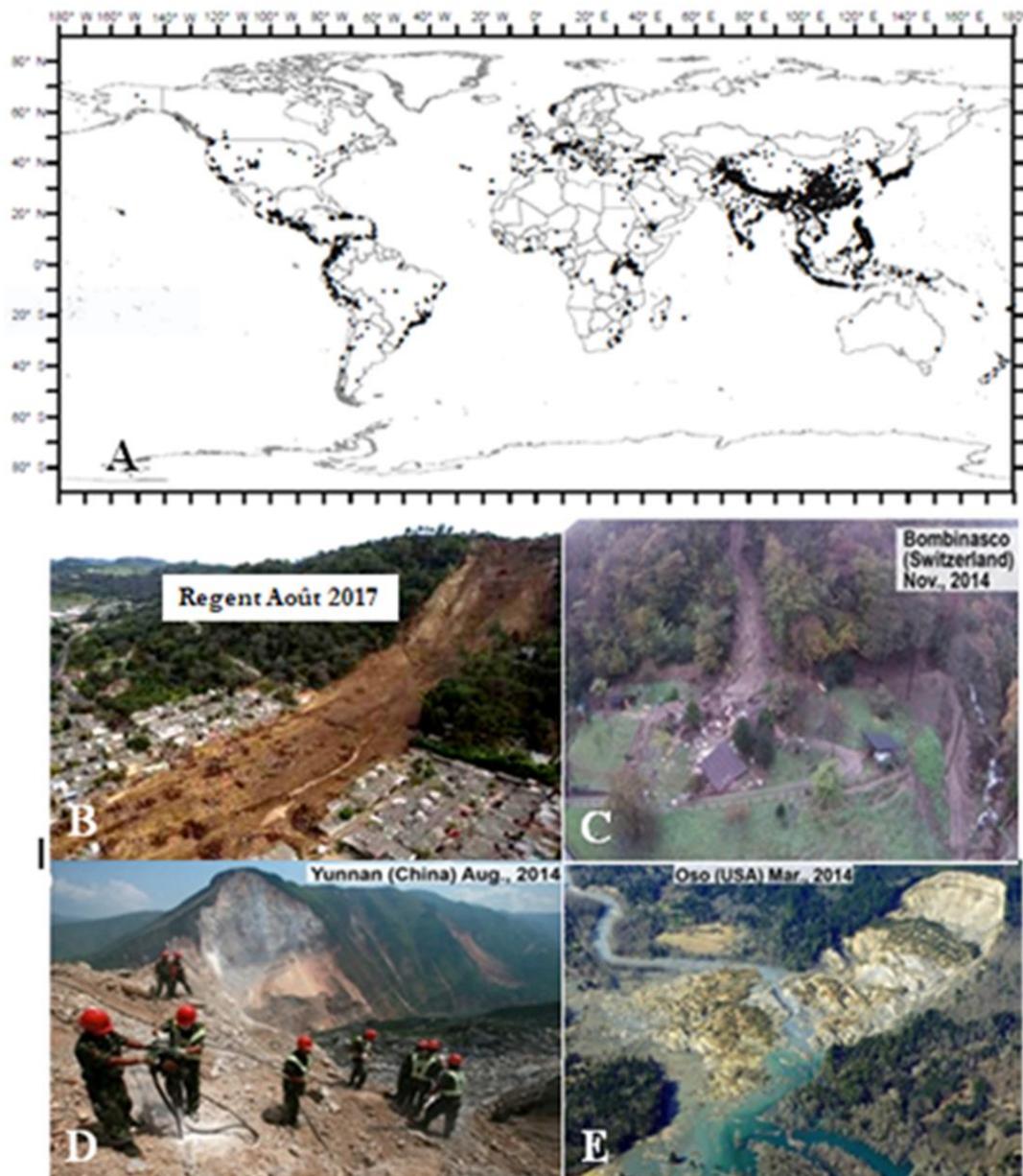


Figure 1: Distribution spatiale des glissements de terrain. A : Mouvements de masse ayant causé des décès durant la période 2014-2016 (Froude et Petley, 2018). B, C, D et E : Quelques glissements observés dans certains pays respectivement à Regent (Sierra Leone), Bombinasco (Suisse), Yunnan (Chine) et Oso (Etats Unis) (Schlogel, 2015).

Ainsi, pour pallier cette situation, la Côte d'Ivoire a mis en place un Plan ORSEC, en application du décret n°79-643 du 8 Août 1979. L'organisation et le fonctionnement du plan de secours à l'échelon national s'attachent aux mairies, qui constituent les points focaux. Ces mairies interviennent à travers leurs services techniques dans les travaux de remblai/déblai et le déplacement des populations des zones à risque.

Cependant, peu de travaux sont effectués dans le domaine des mouvements de masse car l'attention est plus souvent focalisée sur les phénomènes d'inondation et d'érosion hydrique (**Kouadio et al., 2007** ; **N'dri et al., 2008**). Ainsi, la connaissance de la fréquence des glissements de terrain dans cette agglomération est largement biaisée par des lacunes importantes d'information tant sur le plan spatial (distribution des types de glissements) que temporel (dates d'événements recensés). L'absence de données de base fiables et plus ou moins complètes empêche actuellement toute évaluation réelle/exhaustive de la susceptibilité, de l'aléa, de la vulnérabilité, et donc toute réduction du risque associé dans l'agglomération d'Attécoubé et, de façon générale dans le Grand Abidjan. Il s'agit là, d'une lacune que nous nous attacherons de combler par notre travail de recherche.

Ce travail s'intègre dans le cadre des recherches menées sur les aléas naturels, en particulier sur la définition, la connaissance, la prévision et l'évaluation géomorphologique des glissements de terrain en termes d'occurrence spatiale.

L'évaluation de l'occurrence spatiale par le biais de la carte de susceptibilité aux ruptures de versant permet d'attribuer à chaque classe de susceptibilité un coût économique donné. Par exemple, une unité de terrain classée comme stable peut être utilisée sans restriction, ce qui augmente sa valeur économique, tandis qu'une unité de terrain instable est soumise à des restrictions d'utilisation, et voit donc sa valeur vénale réduite. Alors l'estimation d'un seuil de décision, auquel est associé une fonction de coût permettra de minimiser pour la société.

0.2 Objectifs de la recherche

Notre recherche vise à étudier les glissements de terrain apparus dans la commune d'Attécoubé, considérée comme représentative du contexte de l'ensemble du Grand Abidjan. Son but principal est de produire une carte de susceptibilité.

L'atteinte de cet objectif nécessitera de satisfaire aux objectifs spécifiques suivants :

- (i) Réaliser un inventaire des glissements de terrain aussi large que possible, associé à un jeu de données spatialisées de la zone d'étude ;
- (ii) Identifier les variables explicatives potentielles, naturelles (topographiques, hydrologiques, géologiques) et anthropiques susceptibles d'expliquer l'occurrence spatiale des glissements de terrain ;
- (iii) Modéliser et cartographier la susceptibilité aux glissements de terrain à l'aide d'un modèle de régression logistique et valider le modèle retenu ;

- (iv) Évaluer un seuil optimal de décision à l'aide de la fonction de coût par le biais du modèle de régression logistique retenu.

0.3 Structure de la thèse

Ce travail de recherche se compose de 3 parties essentielles qui regroupent au total 9 chapitres. La première partie (**chapitres 1 et 2**) se consacre à la description générale de la zone d'étude et expose un état de l'art sur les mouvements de masse.

La deuxième partie (**chapitres 3, 4, 5 et 6**) met en relief les outils utilisés et les méthodologies spécifiées pour les objectifs spécifiques.

La troisième partie (**chapitres 7 et 8**) est consacrée à la présentation des résultats qui sont discutés.

PREMIERE PARTIE : GENERALITE



Photo : Frédéric Lorng GNAGNE

CHAPITRE 1 : ANALYSE DES PRINCIPALES COMPOSANTES GÉOMORPHOLOGIQUES, LITHOLOGIQUES, PLUVIOMÉTRIQUES ET DE DYNAMIQUE URBAINE DE LA COMMUNE D'ATTÉCOUBÉ

CHAPITRE 2 : GLISSEMENTS DE TERRAIN : CARACTÉRISTIQUES ET MÉTHODES D'ÉTUDE

CHAPITRE 1 : ANALYSE DES PRINCIPALES COMPOSANTES GÉOMORPHOLOGIQUES, LITHOLOGIQUES, PLUVIOMÉTRIQUES ET DE DYNAMIQUE URBAINE DE LA COMMUNE D'ATTÉCOUBÉ

1.1 Situation et localisation géographique

La zone d'étude est la commune d'Attécoubé. Elle est située dans la partie centrale du district d'Abidjan à la latitude 5°20'01"N et à la longitude 4°02'16 W (Figure 2). Cette commune s'étend sur environ 70 km², ce qui représente approximativement 11,2% de la superficie du district. Plus de la moitié de la superficie communale est couverte par la forêt du Banco (40 km²) au nord, la baie lagunaire (lagune Ebrié) occupe 5 km² dans la partie sud, et les 25 km² restants sont habités par environ 313135 résidents (**RGPH, 2021**).

La consultation des archives et la prise en compte des études réalisées par le Bureau National d'Etudes Techniques et de Développement (BNETD) en 1992, montrent que près de 80% des quartiers sont précaires. Ces quartiers sont en majorité localisés sur la rive gauche de la baie du Banco communément appelée « lagune Ebrié ». Cette rive gauche qui constitue la plus grande partie de la commune, abrite certains quartiers lotis dont le secteur Abobo-Doumé.

Quant à la rive droite, elle concentre les quartiers urbanisés dont Cité Fairmont.

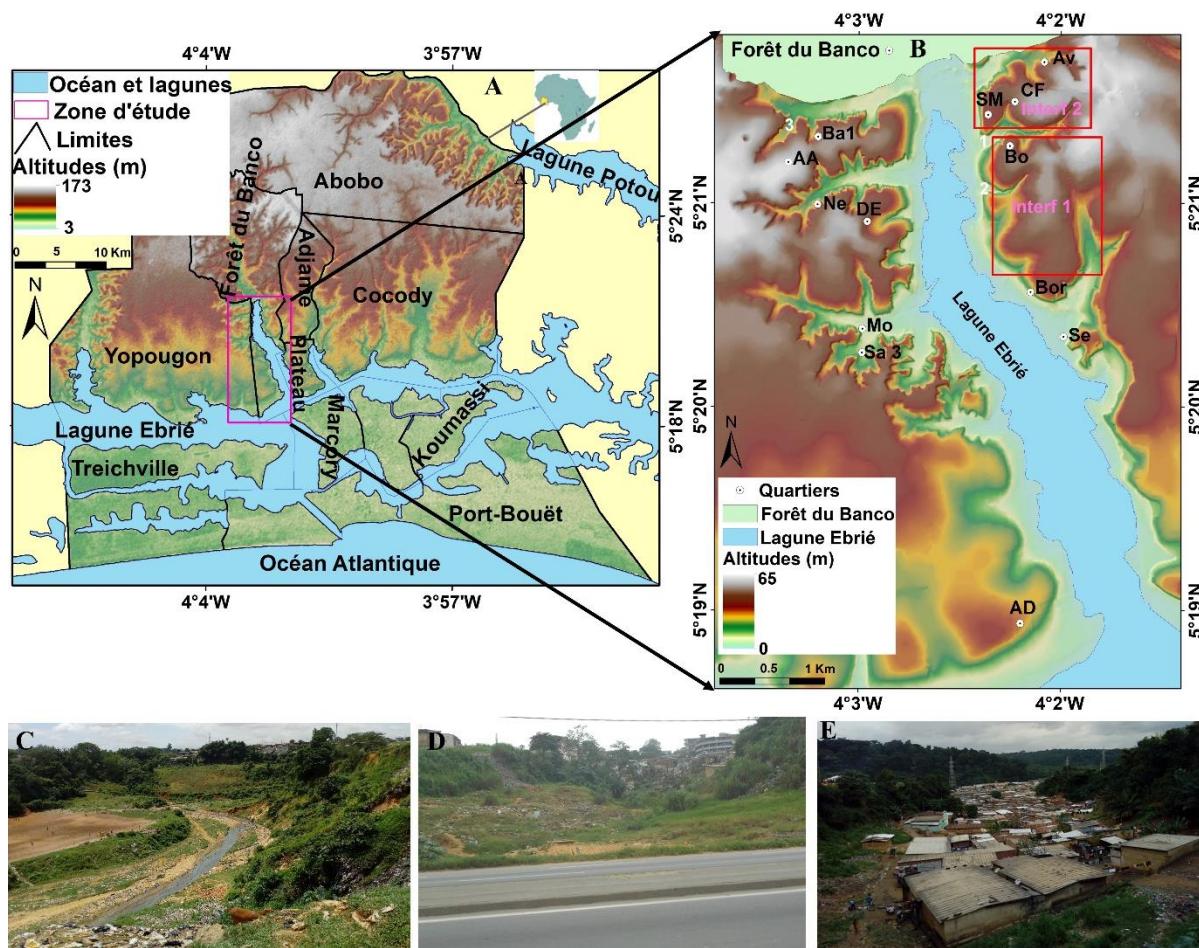


Figure 2: Localisation de la zone d'étude dans le centre d'Abidjan sur fond de modèle numérique de terrain (MNT) de résolution 5 m. A : le rectangle rose indique la position d'Attecoube dans le district d'Abidjan. B : localisation des quartiers et des principales vallées de la zone d'étude. Av : Agban-village ; CF : Cité Fairmont ; SM : Sanctuaire Marial ; Bo : Bobito ; Bor : Boribana ; Se : Sebroko ; Ba1 : Banco1 ; AA : Agban-Attié ; Ne : Nematoulaye ; DE : Djene-Ecare ; Mo : Mossikro ; Sa 3 : Sante 3 : AD Abobo-Doume. Les photos (C, D, E) représentent respectivement les vallées (1, 2 et 3) identifiées sur l'aire d'étude. Celles-ci correspondent aux chiffres en blanc. Les rectangles en rouges indiquent les deux interfluves (interf 1, 2) de la rive droite.

1.2 Contexte géomorphologique et lithologique

L'agglomération est coupée en deux par la baie du Banco (extension nord-sud de la lagune Ebrié) (Figure 3). A l'est (rive droite), le relief présente une morphologie de butte coincée entre la baie et la zone d'Adjame-centre, dont elle est séparée par une vallée nord-sud encaissée de ~35 m. Ce relief est lui-même entaillé par deux vallées courtes, mais larges et profondes (Figure 2 C, D). L'interfluve le plus vaste, qui est le site originel de la commune d'Attécoubé, couvre une superficie de 150 ha (**Gnepa, 1988**) et forme un plateau légèrement arrondi dont les plus hautes altitudes atteignent près de 50 m. Il surplombe la baie du Banco par des versants aux pentes abruptes ou convexes, localement échancrés de ravins importants. Au pied de ces versants bien développés, s'étend une surface large de 100 à 200 m, plane ou légèrement inclinée, qui débouche sur le plan d'eau lagunaire.

Le second interfluve est situé au nord du précédent et s'étend sur 75 ha (**Gnepa, 1988**). Ce relief est tourmenté de ravins et présente des altitudes d'une quarantaine de mètres au niveau de la Cité Fairmont et de 50 à 60 m à Agban où l'interfluve prend la forme d'une croupe. Au niveau du Sanctuaire marial, cet interfluve domine la baie du Banco (Figure 2).

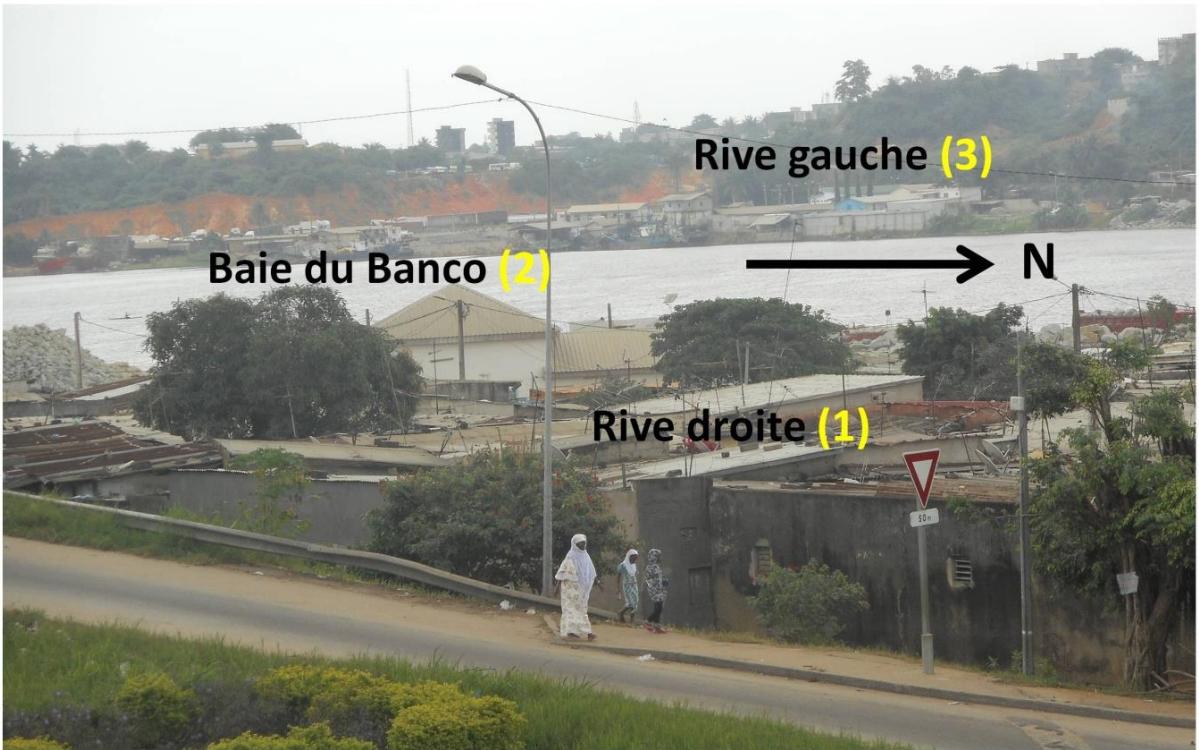


Figure 3: Vue générale de l'extension nord-sud de la baie du Banco. Les numéros en jaune indiquent les deux parties (est et ouest) de cette agglomération ainsi que la baie du Banco. La rive droite (1) indique l'est tandis que la rive gauche montre l'ouest de la zone d'étude.

Dans la partie ouest (rive gauche) de la baie du banco, le relief est l'un des plus impropre à l'habitat que l'on puisse rencontrer dans l'agglomération d'Abidjan. Il s'agit du rebord d'un plateau du Banco qui est fortement incisé par une série de vallées (Figure 2B) et leurs ramifications, réduisant les interfluves à des croupes plus ou moins allongées dont les altitudes au sommet varient de 40-50 à 50-60 mètres. Ces vallées aux versants escarpés ont des fonds relativement larges qui se rétrécissent vers l'amont. Plus au sud, s'étend une surface plane de 30 à 40 m d'altitude, où elle domine la baie du Banco par une falaise de 20-25 m de haut. Cette zone nettement plus propice à l'urbanisation forme le secteur d'Abobo-Doumé.

Hauhouot (2008) a établi une classification des pentes des versants dans la commune d'Attécoubé. L'analyse de la carte topographique au 1:5000, réalisée par le Centre de Cartographie et de Télédétection (CCT) a montré que, sur les plateaux, les pentes sont faibles dans leur ensemble. 82% d'entre elles ont des valeurs inférieures à 6°. Ces pentes sont observées sur les sommets subhorizontaux des interfluves ainsi que dans le fond des vallées ou encore sur les rives lagunaires. Certains versants abritent des pentes plus fortes avec des valeurs comprises entre 9 et 16°. D'ailleurs, **Hauhouot (2008)** a montré le niveau de risque associé à ces valeurs de pentes. Par exemple, les pentes comprises entre 0 et 6° facilitent le décapage des sols ainsi

que la formation des coulées de boue. Le ruissellement augmente pour des valeurs de pente supérieures à 6°, ce qui suscite une apparition fréquente des coulées de boue. Les glissements de terrain sont observés sur des pentes allant de 11 et 17°. Au-delà de cette dernière plage de valeurs, la probabilité d'éboulements augmente.

Du point de vue géologique, la zone d'étude se situe dans le bassin sédimentaire côtier d'Abidjan d'âge Crétacé-Quaternaire (Figure 4) (**Bouysse et al., 2020**). Les formations sédimentaires de ce bassin se composent de haut en bas, de sables argileux, de sables fins à moyens et de sables grossiers reposant sur un socle granitique (**N'dri et al., 2016**). Des coupes lithologiques réalisées à l'aide des données de forage (Figure 5) dans la direction nord-sud montrent du sable en alternance avec l'argile et vis-versa. Ces dépôts des deux périodes (Paléogène et Néogène) de l'ère Cénozoïque localisés, respectivement à Adjame Nord et à Adjame Sud, sont également observés dans la zone de recherche. Par ailleurs, la lithologie est uniforme sur toute l'aire cartographiée, du moins à l'échelle où l'information est disponible.

Ces formations sédimentaires présentent des propriétés hydriques variées. Des travaux réalisés sur l'aquifère d'Abidjan, montrent que les porosités des sables estimées sont comprises entre 20 et 45% (**Koffi et al. 2013**). Quant aux conductivités hydrauliques, les valeurs varient de 10^{-2} à 10^{-3} ms⁻¹ pour les sables grossiers et de 10^{-4} à 10^{-5} ms⁻¹ pour les sables moyens.

La détermination des types et des caractéristiques des sols est essentielle pour l'analyse de la stabilité des versants (**Sidle et Ochiai, 2006**). Selon la carte harmonisée de l'Atlas des sols d'Afrique, qui utilise la base de référence mondiale pour les ressources en sols (**Dewitte et al., 2013 ; Jones et al., 2013**), les types de sols dominants à Attécoubé sont des arénosols. Ils se sont développés sur des sables à teneur variable en argile (10-45%), eux-mêmes issus de l'altération du socle et déposés en milieu marin. Les arénosols sont classés comme des sols modérément bien drainés avec une texture de sable à argile, en raison de la présence d'argile dans l'horizon inférieur, qui réduit la capacité d'absorption des sols dans des conditions de saturation.

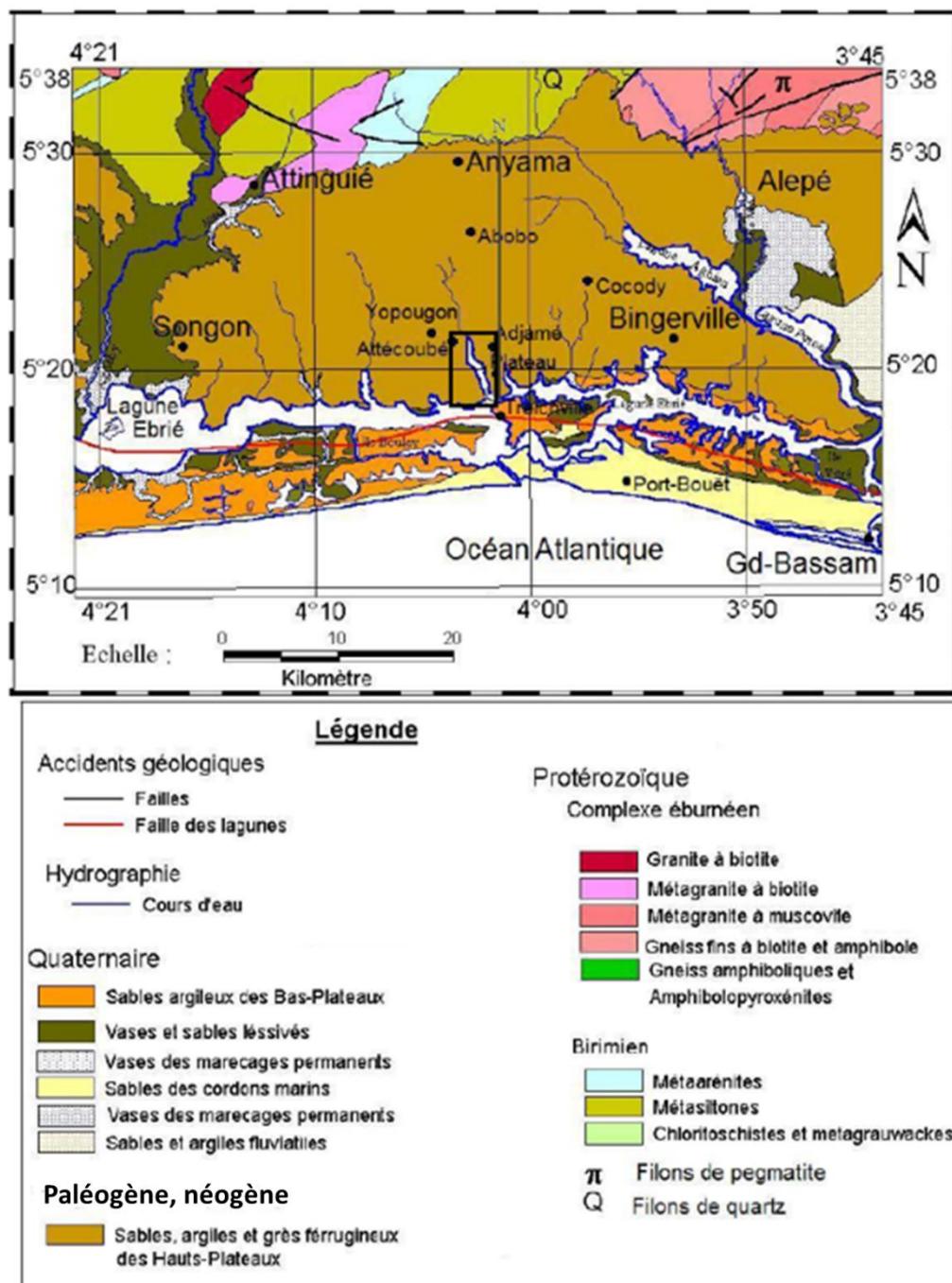


Figure 4: Carte géologique de la région d'Abidjan (Oga *et al.*, 2011). La limite de l'aire cartographiée est représentée en noir sur les dépôts issus des périodes du Cénozoïque.

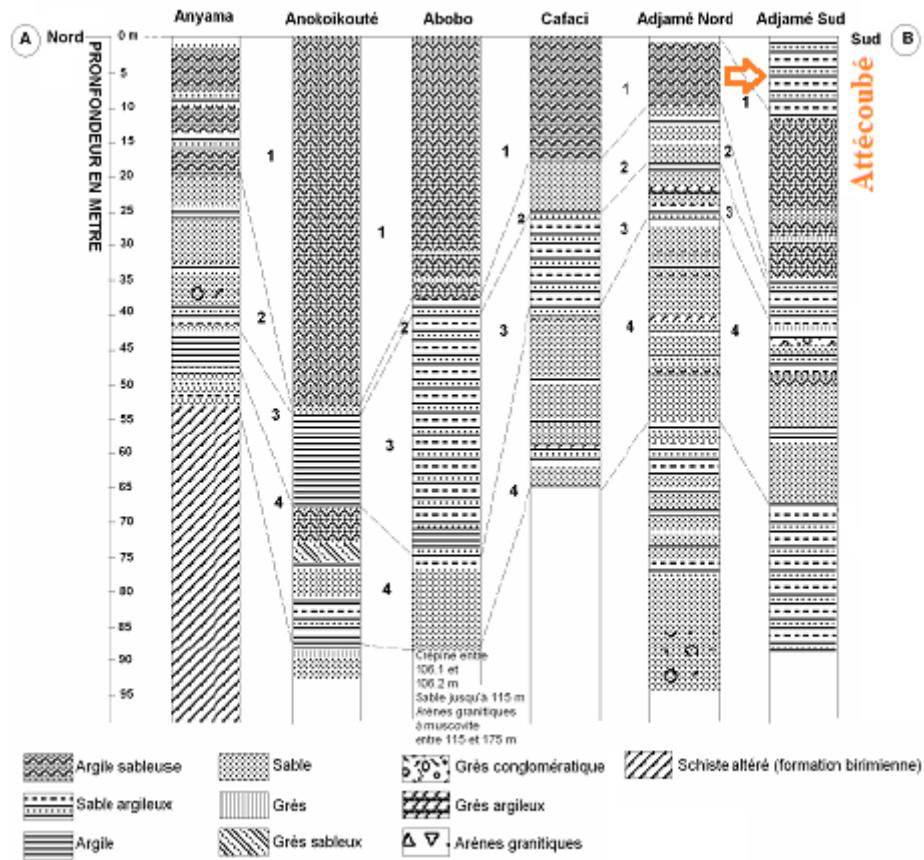


Figure 5: Différentes coupes lithologiques des forages du Continental Terminal réalisées dans la direction nord-sud (Adiaffi, 2008). La flèche rouge correspond à la localisation de la commune d'Attécoubé entre Adjame Nord et Adjame Sud.

1.3 Cadre hydro-climatique de l'agglomération d'Attécoubé

Sur le plan hydrologique, les vallées principales en forme de U (Figures 2C, D) sont occupées par des cours d'eau pérennes qui se jettent directement dans la lagune Ébrié, tandis que leurs affluents se caractérisent par un écoulement éphémère.

Attécoubé a un climat tropical humide caractérisé par deux saisons humides (la grande de mai à juillet, et la petite d'octobre à novembre) et deux saisons sèches (août à septembre et décembre à mars). Cette agglomération est classée dans la catégorie Aw (climat tropical de savane) selon la classification de Köppen-Geiger (Kouakou *et al.*, 2017 ; Peel *et al.*, 2007). Les saisons des pluies sont largement contrôlées par le mouvement de la ceinture de pluies tropicales associée à la zone de convergence intertropicale (ZCIT), qui oscille entre les tropiques du nord et du sud au cours d'une année.

L'inégale distribution des deux saisons de pluie est due aux mouvements ascendants et descendants du ZCIT (Figure 6). Ce dernier provient du contact entre les deux masses d'air que

représentent l'harmattan, vent chaud soufflant du Nord-Est vers le Sud du pays, et la mousson, vent froid et humide d'origine atlantique et circulant vers le Nord.

Pour déterminer les variations interannuelles de la pluviométrie et de la température (Figure 7), les données mensuelles ont été collectées auprès de la Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire Aéronautique et Météorologique (SODEXAM), respectivement pour les périodes 1981-2012 et 2005-2012. Notons bien que les mois les plus humides sont les mois de mai et de juin, avec chacun plus de 350 mm de précipitations en moyenne, où le risque de glissements de terrain est élevé. Cependant, les valeurs moyennes pluviométriques ne peuvent pas représenter leur grande variabilité interannuelle.

Quant à la distribution des températures, elle montre un contraste au niveau de la région d'Abidjan. Ainsi, l'amplitude annuelle des températures est estimée à 4°C (29°C-25°C). Par ailleurs, la température minimale est enregistrée en juillet et août correspondant à la petite saison sèche.

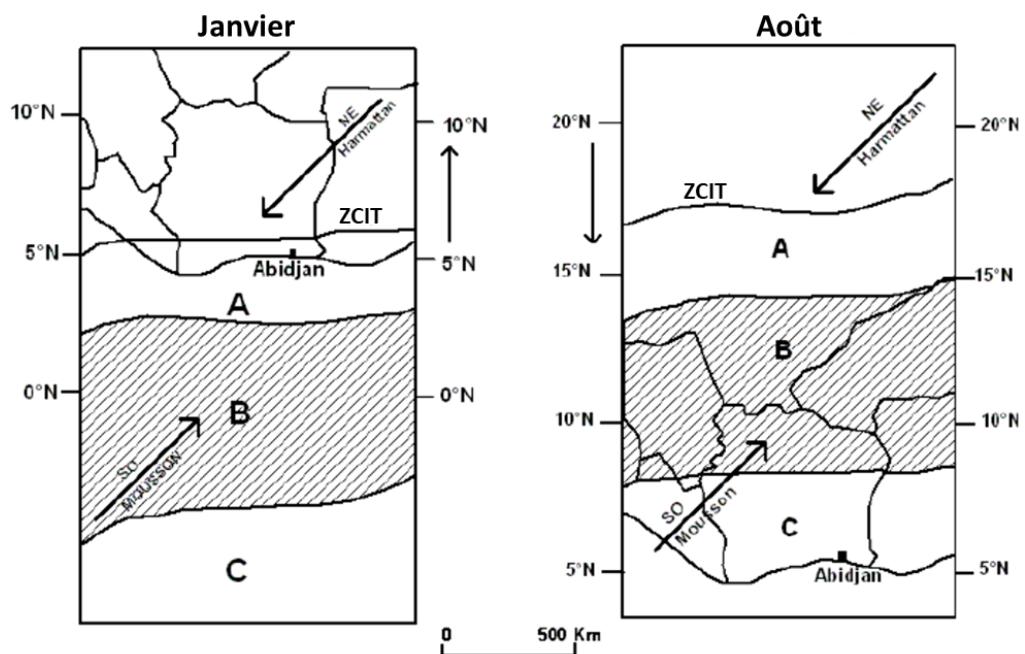


Figure 6: Mécanisme des variations saisonnières en Côte d'Ivoire (Kouassi *et al.*, 2022)

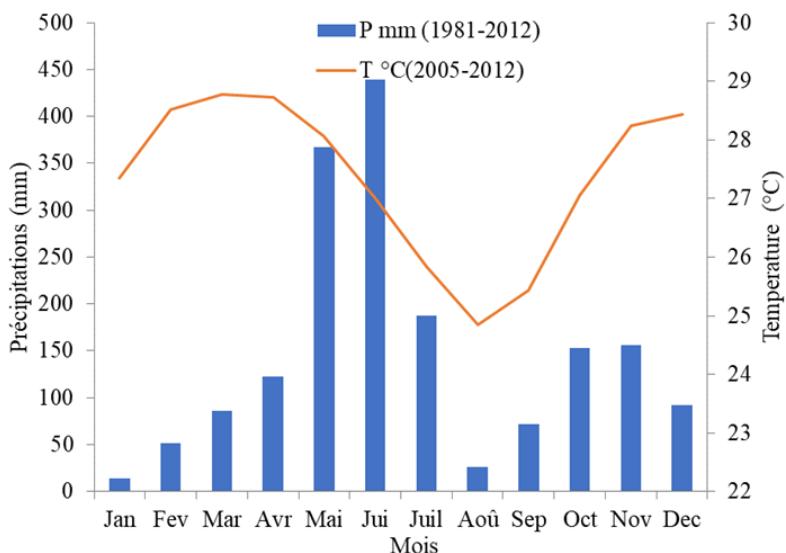


Figure 7: Moyennes mensuelles de la pluviométrie et de la température dans le district d'Abidjan. La bande bleue correspond aux précipitations enregistrées en mm sur la période 1981-2012. La ligne en rouge représente la tendance des températures en degré Celsius (°C) sur la période 2005-2012.

1.4 Occupation du sol et expansion urbaine anarchique dans la commune d'Attécoubé

La commune d'Attécoubé connaît ces dernières années un dynamisme spatial sans précédent, dans le processus d'occupation des sols. La forte croissance de la population a induit la construction incontrôlée de construction en maçonnerie légère tant sur les versants qu'au pied des versants. Des études réalisées par **N'dri et al. (2016)** ont ainsi montré que sur la période 1995-2010, 450 ha, soit 18% du territoire de la commune ont été urbanisés par de nouvelles constructions aux dépens de zones herbacées (essentiellement constituées par des plantes *Rottboellia Cochinsinensis* et *Panicum Maximum*) et cultivées et de sols nus. L'examen des données géospatiales haute résolution, à savoir les images Google Earth de 2002 et 2019 montre l'étalement urbain au niveau des talus et pieds des versants (Figure 9).

Cette croissance démographique actuelle est liée à une série de facteurs incluant le taux de natalité estimé à 8%, l'attraction liée aux activités économiques qui se déroulent dans les communes de proximité (Yopougon, Adjame, Plateau) ainsi que le flux important de populations en raison du coût de la vie, qui y est faible (**N'dri et al., 2016**). Cette situation a favorisé la création et le développement de quartiers précaires de plus en plus anarchiques, exploitant même les versants aux pentes escarpées et des dépressions profondes (Figure 2E).

Cette forte urbanisation engendre deux phénomènes. D'une part, une vulnérabilité forte au niveau des quartiers précaires, où un nombre croissant de glissements de terrain et de coulées

de boue a été recensé. D'autre part, l'imperméabilisation des sols sur de vastes surfaces qui entraîne un ruissellement abondant suscitant l'érosion (N'dri *et al.*, 2008).

Onze quartiers précaires sont implantés sur des sites à risque. Les populations riveraines réalisent des travaux de terrassement, de déblaiement et de remblaiement (Figure 8) pour se créer des parcelles de terrain aux dépens des versants. La paroi des versants recule alors parallèlement à elle-même, et prend une allure en marche d'escalier supportant chaque construction. Les habitants procèdent aussi au remblaiement de rentrants de la lagune, avec des détritus, des pneus usés, des sacs de sable et de gravier qu'ils recouvrent ensuite de sable pour aménager des terrains constructibles.



Figure 8: Interventions humaines observées sur l'aire étudiée. A : vue vers EW du terrassement d'un versant dans le quartier de Mossikro. Les lignes bleues en pointillés représentent des terrasses réalisées. La flèche jaune correspond à un bâti au pied d'un versant. B : vue vers NS d'un versant dénudé dans le quartier de Mossikro. Les flèches rouges indiquent un bloc bâti au sommet du talus. La ligne bleue pleine représente la limite supérieure de ce talus. La flèche jaune correspond à une construction au pied du versant. C et D : vues respectives vers EW de l'entaille des pieds de versant dans les quartiers de Boribana et Nematoulaye.

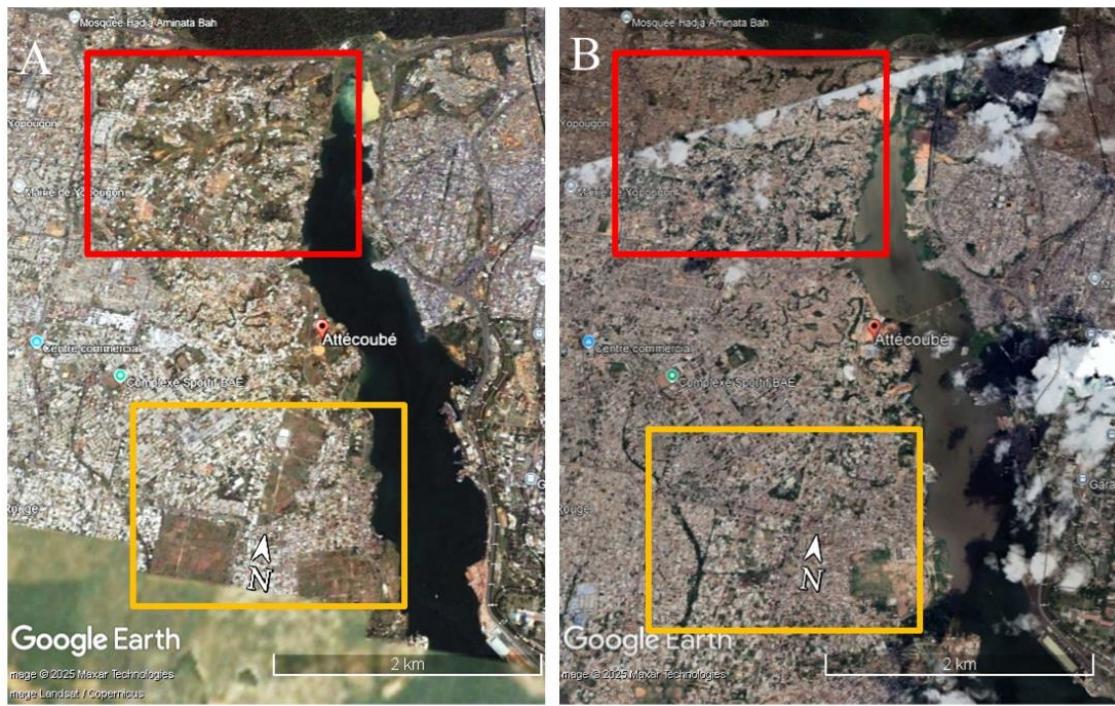


Figure 9: Répartition anarchique des constructions dans la commune d'Attécoubé par l'examen des images Google Earth. A: Image Google Earth de 2002. B: Image Google Earth de 2019. Les rectangles jaune et rouge indiquent respectivement l'étalement urbain dans les parties sud-ouest et nord-ouest.

Conclusion partielle

La commune d'Attécoubé est localisée dans la partie centrale du district d'Abidjan. Cette commune est caractérisée par une série de vallées courtes et profondes, surmontée par des interfluves situés de part et d'autre des deux rives. La zone d'étude appartient au bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. Les sols de la zone d'étude sont des arénosols, constitués de sables argileux ou argile sableuse. L'agglomération d'Attécoubé présente un climat tropical humide, classée dans la catégorisée Aw. Celle-ci est caractérisée par deux saisons humides (la grande de mai à juillet, et la petite d'octobre à novembre) et deux saisons sèches (août à septembre et décembre à mars). La zone d'étude regorge une forte population du district d'Abidjan estimée à 300 000 habitants, de diverses origines reparties dans les quartiers. Certaines de ces populations construisent sur les versants à forte instabilité d'équilibre.

CHAPITRE 2 : GLISSEMENTS DE TERRAIN

2.1 Caractéristique d'un glissement de terrain

Un glissement de terrain (Figure 10) peut être défini comme un mouvement de masse de roches, de terre ou de débris le long d'une pente (**Cruden, 1991**). Selon **Varnes (1978)**, les glissements de terrain sont des mouvements de matériaux se déplaçant sur une pente sous l'effet de la gravité, d'où le terme d'instabilités gravitaires. L'interface entre les matériaux en mouvement et ceux, stables, sur lesquels ils se déplacent est appelée surface de rupture ou de cisaillement.

Plusieurs critères ont été définis pour leur classification. Ainsi, les nomenclatures proposées par **Dikau *et al.* (1996)** se fondent sur la nature des matériaux déplacés ainsi que les mécanismes mis en jeu.

Les glissements proprement dits sont qualifiés de rotationnels (Figure 11A) lorsque la surface de rupture est incurvée ; ils développent fréquemment des cicatrices de tension dans la partie supérieure de la pente, le déplacement s'effectue autour d'un axe de rotation perpendiculaire à la ligne de plus grande pente et situé au-dessus de la surface topographique d'origine (**Varnes, 1978**). Les glissements translationnels (Figure 11B) montrent pour leur part une surface de rupture plane ou ondulée, parallèle à la pente sur laquelle le mouvement s'est formé. Le mouvement est alors souvent contrôlé par les discontinuités structurales et les variations de la résistance au cisaillement entre les couches de matériaux, ou par le contact entre le substratum rocheux ferme et les matériaux meubles le recouvrant.

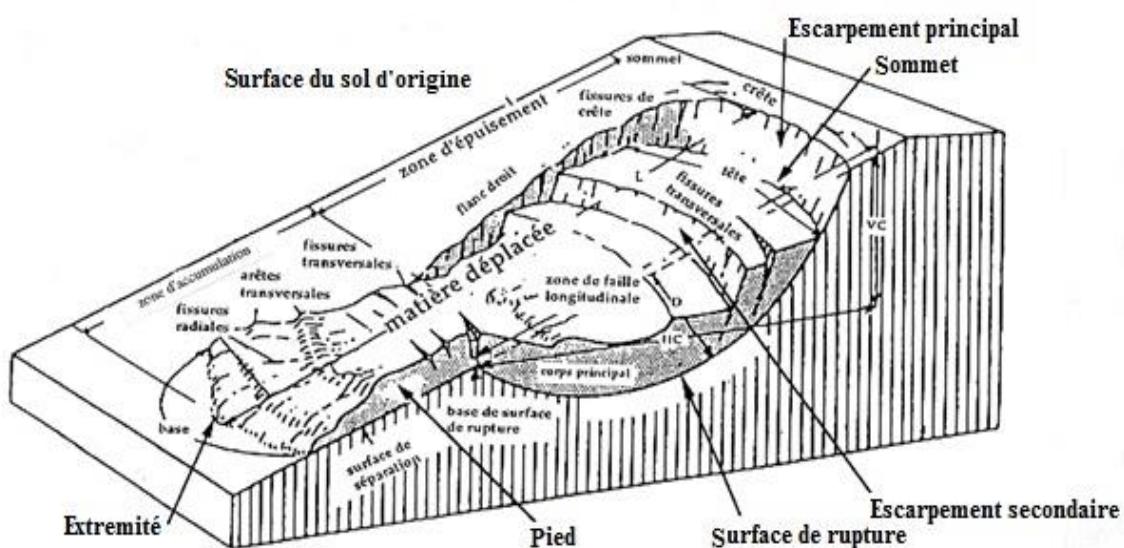


Figure 10: Principales caractéristiques d'un glissement rotationnel idéalisé (**Varnes, 1978**)

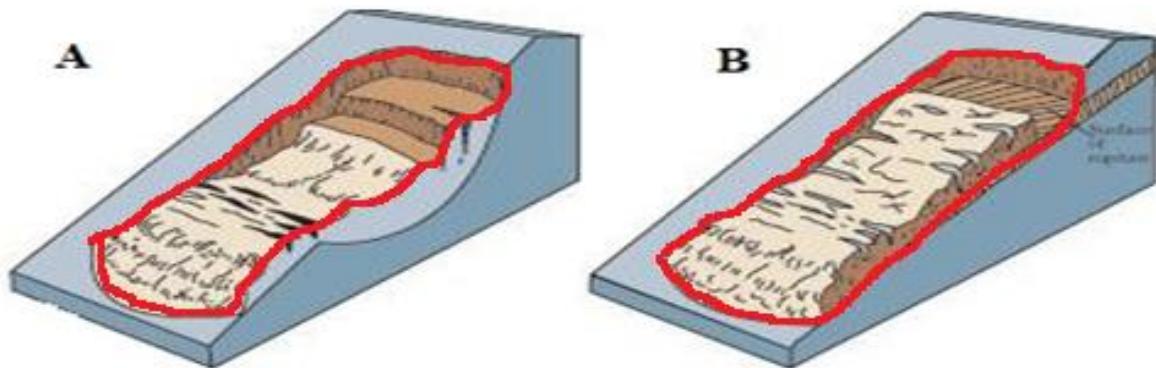


Figure 11: Exemple de caractéristiques de glissements de terrain. (A) représente le glissement rotationnel et (B) montre le glissement translationnel. Les lignes en rouge indiquent les limites des deux types de glissements de terrain.

2.2 Types et mécanismes de rupture

La gamme de types de glissements de terrain identifiés par plusieurs classifications fournit une approximation des dommages potentiels (**Crozier et Glade, 2005**). Bien que l'impact d'un glissement ne soit pas toujours prévisible, la nature des glissements fournit une indication du type de processus et de son pouvoir de destruction potentiel.

Les classifications les plus couramment utilisées sont fondées sur le type de matériaux mobilisés (roches, débris et terre), les mécanismes de mouvement mis en jeu (chute, basculement, coulée) ainsi que le degré de perturbation (**Hutchinson, 1988** ; **Cruden et Varnes, 1996** et **Dikau et al., 1996**).

La classification à double entrée (Tableau I) proposée par **Varnes (1978)** repose essentiellement sur les critères tels que le type de mouvement et le matériau affecté. Cette dernière est particulièrement bien adaptée à la compréhension des mécanismes des mouvements, notamment en ce qu'elle fournit une perception claire des processus gravitaires en jeu (**Lebourg et al., 2011**). Cette classification bien connue a été révisée en tenant compte de plusieurs aspects (**Hungr et al., 2014**). En effet, il s'agit de la modification de la définition des matériaux formant les glissements de terrain, afin d'assurer la compatibilité avec la terminologie géotechnique et géologique acceptée pour les roches et les sols. Ainsi, la classification Varnes modifiée des glissements de terrain dénombre trente-deux types de glissements de terrain, chacun d'entre eux étant soutenu par une définition formelle.

De façon pratique, il est souvent difficile d'assigner un glissement à une classe particulière. En effet, les glissements sont fréquemment des processus complexes avec, par exemple, un glissement rotationnel sur surface de rupture courbe dans la partie supérieure du

versant, évoluant en coulée vers l'aval. La complexité des mouvements est également grande lorsque plusieurs types de matériaux sont impliqués dans le glissement. Des facteurs externes comme les conditions d'humidité et la couverture végétale peuvent aussi influencer le type de mouvement et son style d'activité (**Dewitte, 2006**).

La classification de l'âge d'un glissement de terrain à partir de son apparence sur une photographie aérienne est généralement fondée sur la fraîcheur des formes de certains compartiments caractéristiques (escarpement principal, corps, pied, fissures internes, etc.) qui le composent. L'émoussement de ces formes avec le temps et le processus de re-végétalisation pourraient conduire à un effacement progressif des glissements, les rendant de moins en moins visibles sur les images aériennes ainsi que sur le terrain (**Guzzetti et al., 2000**). La classification de l'âge d'un mouvement de terrain se fonde sur des changements morphologiques avec le temps et de l'état d'activité/âge correspondant (**McCalpin, 1984**).

Ainsi, les formes de surface sont comparées, afin d'établir une classification des mouvements de masse (glissements actifs et glissements inactifs), en définissant quatre états d'activité distincts (stabilisé, abandonné, actif intermittent et actif continu) :

- **Glissements inactifs** : la morphologie de ces glissements est douce et estompée, témoignant de processus anciens. Deux types s'observent en fonction de la morphologie de surface et de l'âge estimé.
- **Stabilisé** : ce sont des mouvements anciens, aux formes très estompées et n'étant pas susceptibles de se déclencher dans les conditions climatiques actuelles. Ces phénomènes, inactifs en apparence, peuvent tout de même être l'objet d'autres processus actuels tels que la solifluxion et des glissements superficiels.
- **Abandonné** : ce sont des phénomènes anciens, mais susceptibles de se réactiver dans les conditions climatiques actuelles. Leur âge n'est pas connu, mais leurs formes laissent penser à un fonctionnement plus récent que les glissements stabilisés. Leur déclenchement est globalement attribué aux périodes post glaciaires.
- **Glissements actifs** : ces phénomènes actifs ont des formes nettement visibles (escarpements, terre à nu, etc.), témoignant d'un déclenchement/réactivation récent(e). Cependant, les formes peuvent tout de même être légèrement estompées ou au contraire très visibles, permettant de diviser cette catégorie en deux sous-classes.

- **Actifs continus** : ces glissements font référence aux mouvements de versant ayant été affectés par un ou plusieurs déplacements durant la dernière année (**Varnes, 1978**). Ces phénomènes se distinguent notamment par une morphologie très fraîche.
- **Actifs intermittents** : cette classe comprend les phénomènes ayant subi des déplacements au cours des dix dernières années. Les formes sont fraîches ou légèrement masquées par l'érosion et/ou la recolonisation des escarpements par la végétation.

La classification de l'âge pourrait conduire à des erreurs dans les inventaires, dont celui de recenser moins d'événements anciens que la réalité (**Poiraud, 2012**). Ce biais peut être détourné par la réalisation d'inventaires successifs dans le temps et cumulatifs (addition d'inventaires diachroniques, la précision dépendant du pas de temps entre chaque inventaire) (**Parise et Wasowski, 1999**) ou suite à un événement morphogène (**Irigaray et al., 2000**).

Tableau I: Classification proposée de Varnes (1978)

Type de mouvement			Type de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossier	Fins
Chutes/fall			Eboulement rocheux <i>Rock fall</i>	Eboulement de débris <i>Debris fall</i>	Eboulement de sol <i>Earth fall</i>
Basculements/topple			Basculement rocheux <i>Rock topple</i>	Basculement de débris <i>Debris topple</i>	Basculement de sol <i>Earth topple</i>
Glissements	Rotation	Peu d'unités	Affaissement rocheux <i>Rock slump</i>	Affaissement de débris <i>Debris slump</i>	Affaissement de sol <i>Earth slump</i>
			Glissement rocheux en bloc <i>Rock block slide</i>	Glissement de débris en bloc <i>Debris slides</i>	Glissement de sol en bloc <i>Earth block slide</i>
	Translation	Unités multiples	Glissement rocheux <i>Rock slide</i>	Glissement de débris <i>Debris slide</i>	Glissement de sol <i>Earth slide</i>
Etalements latéraux			Etalement des roches <i>Rock spread</i>	Etalement de débris <i>Debris spread</i>	Etalement de sol <i>Earth spread</i>
Ecoulements			Avalanche de roches <i>Rock flow</i>	Lave torrentielle <i>Debris flow</i>	Coulée boueuse <i>Earth flow</i>
Complexes	combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux				

2.3 Facteurs de rupture des versants et crises de glissements de terrain

De nombreux facteurs influencent l'évolution et la dynamique des glissements de terrain. Ceux-ci peuvent être subdivisés en deux catégories, en l'occurrence, les facteurs de prédisposition et les facteurs déclenchants. Les facteurs de prédisposition font référence aux conditions intrinsèques : la localisation (conditions topographiques, hydrologiques, lithologiques) et l'environnement anthropique (perturbations anthropiques) favorisant l'apparition de glissements de terrain sans les déclencher par elles-mêmes.

D'autre part, les ruptures de versant et les crises de mouvements de terrain sont directement liées à des facteurs spécifiques qui déclenchent l'instabilité de la pente et provoquent ainsi les glissements. Les principaux déclencheurs sont d'ordres sismique, volcanique, climatique, de plus en plus souvent, anthropique.

Les facteurs de prédisposition et de déclenchement sont nombreux et peuvent interagir en se renforçant ou se neutralisant mutuellement. Alors que, même à l'échelle locale, la modélisation déterministe de ces interactions sur un site particulier est souvent simplificatrice, la difficulté de collecter l'information sur tous les facteurs en jeu à une échelle régionale plus large, implique le plus souvent d'analyser l'effet de facteurs potentiels via des approches probabilistes.

2.3.1 Facteurs de prédisposition des glissements de terrain

Les facteurs de prédisposition correspondent à des caractéristiques statiques des pentes qui les rendent plus vulnérables aux mouvements gravitaires ou à des caractères évolutifs qui affaiblissent progressivement le versant en participant par exemple à son altération à long terme.

2.3.1.1 Pente

Garcia-Ruiz et al. (1988) suggèrent que la pente des versants est l'une des variables qui influencent fortement l'occurrence des glissements de terrain. De nombreuses études ont fréquemment mis en évidence son rôle direct dans la dynamique des processus gravitaires (**Lee et Talib, 2005** ; **Sassa et al., 2005**). Ainsi, l'angle que fait la ligne de plus grande pente par rapport à l'horizontale constitue un critère essentiel de l'analyse de la stabilité des versants. En effet, plus l'angle augmente, plus la contrainte de cisaillement sur une surface potentielle de glissement augmente (**Garcia-Mora et al., 2012**). **Yang et al. (2007)** évoquent aussi que les versants escarpés, en particulier ceux situés à haute altitude, sont susceptibles de s'effondrer. Cela est dû à l'augmentation de la contrainte de cisaillement et à la réduction conjointe de la résistance au cisaillement (**Selby, 1993**). Ainsi, l'occurrence des glissements de terrain se

concentre sur des pentes relativement raides en raison de la forte contrainte de cisaillement motrice (ou de traction) (**Bagoora, 1988** ; **Appolinaire et al., 2007** ; **Claessens et al., 2007**). **Jacobs et al. (2015)** ont également rapporté que l'augmentation de la fréquence des ruptures est visible pour différents seuils de pente dans quatre sites d'étude localisés dans les chaînes du Rwenzori, Uganda, en Afrique de l'Est. Par exemple, les glissements de terrain apparaissent en majorité sur des pentes supérieures à 25° à Kabonero, Mahango et dans les hautes terres de Bundibugyo. D'autre part, les ruptures se concentrent sur des pentes supérieures à 10-15° dans les plaines de Bundibugyo. **Cruz (1974)** a calculé un seuil de pentes de l'ordre de 22° dans le sud de Rio de Janeiro, en utilisant l'analyse de contingence spatiale appliquée à la distribution spatiale de cicatrices de glissements et à la variable pente. De même, **Gao (1993)** observe que la rupture potentielle des versants augmente rapidement pour des valeurs de pentes supérieures à 31° en Virginie, aux Etats-Unis. Par ailleurs, **Zhou et al. (2002)** ont également montré que la plupart des glissements à Hong Kong se sont produits sur des angles de pentes compris entre 25°-30°, suivant l'intensité des précipitations de 1993.

Bien que la pente soit un facteur topographique majeur, qui affecte à la fois les conditions hydrologiques et la stabilité des versants, son importance semble avoir été surestimée dans les procédures de modélisation spatiale des glissements de terrain, particulièrement à Rio de Janeiro (**Fernandes et al., 2004**). En effet, **Fernandes et al. (2004)** suggèrent que dans les bassins de Quitite et Papagaio, aux alentours de Rio de Janeiro, les versants dont les pentes sont comprises entre 19° et 37° sont les plus susceptibles de s'effondrer. Par conséquent, les pentes de ces versants, initialement considérées comme peu susceptibles aux glissements de terrain, sont également affectées (**Hickey, 2000**). Cela implique la prise en considération des facteurs lithologiques et hydrologiques susceptibles de vulnérabiliser les versants à pente faible.

2.3.1.2 Courbure de la surface topographique

La courbure constitue une variable morphométrique locale qui décrit les formes concave, convexe ou plane de la surface topographique. Son calcul se fonde sur les dérivées secondes de l'altitude. Cet attribut topographique est caractérisé par deux de ses composantes que sont la courbure horizontale ou en plan et la courbure verticale ou en profil.

Ainsi, la courbure horizontale ou en plan est la courbure de l'intersection entre un plan horizontal et la surface topographique modélisée mathématiquement et localement, dans le voisinage proche du point où la courbure est estimée (**Wilson et Gallant, 2000**). L'influence de la courbure en plan sur les processus d'érosion des versants s'associe à la convergence (versant

concave en plan) ou à la divergence (versant convexe en plan) de l'écoulement en aval (**Moore et al., 1991** ; **Gallant and Wilson, 2000**). Les valeurs positives de la courbure en plan définissent des versants convexes en plan tandis que les valeurs négatives décrivent des zones concaves en plan de la surface topographique. Les valeurs nulles de la courbure en plan traduisent des versants plans. Les eaux souterraines et de surface sont dispersées sur des versants convexes. Les zones concaves ont tendance au contraire à concentrer les ruissellements et les infiltrations d'eau pouvant susciter le déclenchement des mouvements de versants (**Pothiraj et Rajagopalan, 2013** ; **Manap et al., 2014**).

D'autre part, la courbure verticale en profil est la courbure de l'intersection entre la surface topographique modélisée mathématiquement et localement et le plan vertical auquel appartient le point où la courbure est estimée et contenant la ligne de plus grande pente (**Aandahl, 1948** ; **Krcho, 1973** ; **Young, 1972** ; **Evans, 1979**). Ainsi, une valeur positive de la courbure en profil atteste que la surface est convexe vers le haut et que le flux sera accéléré tandis qu'une valeur négative signifie que la surface est concave vers le haut et que l'écoulement du flux sera décéléré.

2.3.1.3 Orientation de la ligne de plus grande

L'orientation des pentes exerce rarement à elle seule un contrôle significatif de la stabilité du versant, mais elle peut interagir avec d'autres facteurs pour augmenter la susceptibilité aux glissements de terrain. L'influence de l'orientation des pentes sur les glissements de terrain est fréquemment perceptible lorsque celle-ci est opposée à la direction de provenance des précipitations frontales dominantes ou qu'elle renforce l'effet de caractères lithologiques ou structuraux orientés.

L'orientation des pentes (Figure 12) affecte aussi fortement les processus hydrologiques par évapotranspiration, et donc les processus d'altération des roches et le développement du système racinaire des plantes en particulier dans les environnements plus secs. Dans les Badlands de la rivière White dans le Dakota du Sud, au centre-nord des États-Unis (hémisphère nord), le type et le taux relatif d'activité des processus géomorphologiques sur les versants varient en fonction des différences de régime d'humidité induites par l'orientation des pentes. Ainsi, les orientations des pentes de direction nord maintiennent une humidité élevée et moins variable des sols par rapport à celles orientées vers le sud, qui sont généralement sujettes au séchage (**Churchill, 1982**). Les niveaux d'humidité plus élevés sur les pentes orientées au nord favorisent une altération significative des roches en profondeur. Par conséquent, il faut s'attendre à un taux élevé de glissements de terrain initiés par les précipitations sur ces versants

orientés vers le nord. Bien que de telles orientations des pentes soient favorables à l'augmentation de la fréquence des glissements dans certaines régions (**Churchill, 1982**), dans d'autres régions des tendances opposées (**Crozier et al, 1980 ; Marston et al, 1998 ; Lineback Gritzner et al., 2001**) ou aucune tendance significative ne sont observées (**Pachauri et Pant, 1992 ; Ayalew et Yamagishi, 2005**).

Les régions froides de l'hémisphère nord où se développe un permafrost peuvent connaître une plus grande activité de mouvements de masse sur les pentes orientées vers le sud, liée aux cycles de gel/dégel (**Niu et al., 2005**).

Allen et al. (2011) ont mis en évidence que les glissements rocheux du sud des Alpes centrales néo-zélandaises sont orientés majoritairement à l'O-NO alors que la chaîne possède un axe NE-SO (Figure 12 B, B') où la surrection à long terme et l'érosion sont les plus élevées. L'instabilité des versants dans cette zone est aussi influencée par l'altération des roches le long de la faille alpine ainsi que par les précipitations orientées à l'O et atteignant presque leur maximum (**Griffiths et Mc Saveney, 1983**). **Korup (2005)** a trouvé pour sa part que les éboulements rocheux de la façade occidentale de ces mêmes Alpes néo-zélandaise du sud (partie du massif avec le relief le plus prononcé) présentaient une dominante d'exposition au SO (Figure 12 A, A'). La comparaison entre ces deux études montre clairement que, lors d'investigations sur une même chaîne de montagnes, mais avec une aire d'étude différente (et des caractéristiques de relief différentes), les résultats peuvent varier.

Pedrazzini et al. (2015) ont évoqué l'existence d'une certaine perpendicularité entre les mouvements rocheux et l'axe du haut bassin du Rhône (Suisse) (Figure 13) avec une exposition dominante des glissements rocheux et des avalanches rocheuses dans la direction nord-ouest (NO), tout comme **Blondeau et al. (2016)** dans les Carpates méridionales ou encore, dans une moindre mesure, **Allen et al. (2011)** dans les Alpes centrales néo-zélandaise.

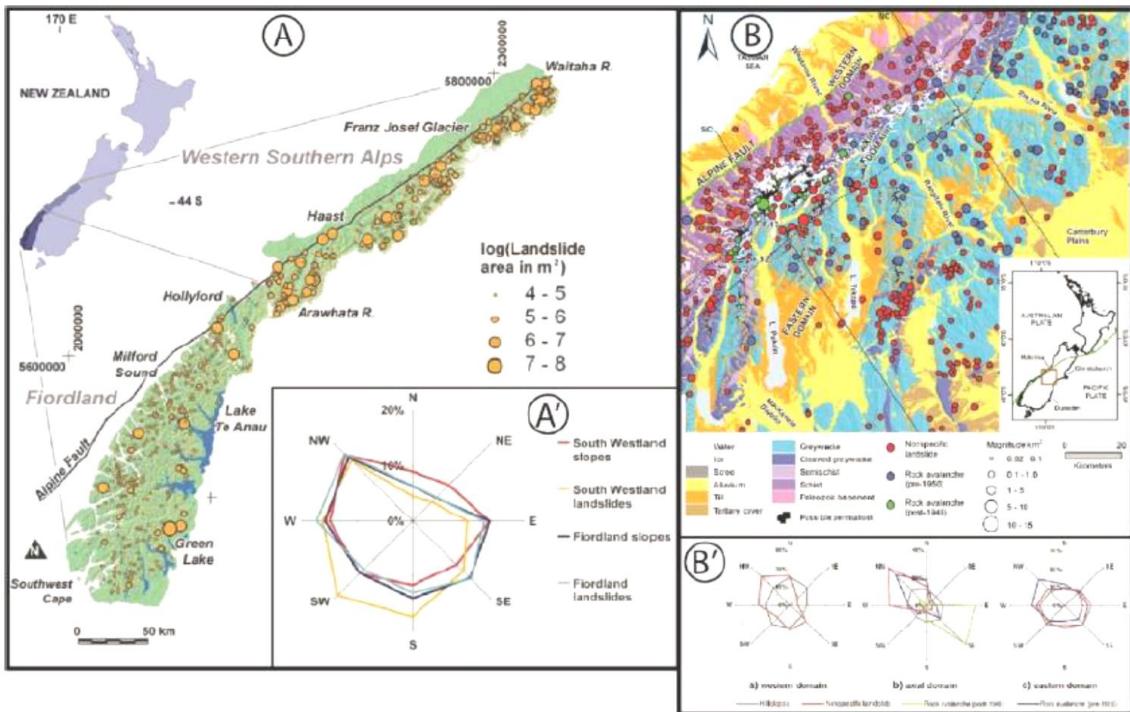


Figure 12: Orientation des glissements rocheux dans les Alpes néo-zélandaises. A, A' : Orientation des glissements rocheux dans l'ouest des Alpes néo-zélandaises du sud, modifié d'après Korup (2005). B, B' : orientation des glissements rocheux dans le centre des Alpes néo-zélandaises du sud. Modifié d'après Allen *et al.* (2011).

Notons que les résultats diffèrent en fonction du territoire étudié. **Korup (2005)** n'étudie que la chaîne montagneuse alors qu'**Allen *et al.* (2011)** analysent également les piémonts intérieurs.

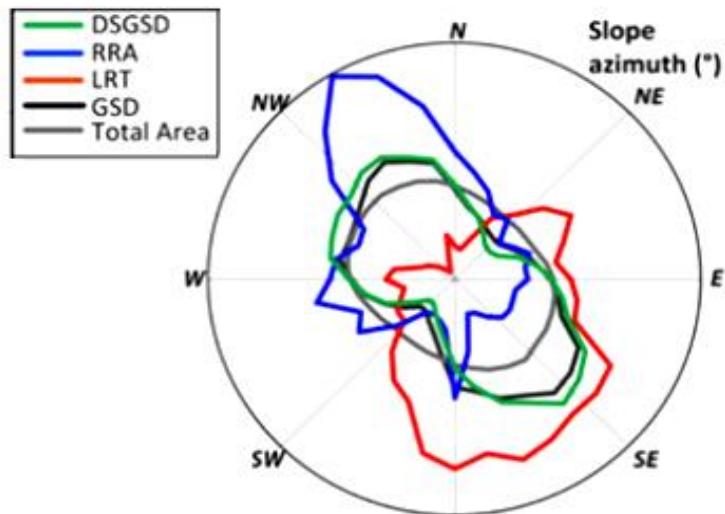


Figure 13: Distribution de l'orientation des pentes dans le bassin du Haut-Rhône (Pedrazzini *et al.* (2015)) et les mouvements rocheux (DSGSD : Deep-seated gravitational slope

deformations/Déformations gravitationnelles profondes des versants RRA : Rockslides and rock avalanches/Glissemements rocheux et avalanches rocheuses ; LRT : Roto-translation landslides/Glissemements rotationnels et translationnels, GSD : Gravitationnal slope déformation/Déformation gravitationnelle de la pente).

2.3.1.4 Altitude

Lorsque l'altitude influence la localisation des glissements de terrain, c'est généralement par le biais de son impact sur d'autres facteurs tels que la pente, la lithologie, l'altération, les précipitations, l'épaisseur du sol et la couverture du sol. Si de nombreuses études ont établi des relations statistiques solides entre l'altitude et l'occurrence des glissements de terrain (**Pachauri et Pant, 1992** ; **Lineback Gritzner et al, 2001**), l'altitude ne constitue pas un facteur physique permettant, à lui seul une explication plausible de l'incidence des glissements. **Koukis et Ziourkas (1991)** ont établi une corrélation distincte entre l'altitude et la fréquence des ruptures. Ceux-ci ont conclu que la fréquence élevée des glissements est observée dans les valeurs d'altitude comprises entre 600 et 1000 m. Par ailleurs, ils ont souligné que cette apparition régulière des glissements est due aux précipitations.

2.3.1.5 Nature géologique du sous-sol et propriétés des sols

La nature des matériaux du substratum rocheux et les caractéristiques géotechniques qui en résultent, telles que la résistance au cisaillement, la perméabilité et le degré d'altération, constituent en général des conditions favorables à l'instabilité des versants, et donc des crises de mouvements de terrain avec des styles de rupture variés (**Selby, 1993**). Ainsi, une roche de faible résistance au cisaillement sera plus susceptible de se rompre par rapport à une autre ayant une forte résistance (**Muggaga, 2011**).

Zhang et al. (2015) indiquent que l'instabilité potentielle d'un versant rocheux est favorisée par les grandes discontinuités géologiques telles que les joints de stratification, fractures, diaclases et failles (Figures 14 et 15). Ainsi, les discontinuités, considérées comme des points faibles dans les roches réduisent la résistance au cisaillement de celles-ci (**Barton, 1974**). Des discontinuités parallèles/perpendiculaires à l'orientation de la pente créent un contexte éminemment favorable aux glissements (**Leung et Quek, 1995**).

D'autre part, le système rocheux complexe peut-être affecté par divers processus de pédogenèse donnant naissance à des types de sols dont les différences d'érodabilité déterminent l'ampleur des risques de glissements de terrain. En effet, les sols provenant de la roche-mère saine héritent de certaines caractéristiques texturales et structurales de celle-ci, qui peuvent

constituer aussi des facteurs déterminants de la stabilité des versants (**Sidle et Ochiai, 2006** ; **Jacobs et al., 2015**). Par exemple, les sols dérivés de schistes ou de schistes argileux contiennent des pourcentages élevés d'argile. Ces sols sont caractérisés par des angles de friction faibles avec une cohésion très élevée des particules différentes de celles des sols à grains plus grossiers comme ceux dérivés de la roche granitique (**Selby, 1993**). **Bagoora (1988)** observe que les schistes sont connus pour favoriser les glissements de terrain. Ainsi, les versants développés sur les phyllites et les schistes sont susceptibles de présenter un risque majeur de glissements de terrain.

Sidle et al. (1985) suggèrent que certaines propriétés physiques des sols affectent la stabilité des versants et influencent la dynamique du mouvement des sols. Ces propriétés telles que la profondeur, la distribution de la taille des particules et les pores dans la matrice du sol, la cohésion, la teneur en matière organique et l'angle de friction sont considérés comme les éléments constitutifs des versants (**Cruden et Varnes, 1996** ; **Yalcin, 2007**).

L'épaisseur de la formation meuble du sol et sa teneur en humidité déterminent la manière dont l'eau peut être emmagasinée dans le sol avant que la saturation ne soit atteinte (**Merino-Martin et al., 2015**). L'eau qui s'infiltre augmente la pression interstitielle de l'eau dans le matériau du sol (**Yilmaz et Karacan, 2002**). Cela entraîne une diminution de la résistance au cisaillement des matériaux superposés sur les couches d'argile et favorise donc une rupture.

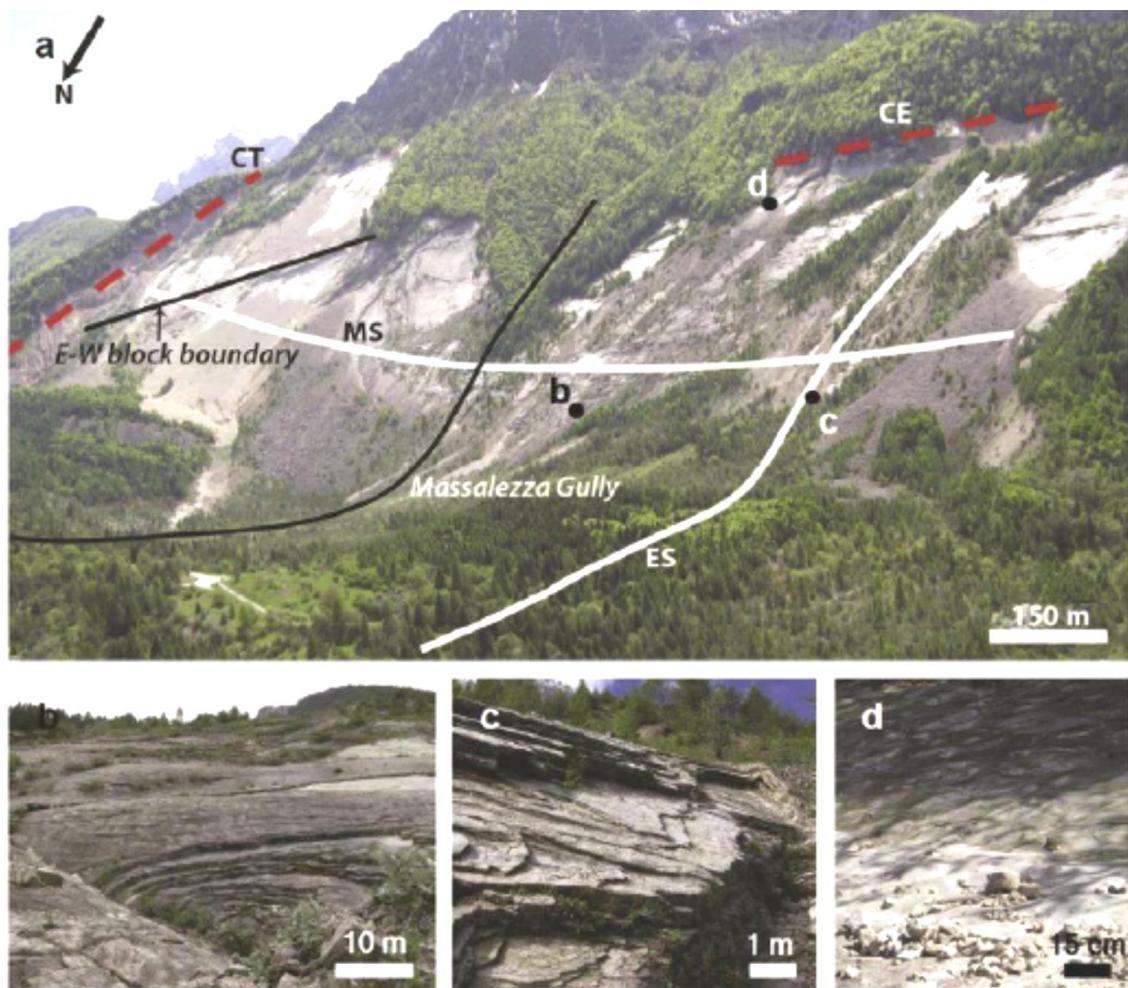


Figure 14: Glissements rocheux du Vajont (Italie septentrionale) en lien avec la structure géologique et l'échelle de rugosité (Wolter *et al.*, 2015) a : échelle macroscopique, vue générale du synclinal (MS : synclinal de Massalezza ; ES : synclinal de Erto) ; b : échelle intermédiaire, modèle à échelle moyenne ; c : plis parasites ; d : échelle microscopique avec présence de petites concrétions. CT : Fissure du col de Tramontin ; CE : fissure du col delle Erghene.

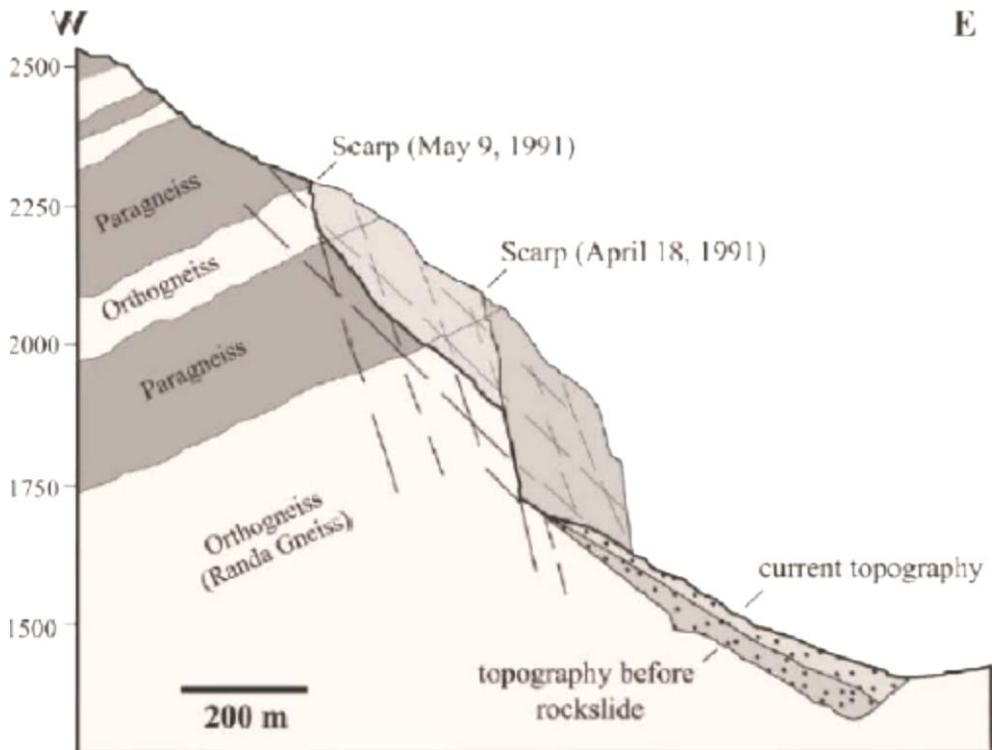


Figure 15: Schéma de l'éboulement de Randa (Canton du Valais, Suisse) montrant les plans de glissement et les deux éboulements qui sont survenus en avril et mai 1991 (Eberhardt *et al.*, 2004)

2.3.1.6 Influence de la végétation

La végétation et les conditions climatiques jouent un rôle important dans la modification de l'humidité du sol et l'hydrologie souterraine via la transpiration, l'évaporation par la canopée des arbres et de la couche de litière, la redistribution des précipitations et le développement de voies d'écoulement préférentielles par le biais des systèmes racinaires vivants et morts (Gerrits *et al.*, 2010 ; Ghemem *et al.*, 2011).

La transpiration peut maintenir la stabilité des régolithes superficiels lorsque des espèces ligneuses à racines plutôt profondes éliminent l'eau à proximité des plans de cisaillement potentiels. Cependant, dans les régions tempérées où les averses qui déclenchent des glissements superficiels se produisent pendant les saisons des pluies d'automne et d'hiver, les sols généralement atteignent la capacité au champ, et dans ce cas, la transpiration est minime. L'effet majeur dans ces environnements serait la propension des versants aux glissements de terrain en fonction des conditions antécédentes d'humidité (Sidle et Ochiai, 2006). Des études, bien que limitées, ont été menées dans les forêts tempérées. Celles-ci ont montré que la végétation avait peu d'effet sur la modification de la pression interstitielle pendant les grandes tempêtes hivernales ; en réponse, on assiste à l'occurrence des glissements de terrain

superficiels (**Dhakal et Sidle, 2004**). La situation peut être différente sous les tropiques où la transpiration modifie l'humidité du sol tout au long de l'année (**Sidle et al., 2006**).

L'interception de la canopée et de la couche de litière sur les précipitations effectives ne jouent généralement que des rôles mineurs sur la modification des sols peu profonds ainsi que la propagation de la pression interstitielle (**Dhakal et Sullivan, 2014 ; Sidle et Ziegler, 2016**), et ce en particulier durant les périodes d'humidité prolongées. Cependant, la couche de litière forestière a une capacité de stockage assez constante.

L'architecture des systèmes racinaires est également un facteur important, qui n'a été étudiée que récemment comme influençant les glissements de terrain superficiels (**Stokes et al., 2009**). Les systèmes racinaires facilitent l'écoulement préférentiel dans les sols, ce qui peut améliorer le drainage et ainsi dissiper la pression interstitielle dans les zones de pentes instables (**Uchida et al., 2001**). Cependant, dans certains cas, le flux peut se concentrer en raison de l'architecture du système racinaire et créer des poches d'accrétion de pression interstitielle (**Ghestem et al., 2011**). La dissipation et la concentration de ces chemins d'écoulement peuvent être perturbées par les racines ligneuses qui se coincent dans les fractures du substrat rocheux. De plus, le ruissellement sur les troncs peut concentrer les précipitations sur le côté descendant des arbres où une pression accrue du flux peut se développer (**Liang et al., 2007**).

Les racines de la végétation ligneuse renforcent le versant par l'ancrage de la partie inférieure du régolithe dans un substrat stable, en fournissant une membrane de résistance dans le sol, se liant sur des plans de fragilité, et la création d'un contrefort local à proximité du tronc et des racines (**Schmidt et al., 2001 ; Roering et al., 2003**). À l'heure actuelle, le débat persiste sur les rôles relatifs des deux plus importants mécanismes de renforcement, notamment l'ancrage et la cohésion latérale des racines. Bien que les systèmes racinaires denses des graminées et des herbes non graminées puissent contribuer à petite échelle et à faible profondeur, ils ne peuvent généralement pas stabiliser les sols plus profonds et, par conséquent, offrent peu ou pas de protection contre la plupart des glissements de terrain (**Marden et Rowan, 1993 ; Bergin et al., 1995**). Le renforcement des versants par les racines a été largement documenté dans de nombreuses études de terrain et de la modélisation qui démontrent une augmentation de la fréquence des glissements de terrain après le défrichement de la végétation ligneuse (**Dhakal et Sidle, 2003**). Sur la base de ces études réalisées à travers le monde, on note une "fenêtre" d'environ 3 à 15-20 ans coïncidant avec une augmentation de la fréquence de glissements de terrain, d'environ 2 à 10 fois par rapport aux forêts non perturbées. Cette fenêtre de susceptibilité accrue aux glissements de terrain correspond directement au minimum de

résistance des racines tel que modélisée par la décomposition des racines résiduelles (après l'abattage) suivie de la repousse de la végétation en régénération (Sidle *et al.*, 2006) (Figure 16).

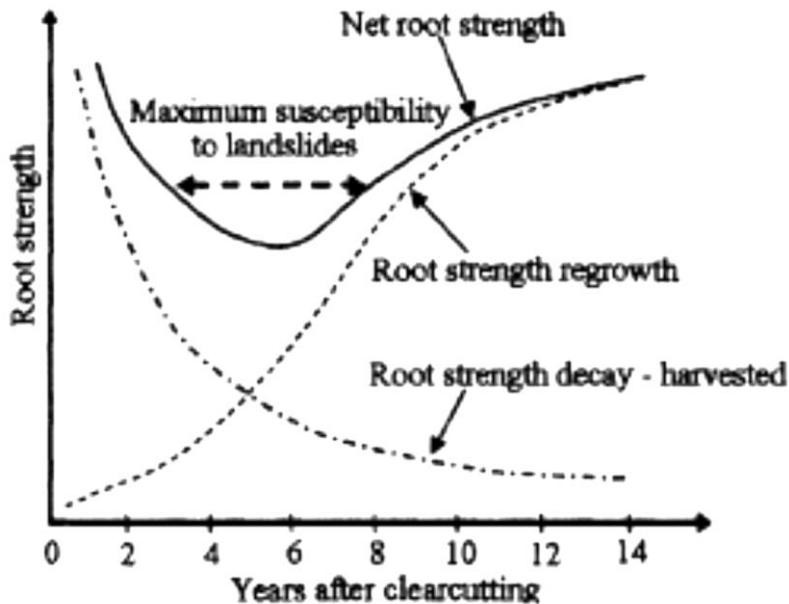


Figure 16: Exemple de modification typique dans la résistance du système racinaire de la végétation forestière après un déboisement (clearcutting). La décroissance du système racinaire et les courbes de recouvrement des arbres sont basées sur de nombreuse donnée à travers le monde (Sidle, 1992).

2.3.1.7 Impact de la croissance urbaine et occurrence des glissements de terrain

L'occupation du sol implique souvent des modifications tant au niveau des environnements naturels (couvert végétal) que des systèmes de drainage naturel et artificiel (Promper *et al.*, 2015 ; Lopez-Saez *et al.*, 2016 ; Tasser, 2003 ; Schmaltz *et al.*, 2017 ; Ghemest *et al.*, 2011, 2014). Des modifications parfois liées à l'urbanisation des sols peuvent ainsi provoquer le déclenchement des glissements de terrain.

Les facteurs anthropiques tels que la déforestation, l'exploitation minière et la construction de routes constituent des activités pouvant augmenter la vulnérabilité aux glissements de terrain (Glade, 2003 ; Bruschi *et al.*, 2013 ; Cervi *et al.*, 2010 ; Piacentini *et al.*, 2012 ; Reichenbach *et al.*, 2014). Des études réalisées dans le Rift à l'ouest du lac Kivu en République démocratique du Congo (RDC), ont montré que les glissements superficiels sont fréquents avec des tailles plus réduites dans des zones où la déforestation a eu lieu depuis les années 1950. Cette réduction de la taille de ces mouvements de masse est liée à la diminution de la cohésion du régolithe due à la disparition de forêt, ce qui permet de réduire la zone critique

minimale pour le glissement de terrain (**Maki Mateso et al., 2023**). Dans les zones déjà déboisées depuis les années 1950, ces glissements de terrain sont moins fréquents, plus importants et se produisent sur des versants aux pentes moins raides. Cela suggère le rôle combiné entre la disponibilité du régolithe et les pratiques de gestion du sol qui influencent l'érosion et l'infiltration.

D'autre part, l'exploitation minière et la construction de routes modifient l'environnement et augmentent généralement la fréquence des glissements de terrain (**Manchado et al., 2022**).

L'occupation du sol peut également modifier le fonctionnement hydrologique des versants par le biais des changements dans la répartition des régimes pluviométriques ; les taux d'infiltration et de ruissellement et affectent la stabilité des versants en réduisant la résistance au cisaillement des matériaux (**García-Ruiz et al., 2010**). Par exemple, dans le bassin versant de Lumley Creek, le défrichage rapide de la végétation sur les pentes raides des versants, pour la construction d'habitations, a renforcé les effets du ruissellement des précipitations et a conduit à des glissements de terrain (**Roy-Macaulay, 2017**).

Il serait donc indispensable de porter un intérêt particulier aux dynamiques spatiales urbaines en évaluant l'impact de l'aménagement du territoire et de la planification de l'occupation des terres, ou de leur absence, sur le risque de mouvement de masse (**Glade, 2003** ; **Van Westen et al., 2006** ; **Fell et al., 2008**).

2.3.2 Facteurs déclencheurs et crises de glissements de terrain

La vulnérabilité aux glissements de terrain est liée aux conditions intrinsèques des versants (conditions topographiques, hydrologiques, lithologiques) ainsi qu'à l'environnement anthropique (perturbations anthropiques) qui les prédisposent. Cependant, l'examen des facteurs externes permet de comprendre les crises de glissements de terrain. Ces facteurs déclencheurs tels que les tremblements de terre, l'activité volcanique, les activités humaines de modification des versants et les précipitations et leur historique, peuvent effectivement être à l'origine d'un grand nombre de glissements de terrain quasi simultanés.

2.3.2.1 Tremblements de terre

Les glissements de terrain déclenchés par les tremblements de terre sont moins bien connus que ceux provoqués par les précipitations intenses. Bien que de récentes avancées soient réalisées dans la prédiction des tremblements de terre, il reste toujours difficile de prévoir les détails des sites et l'intensité des secousses sismiques, favorables au déclenchement des

glissements de terrain. Actuellement, les meilleures informations disponibles sur les glissements induits par les secousses sismiques sont issues d'analyses rétrospectives de l'occurrence pendant des périodes où l'intensité sismique présente différentes magnitudes et des conditions de mouvements des versants (**Jibson et Keefer, 1989 ; Keefer, 2002 ; Duman et al., 2005**).

De nombreux facteurs liés aux tremblements de terre et à la propagation des ondes sismiques influencent le nombre, la taille et les types de glissements de terrain. Ces facteurs sont associés à des caractéristiques telles que (1) l'intensité du séisme, (2) la profondeur focale, (3) la direction de l'onde sismique propagée (Figure 17), (4) l'atténuation des ondes sismiques et (5) la distribution spatio-temporelle des répliques (**Voight et Pariseau, 1978 ; Khazai et Sitar, 2003**). C'est la manière avec laquelle l'onde sismique arrive en surface à l'endroit d'un versant plus ou moins proche de la rupture qui détermine sa capacité à provoquer une rupture gravitaire. Cet effet, couplé à des prédispositions lithologiques et d'altération du substratum rocheux, est capable de provoquer les instabilités en profondeur (Glissements de terrain profonds/Deep-seated landslides : DSL, Déformations gravitationnelles profondes des versants/Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) (**Agliardi et al., 2001**).

En 1984, **Keefer** a analysé à l'échelle globale les glissements causés par des tremblements de terre. Il a indiqué que la magnitude minimum requise pour qu'un tremblement de terre soit susceptible de déclencher des glissements de terrain est de $M \approx 4$ et que la surface de la zone autour de l'épicentre où les glissements surviennent, augmente avec la magnitude. **Malamud et al. (2004)** ont pour leur part proposé une magnitude minimale de $M=3,4 \pm 0,4$ pour le déclenchement des glissements de terrain. **Dai et al. (2011)** ont indiqué que le tremblement de terre de Wenchuan déclenché le 12 mai 2008 de magnitude ($M \approx 8$) a provoqué plus de 56 000 glissements de terrain sur une vaste zone (Figure 17).

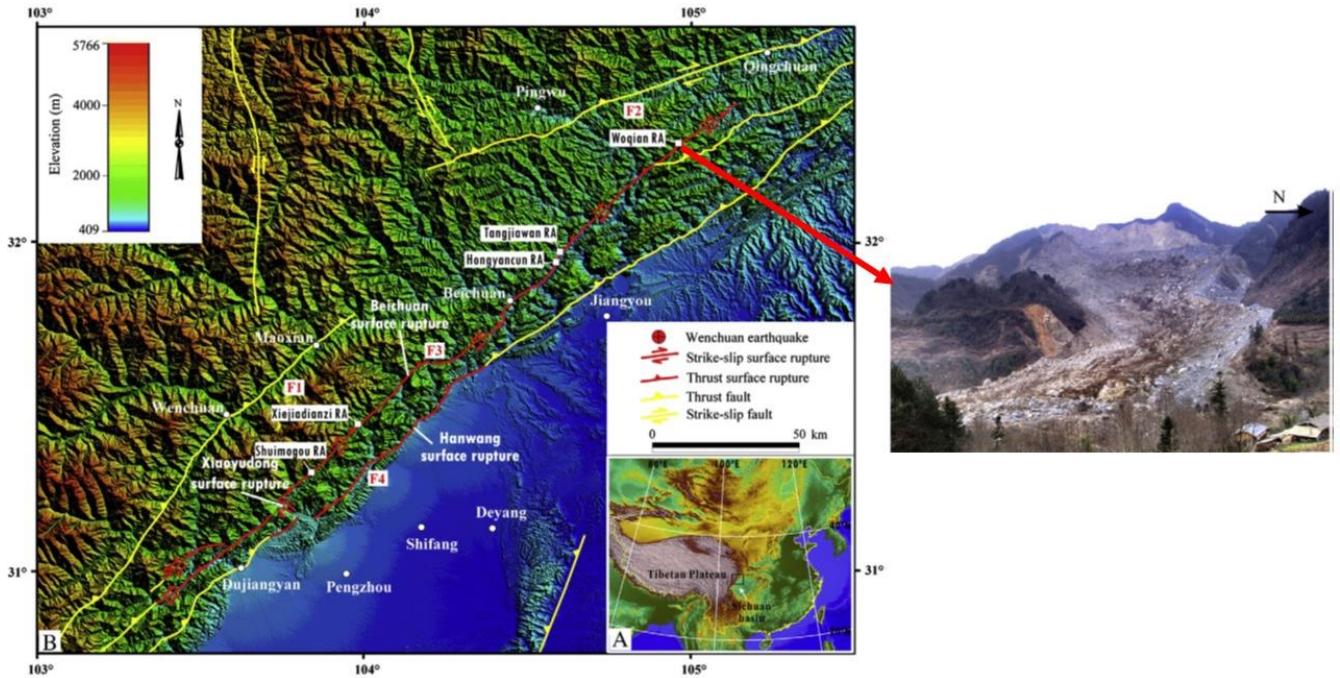


Figure 17: Avalanches rocheuses les plus importantes déclenchées par le séisme de Wenchuan en mai 2008 (Dai *et al.*, 2012).

2.3.2.2 Activités volcaniques

L'activité volcanique agit localement sur les flancs des reliefs, et provoquée par les mouvements à l'intérieur des chambres magmatiques. Ainsi, la montée lente de magma vers la surface peut engendrer des déformations des flancs d'un versant et induire la mise en mouvement et le dépôt de volumes de débris très importants.

Les séismes liés à l'activité volcanique sont de faible amplitude. Situés à des profondeurs également assez faibles, ces secousses sismiques affectant des dépôts volcaniques non consolidés, et déjà instables par nature, peuvent toutefois causer des glissements importants.

2.3.2.3 Précipitations et leur historique

De nombreuses études, abordant les glissements de terrain, ont montré que les précipitations constituent un important déclencheur de ceux-ci. La prédiction des glissements de terrain induits par des précipitations se fondent sur des corrélations empiriques entre l'occurrence de ces mouvements de masse et les précipitations antérieures ou conditions pluviométriques initiales. La quantification de cette relation (*seuil pluviométrique*) se base sur plusieurs modèles qui prennent en compte les effets climatiques, topographiques et géologiques locaux sur l'intensité et la durée des précipitations (Cannon et Ellen, 1988 ; Wilson, 1997). Le seuil pluviométrique est une valeur critique, fonction du couple intensité (I en mm) - durée (D en h) et qui, lorsqu'elle est atteinte ou excédée, est susceptible de déclencher des glissements

de terrain (**Caine, 1980** ; **Hong et al., 2006**). Dans la pratique, l'utilisation de seuils pluviométriques requiert une surveillance en temps réel des précipitations et un protocole de décision pour l'émission d'alerte précoce (**Guzzetti et al., 2007**).

Par exemple, dans le Népal, en Himalaya, **Dahal et Hasegawa (2008)** ont développé un seuil d'intensité et de durée qui recensent 193 glissements de terrain associés aux données de précipitations survenues de 1951 à 2006 (Figure 18). Selon ce seuil pluviométrique estimé, pour des événements pluvieux de courte durée tels que <10 h, une intensité de pluie de 12 mmh^{-1} est requise pour initier des glissements de terrain, alors qu'une précipitation moyenne de moins de 2 mmh^{-1} semble suffisante pour provoquer des glissements de terrain si elle se poursuit pendant plus de 100 h. En outre, pour des précipitations continues de plus d'un mois, des glissements de terrain peuvent être causés même par une précipitation moyenne de moins de 1 mm h^{-1} et cela est possible pendant les périodes de mousson. En outre, ce seuil pluviométrique calculé, a été comparé à ceux trouvés dans différentes régions climatiques. Notons que celui-ci ressemble au seuil proposé par **Larsen et Simon (1993)** pour la zone tropicale humide de Porto Rico avec une valeur seuil légèrement inférieure.

Le seuil pluviométrique obtenu par **Cancelli et Nova (1985)** pour la région de la baie de San Francisco est un peu moins élevé que celui développé par **Dahal et Hasegawa (2008)**, cependant, l'inclinaison de la courbe est la même. Les seuils globaux proposés par **Caine (1980)** et **Guzzetti et al. (2007)** sont très différents du seuil estimé dans cette région de l'Himalaya.

Dans les Alpes suisses, **Zimmerman et al. (1997)** ont estimé un seuil pluviométrique, qui enregistre 189 coulées de débris associées aux données de précipitation couvrant une période d'environ 300 à 400 ans. Ces auteurs ont montré qu'une intensité de précipitation comprise entre 30 et 60 mmh^{-1} est susceptible de déclencher de tels mouvements de masse.

Outre les conditions pluviométriques initiales, les précipitations antécédentes jouent un rôle important dans la saturation des sols (**Zhao et al. 2013**), ce qui induit davantage la réduction de leur résistance au cisaillement (**Schulz et al. 2009**). Par exemple, un nombre considérable de glissements de terrain a été déclenché dans l'Himalaya par des précipitations continues de 3 à 90 jours (**Dahal et Hasegawa, 2008**). Le centre de prévision climatique du service météorologique national des États-Unis révèle que 1040 mm de précipitation sont tombés en Sierra Leone entre le 1er juillet 2017 et le 14 août 2017, ce qui représente trois fois plus que prévu pour la même période pendant une saison typique des pluies. Le 14 Août 2014, un grand glissement de terrain a été déclenché dans le Regent-Lumley, le long de la vallée de Babadorie. Lors de l'investigation post-glissement, des infiltrations d'eau ont été observées dans les joints

ouverts au niveau de la couronne de ce mouvement de masse, ce qui a été un facteur de déstabilisation du versant.

Bien que l'influence des précipitations antérieures ou conditions pluviométriques initiales soit plus ou moins établie, cependant les données de précipitations sont souvent entachées d'incertitudes liées au lieu et au moment exacts. En outre, les effets orographiques sur les précipitations ne sont pas mis en évidence de manière adéquate, en raison d'un nombre trop limité de pluviomètres. Les seuils estimés, en considérant la relation intensité-durée et des glissements de terrain, ont montré un ordre de grandeur de la variabilité qui dépend, entre autres, du climat local, de la géologie, des propriétés du sol et de l'occupation des sols. D'autre part, la fiabilité de ces seuils de précipitation individuels est fonction de la qualité des enregistrements.

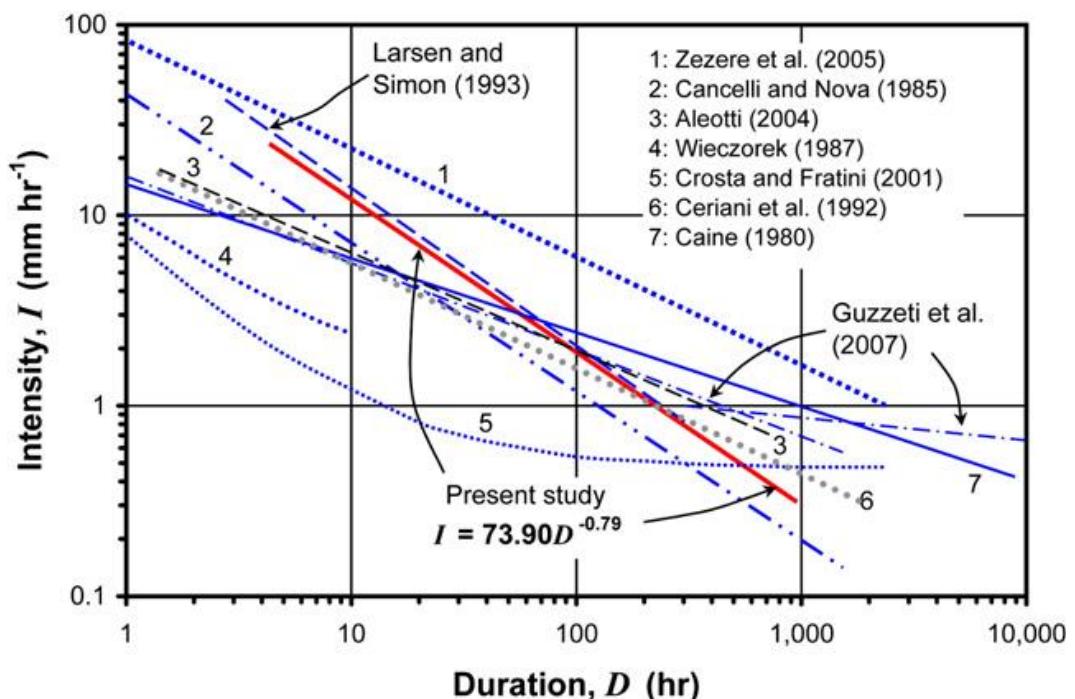


Figure 18: Seuils pluviométriques estimés par la relation intensité-durée des précipitations et des glissements de terrain (Dahal et Hasegawa, 2008). Le tracé en rouge représente ce seuil calculé.

2.3.2.4 Activités anthropiques de modification des versants

Les activités humaines peuvent agir comme facteur déclenchant d'instabilité gravitaire. Les excavations en pied de versants augmentent les pentes et diminuent la résistance mécanique par décharge à la base. Les opérations de remblaiement ou de construction au sommet d'un versant engendrent un accroissement de charge pouvant déclencher ou réactiver des glissements

de terrain. Ces activités modifient aussi considérablement la forme des pentes et l'infiltration des eaux souterraines (**Bagoora, 1988** ; **Clark et Wilcock, 2000**). Par exemple, les rapports nationaux sur l'état de l'environnement en Ouganda (2012 et 2014) montrent que les terres deviennent de plus en plus rares, en raison de la forte croissance démographique du pays. Cela a pour conséquence que des versants escarpés sont exploités en faveur de l'agriculture, ce qui réduit la résistance mécanique des sols et donc favorise une augmentation des mouvements de masse.

Par ailleurs, ces activités humaines modifient principalement les réseaux naturels de drainage et le profil original des pentes. Il est également reconnu que le changement d'utilisation des terres, associé à la modification morphologique des versants, constituent quelques-uns des principaux facteurs, favorables au déclenchement des glissements de terrain (**Glade 2003** ; **Bruschi et al. 2013**).

2.3.3 Instabilités de versant au fil du temps

Leroueil et al. (1996) ont défini quatre stades distincts des mouvements de terrain affectant les versants (Figure 19), à savoir : (a) le stade de pré-rupture, où des déformations visqueuses faibles et souvent assez lentes sont associées à des variations de contraintes ; (b) la rupture majeure initiale caractérisée par la formation d'une surface de cisaillement continue à travers l'ensemble du sol ou par la séparation d'une masse rocheuse instable ; (c) la phase de post-rupture, qui comprend les mouvements associés à la relaxation des instabilités résiduelles des masses déplacées ; (d) des phases éventuelles de réactivation ; et, enfin (e) la phase à long terme de mouvements lents subcontinus, souvent saisonniers, caractérisant les glissements qui n'ont pas atteint une nouvelle stabilité et conservent donc une activité à bas bruit. L'importance de la phase (d) de réactivation plus importante peut également provoquer le cours de la phase (e).

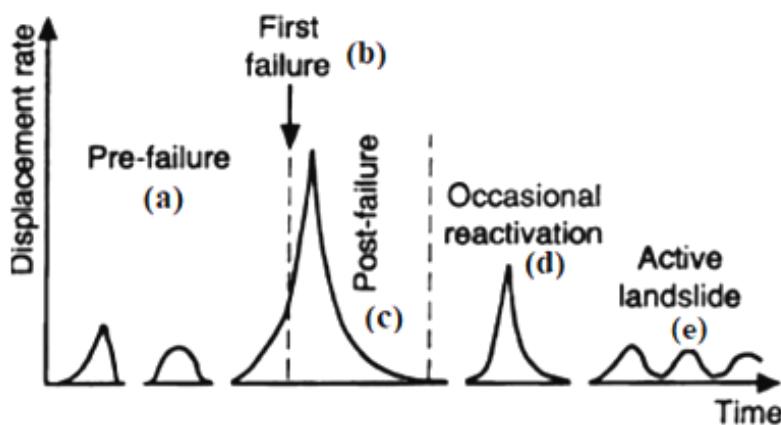


Figure 19: Différents stades des mouvements de terrain sur les versants (**Leroueil et al., 1996**)

2.4 Dimensions des glissements de terrain

2.4.1 Courbes fréquence-taille des glissements

La taille des glissements de terrain peut varier de quelques dizaines de m^2 à plusieurs ha, voire km^2 . On établit souvent, pour une région ou un événement donné qui a causé un grand nombre de glissements, comme par exemple un violent séisme, une précipitation intense, une relation taille-fréquence des glissements recensés. La taille est le plus souvent exprimée par la surface des glissements, quelquefois aussi par un volume. Cette distribution fréquentielle de taille/volume est souvent utilisée pour identifier l'incomplétude potentielle d'un inventaire des glissements de terrain (**Stark et Hovius, 2001 ; Malamud et al., 2004**).

Deux modèles de distribution des surfaces des glissements sont proposés dans la littérature : les fonctions Double Pareto et Gamma-inverse. Ainsi, **Malamud et al. (2004)** appliquent la fonction tri-paramètres (incluant un rollover) de distribution Gamma inverse, succédant à trois inventaires d'événements régionaux ayant chacun causé plusieurs milliers de glissements : séisme de Northbridge, 1994, en Californie ; fonte de neige rapide au printemps 1997 en Ombrie en Italie ; ouragan Mitch au Guatemala en 1998)

$$P(A_L; \rho, \alpha, s) = \frac{1}{\alpha \Gamma(\rho)} \left[\frac{\alpha}{A_L - s} \right]^{\rho+1} \exp \left[-\frac{\alpha}{A_L - s} \right] \quad (1)$$

où A_L représente la surface d'un glissement en (m^2), ρ un paramètre contrôlant la décroissance de loi de puissance pour les glissements de terrain de taille moyenne et grande, α (m^2) qui est le paramètre contrôlant la position de la probabilité (\approx fréquence observée) maximum et s (m^2) est la décroissance exponentielle négative exprimée par ($\rho + 1$) parce que dans un inventaire historique le nombre total (N_{LT}) est inconnu.

Similaire à l'échelle de Gutenberg-Richter pour les tremblements de terre et à l'échelle de magnitude des mouvements de terrain définie par **Keefer (1984), Malamud et al. (2004)**, ceux-ci ont également proposé une échelle de magnitude (m_L) des glissements de terrain pour les inventaires complets.

$$m_L = \log_{10} (N_{LT}) \quad (2)$$

où N_{LT} est le nombre total de glissements de terrain associés à l'événement déclencheur. Selon cette équation, un événement déclenchant entre 10 et 100 glissements a un m_L compris entre 1 et 2. Cependant, les inventaires de mouvements de terrain correspondant à un seul événement ont des m_L qui sont généralement limités entre 3 et 4.

2.4.2 Densités spatiales des glissements de terrain

Les analyses de densité de glissements de terrain sont réalisées dans le but de mesurer la distribution spatiale de ces processus gravitaires (**Campbell, 1973** ; **DeGraff et Canuti, 1988**). Cette densité représente la proportion (fréquence, pourcentage) des surfaces de glissement dans une zone donnée et est évaluée comme l'indique l'équation 3.

$$D_L = \frac{A_L}{A_M} \quad \text{avec} \quad 0 \leq D_L \leq 1 \quad (3)$$

A_M est la superficie de l'unité cartographique utilisée pour calculer la densité (cellule de grille, unité de pente, unité de condition unique) et A_L est la surface totale des glissements inventoriés dans cette unité cartographique. Dans chaque unité cartographique, la densité des glissements de terrain varie de 0, pour les unités exemptes de glissements de terrain, à 1, lorsque l'unité entière est occupée par des glissements de terrain (**Guzzetti et al., 2000**).

L'analyse des glissements de terrain, tant sur leur distribution spatiale et de taille que leur évaluation statistique, nécessite l'acquisition d'un inventaire des glissements de terrain présents dans une région. Celui-ci constitue une première étape indispensable pour la compréhension des phénomènes étudiés. Cette étape nécessite l'adoption d'une méthode d'inventaire permettant de caractériser la population en fonction des attributs de chaque individu, mais également en fonction de la structure spatiale de la population.

2.5 Méthodes d'inventaire des glissements de terrain

Un inventaire identifie, comptabilise et cartographie les glissements de terrain d'une région donnée, éventuellement produits par un événement déclencheur particulier, mais il fournit aussi des informations sur un maximum de ces caractéristiques des glissements, notamment leur type (**Cruden et Varnes, 1996**, **WP/WLI, 1993**), leur taille (dimensions), l'état d'activité, les dates d'occurrence lorsqu'elles peuvent être précisées (**Pašek, 1975**, **Hansen, 1984**, **Mc Calpin, 1984**, **Wieczorek, 1984**, **Guzzetti et al., 2000**). La réalisation d'un inventaire s'appuie sur différentes méthodes conventionnelles (cartographie géomorphologique par investigation de terrain, interprétation visuelle de photographies aériennes (**Rib et Lang, 1978** ; **Brunsdon, 1993** ; **Cruden et Varnes, 1996**).

D'autre part, des méthodes plus récentes se fondant sur l'analyse des modèles numériques de terrain (MNT) à très haute résolution spatiale (Lidar) et l'interprétation et l'analyse d'images satellites facilitent et complémentent la cartographie de terrain.

Cependant, en raison de la diversité et de la complexité des mouvements de masse rencontrés, le choix d'une technique appropriée est fonction de l'objectif spécifique de

l'inventaire, de l'étendue de la zone d'étude, et sera conditionné par l'échelle des cartes de base, la résolution et les caractéristiques des images disponibles (photographies aériennes, images satellites, données LiDAR), l'expérience du géomorphologue en charge de l'opération, ainsi que les sources disponibles (**Guzzetti et al., 2000, Van Westen et al., 2006**). Cette section décrit brièvement les méthodes d'inventaire des glissements de terrain.

2.5.1. Méthodes d'identification des glissements de terrain

2.5.1.1 *Investigation des glissements sur le terrain*

La cartographie des glissements sur le terrain fait partie de la cartographie géomorphologique standard (**Brunsdon, 1985**). La procédure est entravée par la difficulté de détecter les glissements sur le terrain dès que leur âge estompe progressivement leurs formes. Cette difficulté relève de causes multiples, notamment : (i) la taille des glissements de terrain, souvent trop importante pour qu'une vue d'ensemble soit possible depuis un endroit donné sur le terrain, (ii) le point de vue de l'expert en charge, souvent insuffisant pour reconnaître l'ensemble des parties d'un glissement de terrain (par exemple, l'escarpement principal, les bords latéraux, le dépôt, le pied) avec le même détail, et (iii) le fait que les anciens glissements de terrain sont souvent partiellement ou totalement recouverts par une végétation dense, ou ont été partiellement effacés par des processus d'érosion et des actions humaines comme les pratiques forestières.

Une idée fausse est que la cartographie sur le terrain des glissements de terrain est plus précise que leur cartographie à distance, par exemple, à l'aide de photographies aériennes, d'images satellites ou de modèles numériques de terrain à très haute résolution spatiale (**Guzzetti et al., 2012**). Par ailleurs, il n'est pas simple d'identifier sur le terrain, la limite d'un glissement de terrain, en particulier le long des flancs, où la topographie est bosselée, et où la végétation est haute ou dense. La capacité à suivre un glissement sur le terrain est limitée par sa réduction de la visibilité, conséquence de la perspective locale, de l'ampleur du glissement de terrain, et du fait que sa limite est souvent indistincte ou floue (**Santangelo et al., 2010**). Ainsi, la perspective offerte par une vue éloignée est préférable, et peut aboutir à une cartographie plus précise et plus complète. Au regard des difficultés d'identification et de cartographie de ces processus sur le terrain, des méthodes alternatives sont indispensables, telles que l'interprétation visuelle des photographies aériennes ou d'autres attributs du terrain sont indispensables.

2.5.1.2 Interprétation visuelle des photographies aériennes

Mantovani et al. (1996) suggéraient que les photographies aériennes sont les outils de télédétection les plus importants pour l'étude des glissements de terrain. Ainsi, pour un géomorphologue exercé, l'interprétation des photographies aériennes constitue un processus intuitif qui ne nécessite pas de compétences techniques sophistiquées. De plus, les documents et le matériel requis sont moins coûteux en regard des autres méthodes de suivi ou de détection des glissements de terrain (**Guzzetti, 2004**). Malgré les innovations techniques des deux dernières décennies, l'interprétation des photographies aériennes ou d'ortho-images aériennes numériques mosaïquées reste la méthode la plus fréquente pour reconnaître précisément les mouvements de masse.

2.5.1.3 Analyse d'images satellitaires et de modèles numériques de terrain à haute et très haute résolutions spatiales (LiDAR)

L'utilisation des images satellitaires représente une technique permettant la reconnaissance des glissements grâce à l'interprétation d'images monoscopiques (panchromatiques, ou multispectrales en composition vraie ou fausse couleur avant ou après fusion) issues de divers capteurs satellitaires dédiés (**Fiorucci et al., 2011**). Les débuts de cette technique dans le domaine datent des années 1970, lorsque les images optiques enregistrées par les capteurs furent disponibles. Les pionniers ont utilisé les images Landsat et Spot pour la détection des glissements de terrain (**Huang et Chen, 1991** ; **Vargas, 1992**).

Actuellement, la disponibilité d'images (panchromatiques/multispectrales/fusion des deux) à très haute résolution spatiale constitue une alternative valide à la méthode traditionnelle d'étude régionale des glissements de terrain par l'interprétation de photographies aériennes (**Nale, 2002** ; **Weirich et Blesius, 2007**). **Guzzetti et al. (2012)** affirment que l'interprétation visuelle des images satellitaires optiques constitue un substitut valable à la photographie aérienne. Les images à haute et très haute résolutions spatiales sont évidemment recherchées, mais elles restent onéreuses.

L'analyse et l'interprétation visuelle de la surface topographique sont également possibles par l'usage de plus en plus fréquent qui est fait de modèles numériques de terrain (MNT), notamment produits à partir de données Lidar dans des zones accidentées ou boisées donnant une représentation précise pour la détection et la cartographie des glissements de terrain sur de grandes surfaces (**Schulz, 2007**). Cette méthode est directement comparable à l'interprétation visuelle de photographies aériennes stéréoscopiques en noir et blanc (**Schulz,**

2007). **Ardizzone et al. (2013)** ont comparé les résultats d'un inventaire basé sur des investigations des glissements sur le terrain, à celui obtenu à partir de photographies aériennes et celui basé sur un MNT Lidar. Ils ont conclu que le MNT Lidar a largement amélioré la détection des limites des glissements de terrain.

Lorsqu'on utilise un MNT Lidar (Figure 20), le modèle tridimensionnel de la vision stéréoscopique permettant de reconnaître les limites d'un glissement de terrain sur photos aériennes est remplacé par un MNT estompé souvent aidé par d'autres images décrivant des données morphométriques comme la pente, les courbures, la rugosité topographique.

Outre les méthodes traditionnelles et l'utilisation du produit Lidar pour l'identification des glissements de terrain sur une zone donnée, des approches novatrices fondées sur l'intelligence artificielle (IA) ont permis d'améliorer la détection des mouvements de masse déclenchés. Les réseaux d'apprentissage profond, en particulier les réseaux neuronaux convolutifs profond (Convolutional Neural Networks (CNN)), ont démontré des performances exceptionnelles dans les tâches basées sur l'image (**Jiang et al., 2022**). Les CNN peuvent capturer automatiquement les caractéristiques efficaces des images grâce à des noyaux convolutifs, ce qui permet de comprendre les informations sémantiques sans avoir besoin d'extraire manuellement les caractéristiques (**Zhang et al., 2018**).

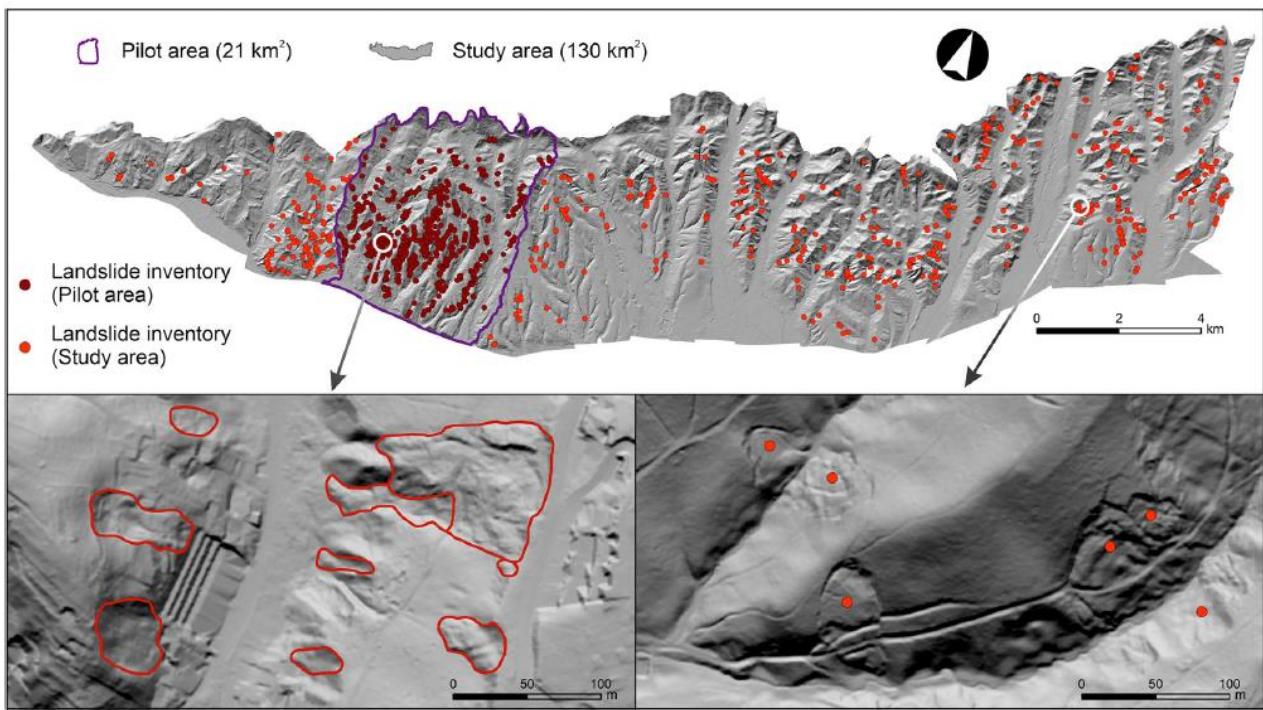


Figure 20: Inventaires des glissements de terrain pour la zone pilote (21 km²) et la zone d'étude (130 km²) partant d'une image en relief ombré dérivée du MNT LiDAR dans la zone de Podsljeme, ville de Zagreb (Croatie). Les polygones en rouge représentent les surfaces des glissements inventoriés (Gazibara *et al.*, 2023).

2.5.2 Typologie des cartes d'inventaire de glissements de terrain

Les inventaires de glissements de terrain peuvent concerner des ensembles divers de phénomènes. Dans tous les cas, ils constituent des supports indispensables à l'évaluation de la susceptibilité du sol aux glissements et de l'aléa, voire du risque, qui en résultent dans une région donnée.

2.5.2.1 Carte d'inventaire géomorphologique

La carte d'inventaire géomorphologique (Figure 21) recense l'ensemble des glissements de terrain repérables à un moment donné (en un temps déterminé) dans une région. Ces glissements peuvent être apparus au cours d'une période plus ou moins longue, éventuellement de plusieurs milliers d'années si le contexte permet la conservation de leur trace à long terme (Galli *et al.*, 2008).

Ce type d'inventaire est préparé par une interprétation systématique de photographies ou d'images satellites à échelles variables, et est généralement validé par des observations de terrain. Les cartes d'inventaire géomorphologique couvrent des surfaces de quelques dizaines à quelques milliers de kilomètres carrés.

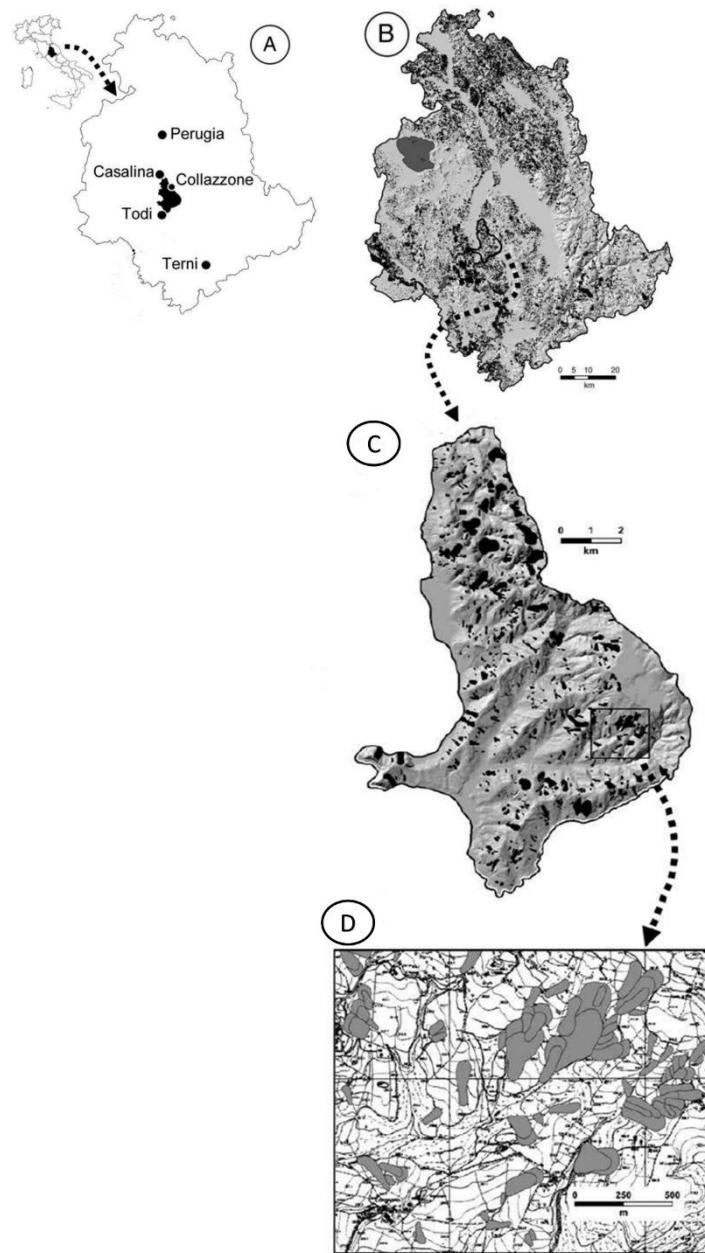


Figure 21: Inventaire géomorphologique des glissements de terrain. (A) : Localisation de la région d'Umbria. (B) : Carte d'inventaire géomorphologique des mouvements de masse de la région d'Umbria en Italie. (C) : Portion de la carte d'inventaire géomorphologique de glissements de terrain (Antonini *et al.*, 2002) avec localisation de la zone Collazzone. (D) agrandissement sur la zone de Collazzone.

2.5.2.2 Inventaires d'événements de glissement

Les cartes d'inventaire d'événements (Figure 22) documentent les populations de glissements de terrain causés par un unique déclencheur naturel comme un tremblement de terre (Parker *et al.*, 2011), un événement pluvieux intense (Guzzetti *et al.*, 2004 ; Cardinali *et al.*,

2006 ; **Mondini et al., 2013**), la fonte rapide de neige (**Cardinali et al., 2000**), ou encore la décompression post-glaciaire de versants montagneux. Les intensités et impacts de ces déclencheurs constituent des sources d'informations indispensables à la détermination des événements de glissement (localisation et densité des glissements) et fournissent également des statistiques fiables renseignant sur la taille des glissements (**Guzzetti et al., 2002** ; **Malamud et al., 2004**).

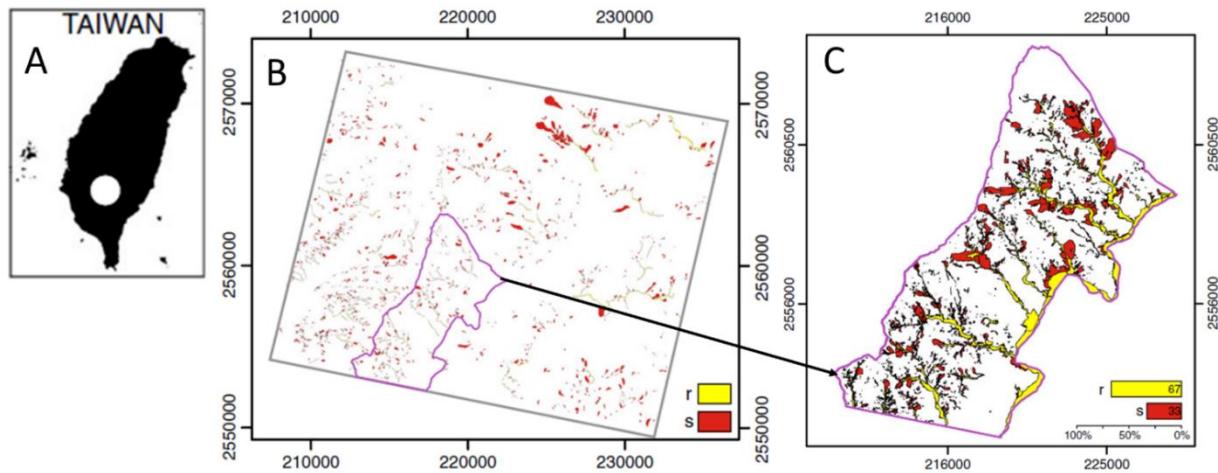


Figure 22: Exemple d'inventaire de glissements liés à un événement, le passage du typhon **Morakot à Taiwan (A) (2009)**. (B) : Carte d'inventaire pré-événement préparée par l'interprétation visuelle d'images Formosat-2 indiquant les glissements déclenchés par des événements pluvieux multiples avant le 16 mars 2009 dans la zone d'étude et régions environnantes, (C) inventaire post-événement identifié visuellement sur orthophotographie prise 20 jours après le Typhon Morakot (**Mondini et al., 2013**). Les rectangles jaune et rouge représentent respectivement les glissements rotationnels et superficiels

2.5.2.3 Carte d'inventaire multi-temporel et multi-dates

La carte d'inventaire multi-temporel constitue la forme la plus avancée de l'inventaire (**Guzzetti et al., 2006**). Une telle carte localise les glissements, distingue éventuellement leur nature et indique par ailleurs leur évolution récente dans le temps et l'espace. La préparation de l'inventaire multi-temporel n'est pas une tâche aisée, et est une opération coûteuse en temps, qui implique des données de plusieurs sources: l'acquisition systématique de l'information à partir de l'interprétation des photographies aériennes, des données issues des relevés de terrain ; conduites après des événements déclencheurs, les informations sur l'occurrence de tels événements historiques obtenues par consultation d'archives et sources bibliographiques

multiples et, souvent, les informations sur la dynamique des sols acquises par des mesures *in situ* et par les technologies de télédétection.

Compte tenu de la difficulté et de la complexité de leur confection, ces cartes sont peu fréquentes, et leur champ d'étude généralement limité à une zone ne dépassant pas quelques centaines de kilomètres carrés. Le problème est en effet de disposer de documents, photos ou images satellitaires, qui cernent temporellement les événements de glissements le plus étroitement possible, et, ce, aussi bien avant qu'après chaque événement afin de pouvoir lui attribuer de façon aussi complète et exacte que possible l'ensemble des glissements dont ils sont responsables.

Pour remédier à cette limitation, les géomorphologues exploitent les images satellitaires à courte période de retour pour réaliser ces cartes (**Hervás et al., 2003 ; Cheng et al., 2004 ; Nichol et Wong, 2005 ; Metternicht et al., 2005**).

Une alternative à l'inventaire multi-temporel est l'inventaire multi-dates (**Guzzetti et al., 2012**). Cet inventaire combine les inventaires géomorphologiques de plusieurs époques en fonction de la disponibilité des images aériennes, d'ortho-photographies ou d'ortho-images ou d'images satellitaires. Un inventaire réalisé à une époque particulière est considéré comme complet car celui-ci est créé après l'événement déclencheur pour autant que les glissements apparus conservent leur fraîcheur dans leur environnement.

2.6 Approches de modélisation

La modélisation de la susceptibilité aux glissements de terrain peut suivre des approches très variées (**Chen et al., 2018 ; Can et al., 2019 ; Arabameri et al., 2020 ; Nhu et al., 2020**). Dépendant de la disponibilité de données géomorphologiques, géologiques, topographiques, hydrologiques, géotechniques, ces approches s'appuient sur la relation entre les glissements de terrain recensés dans un inventaire et les facteurs environnementaux de l'aire étudiée. On en distingue les grands types suivants : quantitatif déterministe, qualitatif expert, et qualitatif et quantitatif statistiques, ou probabilistes. Le présent chapitre fournit une analyse synthétique de l'ensemble de ces approches.

2.6.1 Approches déterministes basées sur des modèles physiques ou géotechniques

Les approches à base physique reposent sur des modèles de calcul d'équilibre limite et de facteur de sécurité. Elles comprennent les approches statique et dynamique. Dans l'approche statique, les calculs, basés sur des valeurs fixes des paramètres géotechniques et des contraintes en jeu, sont réalisés en 2D, 2,5D et parfois en 3D pour un rendu cartographique en 3D (**Mergili**

(et al., 2014 ; Dang et al., 2016) et s'appuient généralement sur le modèle de pente infinie, plus rarement sur des modèles de rupture complexe (**Thiery et al., 2019**).

L'approche dynamique quant à elle prend en compte les changements temporels du paysage et/ou des facteurs de déclenchement. Un cas particulier classique est évidemment la modélisation dynamique (ou, souvent encore, pseudo-statique) des contraintes imposées aux pentes par le passage des ondes sismiques lors d'un tremblement de terre. Ainsi, par rapport aux approches statiques, les méthodes dynamiques requièrent des informations supplémentaires comme la distribution spatiale, voire des séries temporelles, des données hydrologiques (saturation des sols, perméabilité, conductivité hydraulique, etc) ou les variations spatiales des paramètres géotechniques (épaisseur des matériaux, cohésion, angle de frottement interne, poids spécifique etc).

2.6.2 Approches qualitatives ou empiriques

Les approches qualitatives ou empiriques de la modélisation de la susceptibilité des versants à l'instabilité se subdivisent en deux catégories, à savoir d'une part la méthode dite directe ou experte "géomorphologique" et, d'autre part, des méthodes indirectes.

2.6.2.1 Approche experte

Cette méthode s'appuie presque exclusivement sur une analyse géologique et géomorphologique des sites d'étude. L'évaluation géomorphologique de la susceptibilité aux glissements de terrain est réalisée par un expert, qui sur la base de ses observations et expériences, cartographie les limites des zones homogènes auxquelles seront attribués des niveaux spécifiques de susceptibilité et d'aléa (**Coe et al., 2004 ; Reichenbach et al., 2005**).

Quoique parfois très subjective, cette approche présente quelques avantages, notamment sa rapidité d'élaboration et l'intégration de la rupture des terrains dans les supports cartographiques. Ses défauts majeurs résident dans une démarche peu expliquée avec des règles implicites difficilement reproductibles par autrui (**Van Westen et al., 2008**). Par ailleurs, les modes de représentation de la susceptibilité peuvent être très variables d'une étude à l'autre et leurs résultats donc difficilement comparables.

De nombreux travaux de cartographie des mouvements de terrain (Tableau II) ont adopté cette démarche, surtout dans les années 1970-1980. Par exemple en France, les cartes ZERMOS (Zones Exposées au Risque de Mouvement du Sol et du sous-sol) sont typiquement le résultat de cette démarche (**Favre et al., 2000**).

Tableau II: Illustration de diverses méthodes expertes (Poiraud, 2012)

Auteurs	Lieux	Méthodes	Remarques
Colombo et al. (2005)	Piémont italien	Inventaire classique, LiDAR, diachronique	Récurrence des Phénomènes = carte de susceptibilité
Shulz (2007)	État de Washington, USA		
Parise et Wasowski (1999)	Italie du sud		
Wright et al. (1974)	San Francisco, USA	Isoplèthe, densité de glissements à partir de l'inventaire	Niveau de susceptibilité en fonction de la densité
DeGraff et Canuti (1988)	Californie, USA		
Bulut et al., (2000)	Turquie (nord-est)		
Chau et al. (2004)	Hong-Kong		
Li et al. (2011)	Zeihang, Chine	Approche fractale	Variante des isopleth
Cardinali et al. (2002)	Italie	Approche géomorphologique	Cartographie directe du niveau de susceptibilité
Van Westen et al. (2003)	<i>Alpago region</i> Italie		
MATE/MATL (1999)	France		
Terrier et Furic (2003)	Alpes Maritimes, France		
Ruff et Czurda (2008)	Alpes autrichiennes	Approche heuristique, par combinaison d'indice (note)	Échelle locale
Maquaire et Malet, 2006	France		Échelle nationale
Hervás et al. (2010)	Europe		Échelle européenne

2.6.2.2 Approche semi-experte

L'approche semi-experte vise à introduire une part d'objectivité dans le processus de cartographie par l'inclusion de la notation ou de la combinaison de variables (facteurs prédisposants) sous SIG. Ici, l'expert tente de rationaliser et d'expliquer son raisonnement et de quantifier chaque facteur contributif. Cette approche se fonde sur un certain nombre de considérations qui consistent à : (i) recenser les populations de glissements de terrain, (ii) identifier les facteurs de prédisposition (sous forme de variables spatiales), (iii) assigner un poids relatif à chaque facteur et, pour un facteur donné, à chaque classe de valeur ; (iv) réaliser la combinaison sous SIG pour déterminer des unités homogènes (Guzzetti et al., 1999) plus ou moins favorables aux ruptures de versant. Diverses approches sont rapidement passées en revue ci-dessous : (i) combinaison de cartes d'index ; (ii) approche par logique floue (fuzzy logic) ; et (iii) analyse multicritère hiérarchique.

2.6.2.2.1 Méthode par combinaison de cartes d'index

La méthode par combinaison de cartes d'index est une approche basée sur la connaissance à priori des causes et facteurs d'instabilité à l'origine des glissements de terrain dans une zone d'investigation. Elle est considérée comme une méthode indirecte (semi-quantitative) dont la fiabilité repose sur l'expérience de l'expert à comprendre les processus géomorphologiques ayant lieu sur des terrains donnés. Elle constitue une alternative à l'analyse géomorphologique permettant de remédier aux difficultés liées à la retranscription des règles subjectives de décision (**Liener et al., 1996**). Sur la base de son expérience, l'expert cartographie les facteurs d'instabilité considérés comme influents dans la zone d'étude. Ces facteurs sont classés, évalués et pondérés proportionnellement à leur importance estimée par l'expert pour un processus de rupture déterminé (glissement de terrain, coulée de débris, etc). Se fondant sur cette information, les règles de décision subjectives sont établies pour définir les zones instables et potentiellement instables (**Nagarajan et al., 2000** ; **Lee et al., 2002** ; **Moreiras, 2005**).

2.6.2.2.2 Approche par logique floue

Dans cette méthode, chaque variable explicative et chacune de ses classes de valeur sont représentées par une valeur comprise entre 0 et 1 sur base du degré de relation ou d'association existant entre le facteur de prédisposition qu'elle représente et les glissements de terrain (**Champatiray, 2000**). Ainsi, des poids sont assignés aux variables explicatives. Cette approche intègre l'incertitude et permet de quantifier un continuum dans le domaine booléen [0,1]. Bien que fondée sur des règles de subjectivité, l'approche par la logique floue offre de bons résultats proches de ceux obtenus par les méthodes statistiques (**Thiery et al., 2007**).

Les principes fondateurs de la démarche ont été posés par **Zadeh (1965)** et affinés par **Zimmermann et Zysno (1980)**. La logique floue est utilisée depuis longtemps dans d'autres domaines de recherche, par exemple pour la prospection géologique (**Carranza et Hale, 2001**). Elle a été exploitée pour la cartographie des mouvements de terrain par de nombreux auteurs (Tableau III) surtout à partir du milieu des années 2000.

Tableau III: Exemples d'utilisation des méthodes de logique floue

Auteurs	Lieux	Méthodes
Chi et al. (2002)	Boeun, Corée	Classique
Ercanoglu et Gokceoglu (2002)	Yenice, Turquie	Carte des facteurs transformés en cartes de fonctions d'appartenance et ajoutés entre elles pour obtenir une carte de susceptibilité
Lee (2007)	Corée	Comparaison des 5 opérateurs flous – l'auteur retient, l'opérateur GAMMA
Thiery et al. (2006)	Barcelonnette, France	Modèle à 2 variables + 1 variable combinée et opérateurs GAMMA et SUM
Gemitzi et al. (2010)	Nord de la Grèce	Pondération des fonctions d'appartenance issues du r^2 de la matrice de corrélation
Pradhan et al. (2009)	Malaisie	Fonctions d'appartenance construites à partir des Fréquences de glissements calculées par classe de facteur (approche bivariée) – opérateur GAMMA

2.6.2.2.3 Analytic Hierarchy Process (AHP)

Fondamentalement assez proche de la méthode décrite au paragraphe précédent, la méthode AHP (Analytic Hierarchy Process) est une autre méthode de pondération des variables explicatives qui a été développée par **Saaty (1980)** et permet de déterminer les poids des classes de facteurs de prédisposition aux glissements de terrain. Le principe consiste à attribuer des poids ou valeurs à chaque facteur sur base d'une évaluation comparative de l'expert par paire de facteurs (*pairwise comparison*) (Tableau IV). On procède de même entre les différentes classes de chaque facteur. L'approche repose sur trois étapes successives (**Poiraud, 2012**) :

- Établissement des classes pour chaque facteur en fonction de leur sensibilité aux instabilités. Cette classification peut se faire de manière experte ou par calcul du Wi (valeurs attribuées à chaque facteur ou classes de facteurs) (**Van Westen, 1997**) ou d'autres calculs de fréquence de densité de glissements par classe (analyse bivariée) ;
- Attribution des valeurs de comparaison entre paire de facteurs dans une matrice. En 1980, Saaty a défini des valeurs standard comprises entre 1/9 et 9. Le tableau V en donne une description détaillée. L'attribution des critères se fait en comparant le facteur de ligne par rapport à celui de la colonne ;

- Calcul des poids et du ratio de cohérence. Le poids est évalué en additionnant chaque colonne du tableau d’attribution des valeurs de comparaison et en divisant chaque valeur de comparaison par la somme. La moyenne de ces résultats est ensuite calculée par ligne et correspond au poids relatif de chaque facteur entre eux. Le ratio de cohérence (CR) estimé permet d’avoir une idée sur l’homogénéité du tableau. Alors, lorsque le ratio est inférieur à 10%, les jugements sont considérés comme cohérents.

Tableau IV: Echelle de comparaison des critères (Saaty et Vargas, 2001)

Valeurs	Comparaison	Échelle Verbale
1	Égale importance	Les deux éléments ont une importance égale
3	Modérément important	Un élément est un peu plus important que l’autre
5	Important	Un élément est plus important que l’autre
7	Très important	Un élément est beaucoup plus important que l’autre
9	Extrêmement important	La dominance d’un élément est très remarquable
2, 4, 6,8	Valeurs intermédiaires	Valeurs intermédiaires entre deux jugements, utilisées pour affiner le jugement

2.6.3 Approches quantitatives probabilistes

Les méthodes quantitatives sont considérées comme étant plus ou moins objectives. Elles font bien sûr l’hypothèse que la distribution des ruptures de pentes est influencée par un certain nombre de variables dites prédictives et que les futurs glissements de terrain se déclencheront sous des conditions similaires à ceux du passé (Lee et Talib, 2005). Elles sont fondées sur les relations statistiques existant entre les phénomènes observés et ces variables représentant les facteurs contributifs (Thiery et al, 2007 ; Van Western, 2004). Par ailleurs, elles sont théoriquement reproductibles pour des environnements similaires, et produisent des résultats comparables avec un même jeu de variables (Fressard, 2009) et des données de même nature. Deux types d’approches quantitatives sont différenciées ci-dessous, (i) les approches bivariées (Van Westen et al., 2003) et (ii) les approches multivariées (Guzzetti et al., 2006).

2.6.3.1 Méthodes bivariées

Dans cette approche, la contribution relative à la distribution des glissements de terrain des classes d’un facteur explicatif est évaluée indépendamment de celle des classes des autres facteurs. Pour ce faire, on détermine la densité de glissements de terrain à l’intérieur de chaque

classe du facteur considéré, en fonction de la distribution spatiale de la population de glissements du set de données. En utilisant les valeurs de densités dérivées de la distribution des glissements existants, la susceptibilité est ensuite prédictée pour des surfaces défavorables aux glissements, par addition des poids des classes de facteurs individuels. Cependant, **Thiery et al. (2007)** souligne que ces approches présentent l'inconvénient important de la possible dépendance conditionnelle des facteurs impliqués dans l'analyse (**Bonham-Carter, 1994**).

Diverses approches, brièvement décrites ci-dessous, ont été proposées : (i) l'approche par valeur de l'information (**Yin et Yan, 1988**) ; (ii) la théorie de l'évidence (**Mathew et al., 2007 ; Thiery et al., 2007**) et (iii) le ratio de fréquence (**Wang et Li, 2017**).

Cette approche, qui a fait l'objet de nombreux travaux, est fondée sur la relation existante entre l'occurrence des glissements de terrain et les facteurs de prédisposition. Les poids sont déterminés pour chaque sous-classe de glissements liée à un facteur sur base de la présence des glissements dans une unité cartographique donnée. Par exemple, dans la partie nord du Portugal **Pereira et al. (2012)** ont utilisé cette technique pour évaluer le rôle de diverses combinaisons de facteurs de prédisposition dans l'occurrence des glissements superficiels. La formulation mathématique de la valeur d'information des classes d'un facteur X est indiquée comme suit :

$$I_i = \log \frac{S_i/N_i}{S/N} \quad (4)$$

où S_i est le nombre d'unités élémentaires (pixels, cellules, unités de pente) de la classe x_i du facteur X comportant un ou des glissements, N_i est le nombre total de pixels de cette classe x_i , S représente le nombre total de pixels (ou assimilé) affectés de glissements dans l'ensemble de la zone d'étude, et N est le nombre total de pixels de cette dernière.

La théorie de l'évidence a été développée entre autres par **Bonham-Carter (1994)** et est utilisée à l'origine pour les explorations minière et minérale. C'est un modèle en version log-linéaire du théorème général de Bayes (**Malet et al., 2006**). La probabilité *à priori* (Pa) qu'un pixel soit affecté par un mouvement de terrain (variable dépendante Vd) est calculée à partir de la densité de mouvements de terrain du site. Les probabilités *à posteriori*, qui actualisent la probabilité *à priori*, sont calculées à partir de la densité de Vd pour chaque classe de chaque variable prédictive Vp . Les pixels ayant une forte probabilité *à posteriori* (Pp) correspondent aux pixels ayant un fort poids "prédictif".

En pratique, chaque facteur étant composé de plusieurs classes, on réalise des cartes binaires (présence/absence) de chaque classe et on les croise dans une matrice de confusion,

avec l'inventaire des mouvements de terrain qui est également binaire. Cette technique a beaucoup été utilisée pour la réalisation de cartes de susceptibilité dans les années 1990 (**Blahut et al., 2010**).

L'utilisation des rapports de fréquence constitue une autre procédure d'évaluation quantitative bivariée de la susceptibilité aux glissements de terrain (**Chen et al., 2016 ; Ding et al., 2017**). Cette méthode a souvent été adoptée de façon efficace pour le zonage de cet aléa (**Chen et al., 2016 ; Wang et Li, 2017**).

Elle se fonde sur l'évaluation quantitative de l'association entre la couche de variable dépendante (glissements de terrain) et les variables environnementales de prédiction. Cette méthode constitue souvent une étape d'exploration des sets de données avant leur ajustement aux modèles de régression multiple pour une meilleure spatialisation de l'occurrence des glissements (**Pardeshi et al., 2013 ; Wu et al., 2016**).

Le rapport de fréquence dans chaque classe de facteurs (dont la valeur d'information présentée au paragraphe précédent n'est en réalité que le logarithme) est obtenu en combinant la couche des glissements de terrain (inventaire) et celle de chaque variable (**Mondal et Maiti, 2013**) comme l'indique l'équation (5) ci-dessous :

$$Fri = \frac{N_{pix(gl_i)}/N_{pix(C_i)}}{\sum_{i=1}^N N_{pix(gl_i)}/\sum_{i=1}^N N_{pix(C_i)}} \quad (5)$$

$N_{pix(gl_i)}$: Nombre de pixels glissés dans la classe (i) du facteur

$N_{pix(C_i)}$: Nombre de pixels appartenant à la classe (i) sur toute la zone d'étude

$\sum_{i=1}^N N_{pix(gl_i)}$: Nombre total de pixels glissés de la zone d'étude

$\sum_{i=1}^N N_{pix(C_i)}$: Nombre total de pixels de la zone d'étude

2.6.3.2 Approches multivariées

Les modèles statistiques multivariés ont été développés principalement en Italie, notamment par (**Carrara et al., 1988**) et son équipe (**Carrara et al., 1992**). Cette approche quantifie la contribution relative de chaque facteur de prédisposition dans l'occurrence des glissements de terrain, à l'intérieur d'unités homogènes (unité de condition unique ou unité de pente) ou de toute autre unité élémentaire de découpage de la zone d'étude (soit, le plus souvent, des pixels). Cette quantification se base sur la présence ou l'absence de phénomènes à l'intérieur de chaque unité homogène (**Van Westen, 1993**).

Deux types d'analyses multivariées sont présentés ici : (i) les analyses discriminantes et (ii) la régression logistique. En **2006**, **Dewitte** suggère que le choix d'un modèle n'est pas une tâche aisée, pour obtenir des résultats probants et valides, et que cela dépend du nombre et de la qualité des données d'entrée, mais également des échelles d'analyse.

2.6.3.2.1 Analyse discriminante

Le principe de l'analyse discriminante est de former des combinaisons linéaires des variables explicatives permettant, avec un minimum d'erreur de classement, d'affecter les glissements prédis (pixels) à leur groupe d'origine représenté par une variable binaire (présence : 1 ; absence : 0). Ainsi, la fonction linéaire discriminante D_s qui minimise le taux de mal-classés s'écrit comme une moyenne pondérée des variables explicatives, résumant en un seul indicateur l'information apportée par les n variables explicatives sélectionnées. L'expression mathématique de cette analyse discriminante est définie comme suit :

$$D_s = B_0 + B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_nX_n \quad (6)$$

Où X_i représente les valeurs des n variables explicatives (facteurs de prédisposition) et B_i sont les coefficients estimés. Dans cette équation similaire à celle de la régression multiple, D_s est la variable à prédire dont les valeurs doivent permettre de discriminer au mieux les deux groupes de variables binaires. Les estimations des coefficients B_i de cette équation sont choisies de manière à minimiser les différences inter-pixels au sein de chaque groupe (groupes homogènes) pour les valeurs de D_{sh} tout en maximisant les différences entre les groupes (groupes bien séparés). D'autre part, des tests sont réalisés pour une meilleure sélection des variables discriminantes dans l'analyse. Ceux-ci se fondent principalement sur l'étude de la dispersion inter-groupe (la variable binaire : présence : 1 et absence : 0) ainsi que la dispersion intragroupe (au sein d'une seule catégorie soit présence : 1 ou absence : 0).

Le calcul de la variance inter-groupe (pixels avec ou sans glissements de terrain), et celle de la variance intragroupe (variance totale) permet de déterminer un ratio appelé valeur propre. Cette valeur peut être maximisée pour une fonction discriminante appropriée. D'autre part, en évaluant le ratio de la variance inter-groupe et la variance totale de la base de données (données d'apprentissage), le coefficient de lambda de Wilks (λ) est calculé et permet de réaliser une analyse de la discrimination.

Les expressions mathématiques régissant ces variances intragroupes et intergroupes ainsi que le ratio sont données :

$$g_r = \frac{1}{n_r} \sum_{i \in l_r} x_i \quad (7)$$

avec g_r représentant le point moyen du groupe observé, n_r est égal au nombre de groupes entrant dans l'analyse et x_i ensemble des individus du groupe.

$$W = \sum_{r=1 \dots K} \frac{n_r}{n} W_r \quad (8)$$

W (Within) représente la moyenne pondérée des matrices de variances-covariances observées W_r des groupes ($r = 1, 2, \dots, p$) et est égale à la variance intra-groupe.

$$g = \sum_{r=1 \dots k} \frac{n_r}{n} g_r \quad (9)$$

g représente le point de l'ensemble des points moyens $g = (g_1, \dots, g_r, \dots, g_k)$

$$B = \sum_{r=1 \dots k} \frac{n_r}{n} (g_r - g)(g_r - g)' \quad (10)$$

B (Between) est égal à la variance intergroupe. Ainsi, les deux équations 8 et 10 permettent de déterminer la variance totale (V) du set de données et le coefficient de lambda de Wilks (λ), qui est interprété de la manière suivante :

$$V = W + B \quad (11) \qquad \lambda = \frac{B}{V} \quad (12)$$

$\lambda = 0$: aucune discrimination linéaire n'est possible, groupes concentriques ;

$\lambda = 1$: discrimination parfaite ;

$0 < \lambda < 1$: discrimination possible avec groupes non recouvrants.

Compte tenu de l'action combinée de plusieurs facteurs agissant simultanément sur la stabilité des pentes, des efforts sont réalisés pour l'acquisition simple et rapide des paramètres. Par ailleurs, l'avantage de cette approche est la précision qu'elle apporte dans l'évaluation de la stabilité des versants.

2.6.3.2.2 Régression logistique

La régression logistique est un modèle linéaire généralisé qui prédit la probabilité d'occurrence spatiale fondée sur une réponse binaire (0 ou 1) (**Chung et al., 1995** ; **Hosmer et Lemeshow, 2000**). Cette approche consiste à trouver le meilleur ajustement du modèle établissant la relation entre les glissements de terrain (issus d'un inventaire et représentés par une variable binaire – présence de glissement : 1 ; absence : 0) et les variables indépendantes. Ainsi, cette probabilité est ajustée à une courbe logistique sigmoïde. La régression logistique prend en compte et traite de façon un peu différente d'un côté des variables numériques (continues ou discrètes), de l'autre des variables catégoriques (par exemple, les orientations de

pente, variable circulaire dont les catégories constituent en pratique autant de *dummy variables* binaires), évitant la discréétisation subjective de variables numériques. L'expression mathématique (équation 13) de cette approche est :

$$\Pr(\text{événement}|X_1, X_2, \dots, X_n) = \frac{e^Z}{1+e^Z} \text{ (soit aussi } = \frac{1}{1+e^{-Z}}) \quad (13)$$

où $\Pr(\text{événement}|X_1, X_2, \dots, X_n)$ est la probabilité d'occurrence spatiale d'une rupture de versant pour des valeurs données de X_1, X_2, \dots, X_n , et Z est une combinaison linéaire des variables indépendantes X_1, X_2, \dots, X_n (équation 14) et varie de $-\infty$ à $+\infty$.

$$Z = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n \quad (14)$$

où β_0 est la constante du modèle, n représente le nombre de variables considérées dans l'analyse, β_i ($i = 1, 2, \dots, n$) sont les coefficients du modèle pour chaque variable, et X_i constituent les variables prédictives à prendre en compte.

Sur la base des équations (13) et (14), on peut interpréter les valeurs des coefficients β_i de la façon suivante. Pour des variables numériques, un coefficient β_i positif indique une corrélation directe entre le facteur X_i et la présence de glissements de terrain, cette corrélation étant d'autant plus forte que β_i est grand (ceci est strictement vrai pour des variables réduites ; pour des variables non réduites, il faut considérer la grandeur relative des produits $\beta_i * X_i$).

Un coefficient β_i négatif, marque quant à lui, une corrélation inverse entre X_i et la présence de glissements mais avec un sens particulier, à savoir que X_i est un facteur "anti-prédisposant", c'est-à-dire protecteur vis-à-vis des mouvements de masse – il n'a que peu d'effet sur la stabilité des pentes pour des valeurs faibles mais son effet protecteur augmente comme la valeur de X_i (ceci étant l'exact inverse de la supposition intuitive liée à une relation inverse que, quand X_i diminue, l'effet prédisposant augmente).

Les choses sont peut-être plus claires pour les variables binaires (*dummy*) décrivant une variable catégorielle. Prenons par exemple, la variable binaire "orientation au NE". Pour tout pixel orienté au NE, elle vaut 1, et un coefficient β_i positif indique une corrélation positive avec l'occurrence de glissements d'autant plus forte que la valeur de β_i est élevée. Pour tout autre pixel, la valeur de cette variable est 0 et $\Pr(\text{événement}|X_1, X_2, \dots, X_n)$ est alors 0.5, signifiant fondamentalement qu'une absence d'information aboutit à une cote de 1 contre 1 équivalente à celle d'un événement aléatoire.

2.6.4 Validation des modèles de prédiction

Au-delà du taux de succès d'un modèle identifiant sa capacité à reconnaître comme tels les pixels glissés qui ont servi à sa calibration, la validation a pour but de tester si le modèle obtenu fonctionne de façon satisfaisante pour des données qui n'ont pas servi à le construire, c'est-à-dire d'évaluer son pouvoir prédictif. Pratiquement, elle consiste à partitionner aléatoirement le jeu de données "glissements de terrain", utilisant une part pour la construction (calibration) du modèle et l'autre pour sa validation.

Dans le cadre de cette étude, 80% des pixels glissés ont été échantillonnés pour construire le modèle, tandis que les 20% autres restants ont été indispensables pour valider le modèle. D'autre part, nous avons considéré les rapports d'événements vs non-événements (1:5 et 1:20). Alors tant pour la calibration que la validation, les pixels de non-événements ont été tirés aléatoirement, ce qui correspond à 5 ou 20 fois le nombre d'événements.

Les performances des modèles sont estimées par l'établissement de courbes ROC (Receiver Operating Characteristic) qui mettent en relation deux mesures statistiques des performances du modèle, la grandeur (1 – spécificité) en abscisse et la sensibilité en ordonnée (**Pourghasemi et al., 2012 ; Wang et al., 2013 ; Pardeshi et al., 2013**). La sensibilité représente la proportion des observations de glissements correctement prédits comme telles (VP : vrais positifs) rapportée au nombre total des glissements réellement observés (VP+FN : vrais positifs + faux négatifs). Elle est donc exprimée par le rapport VP/ (VP+FN). La spécificité est pour sa part la proportion des observations correctement prédites comme des non-événements (VN : vrais négatifs, absence réelle de glissements de terrain) rapportée au nombre total de non-glissements réellement observés (VN+FP). Ainsi

$$(1-\text{spécificité}) = 1 - \text{VN}/(\text{VN}+\text{FP}) = \text{FP}/(\text{VN}+\text{FP}) \quad (15)$$

est la proportion des observations incorrectement prédites comme glissement de terrain (FP: faux positifs) parmi l'ensemble des pixels réellement indemnes de glissement (**Peng et So, 2002 ; Hosmer et Lemeshow, 2000**).

Appliquée aux résultats de la validation d'un modèle, l'intégrale \int_0^1 de la courbe ROC (c'est-à-dire l'aire sous la courbe, ou AUC pour Area Under Curve) représente une mesure du taux de-prédition du modèle. Ainsi, une valeur d'AUC proche de 1 indique un fort pouvoir prédictif du modèle. Une valeur d'AUC égale à 1 témoignerait de la parfaite discrimination des zones dangereuses. Par contre, une valeur d'AUC faiblement supérieure à 0,5 correspond à un

modèle peu prédictif, une AUC égale à 0,5 signifiant que la performance du modèle est égale à celle d'une prédiction aléatoire (**Wang et al., 2013 ; Hosmer et Lemeshow, 2000**).

Une autre manière de visualiser les performances d'un modèle est de produire une matrice de confusion (et le graphique *fourfold* qu'on lui associe souvent) comparant les scores prédicts et observés. Celle-ci distribue les pixels de la zone d'étude en vrais positifs (représentant les pixels observés et prédicts de glissements), vrais négatifs (pixels observés et prédicts de non-glissements), faux positifs (représentant des pixels prédicts glissements mais observés comme des non-glissements), et faux négatifs (pixels prédicts comme des non-glissements mais où des glissements sont observés).

Dans le cadre de cette recherche, nous avons porté notre choix sur le modèle de régression logistique en raison de sa simplicité de paramétrage et de son caractère robuste (**Atkinson et Massari, 1998**). Un résumé récapitulatif de l'ensemble de ces méthodes est indiqué au tableau V (Annexe 1) avec les différentes échelles d'analyse (Tableau VI) permettant l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain. Nous avons considéré à cet effet, l'échelle 1/10.000^{eme} qui correspond bien à notre objectif de recherche.

Tableau V: Méthodes qualitatives et quantitatives pour l'évaluation de la susceptibilité

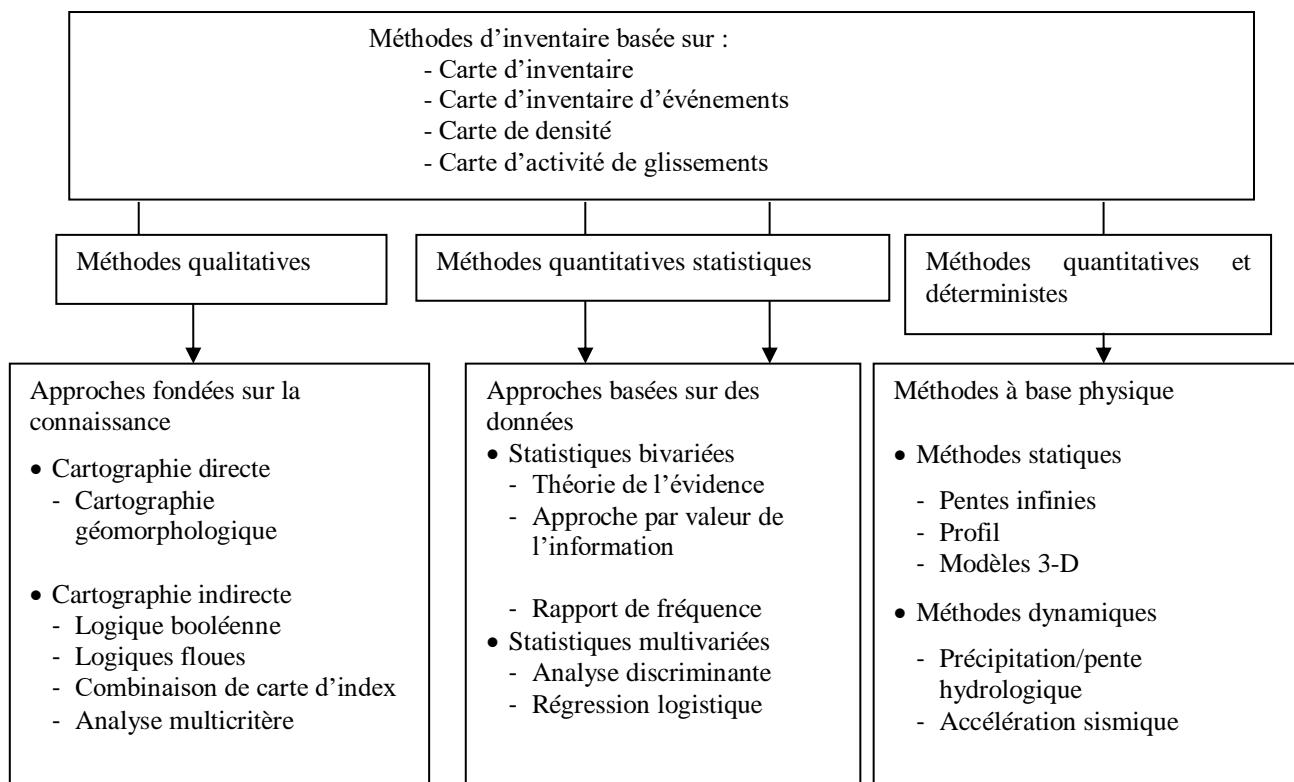


Tableau VI: Différentes échelles d'analyse retenues pour l'évaluation de l'aléa "mouvements de terrain" (Maquaire, 2002).

Nom	Echelle indicative	Zone d'étude	Type d'application
Nationale	1/1000 000	Pays et/ou région (> 10000 km ²)	Inventaire national
Régionale	1/1000 000 à 1/500 000	Région (10 000 à 1000 km ²)	Inventaire national
Moyenne	1/25 000 à 1/50 000	Bassin versant (1000 à 100 km ²)	Étude de faisabilité + Étude de la susceptibilité (approche experte, approches statistiques)
Large	1/10 000	Bassin versant et/ou versant (100 à 10 km ²)	Etude de la susceptibilité et/ou de l'aléa (approches statistiques et/ou déterministes)
Locale	1/1000 à 1/5000	Versant et/ou phénomène (< 10 km ²)	Etude détaillée d'un site instrumenté et/ou de l'aléa (approches déterministes)

2.6.5 Fondement mathématique de la régression logistique

Comme le modèle de régression logistique sera utilisé dans notre étude, il est utile de préciser ici la base mathématique de cette approche probabiliste. Cette démarche permet d'appréhender les limites inhérentes aux principes de ce modèle pour une quantification de la susceptibilité aux glissements de terrain.

2.6.5.1 Principe général

Le paramétrage du modèle de régression logistique (Hosmer et Lemeshow, 2000), nécessite tout d'abord, la définition du modèle fondamental pour toutes les analyses de régression multiple. Il est établi que la variable de sortie est une combinaison linéaire d'un jeu de variables prédictives. Partant de cette hypothèse, supposons ainsi une variable de sortie dite logit (π) et un jeu de n variables telles que X_1, X_2, \dots, X_n , permettant d'écrire la relation

$$\text{Logit}(\pi) = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n + \epsilon = \beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j X_j + \epsilon \quad (16)$$

Où β_0 est la valeur que prend logit (π) lorsque les variables prédictives sont toutes égales à 0, β_j représente les coefficients de régression pour chaque variable prédictive X_j et ϵ indique l'erreur sur la prédiction.

Ce modèle multivarié est particulièrement approprié lorsque les variables prédictives sont numériques continues. On note toutefois que la variable dépendante est pour sa part une variable binaire représentant la présence (1) ou l'absence (0) d'un glissement de terrain.

Initialement, la régression logistique considère une fonction $\pi(x)$ représentant la probabilité que la variable dépendante Y (présence de glissement de terrain) soit égale à 1 (glissement présent) sous la condition que les variables prédictives X_1, X_2, \dots, X_n prennent les valeurs x_1, x_2, \dots, x_n . La fonction $1 - \pi(x)$ exprime alors la probabilité que $Y = 0$ (absence de glissement) sous les mêmes conditions. Ces fonctions sont formulées comme suit :

$$\pi(x) = P(Y=1|X_1, X_2, \dots, X_n) \quad (17)$$

$$1 - \pi(x) = P(Y=0|X_1, X_2, \dots, X_n) \quad (18)$$

Dans le cas de la régression logistique, l'analyse d'une variable binaire (dichotomique) telle que $\pi(x)$ utilise une fonction logistique dont la forme est

$$\pi(x) = \frac{e^{\beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j X_j}}{1 + e^{\beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j X_j}} \quad (19)$$

ce qui donne un rapport des probabilités $\pi(x)$ et $1 - \pi(x)$

$$\frac{\pi(x)}{1 - \pi(x)} = e^{\beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j X_j} \quad (20)$$

On utilise alors la transformation logit (logarithme du rapport de probabilités) afin de linéariser l'équation (18)

$$\text{logit}(\pi) = \ln \frac{\pi(x)}{1 - \pi(x)} = \beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j X_j \quad (21)$$

Réécrivant l'équation (19) de façon plus directe, on obtient l'expression suivante pour la probabilité en tout pixel d'avoir un glissement

$$\pi(x) = \frac{1}{1 + e^{-(\beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j X_j)}} \quad (22)$$

Au regard de l'équation (22), la construction du modèle de régression logistique satisfait la condition que la probabilité conditionnelle soit toujours comprise entre 0 et 1 (**Mertler et Vannatta, 2002**). Ainsi, l'ajustement du modèle de régression logistique aux données observées ou mesurées, nécessite l'estimation des paramètres (coefficients) par la technique du maximum de vraisemblance.

2.6.5.2 Estimation des paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance

La fonction de vraisemblance exprime la probabilité des données observées comme une fonction des paramètres β_i inconnus, permettant d'obtenir les estimations $\hat{\beta}_i$ de ces paramètres qui maximisent la fonction (**Hosmer et Lemeshow, 2000**). Sur cette base, considérons un jeu

bivarié de données observées (x_i, y_i) , x_i étant par exemple la valeur de pente et y_i la variable binaire indiquant la présence (1) ou l'absence (0) de glissement. Dans ce cas, il y a deux paramètres à estimer, un terme indépendant β_0 et le coefficient de x_i , β_1 . La contribution à la fonction de vraisemblance de chaque pixel individuel est exprimée comme suit :

$$\zeta(x_i) = \pi(x_i)^{y_i} [1 - \pi(x_i)]^{1-y_i} \quad (23)$$

Pour chaque pixel (glissé : $y_i = 1$; non glissé : $y_i = 0$), l'un ou l'autre des deux facteurs du membre de droite de l'équation (23) est "neutralisé" (exposant = 0). Étant donné qu'on fait l'hypothèse d'indépendance des observations, la fonction de vraisemblance $l(\beta)$ est obtenue comme le produit de (23) appliqué à tous les pixels de la zone d'étude

$$l(\beta) = \prod_{i=1}^n \zeta(x_i) = \prod_{i=1}^n \pi(x_i)^{y_i} [1 - \pi(x_i)]^{1-y_i} \quad (24)$$

β étant le vecteur des paramètres à estimer. L'estimation de la vraisemblance maximale (MLE) correspond donc à la valeur de β qui maximise la fonction $l(\beta)$. Cependant, pour simplifier la résolution mathématique, on passe d'abord à l'expression logarithmique de la fonction de vraisemblance (fonction log-vraisemblance)

$$L(\beta) = \ln[l(\beta)] = \sum_{i=1}^n \{y_i \ln[\pi(x_i)] + (1 - y_i) \ln[1 - \pi(x_i)]\} \quad (25)$$

Le maximum d'une fonction, en l'occurrence ici de $L(\beta)$ qui permet d'estimer la valeur de β est obtenu en égalant à zéro la dérivée première (ici, les dérivées partielles par rapport à $(\beta_0$ et $\beta_1)$ de la fonction, formant les équations de vraisemblance (26) pour le paramètre β_0 , et (27) pour les paramètres β_j attachés aux variables indépendantes (dans l'exemple bivarié repris ici, uniquement β_1)

$$\sum_{i=1}^n [y_i - \pi(x_i)] = 0 \quad (26)$$

$$\sum_{i=1}^n x_i [y_i - \pi(x_i)] = 0 \quad (27)$$

Ces équations n'étant pas linéaires vis-à-vis des paramètres à estimer, leur résolution se fait de façon numérique et fournit ainsi le vecteur $\hat{\beta}$ des paramètres estimés.

2.6.6 Forme pratique de la susceptibilité et fonction de coût

Les courbes ROC (AUC) ont été adoptée pour l'évaluation de la performance des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain (**Yesilnacar et Topal, 2005** ; **Begueria, 2006** ; **Nefeslioglu et al., 2008**). Ainsi, lorsqu'un modèle de susceptibilité est appliqué en pratique, la classification du terrain en fonction de la susceptibilité résulte en des conséquences économiques. Par exemple, un terrain qui est classé comme stable peut être utilisé sans

restriction, augmentant ainsi sa valeur économique vénale. Cependant, ce terrain classé comme instable est restreint pour l'utilisation, et par conséquent verrait sa valeur réduite. Les erreurs de classification de terrain dans un modèle produit aussi les coûts économiques. Ainsi, la performance des modèles peut être évaluée en considérant leurs coûts, dans le but de sélectionner le meilleur modèle ou celui qui minimise les coûts. Cette évaluation des coûts peut s'appuyer sur des fonctions de coût. Ainsi, l'évaluation de la fonction de coût s'inspire de l'équation 22 de la régression logistique exprimée comme suit :

$$\pi(x) = h_{\beta} = \frac{1}{1 + e^{-(\beta_0 + \sum_{j=1}^n \beta_j x_j)}} \quad (28)$$

Considérons un jeu bivarié de données observées $(x^{(i)}, y^{(i)}; x^{(2)}, y^{(2)}; \dots; x^{(m)}, y^{(m)})$, $x^{(i)}$ étant par exemple la valeur de pente et $y^{(i)}$ la variable binaire indiquant la présence (1) ou l'absence (0) de glissement. Dans cette perspective, la fonction de coût est formulée comme ceci :

$$\text{Cost}(h_{\beta}(x), y) = \begin{cases} -\log(h_{\beta}(x)) & \text{si } y = 1 \\ -\log(1 - h_{\beta}(x)) & \text{si } y = 0 \end{cases} \quad (29)$$

Cependant, quelques propriétés sont nécessaires à observation dans le processus d'évaluation de cette fonction de coût. Ainsi, si $y = 1$ et $h_{\beta} = 1$, la fonction de coût est égale à zero, soit $\text{Cost} = 0$, mais pour $h_{\beta} = 0$, $\text{Cost} \rightarrow \infty$

D'autre part $y = 0$ et $h_{\beta} = 0$, donc $\text{Cost} = 0$ mais pour $h_{\beta} = 0$, $\text{Cost} \rightarrow \infty$

La combinaison de l'équation (28) et en prenant en considération le jeu de données bivarié, on aura l'équation (29) :

$$\text{Cost}(h_{\beta}(x), y) = -y \log(h_{\beta}(x)) - (1 - y) \log(1 - h_{\beta}(x)) \quad (30)$$

$$J(\beta) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \text{Cost}(h_{\beta}(x^{(i)}), y^{(i)}) \dots \quad (31)$$

$$J(\beta) = -\frac{1}{m} \left[\sum_{i=1}^m y^{(i)} (\log(h_{\beta}(x^{(i)})) + (1 - y^{(i)}) \log(1 - h_{\beta}(x^{(i)})) \right] \dots \quad (32)$$

Conclusion partielle

Les glissements de terrain constituent des phénomènes géomorphologiques complexes et caractérisés par leur morphologie, leurs dimensions, leur cinématique et leur temporalité. L'occurrence de ces processus implique l'interaction de différents facteurs tant de prédisposition que déclenchant.

Les méthodes mises en œuvre pour inventorier, décrire et comprendre ces formes font appel à la combinaison d'observations et relevés de terrain et de l'interprétation d'une panoplie de plus en plus fournie de documents de télédétection, en particulier de provenance satellitaire, et dont la résolution spatiale ne cesse de s'améliorer.

DEUXIEME PARTIE : MATÉRIELS ET MÉTHODES



Photo : Frédéric Lorng GNAGNE

**CHAPITRE 3 : GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS L'AGGLOMÉRATION
D'ATTÉCOUBÉ : INVENTAIRE ET ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE**

**CHAPITRE 4 : SÉLECTION ET PRÉPARATION DES DONNÉES DE LA
MODÉLISATION**

**CHAPITRE 5 : MODELISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS LA
COMMUNE D'ATTÉCOUBÉ**

CHAPITRE 6 : FONCTION DE COÛT ET CLASSES DE RISQUE

CHAPITRE 3 : GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS L'AGGLOMERATION D'ATTÉCOUBÉ : INVENTAIRE ET ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE

La documentation systématique des glissements de terrain est fondamentale, en ce sens qu'elle permet de constituer des sets de données de ces mouvements de masse, qui affectent de manière régulière l'environnement. Bien que la préparation des inventaires de glissements de terrain ne soit pas une tâche aisée, l'acquisition d'une telle donnée de base est indispensable pour une analyse ultérieure (étude de la susceptibilité, du risque...etc). Dans cette étude, nous décrivons les principales caractéristiques des mouvements de masse dénombrés dans l'agglomération urbaine d'Attécoubé. Cet examen s'appuie sur l'exploration des archives existantes et des observations de terrain sur la période 1981-2023. Le chapitre vise à documenter 67 ruptures de versant recensées, afin d'acquérir une connaissance experte et de fournir une catégorisation détaillée.

3.1. Sources d'archives

Nous avons exploré une vaste gamme d'archives pour collecter des informations, afin de réaliser l'inventaire des glissements de terrain apparus durant la période 1981-2023. Ces sources se composent de rapports gouvernementaux et municipaux, d'articles scientifiques (**Hauhouot, 2008, Brou Kamenan et al., 2021, Amouin et al., 2021**), de presse ainsi que de sources internet (Facebook et blogs).

Lors de l'exploration de ces sources d'archives, les critères tels que la localisation, la date d'occurrence, le type de glissements de terrain (terminologie), le moment et la cause sont considérés dans le but de fournir des informations plus précises sur ces mouvements de masse (Tableau VII) (**Monsieurs et al., 2018**). Nous avons recherché dans ces archives existantes de potentiels glissements de terrain pouvant être favorisés par des activités anthropiques au regard du caractère urbain de la zone d'étude. Dans ce contexte, aucune donnée sur le rôle des perturbations anthropogéniques n'a été identifiée dans ces archives. Il est donc nécessaire, de disposer de données d'entrée représentatives des caractéristiques générales naturelles (géomorphologique, géologique...etc) de cette zone urbaine (**Gill et Malamud, 2017**).

Sur la base des critères mentionnés ci-dessus, 2 types d'attributs ont été définis. Les attributs primaires sont relatifs à la localisation et à la date d'occurrence du glissement de terrain (**Monsieurs et al., 2018**) (Tableau VII).

En plus des attributs primaires, des attributs secondaires ont permis de fournir des renseignements additionnels lorsqu'ils sont disponibles, en particulier, le moment, la cause et

le type de glissement de terrain (Tableau VII). Notons que le moment constitue un indice de précision de l'attribut date. Les informations sur l'impact, telles que le nombre de décès, les dommages sur les biens (maisons) ont également été rapportées. En ce qui concerne la cause, elle se réfère à tous les facteurs ayant contribué à la génération des glissements de terrain.

Des examens minutieux de l'aléa sont indispensables, pour identifier les conditions de prédisposition et de déclenchement, qui ont été à l'origine du glissement de terrain apparu. La vérification de ces archives a montré que les précipitations sont à l'origine de glissements de terrain. Enfin, le type de glissement de terrain a été rapporté après l'examen des archives. On note dans ces sources que 2 types de terminologie, en particulier « glissement de terrain et éboulement de terrain » sont attribués aux ruptures de versant.

Parallèlement, nous avons recueilli des informations supplémentaires par le biais d'observations sur le terrain (voir section "**Inventaire des glissements de terrain 2015-2023**") et effectué des interviews auprès des populations riveraines, afin de collecter un maximum d'indices et d'alimenter notre jeu de données "glissements de terrain".

Tableau VII: Description des attributs dans l'inventaire des glissements de terrain. Les attributs primaires et déduits sont respectivement soulignés et en italique ; les autres sont des attributs secondaires

Attributs	Descriptions
ID	Numéro d'identification unique
Date	Date de l'événement glissement de terrain. Trois catégories de datation sont définies : (i) date exacte de l'événement (jour/mois/année) (JJ/M/A) ; (ii) dates approximatives (mois/année) (M/A) et (iii) date estimée (année) (A)
Moment	Moment de l'événement glissement de terrain se réfère approximativement (matin, après-midi, nuit) ou heure/ minute (24 heures, heure locale).
Localisation	Lieu de l'événement glissement de terrain : quartiers, sous-quartiers...etc.
Décès	Nombre de décès signalés
Dommages	Nombre de dommages enregistrés (maisons détruites...etc.)
Cause	Tous les facteurs déclarés comme étant à l'origine de l'événement (plus d'un le cas échéant)
Types	Nom de l'événement identifié dans les données d'archives (par exemple, "Glissement de terrain" et "Eboulement de terrain")

3.2. Inventaire des glissements de terrain 2015-2023

Les sources d'archives explorées se sont révélées d'une utilité très limitée. Les informations fournies sont souvent incomplètes, basiques et approximatives. Par exemple, dans de nombreuses sources médiatiques, la terminologie utilisée pour décrire les types de glissements de terrain n'est pas précise, confondant "glissement de terrain" et "éboulement de terrain". D'autre part, le nombre de mouvements de masse apparus au cours d'une journée, d'un épisode de fortes précipitations ou même d'une année n'est généralement pas mentionné. En plus de cela, le manque d'informations temporelles claires, l'imprécision de la localisation géographique des glissements de terrain représentent des obstacles majeurs à la production d'un inventaire fiable.

Pour cette raison, nous avons réalisé un travail de terrain intensif au cours de plusieurs saisons des pluies pendant la période (2015-2023), en utilisant le protocole d'inventaire développé par **Jacobs et al. (2016)**, qui permet à une seule personne de cartographier des glissements dans des zones peu accessibles (Annexe).

Dans cette étude, nous avons identifié 2 types de glissements de terrain, en particulier les glissements récents et anciens. Les glissements de terrain inventoriés que nous qualifions de "récents" sont caractérisés par des tailles réduites. Pour les cartographier, un GPS à main Garmin e-Trex avec une précision de quelques mètres a été utilisé. Plusieurs points de chaque glissement de terrain ont été relevés en divers endroits caractéristiques dans le système de coordonnées WGS 84 (coordonnées géographiques). Il s'agit de la couronne, du flanc, du pied de l'escarpement principal et de la zone d'accumulation. Parallèlement à ces prises de mesures, nous avons préparé un questionnaire relatif aux attributs de ces glissements de terrain et l'avons adressé aux populations riveraines, afin de recenser un maximum d'informations. La structure de ce jeu de données synthétique est constituée de données temporelles, spatiales et relatives aux types et caractéristiques des glissements ainsi qu'à leur statut d'activité (Tableau VIII).

Ces glissements de terrain récents observés ont été décrits et catégorisés selon la classification de Varnes actualisée (**Hungr et al., 2014**), sur la base de leurs caractéristiques géomorphologique visible. Des paramètres morphométriques de base tels que la hauteur de l'escarpement, la longueur et la largeur du glissement de terrain ont été mesurés pour chaque glissement de terrain accessible et/ou clairement délimité. Cependant, pour certaines ruptures de versant, la longueur et la largeur n'ont pu être ni mesurées ni déduites de manière utile, car leur pied a été effacé par l'érosion ou l'activité humaine. Par ailleurs, leur profondeur du glissement de terrain a été estimée en comparant le profil de la zone de dépression (zone

d'épuisement) au profil de la zone restée intacte. Sur la base de ces profondeurs mesurées, ces glissements de terrain ont été catégorisés en mouvements de masse superficiels ($D < 2\text{m}$) ou profonds ($D > 2\text{m}$), selon la valeur seuil arbitraire de 2 m proposée par **Sidle et Bogaard. (2016)**.

Sur la base d'observations réalisées sur le terrain et des discussions avec les populations riveraines, des signes d'activité (Figure 23) (sols nus, végétations perturbées, arbres penchés, infrastructures endommagées notamment des tuyaux et des bâtiments) ont été systématiquement recherchés, afin de caractériser les âges relatifs des glissements de terrain apparus.

Les observations ont également porté sur les perturbations humaines, afin d'établir si possible la relation entre les glissements de terrain déclenchés et ces interférences anthropiques. Par exemple, nous avons collecté dans certains quartiers, des informations telles que les écoulements d'eaux usées sur les versants (drainage artificiel), la présence de constructions au sommet et en aval des versants, ainsi que le déversement des déchets sauvages solides et liquides dans l'environnement immédiat (corps des glissements de terrain).

Quant aux glissements anciens, ils correspondent à des événements passés de grandes tailles. Ces glissements de terrain aux allures d'amphithéâtres sont jusqu'à présent inconnus, du fait des difficultés qui empêchent leur identification sur le terrain. La présence effective de blocs de bâti construits en des endroits caractéristiques, en particulier, la couronne, le corps et la zone d'accumulation constitue l'obstacle réelle de leur reconnaissance. En ce qui concerne ces mouvements de masse, aucun document cartographique (travaux scientifiques, rapports... etc) ne fait état de leur datation. Par ailleurs, sur le terrain, aucune mesure morphométrique n'a pu être réalisée.

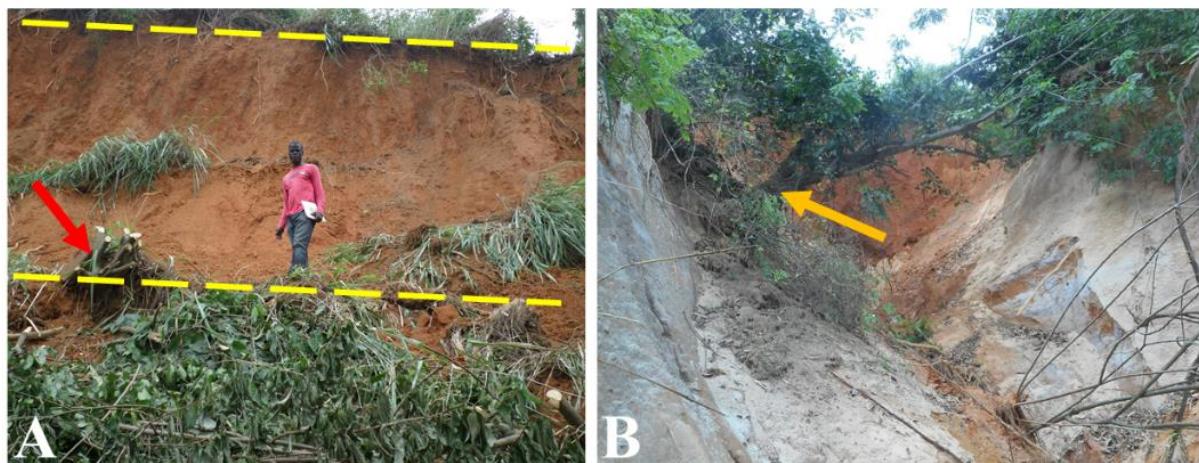


Figure 23: Aperçu des signes d'activité des glissements (49,63) respectivement dans les quartiers de Santé 3, et de Sanctuaire Marial. A : Les lignes jaunes en tiret matérialisent les limites de l'escarpement principal de ce glissement 49 (juin 2015). La flèche rouge indique un arbre déraciné dont le tronc et les branches ont été découpés par les populations riveraines vivant à proximité du glissement. B : la flèche orange indique un arbre penché dans le corps du glissement de terrain 63 (août, 2017).

Tableau VIII: Attributs des glissements et caractéristiques physiques identifiés lors des observations de terrain

Types	Caractéristiques	Descripteurs
Géométrie du glissement	Hauteur de l'escarpement Largeur de l'escarpement Longueur de l'escarpement Forme de l'escarpement en plan	m m m Curviligne/rectiligne
Matériaux	Type de matériau	Débris/sols
Morphologie et hydrographie du glissement	Présence de contre-pentes Présence d'eaux stagnantes Présence de réseaux de drainage Présence de suintements	Oui/non/localisation Oui/Non Oui/Non Oui/Non/localisation
Activité du glissement de terrain	Activité récente sur l'escarpement principale Activité récente sur l'escarpement secondaire Activité récente sur le corps du glissement Végétation sur tête/corps/pied du glissement	Oui/Non Oui/Non Oui/Non Type + couverture (%)
Facteurs déclencheurs	Précipitation intense occurrence	avant Oui/Non

Facteurs anthropiques	Entaille de la base ou bâti au sommet du glissement	Oui/Non
Données temporelles	Date d'occurrence	Jour, Mois, Année

3.3. Digitalisation des glissements de terrain

Une autre étape de l'inventaire a été l'identification et la cartographie des glissements de terrain par les produits satellitaires (Tableau IX). Ainsi, une image Pléiades du 29 avril 2015, une orthophoto (couvrant uniquement la partie est de la zone d'étude), des images d'archives Google Earth, spécialement conçues pour la reconnaissance des glissements de terrain après 2015, une carte topographique à l'échelle 1:5000 (BNETD/CCT, 1988) et les outils SAS Planet ont été utilisés. L'image Pléiades et celle extraite de la plateforme SAS Planet (2023), ont constitué les supports numériques principaux de la détection des glissements de terrain récents. Relativement à l'image Pléiades, une fusion des bandes panchromatique et multispectrale a été réalisée, afin d'obtenir une image fusionnée, ayant des richesses texturale et structurale et une finesse spatiale pour caractériser ces formes actuelles.

Pour ces deux images, nous avons utilisé des critères d'interprétation visuelle, en particulier, relatifs à la perturbation de surface ou la perte de couverture végétale qui reflète une topographie chaotique. D'autre part, les autres produits satellitaires ont permis d'identifier ces mêmes ruptures de versant issues des deux produits précédents. L'escarpement principal et la zone d'accumulation de chaque glissement reconnu ont été cartographiés et restitués sous la forme de polygone dans l'environnement ArcGIS 10.3 (ArcMap).

Quant aux grandes formes d'amphithéâtre, nous avons examiné les isohypes de la carte topographique à l'échelle 1:5000 et les deux images sous ArcGIS 10.3. Sur la base de ces courbes de niveau, nous avons repéré des traces d'instabilité caractéristiques de grands glissements. Ainsi, diverses combinaisons d'attributs topographiques ont été utilisées pour digitaliser ces mouvements anciens (**Rogers et Doyle, 2005**) (Figure 24). Sur chaque interfluve, nous avons cartographié les isohypes qui s'incurvent vers les crêtes. Ces formes curvilignes à flancs raides (lignes de rupture convexes et concaves) indiquent des têtes d'escarpement formées par l'enlèvement et le transport de matériaux vers le bas du versant. En se basant sur la convergence des écoulements de surface (vallées) formés autour des glissements reconnus, nous avons détecté et digitalisé les limites de la zone d'accumulation.

Les observations et les mesures sur le terrain ont été complétées par l'analyse des images satellitaires et de la carte topographique, afin d'obtenir des paramètres morphométriques tels que la hauteur (H_T), la longueur totale (L), la largeur (W) et la superficie (A) des glissements

de terrain. Ces paramètres morphométriques estimés et leur définition sont présentés dans le tableau X.

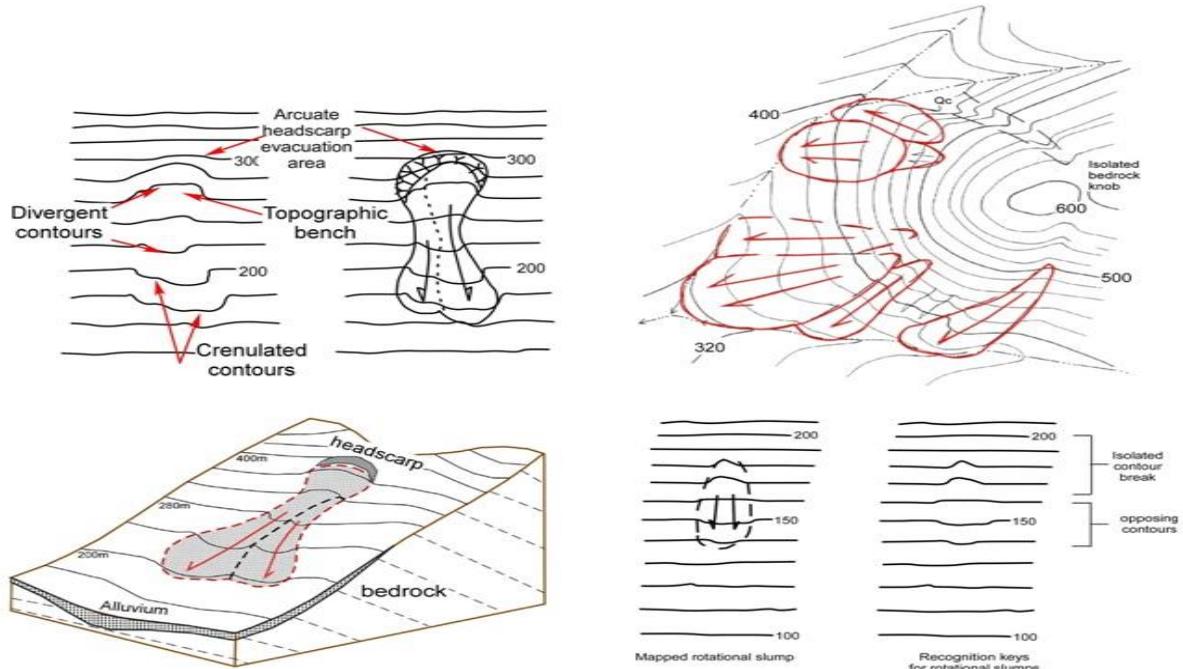


Figure 24: Procédures de repérages et cartographie sur base du fond topographique (Rogers et Doyle, 2005)

Un paramètre morphométrique instructif qui ne peut être mesuré directement ni sur le terrain ni à partir de données de télédétection, est le volume (V) de matériau mobilisé par chaque glissement de terrain. Plusieurs approches ont été proposées pour estimer le volume d'un glissement de terrain. L'approche proposée par **Cruden et Varnes (1996)** et utilisée en particulier par **Dewitte et Demoulin (2005)** se réfère explicitement à la forme hémisphérique de la zone d'épuisement, et est donc appropriée pour les glissements rotationnels. D'autres auteurs ont établi une relation empirique plus générale, entre le volume et la surface des glissements de terrain, sur la base de mesures de terrain (**Larsen et al., 2010**). Ils ont montré que le volume du matériau mobilisé obéit à la loi de puissance, qui est fonction de la surface des glissements de terrain.

$$V = \alpha A^\gamma \quad (33)$$

Cette relation repose sur un set de données suffisant traité jusqu'à présent à cette fin (4231 données composées de glissements superficiels et de glissements rocheux profonds). **Larsen et al. (2010)** ont obtenu l'intercept $\alpha = 0,146$ et l'exposant $\gamma = 1,332$ variant entre 1,1 et 1,6 dans d'autres études. Dans cette étude, le volume de matériau mobilisé est le produit de la surface (A) par la profondeur (D). Nous indiquons que cette loi de puissance n'a pas été

appliquée aux glissements anciens, en raison de la non disponibilité d'informations sur leur profondeur.

Tableau IX: Informations supplémentaires utilisées. BNETD : Bureau National d'Etudes Technique et de Développement ; CCT : Centre de Cartographie et de Télédétection ; ONPC : Office National de la Protection Civile ; N.A: Non Applicable

Types	Années	Echelle et résolution	Données associées	Sources
Carte topographique	1988	1:5000	-	BNETD/CCT
Orthophoto	2016	0,05 m	-	BNETD/CCT
Images Satellitaires	2002-2019	0,3 to 0,6 m	-	©Google Earth
Pléiades images	29/04/2015	0,5m (Pansharpened)	-	Airbus
Planet SAS	2023	N. A		
Rapports	1981-2017	N.A	Impacts des glissements	ONPC/Mairie d'Attécoubé

Tableau X: Paramètres morphométriques collectés et décrits dans le cadre de cette étude

Paramètres	Description
L	Longueur totale : longueur maximale de la surface mobilisée, depuis la couronne jusqu'à l'extrémité du glissement de terrain.
W	Largeur de la cicatrice : largeur maximale du glissement de terrain.
D	Profondeur de la cicatrice : Profondeur maximale de la surface de rupture perpendiculaire à la pente.
H _T	Hauteur totale : Différence de hauteur entre la couronne et l'extrémité du glissement de terrain.
A	Superficie de la cicatrice : Superficie horizontale.
V	Volume de la cicatrice : Estimation du matériau mobilisé.

3.4. Relation entre les données de précipitation et glissements de terrain

Idéalement, les mesures de précipitation devraient être effectuées à l'aide de dispositifs d'enregistrement situés sur les sites des glissements de terrain. En raison de la rareté ou de l'inexistence de ces mesures, d'autres alternatives sont envisageables. Dans cette étude, nous avons utilisé les précipitations journalières, basées sur ~ 42 années (1981-2023) de la Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et de la Météorologique

(SODEXAM), située à 44 km de la zone d'étude, afin d'évaluer la contribution de ces données pluviométriques au déclenchement des glissements de terrain.

L'examen de diverses sources (sources d'archives...etc) (Tableau XI) a permis d'associer les précipitations journalières tombées avec les glissements de terrain apparus. Ces informations ont été complétées par les renseignements fournis par les riverains lors des observations de terrain réalisées entre 2015 et 2023. Dans l'analyse de la relation entre précipitations et glissements de terrain, nous avons imposé des contraintes sur les dates d'occurrence. Par exemple, les dates d'occurrence telles que 1981 sont exclues de l'analyse, du fait du jour et du mois qui ne sont pas enregistrés. D'autre part, les dates d'incidence comprenant le mois et l'année (par exemple, juillet 2017) ont également été retirées du jeu de données. En revanche, les dates incluant le jour, le mois et l'année sont retenues pour établir une relation statistique entre les précipitations et les glissements de terrain. Sachant que le nombre de glissements de terrain n'est pas souvent documenté pour une date donnée, une occurrence correspondrait à une date, si elle est disponible.

Sur la base du couple de données (précipitations journalières-glissemens de terrain), nous avons déterminé des seuils de précipitations cumulées, au-delà desquels des glissements de terrain peuvent être initiés, suivant l'approche (**Chleborad et al., 2006**). Cette approche consiste à comparer la quantité de précipitations tombées au cours des 3 derniers jours (72 heures) avant l'occurrence des glissements de terrain avec la quantité de précipitations tombées au cours des 15 jours précédant ces 3 jours. La quantification de ces seuils de précipitations qui causent les ruptures de versant est représentée dans un diagramme de dispersion dont l'axe x est la valeur des précipitations cumulées sur 15 jours avant les 72 heures (P_{15}) et l'axe y les précipitations cumulées des 72 heures (P_3). Le calcul de ces seuils de précipitations suit l'équation linéaire suivante :

$$P_3 = aP_{15} + b \quad (34)$$

Avec P_3 représentant les 72 heures de précipitations cumulées avant l'apparition des glissements de terrain, P_{15} correspondant aux 15 jours de précipitations avant les 72 heures de précipitations, a et b représentant les coefficients de cette équation linéaire.

Tableau XI : Informations sur les glissements de terrain obtenues à partir de la compilation de diverses sources d'archives.

ID	Type de glissement de terrain	Date d'occurrence	Localisation	Dommages	Décès
1	Eboulement de terrain	1981	Agban-Attié	N/A	3
2	Eboulement de terrain	1985	Agban-Attié	N/A	2
3	Eboulement de terrain	1992	Mossikro	N/A	1
4	Eboulement	31 juin 1996	Santé 3	2 maisons détruites	7
	Glissement de terrain		Mossikro		
5	Eboulement	02 juillet 1999	Attécoubé 3	Dégâts matériels	13
	Glissement de terrain				
6	Eboulement	31 mai 2000	Banco 1	Dégâts matériels	2
	Glissement de terrain				
7	Eboulement	25 mai 2002	Attécoubé 3	Dégâts matériels	2
	Glissement de terrain				
8	Eboulement	23 juin 2003	Banco 1	Dégâts matériels	3
	Glissement de terrain				
9	Eboulement	25 juin 2005	Agban-Attié	Dégâts matériels	7
	Glissement de terrain		Attécoubé 3		
10	Eboulement	06 juin 2007	Mossikro	Dégâts matériels	6
	Glissement de terrain				
11	Eboulement	04 juin 2007	Sebroko	N/A	3
	Glissement de terrain				
12	Eboulement	06 juillet 2007	Sebroko	4 Maisons détruites	13
	Glissement de terrain		Santé 3		
13	Eboulement	17 juin 2009	Santé 3	Maisons détruites	15
	Glissement de terrain		Attécoubé 3		
14	Eboulement	09 juin 2010	Banco 1	Maisons détruites	13
	Glissement de terrain		Attécoubé 3		
15	Eboulement	24 juin 2011	Attécoubé 3	N/A	8
	Glissement de terrain		Mossikro		
16	Eboulement	04 juin 2012	Agban-Attié	Maisons détruites	2
	Glissement de terrain				
17	Eboulement	04 juin 2014	Banco 1	2 maisons détruites	2
	Glissement de terrain		(nord)		
18	Glissement de terrain	6 juin 2014	Santé 3	4 maisons détruites	4
			(Ndédé)		
19	Glissement de terrain	18 juin 2014	Mossikro	2 maisons détruites	6
20	Glissement de terrain	20 juin 2014	Mossikro	8 maisons détruites	16
			Boribana		
			Santé		
21	Eboulement de terrain	21 juin 2015	Mossikro (Ndédé)	Dégâts matériels	3
22	Glissement de terrain	06 juillet 2017	Sanctuaire-Marial	Arbres penchés	0
23	Glissement de terrain	21 juin 2018	Mossikro	N/A	6

	Eboulement de terrain					
24	Eboulement de terrain	19 juin 2021	Mossikro	Maisons détruites	6	
25	Eboulement de terrain	22 octobre 2021	Mossikro	Dégâts énormes- Habitation affaissée	4	
26	Glissement de terrain	02 juin 2021	Santé 3	Maison détruite	2	
27	Eboulement de terrain	15 juin 2022	Mossikro	N/A	6	
28	Eboulement de terrain	07 juillet 2023	Mossikro	Maison détruite	1	
29	Eboulement de terrain	11 juin 2023	Mossikro	3 barraques détruits	5	

3.5. Essai d'interprétation de la dynamique du versant de Bobito, à partir d'une étude diachronique d'images Google Earth

L'analyse de l'évolution des mouvements de masse constitue une étape essentielle pour la compréhension de leur dynamique dans leur environnement, soit à l'échelle de la zone d'étude ou à l'échelle du versant. Nous nous attellerons ci-dessous de façon spécifique à l'analyse du versant de Bobito (Figure 2B), situé à Attécoubé-est, où se combinent de profondes incisions des pentes, le ruissellement des eaux en zone aval (chenal d'écoulement), et de nombreux glissements de terrain, ainsi que des activités anthropiques importantes aux alentours du versant.

Pour appréhender le développement évolutif de ce versant, nous avons utilisé une série multi-temporelle d'images Google Earth (2002, 2010, 2013 et 2019) pour interpréter les changements topographiques de ce versant induits par les glissements de terrain. Ces images d'archives ont été choisies pour leur bonne visibilité du sol (couverture nuageuse faible ou presque inexistante). Sur la base des différentes images acquises, nous avons manuellement cartographié des éléments caractéristiques tels que le drainage artificiel (chenal d'écoulement) en pied du versant, les limites des glissements observés, les ordures ménagères déversées dans les escarpements principaux des mouvements de masse, les bâtis ou blocs bâtis au sommet du versant ainsi que les pistes pédestres. Ces entités ont été digitalisées, car nous considérons que celles-ci pourraient influencer le processus de déstabilisation de ce versant.

Conclusion partielle

La cartographie des glissements de terrain dans la commune d'Attécoubé a nécessité la combinaison de 2 étapes essentielles afin de collecter des informations utiles. Préalablement, l'exploration des archives existantes a permis de fournir des données sur les attributs des glissements de terrain déclarés. D'autre part, par le biais des observations de terrain, les informations supplémentaires ont été recueillies afin d'alimenter le jeu de données « glissements de terrain ». Les glissements de terrain apparus ont été digitalisés en utilisant des supports cartographiques à haute résolution spatiale. Sur la base des images satellitaires et des données de terrain, des indices géométriques de base (L , W , H_T) ont été extraits afin d'évaluer quelques grandeurs physiques caractéristiques des ruptures de versant. Dans l'optique d'appréhender l'influence des précipitations sur le déclenchement de ces mouvements de masse, des précipitations journalières basées sur ~ 42 années (1981-2023) ont l'objet d'analyse. Au-delà des pluies abondantes, la contribution des empreintes anthropiques a été étudiée en considérant le versant de Bobito à partir d'une série d'images de Google Earth.

CHAPITRE 4 : SÉLECTION ET PRÉPARATION DES DONNÉES DE LA MODÉLISATION

L'occurrence des glissements de terrain est influencée par l'interaction de facteurs topographiques, hydrologiques et même anthropiques dans certaines circonstances. Ainsi, la sélection des variables correspondantes constitue une étape essentielle dans le processus de modélisation de la susceptibilité des pentes aux glissements. Vu la grande diversité des facteurs potentiels dans une zone donnée, il est de toute évidence impossible de les collecter, voire de les identifier tous. Dans le cadre de cette recherche, nous avons sélectionné les facteurs susceptibles d'avoir une influence significative sur le déclenchement des glissements de terrain dans la commune d'Attécoubé et pour lesquels nous étions capables de recueillir les données nécessaires.

4.1 Données de base pour la constitution des couches de données des variables explicatives : MNT et image satellitaire

Trois types de données de base sont indispensables pour la modélisation de la susceptibilité aux glissements de terrain. Celles-ci prennent la forme de données quantitatives ou qualitatives, comme indiqué dans le tableau XII. Nous ne nous attarderons pas ici sur la couche de données relative aux glissements eux-mêmes, car décrite au chapitre précédent. Quant aux données à partir desquelles seront extraites les valeurs de potentielles variables explicatives de l'occurrence des glissements de terrain, elles correspondent d'une part à un modèle numérique de terrain, fournissant à une échelle appropriée une série de variables topographiques et d'indicateurs hydrologiques et, d'autre part, à une image Pléiades (voir chapitre 3) dont nous extrairons les données relatives à la densité du bâti dans des zones critiques, en particulier sur les sommets de versant où toute construction en dur induit une surcharge, ainsi qu'un indice de couverture du sol par la végétation.

Deux modèles numériques de terrain ont été envisagés a priori pour notre modélisation : (i) le SRTM 1" (*Shuttle Radar Topography Mission – NASA, 2013*), dont la résolution en (x, y) est de ~30 m en Côte d'Ivoire et (ii) un modèle que nous avons produit à la résolution de 5 m à partir d'une carte d'isohypes obtenue par le Centre de Cartographie et de Télédétection (CCT) de Côte d'Ivoire par photogrammétrie à partir de photos aériennes à l'échelle du 1 :14500 (**BNETD/CCT, 1988**). Le choix de la résolution dépend évidemment de la taille des objets à modéliser mais peut parfois aussi être contraint par la résolution à laquelle certaines variables peuvent être obtenues. Le modèle SRTM est disponible sur le site (<https://earthexplorer.usgs.gov>) depuis 2014. Il propose deux résolutions, de 3 et 1 secondes

d'arc, respectivement (**METI/NASA, 2009** ; **NASA JPL., 2013**). L'erreur moyenne sur les altitudes est évaluée à 6 m pour les deux versions (**Rodriguez et al., 2006**). Cependant, même le SRTM 1" offre une résolution trop grossière par rapport à la taille moyenne des glissements de terrain à Attécoubé (surface moyenne de ~ 0,43ha ; largeur maximale d'escarpement = 24,5 m, inférieure à la maille de 30 m du modèle) et ne permet pas d'obtenir une cartographie assez fine des variables explicatives, par exemple la pente ou l'orientation, pour discriminer/distinguer efficacement les endroits des versants où peut démarrer une rupture. Même si nous testerons son usage *a posteriori*, nous avons donc renoncé à l'utiliser comme support prioritaire de la modélisation.

Une autre option s'est offerte à nous grâce à la mise à notre disposition par le Centre de Cartographie et de Télédétection (CCT) de Côte d'Ivoire de données ayant servi à établir la carte topographique au 1:5000 de l'agglomération d'Abidjan en 1989 (**COULIBALY Gogninniga**, communic. Écrite) (Tableau XIII). Ces données consistent en un fichier vectoriel des courbes de niveau de la commune d'Attécoubé à l'équidistance de 2 m, obtenues par photogrammétrie (date non parvenue) à partir de photos aériennes d'échelle 1:14500, ainsi qu'en un jeu de 766 points de contrôle issus d'un levé de précision. L'exactitude moyenne planimétrique de cette carte de 1989 a été estimée à 1,5 m, mais nous n'avons reçu aucune information d'exactitude altimétrique. L'échelle de ce fond topographique nous permettait d'envisager un MNT de résolution de quelques mètres, bien meilleure que celle offerte par le SRTM 1". Nous avons empiriquement choisi d'adopter une résolution de 5 m adaptée à la taille des glissements observés et à l'échelle d'action des processus qui les déterminent. En effet, une maille trop petite, de 2 m par exemple, aurait fourni des valeurs de variables à une échelle micro-locale trop faible pour déterminer une instabilité des pentes et une maille trop grande, de 10 m par exemple, aurait lissé de façon trop importante ces valeurs par rapport à la taille des glissements et des versants sur lesquels ils se développent.

Le modèle numérique de terrain a été créé par une méthode d'interpolation exacte (les valeurs d'altitude des points de donnée sont conservées) de type TIN (réseau triangulé irrégulier). Ce TIN a été obtenu par triangulation de Delaunay à partir d'un semis de points dérivé de la discrétisation des courbes de niveau à chaque x m d'un point. Réalisées dans l'environnement d'ArcGIS 10.3.1 (**ESRI, 2015**) à l'aide de l'extension 3D Analyst, la production du TIN et son interpolation linéaire ont été contraintes par l'introduction de lignes de rupture le long des fonds_de vallée principaux et des sommets de talus (Figure 25). Nous

avons validé le modèle à l'aide des 766 points de contrôle, d'où l'estimation d'erreurs en x, y et en z.

Tableau XII: Données de base entrant dans l'analyse de la susceptibilité aux glissements de terrain

Données de base	Format	Type*	Année
Glissements de terrain	Vecteur	2	1981-2023
MNT	Raster	1	1989
Blocs bâtis aux sommets des talus	Vecteur	2	2015

* 1 : données quantitatives ; 2 données qualitatives

Tableau XIII: Caractéristiques principales du fond topographique et l'échelle nominale de la photographie aérienne

Date d'acquisition du fond topographique	1989
Caractéristiques	
Echelle du fond topographique	1/5000
Echelle des photographies aériennes	1/14500
Ellipsoïde de référence initial	Clarke 1880
Projection de Mercator Transverse Universelle (MTU)	Fuseau 30
Ellipsoïde	WGS 84
Equidistance des courbes de niveau	2 m

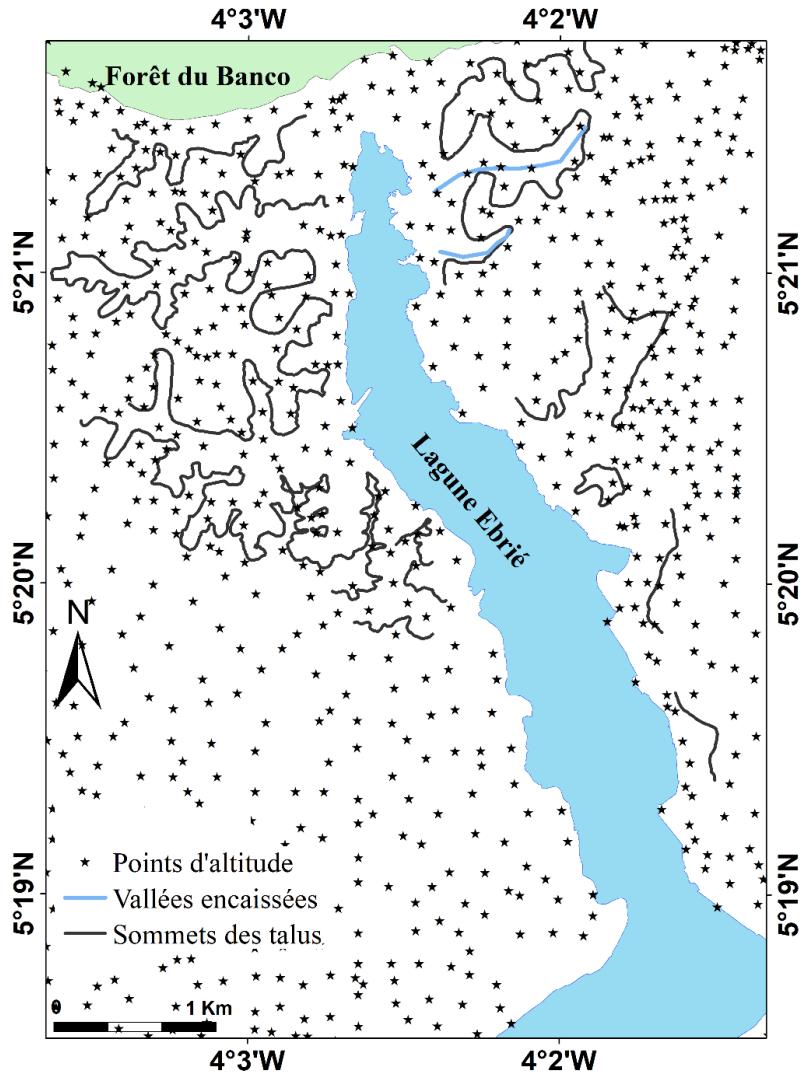


Figure 25: Semis des points de contrôle et lignes de rupture contraignant l'interpolation du modèle

L'exactitude du MNT que nous avons (re)constitué peut être testée grâce au jeu de points de contrôle distribués aléatoirement sur l'ensemble de la zone traitée. Nous nous attachons ici à l'exactitude altimétrique, qui ne nous avait pas été communiquée pour la carte d'origine. Elle est définie par l'estimation des composantes systématique et aléatoire de l'erreur faite sur les points de contrôle.

L'erreur systématique est estimée par l'erreur moyenne (ME, *mean error*), ou moyenne des résidus (Δh_{c-o} , différence entre la valeur d'altitude h_c interpolée par le modèle et la valeur observée h_o). En admettant une distribution normale des résidus, on a :

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\Delta h_{c-o})_i \quad (35)$$

L'erreur aléatoire est quant à elle fournie par l'erreur quadratique moyenne (RMSE, *root mean square error*)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\Delta h_{c-o})_i^2} \quad (36)$$

et l'incertitude totale (somme des contributions systématique et aléatoire) sur les altitudes est donnée par l'écart-type des résidus

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n ((\Delta h_{c-o})_i - ME)^2} \quad (37)$$

Les valeurs obtenues pour le MNT à 5 m de résolution sur la base des 766 points de contrôle sont présentés au tableau XIV. En l'absence de toute erreur systématique (ME ~1 cm), l'incertitude sur les altitudes peut être assimilée à la RMSE des points de contrôle (égale à l'écart-type de leurs résidus), soit une valeur satisfaisante d'environ 0,75 m. Soulignons que la propagation des erreurs lors du calcul d'attributs topographiques dérivés semble pouvoir déboucher sur des valeurs problématiques. On calcule par exemple que, pour une erreur de 0,75 m sur une altitude, l'erreur sur une différence d'altitude entre deux points se monte à 1,06 m. Dans le calcul de la pente à partir d'un MNT de résolution égale à 5 m, une telle erreur sur la différence d'altitude entre deux pixels conjoints entraîne pour une pente de 20° une fourchette d'incertitude maximale théorique de [8,6°, 29,9°] à 68% de confiance (1 δ). Heureusement, l'erreur sur les altitudes étant spatialement fortement corrélée, les erreurs réelles sur les pentes de pixel sont beaucoup plus faibles et, quoique pour ainsi dire jamais quantifiées et plutôt simplement estompées par la correction hydrologique du MNT (**Jenson, 1991 ; Tarboton et al., 1991**), elles ne semblent pas affecter significativement les statistiques finales d'aléa.

Tableau XIV: Exactitude du MNT pour les différences d'altitudes

Site	Echantillons	EM (m)	σ (m)	RMSE (m)
Attécoubé (1989)	766	-0,012	0,757	0,756

EM (m) : Erreur moyenne exprimée en m

σ (m) : Ecart-type exprimé en m

RMSE (m) : Erreur quadratique moyenne exprimée en m

4.2 Variables explicatives ou de prédiction

Il n'y a pas de directives universelles définissant à priori la sélection des facteurs de prédisposition des glissements de terrain. Le choix des paramètres topographiques, hydrologiques et anthropiques qui pourraient en faire partie doit tenir compte du contexte environnemental de la zone étudiée mais dépend aussi le plus souvent de la disponibilité de

données utiles. Nous avons utilisé le module ArcMap du logiciel ArcSIG 10.3.1 (**ESRI, 2015**) pour générer un total de 16 couches de données susceptibles de contribuer à la localisation de potentielles instabilités de pente. Ce nombre de couches de données peut sembler considérable mais (*i*) 8 d'entre elles sont requises pour décrire le seul paramètre d'orientation de la pente et (*ii*) il reviendra aux étapes successives de la modélisation de faire le tri de celles qui exercent une réelle influence. L'ensemble des variables topographiques et hydrologiques ont été calculées directement à partir des MNT pour les deux résolutions de 5 m et 30 m. Les deux variables relatives à l'occupation des sols ont été obtenues à partir de l'image Pléiades et également produites à ces mêmes résolutions de 5 et 30 m.

Enfin, un mot sur les limites précises de la zone sur laquelle porte notre modélisation de la susceptibilité aux glissements. La zone d'étude correspond bien à la commune d'Attécoubé qui cerne la lagune Ebrié au sud de la forêt du Banco mais reprend en outre la partie orientale de la commune de Yopougon (quartier Banco Nord) et la marge occidentale de la commune de Plateau (Figure 2). Toutefois, les glissements de terrain que nous y avons identifiés sont exclusivement répartis sur les versants raides séparant les bas-fonds raccordés à la lagune des zones résiduelles de plateau en interfluves. Les interfluves et bas-fonds subhorizontaux ne constitueront jamais des zones de départ de glissement. Afin de quantifier de façon plus réaliste l'aléa inhérent aux seuls versants, nous avons donc réduit la surface sur laquelle la modélisation sera effectuée aux seules surfaces présentant des pentes supérieures à 2°.

4.2.1 Altitude

L'altitude est une variable fréquemment utilisée dans les études de la susceptibilité des pentes aux glissements de terrain (**Pachauri et Pant, 1992** ; **Ercanoglu et al., 2008**) et elle est assez souvent reconnue comme facteur significatif de prédisposition. Dans notre zone d'étude, la fourchette d'altitudes est très réduite (0-65 m asl) et il est évident qu'on ne peut en attendre aucun effet orographique sur les quantités de précipitation qui lierait ces dernières à l'altitude (**Dewitte, 2006**). Par ailleurs, l'altitude est fréquemment un facteur de prédisposition dérivé, lié à un facteur primaire comme la lithologie ou la pente. Dans notre cas, la lithologie sablo-argileuse étant – à l'échelle où nous disposons d'informations – uniforme sur toute l'aire d'étude, elle ne fera pas partie des facteurs explicatifs testés et le problème de sa relation à l'altitude ne se pose pas. Il faudra par contre être attentif à l'éventuelle relation entre pente et altitude, deux facteurs inclus dans la liste des facteurs de prédisposition potentiels. La couche de données "altitude" est directement fournie par le MNT lui-même ; elle est enregistrée en mètres asl (*above sea level*) (Figures 26A, 27A).

4.2.2 Pente

La pente est une variable essentielle dans l'analyse de stabilité des versants (**Lee et Min, 2001**). Physiquement, elle est directement liée à l'occurrence des glissements de terrain et est quasi systématiquement retenue dans les analyses de susceptibilité (**Clerici et al., 2002** ; **Saha et al., 2005** ; **Cevik et Topal, 2003** ; **Ercanoglu et Gokceoglu, 2004** ; **Lee et al., 2004a** ; **Lee, 2005**). Elle influe sur la stabilité des versants par l'intermédiaire du potentiel gravitaire qu'elle détermine et de l'effet de ce dernier sur la contrainte de cisaillement à laquelle sont soumis les matériaux. Les pentes influencent aussi la susceptibilité aux mouvements en agissant sur la direction et la vitesse de l'écoulement de surface et du drainage de subsurface et de ce fait, sur les processus d'érosion (**Moore et al., 1991** ; **Etzelmüller et al., 2001** ; **Gabet et al., 2004**). Dérivée première des valeurs d'altitude du MNT, la pente a été calculée grâce à la fonction « Slope » d'ArcMap. Cette fonction utilise l'algorithme de **Horn (1981)**, qui exploite les données d'altitude des 8 cellules externes d'une fenêtre de convolution 3×3 centrée sur la cellule dont la pente est estimée. Sur cette base, il calcule deux gradients, selon les directions est-ouest et nord-sud, et les combine ensuite pour obtenir la pente S (en %) de la cellule

$$S = 100 * \sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2} \quad (38)$$

Cet algorithme, très répandu parmi les logiciels d'analyse spatiale, est particulièrement efficace en terrain mouvementé tout en restant performant aussi en terrain plus régulier (**Burrough et McDonnell, 1998**) (Figures 26 B, 27 B).

4.2.3 Orientation de la pente

L'orientation des pentes est considérée comme un facteur de prédisposition souvent significatif dans l'étude des glissements de terrain (**Gokceoglu et Aksøy, 1996** ; **Saha et al. 2005** ; **Ercanoglu et Gokceoglu, 2004** ; **Lee et al., 2004**). En effet, elle est déterminante par rapport à certaines caractéristiques climatiques telles que la direction prédominante des précipitations et la quantité de la radiation solaire (**Mohammadi, 2008**). L'orientation des pentes a été calculée grâce à la fonction « Aspect » d'ArcMap. Cette fonction exploite les mêmes gradients est-ouest et nord-sud que la fonction Slope pour obtenir l'orientation A selon

$$A = \tan^{-1} \left(-\frac{dz/dy}{dz/dx} \right) \quad (39)$$

assortie de règles de correction permettant de distinguer les orientations opposées. Ces directions sont ainsi calculées en degrés de 0 à 359,9 comptés à partir du nord dans le sens

horlogique. Cette variable circulaire est représentée en 8 classes correspondant aux quadrants de 45° centrés sur les directions N, S, E, O, NE, SE, SO, et NO (Figures 26 C, 27 C).

Du fait de son caractère circulaire, la variable 'orientation' ne peut être utilisée telle quelle dans le calcul de la régression logistique. Elle est remplacée par 8 variables indicatrices (ou factices, *dummy variables*) de type binaire correspondant aux 8 quadrants d'orientation définis ci-dessus.

4.2.4 Courbure

La courbure (concavité/convexité) est la dérivée de la pente, soit la dérivée seconde de l'altitude. La courbure des versants, tant en plan qu'en profil, peut jouer un rôle dans la localisation des zones de versant susceptibles de glisser par l'intermédiaire de son effet sur d'autres facteurs comme, par exemple l'épaisseur de sol, réduite sur les convexités marquées, ou la concentration des eaux de surface et des sédiments qu'elles véhiculent, accrue dans les parties concaves des versants. Quoiqu'il soit loin d'être assuré qu'elles sont indépendantes l'une de l'autre, nous constituons – comme nombre d'études publiées l'ont fait avant nous – deux couches de données distinctes décrivant respectivement la courbure en plan et en profil des terrains.

Pour chaque pixel, la courbure en profil indique le taux de changement de pente dans la direction de la pente maximale ; elle correspond ainsi à la courbure de la surface topographique selon la ligne de plus grande pente. Ce paramètre contrôle l'accélération/décélération des flux d'eaux de surface et des processus d'érosion/accumulation (**Moore et al., 1991**). La courbure en plan représente pour sa part le taux de changement de l'orientation de la pente perpendiculairement à cette dernière et contrôle la convergence/divergence des flux et, par conséquent aussi les propriétés hydriques des sols. Convergence, décélération des flux et accumulation sédimentaire sont associées aux parties concaves du paysage, divergence, accélération des flux et érosion aux parties convexes.

La courbure du terrain a été calculée grâce à la fonction « Curvature » d'ArcMap. Quoique la courbure dérive des données de pente, cette fonction l'estime à partir d'un algorithme différent, appliqué lui aussi à une fenêtre de convolution 3×3 centrée sur le pixel mais ajustant aux altitudes des 9 pixels une surface fournie par l'estimation des neuf paramètres d'une fonction polynomiale du second degré en x et en y (**Zevenbergen et Thorne, 1987**). Des expressions impliquant six de ces neuf paramètres permettent de calculer la courbure totale ainsi que les courbures en profil (Figures 26 D, 27 D) et en plan (Figures 26 E, 27 E). Les valeurs de courbure

sont exprimées en 1/100 m, elles sont négatives pour les convexités du relief, positives pour les concavités.

4.2.5 Accumulation de l'écoulement

La variable « Accumulation de l'écoulement », ou aire drainée par le pixel, contrôle le degré de saturation en eau des pentes et, par-là, leur stabilité. La relation entre aire drainée, concentration et débit de l'écoulement et occurrence des glissements de terrain a fréquemment été soulignée (**Dietrich et al., 1993 ; Iverson, 2000 ; Crosta et al., 2003 ; Glade, 2005**). Plus la surface drainée à l'amont d'un escarpement est étendue, plus la quantité d'eau qui s'infiltre dans le sol en tête du glissement sera importante, rapprochant d'autant les versants en matériaux meubles de leur seuil de rupture. Supposant que les précipitations tombent de manière homogène sur une surface imperméable (**Moore et al., 1991**), l'aire drainée par un pixel (1 pixel équivaut à une surface 25 m²) est bien l'indicateur d'accumulation de l'écoulement le plus directement dérivé d'un MNT.

L'accumulation de l'écoulement a été calculée grâce aux fonctions « Flow direction » et « Flow accumulation » d'ArcMap (après correction hydrologique du MNT). La direction du flux en chaque pixel a été obtenue à l'aide de l'algorithme D8, orientant le flux de la cellule vers un seul des 8 pixels adjacents/conjoints (**Jenson et Domingue, 1988**). La fonction Flow accumulation utilise alors la couche de données de direction de flux afin de sommer pour chaque pixel l'ensemble des pixels situés en amont dont la direction de flux aboutit finalement vers lui (Figures 26 F, 27 F).

4.2.6. Distance au réseau de drainage

Différents travaux ont mis en évidence l'influence du réseau de drainage sur la distribution des glissements de terrain (**Dai et Lee, 2001, 2002 ; Süzen et Doyuran, 2004**). Cette influence est probablement d'abord liée au fait que le sommet de la nappe phréatique est plus proche de la surface du sol à proximité des fonds de vallée, et peut-être aussi aux modifications du terrain provoquées par une érosion ravinante plus efficace dans cette même position topographique.

Le réseau de drainage a été construit à partir des données d'accumulation de l'écoulement en appliquant la fonction « Con » d'ArcMap, qui permet d'exécuter une sélection conditionnelle des pixels constituant un raster, ici celui du réseau de drainage concentré (cours d'eau). Nous avons choisi comme condition pour la source d'un cours d'eau un seuil d'aire drainée égal à 500 pixels pour le MNT à 5 m de résolution (soit une aire drainée minimum de

1,25 ha) et à 20 pixels pour le MNT à 30 m de résolution (aire drainée minimum de 1,8 ha). La distance au réseau hydrographique a ensuite été évaluée grâce à la fonction « Euclidean Distance » d'ArcMap appliquée au fichier raster du réseau (Figures 26 G, 27 G). Les distances ainsi obtenues sont préférées à celles qu'aurait fournies une fonction de coût (Cost distance) parce que (*i*) cette variable doit représenter la proximité à la nappe plus que celle au réseau de drainage proprement dit et (*ii*) l'ensemble des vallées et des lanières d'interfluve constituant la zone d'étude présentent des profils transversaux essentiellement symétriques.

4.2.7 Couvert végétal du sol

La nature et la densité du couvert végétal du sol peuvent affecter la résistance des pentes aux glissements de terrain, principalement par le biais du fort contrôle qu'elles exercent sur la balance entre infiltration et ruissellement de surface lors de précipitations ainsi que par l'effet de l'interception des gouttes et de l'évapotranspiration sur les teneurs en eau des sols (**Greenway, 1987 ; Selby, 1993 ; Cevik et Topal, 2003**). L'estimation de l'importance du couvert végétal est couramment réalisée à partir d'images satellites multispectrales permettant de calculer un indice de végétation par différence normalisée (NDVI).

En effet, les satellites à très haute résolution spatiale, tels ceux du système Pléiades dont nous utilisons une image du 29 avril 2015 par le satellite PHR-1A (voir chapitre 5), ne fournissent pas seulement des images panchromatiques mais permettent également l'acquisition de données dans des bandes spectrales distinctes contenant de riches informations sur les caractéristiques spectrales de la surface du sol. Les satellites Pléiades enregistrent dans quatre bandes couvrant respectivement le bleu (450-530 nm), le vert (510-590 nm), le rouge (620-700 nm) et le proche infra-rouge (775-915 nm) (<https://earth.esa.int/web/eoportal/satellite-missions/p/pleiades>). Le NDVI est en particulier un indice destiné à évaluer la densité du couvert végétal. Ce dernier réfléchissant beaucoup plus dans le proche infra-rouge (PIR) que dans le rouge (R) au contraire des autres matériaux dont la réflectance est à peu près égale dans les deux domaines (sols nus) ou beaucoup plus importante dans le rouge (surfaces d'eau), l'indice NDVI est estimé par l'expression $(PIR - R)/(PIR + R)$, dont les valeurs sont comprises entre -1 et +1. Les sols végétalisés présentent donc des valeurs positives ($> 0,1-0,2$) d'autant plus élevées que la végétation est dense, par opposition aux valeurs autour de 0 des sols nus et franchement négatives des surfaces en eau.

La couche de données "couvert végétal" a été produite en appliquant aux bandes 3 (R) et 4 (PIR) de l'image multispectrale Pléiades la fonction « NDVI » dans la fenêtre « Image Analysis » d'ArcMap (Figures 26 H, 27 H). On notera toutefois que les valeurs obtenues font

référence au printemps 2015 alors que les glissements utilisés pour la modélisation couvrent la période 1981-2017. La distribution du couvert végétal dans la commune d'Attécoubé a pu varier dans des proportions difficiles à cerner au cours de cette période et les informations en 2015 ne sont donc qu'indicatives.

4.2.8 Charge artificielle des hauts de versant

Outre les modifications apportées à certaines des variables décrites ci-dessus (pente, couverture du sol), les interventions humaines peuvent affecter d'autres paramètres critiques pour le déclenchement de glissements de terrain. De telles modifications d'origine anthropique sont particulièrement fréquentes dans un milieu densément urbanisé comme l'agglomération d'Abidjan, d'autant que les recommandations de base d'un aménagement prudent du territoire y sont largement ignorées des populations. On citera notamment les dégagements incontrôlés de bas de versant pour niveler du terrain à construire, qui engendre la fragilisation et le raidissement des pieds de pente, la construction tout aussi anarchique de maisons en bordure immédiate des sommets de versant, le drainage sauvage des eaux usées par des canalisations de fortune se déversant en haut de versant, ou encore les eaux de ruissellement qui se concentrent le long de routes et chemins débouchant des interfluvés vers les sommets de talus. Il est cependant très difficile de constituer des couches d'information continue pour de tels paramètres anthropiques et nous envisageons ci-dessous uniquement l'introduction d'une variable relative aux constructions de sommets de versant.

Cette couche de données "charge artificielle des hauts de versant" informe sur le pourcentage de surface bâtie sur les sommets de talus et est un indicateur de la surcharge qui en résulte pour ceux-ci. Pour l'obtenir, nous avons d'abord digitalisé l'ensemble des sommets de talus en veillant à garder toujours l'interfluve du même côté du vecteur digitalisé, en l'occurrence à gauche, de manière à créer ensuite un tampon (*buffer*) unilatéral gauche (topologiquement parlant) de 100 m de large, qui corresponde bien systématiquement aux bords de plateau d'interfluve. La cartographie de ceux-ci a été effectuée à partir du fond topographique en prenant comme critère empirique de localisation précise le seuil de 15°, ou 26,7%, de pente. Enfin, les fichiers vecteurs des lignes de talus et des zones de sommets de pente ont été convertis en fichiers point (*raster*).

De la même manière, nous avons digitalisé, cette fois à partir de l'image Pléiades, l'ensemble des constructions bâties dans la zone des sommets de versant, attribuant les valeurs 1 aux polygones bâties et 0 au reste de la surface. Ce second fichier vecteur a à son tour été converti en un fichier point binaire "bâti de haut de versant" en sélectionnant l'option

"Maximum area" de la fonction "Polygon to raster" d'ArcMap et en appliquant un masque correspondant au tampon de 100 m. Enfin, grâce à la fonction "Focal statistics" d'ArcMap assortie de l'option "Mean", la couche de données proprement dite ("charge de construction") a été constituée en attribuant à chaque pixel de l'aire d'étude une valeur comprise entre 0 et 1 correspondant au pourcentage de pixels bâties sur sommet dans un rayon de 25 m (ou 5 pixels) (Figure 26 I ; Figure 27 I). La taille de voisinage appliquée pour le calcul de cette couche de données dans le MNT à 30 m est aussi de 5 pixels, correspondant cette fois à un rayon de 150 m.

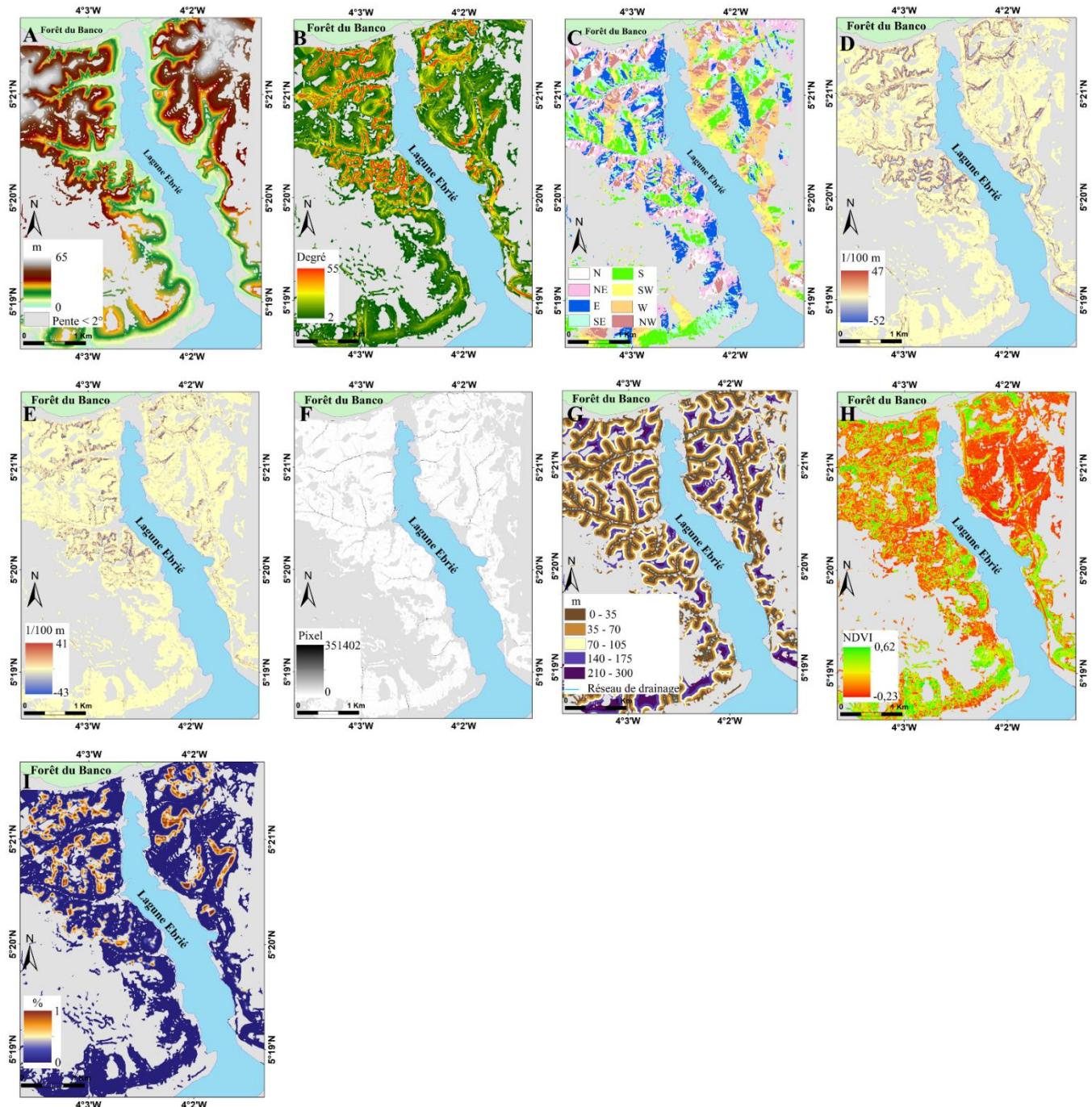


Figure 26: Couche de données à la résolution de 5 m : A : Altitude. B : Pente. C : Orientation des pentes. D : Courbure en profil. E : Courbure en plan. F : Accumulation de l'écoulement. G : Distance au réseau de drainage. H : NDVI. I : charge de construction sur somme de talus.

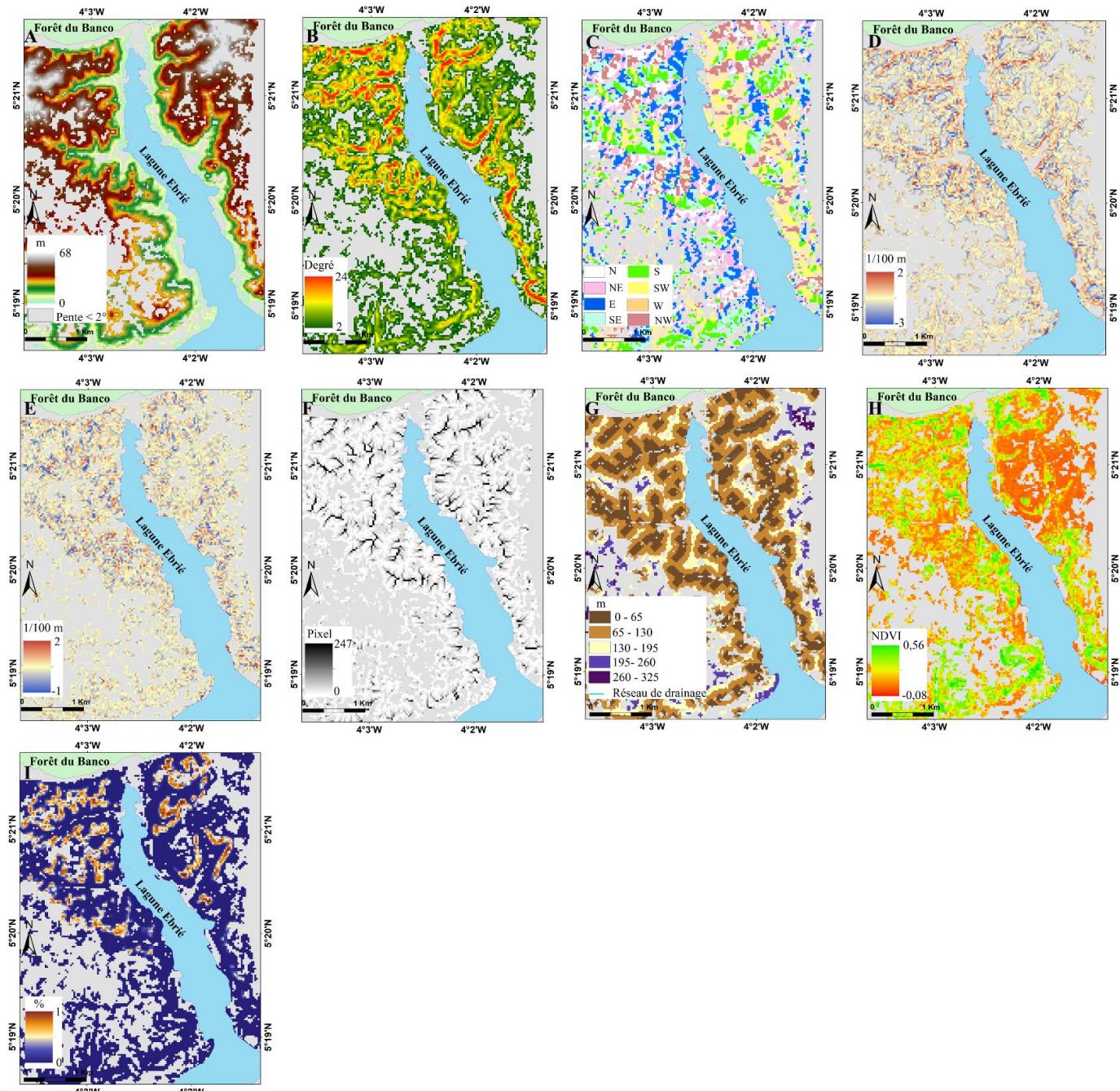


Figure 27: Couche de données à la résolution de 30m : A : Altitude. B : Pente. C : Orientation des pentes. D : courbure en profil. E : courbure en plan. F : Accumulation de l'écoulement. G : Distance au réseau de drainage. H : NDVI. I : charge de construction sur sommets de talus.

Conclusion partielle

Afin de prédire les glissements de terrain, il est nécessaire de disposer des facteurs topographiques, hydrologiques et même anthropiques dans certaines circonstances. Dans cette étude, 2 modèles numériques de terrain (MNT) ont été pris en compte afin de calculer ces variables. Le premier MNT de résolution spatiale (5m) a été interpolé par le réseau triangulé irrégulier (TIN) à partir de la discréétisation des courbes de niveau à chaque x m d'un point et la prise en compte des lignes de rupture le long des fonds de vallée principaux et des sommets de talus. Quant au second MNT (SRTM) de résolution spatiale 30 m, a été extrait à partir du site (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Ces 2 MNTs ont permis de calculer certaines variables topographiques, hydrologiques. D'autres variables telles que le NDVI et la densité des bâtis au sommet des versants ont été respectivement extraites à partir des images Pléiades à notre disposition.

CHAPITRE 5 : MODELISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS LA COMMUNE D'ATTÉCOUBÉ

L'estimation de la probabilité d'occurrence spatiale ou la susceptibilité aux glissements de terrain nécessite l'utilisation de diverses approches tant qualitatives que quantitatives. Dans ce chapitre relatif à la modélisation des ruptures de versant, nous avons adopté la régression logistique (RL) en tant que méthode quantitative (*data-driven*). La section 2.6.5 du chapitre 2 décrit les fondements mathématiques de ce modèle de prédiction appliqué aux glissements de terrain. Ce chapitre et le suivant ont fait l'objet d'une publication récente (**Gnagne et al., 2025**).

5.1 Données de référence

La modélisation des glissements de terrain requiert 2 types de données essentielles. Il s'agit de variables dépendantes correspondant aux mouvements de masse et de variables indépendantes, qui se réfèrent aux facteurs explicatifs de l'occurrence des glissements de terrain. L'acquisition d'information sur les variables dépendantes nécessite l'utilisation de techniques appropriées d'échantillonnage permettant de générer des cartes de susceptibilité précises. Nous convenons qu'identifier l'emplacement sur le versant, où la valeur du facteur à l'origine du glissement de terrain a excédé la valeur seuil de stabilité et rendant instable ce versant constitue un problème crucial. L'incapacité à déterminer les emplacements d'initiation des glissements de terrain, peut induire d'énormes incertitudes dans l'estimation de la probabilité d'occurrence des mouvements de masse.

Sur base de l'inventaire réalisé au chapitre 3, 3 types de glissements de terrain ont été identifiés et dénombrés. Il s'agit de 54 glissements en plan, de 13 glissements rotationnels, et de 21 glissements anciens de grandes tailles. Nous savons que l'un des principaux problèmes de la modélisation des glissements de terrain est l'occurrence spatiale de différentes natures de mouvements de masse, normalement liées à des conditions de seuils distincts, en ce qui concerne les facteurs favorisant les ruptures de versant. **Zérere (2002)** révèle au cours de ses travaux qu'une faible corrélation a pu être observée entre les facteurs contribuant aux glissements de terrain et la distribution ceux-ci, lorsque ces derniers sont considérés comme une seule donnée d'entrée. Pour remédier à ce problème, **Irigaray et al. (1996)** préconisent de déterminer les types de mouvements de masse avant la modélisation. Dans cette étude, nous avons uniquement sélectionné les glissements en plan (glissements translationnels), en raison des mécanismes de rupture différents qu'ils présentent vis-à-vis des 2 autres ruptures de versant et aussi du nombre suffisant d'objets collectés. Les 2 types de glissements de terrain restants ne feront pas l'objet de modélisation dans cette étude.

Une étape indispensable de la modélisation nécessite l'échantillonnage aléatoire des glissements de terrain. En prenant en considération les glissements translationnels sélectionnés, nous avons échantillonné certains compartiments caractéristiques de ceux-ci, qui serviront de données d'entrée du modèle. Il s'agit : (1) les pixels des glissements entiers (G), (2) les pixels des escarpements principaux (E), et (3) les pixels des centroïdes des escarpements principaux (CE). D'autre part, des rapports d'événements (E) et de non événements (NE) (E :NE) ont été testés, afin de quantifier la taille optimale d'échantillon pour la modélisation. Les rapports d'échantillon tels que 1:5 et 1:20 ont été sélectionnés, et sont considérés comme de bons compromis au regard de l'aire cartographiée.

Quant aux variables indépendantes, elles ont été extraites de diverses sources (chapitre 4). Afin d'évaluer l'importance des différentes techniques d'échantillonnage sur la modélisation des mouvements de masse, l'ensemble des couches de données (variables dépendantes et indépendantes) a été rasterisé aux résolutions spatiales de 5 m et de 30 m (chapitre 4).

5.2 Evaluation préliminaire du pouvoir explicatif individuel des variables prédictives

La modélisation nécessite une analyse préalable des variables explicatives, afin d'inclure ou d'exclure celles-ci dans la construction du ou des modèles de prédiction. Pour ce faire, nous avons choisi 3 approches telles que le test d'association par χ^2 et V de Cramer, le test de Student et le rapport de fréquence (Fri).

Une analyse univariée, précédant la régression logistique des événements a été réalisée par le biais du test de χ^2 et du V de Cramer. La quantification de ces 2 métriques a nécessité l'utilisation des données de calibration. Le test de χ^2 a été employé pour tester l'association entre chaque variable prédictive et l'occurrence des glissements de terrain (G et E). S'agissant du V de Cramer, extrait du χ^2 , il est utilisé pour tester la force et le type d'association (**Kendall et Stuart, 1979**) comme l'illustre l'équation suivante.

$$V = \sqrt{\frac{\chi^2}{N \min(R-1, C-1)}} \quad (40)$$

où N est la taille de l'échantillon, R est le nombre de lignes, et C celui des colonnes du tableau de contingence.

Ce dernier permet de comparer la distribution observée avec la distribution attendue en l'absence de relation, en s'appuyant sur un tableau de contingence associant un seuil de significativité (1%) et un degré de liberté. Il normalise cette comparaison en éliminant l'effet de

N ainsi que la taille et la forme du tableau de contingence. Les valeurs de V se situent entre 0 et 1 (**Vanacker et al., 2003**).

Quant au test de Student (avec un seuil de significativité $\alpha=5\%$), celui-ci a été adopté pour comparer les moyennes de chacune des variables explicatives respectivement pour les pixels des trois ensembles "G, E et CE" avec les pixels des "zones stables", afin de caractériser ces variables et procéder à leur sélection ou non pour la modélisation prédictive. Ce test de Student a uniquement été appliqué aux 8 variables quantitatives continues, tandis que les variables catégorielles (orientation des pentes au nombre de 8) ont été analysées en utilisant le test d'association par χ^2 et V de Cramer et le rapport de fréquence (Fri).

Enfin, relativement au rapport de fréquence (Fri), plusieurs classes ont été définies pour chaque variable explicative dans l'environnement d'ArcGIS 10.3.1 (**ESRI, 2015**). Pour rappel, cette approche ne sera pas explicitée ici, se référer à la section *2.6.5 du chapitre 2*. Nous avons réalisé une contingence spatiale entre les couches de données (variables dépendantes) des ensembles (G et E) avec les classes de variables explicatives, en prenant en considération la résolution spatiale de 5 m. Cette démarche a permis de déterminer la densité de ces deux ensembles à l'intérieur de chaque classe de variables de prédiction. Cette densité évalue la contribution relative des variables de prédiction (présence/absence de corrélation). Ainsi, lorsque la quantité $\text{Fri} > 1$, cela suggère qu'une relation positive (présence de corrélation) entre la classe de la variable explicative et les glissements (G et E). En revanche, si $\text{Fri} < 1$, ceci implique une relation négative (absence de corrélation ou peu de lien significatif) entre cette classe de variable de prédiction et les glissements.

5.3 Représentativité des rapports d'échantillon

La régression logistique peut présenter certaines limites lorsque cette approche utilise une quantité insuffisante d'événements dans une zone d'étude donnée. Dans de telles circonstances, les mouvements de masse sont considérés comme des événements rares (**King et Zeng, 2001**). Cette rareté justifie le recours à des rapports d'échantillonnage différenciés afin d'assurer une meilleure représentativité des échantillons d'événements et de non-événements utilisés dans la phase de modélisation des instabilités de versant. Dans le cadre de cette étude, 2 rapports d'événements/non événements (1:5 et 1:20) ont été testés. La pertinence de ces choix a été évaluée à l'aide du test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) à deux échantillons, lequel mesure l'écart maximal entre les fonctions de distribution cumulée des deux jeux de données, permettant ainsi de juger de leur similarité statistique.

Cet écart maximum D calculé (Dc) est comparé à D_α (D critique évalué en fonction du seuil de signification α). Ces écarts sont calculés comme suit :

$$Dc = n.m.\max |F(X) - F(Y)| \quad (41)$$

$$D_{\alpha} = f_{\alpha} \sqrt{\frac{m+n}{m.n}} \quad (42)$$

f_α est tributaire du seuil de signification α ou de l'intervalle de confiance 100 (1- α). m et n représentent les effectifs des échantillons. Pour ce test non-paramétrique f_α est égale à 1,36 pour le niveau de signification 5% (0,05) et pour l'intervalle de confiance à 95%. Pour chaque ensemble associé à un rapport d'échantillon (RE), les distances critiques/théoriques au seuil de signification 5% sont simplifiées comme suit : D_α(1:5, 1:20, 1:50)|(5 ou 30) (E ou CE).

Le test de K-S est appliqué aux non-événements correspondant aux pixels des 8 variables explicatives pour les ensembles (E et CE) et entrant dans le set de données calibration, et le reste des pixels non glissés de la zone d'étude. Pour ce calcul, la résolution spatiale de 5 m ainsi que le rapport 1:5 ont été utilisés. La même procédure a été appliquée aux centroïdes des escarpements principaux (CE) en considérant cette fois-ci le rapport 1:20.

Enfin, le test de K-S a été réalisé entre les pixels non-glissés correspondant aux pixels des variables indépendantes pour l'ensemble CE engagé dans la calibration et les pixels de non-événements restants du site d'étude. Pour cette dernière opération, nous avons eu recours à la résolution de 30 m.

5.4 Sélection des variables d'entrée

La sélection efficace des variables de prédiction est essentielle pour produire des résultats fiables, lorsque nous avons recours à la régression logistique (LR). Par exemple, la forte corrélation entre les variables indépendantes peut éprouver les modèles produits, en termes de performance et de généralisabilité. Dans cette présente étude, 2 étapes ont été adoptées pour une sélection optimale de ces variables.

La première phase à consister à quantifier le coefficient de Pearson ou coefficient r. Celui-ci permet d'évaluer la relation linéaire entre les variables indépendantes continues (**Kalantar et al., 2018**). De façon générale, une variable ayant une valeur r de 0,7 ou plus, indique une forte corrélation linéaire et celle-ci doit être exclue de la modélisation prédictive. Ce coefficient est calculé selon l'expression suivante :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (43)$$

Où X_i et Y_i sont les valeurs prises par les variables indépendantes. \bar{X} et \bar{Y} représentent leurs moyennes respectives.

La deuxième étape s'est réduite à l'estimation de deux indicateurs statistiques tels que le facteur d'inflation de la variance (VIF) et la tolérance (TOL), afin de détecter et rejeter les variables fortement liées. Ils sont calculés comme suit :

$$VIF = \frac{1}{1-R_j^2} = \frac{1}{Tolérance} \quad (44)$$

Où R_j^2 est le coefficient de détermination d'une régression de j variables explicatives sur les variables de prédiction. L'exclusion ou non d'une variable du modèle se fonde sur les valeurs critiques de ces deux indicateurs. L'élimination d'une variable survient lorsqu'on a de façon simultanée $TOL < 0,1$ et $VIF > 10$ (**Nanda et al., 2024**).

Les calculs ont été réalisés en utilisant les pixels des ensembles (G et E) de calibration, correspondant aux pixels des huit variables explicatives de prédiction, et en tenant compte de la résolution spatiale de 5 m.

5.5 Modélisation et développement des modèles de prédiction

Après l'analyse exploratoire réalisée ci-dessus, nous avons développé le modèle de régression logistique (RL), afin d'estimer les probabilités d'occurrence de futurs aléas "glissements de terrain" afin d'obtenir des cartes de susceptibilité. Pour rappel, RL est une approche, qui est largement utilisée pour modéliser les ruptures de versant. Il est également employé, du fait des taux d'erreur plus faibles produits et des meilleures capacités de généralisation. Pour plus de détails, relatifs aux fondements mathématiques de ce modèle, se référer à la section 2.6.5 du chapitre 2.

La construction du ou des modèles suit une série d'étapes pour calculer la susceptibilité des pentes aux glissements de terrain. D'abord, nous avons préparé les couches de données "glissements de terrain", correspondant aux ensembles (G, E et CE). A côté de cela, les couches de données des variables indépendantes ont également fait l'objet de préparation.

La deuxième étape a consisté au partitionnement des ensembles en 2 sous-ensembles. Le premier sous-ensemble (calibration) a servi à la construction des modèles, et l'autre sous-ensemble a été employé pour la validation du ou des modèles de susceptibilité. Relativement à la construction du ou des modèles, nous avons échantillonné 80% des pixels de chaque ensemble (G, E et CE) et un nombre de pixels de non-événements, collecté aléatoirement, et qui correspond à 5 ou 20 fois le nombre de pixels glissés.

Ensuite sur la base de ce jeu de données "calibration", nous avons utilisé RL pour estimer les valeurs des coefficients (β_n) des variables explicatives introduites dans le modèle et l'ordonnée à l'origine (β_0). S'appuyant sur ces valeurs de coefficients, les probabilités d'occurrence des glissements de terrain ont été estimées pour toutes les pixels de l'aire cartographiée. Ces valeurs de susceptibilité varient de 0 (probabilité nulle) à 1 (occurrence relative). Au cours de cette procédure, nous avons réalisé une sélection "*pas à pas*" descendante, qui consiste à introduire toutes les variables explicatives dans le modèle de départ, et à les éliminer progressivement, selon qu'elles soient statistiquement significatives ou pas.

Enfin, nous avons recherché les modèles qui minimisent la perte d'information en comparant leurs critères d'information d'Akaike (AIC, ou **Akaike Information Criterion, 1973**). Alors, les modèles qui présenteront une faible valeur d'AIC, seront considérés comme performants/robustes. Pour rappel, l'AIC représente une mesure de la qualité d'un modèle statistique. Son calcul s'effectue selon l'expression suivante :

$$AIC = -2 * \log(L) + 2 * k \quad (45)$$

Où, L est la vraisemblance maximisée, et k le nombre de variables indépendantes constituant le modèle. D'autre part, l'AIC représente un compromis entre le biais (qui diminue avec le nombre de variables indépendantes) et la parcimonie (nécessité de décrire les données avec le plus petit nombre de ces variables possibles). Sur la base de AIC, nous avons procédé à une écriture simplifiée du ou des modèles obtenus. Supposons un modèle M , composé des paramètres suivants : résolutions spatiales de 5 ou de 30 m, X correspondant aux ensembles (G, E et CE), le rapport 1:5 ou 1:20, et n le nombre de variables explicatives d'entrée. Ce modèle s'écrira comme suit : (5 ou 30) X (= G ou E ou CE) (1:5 ou 1:20)| n .

5.6 Evaluation des performances des modèles par des mesures statistiques

Afin d'évaluer la performance des différents modèles de susceptibilité aux glissements de terrain, des mesures statistiques ont été réalisées sur la base de la matrice de confusion, dont la construction repose sur la probabilité de cutoff égale à 0,5 (Tableau XV). Ces mesures concernent les calculs de la sensibilité, de la spécificité et de la précision globale des modèles. Pour rappel, la sensibilité (Se) représente la proportion des observations de glissements correctement prédisits comme telles (VP : vrais positifs) rapportée au nombre total des glissements réellement observés (VP+FN : vrais positifs + faux négatifs). La spécificité (Sp) est pour sa part la proportion des observations correctement prédisites comme des non-événements (VN : vrais négatifs, absence réelle de glissements de terrain) rapportée au nombre

total de non-glissements réellement observés (VN+FP). Enfin, quant à la précision globale (Pg), elle permet d'évaluer la précision de prédiction de tous les sets de données calibration des modèles. Cette dernière est évaluée selon l'expression ci-dessous :

$$\text{Précision globale} = \frac{\text{TP} + \text{TN}}{\text{TP} + \text{TN} + \text{FP} + \text{FN}} \quad (46)$$

Outre ces 3 mesures, nous avons estimé l'erreur quadratique moyenne (RMSE) (éq.48), qui est une mesure de l'importance de l'erreur entre les probabilités estimées du modèle et les observations de terrain (ici les ensembles G, E et CE). Ainsi, plus RMSE est faible, plus le modèle est considéré comme performant. Elle est donnée par cette expression :

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_P - X_O)^2}{n}} \quad (47)$$

Où, n est le nombre de jeu de données calibration ou de validation, X_P correspondant aux probabilités prédites par les modèles (pixels glissés), et X_O représentant les événements (pixels glissés) ou les non-événements (pixels non glissés).

Tableau XV: Matrice de confusion

		Prédits	
		X_0 (non-glissements)	X_1 (glissements)
Observés	X_0 (non-glissements)	VN	FP
	X_1 (glissements)	FN	VP

5.7 Évaluation des performances des modèles basée sur les courbes ROC

Les performances des modèles générés ont également été évaluées à l'aide des courbes ROC. La courbe ROC (receiver operating characteristic) est fréquemment utilisé pour examiner la précision de l'évaluation de la susceptibilité aux ruptures de versant (**Kavzoglu et al., 2019**). Cette courbe ROC calcule la sensibilité (taux de vrais positifs) et la spécificité (taux de vrais négatifs) sous différents seuils de probabilités selon les résultats de classification entre les observations réelles et prédites. Sur cette courbe, chaque point d'inflexion représente la valeur de la spécificité en abscisse et celle de la sensibilité en ordonnée. Sur base de la courbe ROC, l'aire sous la courbe (AUC, area under the curve) est estimée. Celle-ci, mesure l'efficacité de la classification des modèles produits, et constitue une mesure de qualité des modèles. AUC varie entre 0,5 et 1. Ainsi, plus AUC est élevée, plus le modèle généré ajuste bien les données, et donc meilleur est l'effet de prédiction.

5.8 Retour sur les rapports d'échantillon

Jusqu'à présent, nous avons travaillé sur les tailles d'échantillon d'événements et de non événements en testant les rapports 1:5 et 1:20. Nous considérons que la disproportion entre les événements et les non événements est beaucoup plus grande, et cela pourrait s'apparenter aux événements rares. Toutefois, l'approche d'événements rares n'a pas fait l'objet d'étude car la taille d'échantillon à notre disposition était en elle-même suffisante pour appliquer la régression logistique ordinaire. Nous faisons remarquer que ces rapports d'échantillons sont totalement arbitraires.

Au regard du caractère arbitraire, nous avons émis des raisons de reconsidérer les rapports d'événements et de non événements, afin d'être plus réaliste. Nous savons que notre échantillon couvre quelques années (10 ans), durant lesquelles l'inventaire n'a pas pu être systématique (*10). Alors que la carte de prédiction dérivée de cet inventaire aura probablement une durée qui sera nettement plus valable pour plusieurs décennies, envisageons-50 ans, au cours desquelles l'aléa de glissement de terrain s'accroîtra en raison (*2) du changement climatique (**Alcântara et al., 2024**) et l'impact de l'anthropisation des versants (**Ozturk et al., 2022 ; Li et al., 2022**). Par conséquent, la quantité d'événements sera beaucoup plus importante que celle que nous avons préalablement déterminée. Notre set de données indique qu'un pixel sur 1000 a glissé, ce qui est très peu. Si on tient compte de la plus grande période sur laquelle courra notre carte de prédiction, et en tenant compte du changement climatique et des interventions humaines, on observera une grande fréquence des glissements de terrain dans cette agglomération urbaine. Nous pouvons considérer que nous aurons certainement un rapport de 20 fois supérieur à celui que nous avons en réalité. Donc ce n'est pas un sur 1000 que nous devons considérer, on aura 20 sur 1000 ou 2%, c'est à dire un rapport d'un à 50 (1:50) entre les pixels de glissements et les pixels non glissements. Le rééquilibrage du rapport de pixels d'événements et de non événements prendra en compte cette nouvelle donne. Nous mentionnons que les rapports d'échantillon initiaux (1:5 et 1:20) testés par le biais du test de Kolmogorov-Smirnov sont bien représentatifs de la zone d'étude.

La modélisation sera uniquement basée sur le modèle le plus performant qui repose sur les escarpements principaux des glissements de terrain, et est constitué de 10 variables explicatives prédictives. Pour le calcul de la fonction de coût, le rapport d'échantillon 1:50 est pris en compte. Cette nouvelle donne permet d'écrire l'équation suivante : 5E1:50|10.

Conclusion partielle

Nous venons de présenter l'ensemble des glissements de terrain dénombrés pouvant servir à la modélisation de futures occurrences. Dans cette étude, les glissements translationnels ont été sélectionnés en considérant l'échantillonnage des compartiments caractéristiques de ceux-ci. Afin d'appréhender la contribution relative des variables explicatives (couches m) à l'occurrence des mouvements de masse, nous avons préliminairement évalué le pouvoir explicatif individuel de ces variables prédictives en utilisant le test d'association par χ^2 et V de Cramer, le test de Student et le rapport de fréquence (Fri).

Le test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) a été appliqué pour chaque couche de données quantitative, une pour les pixels « occurrence – glissement de terrain » et l'autre pour les pixels « non-occurrence – zones stables » en utilisant les rapports d'échantillon de la calibration.

Des modèles de prédiction sont construits à partir du modèle de régression logistique en s'appuyant sur une série d'étapes et sur le critère AIC. Les performances des modèles ont été évaluées en calculant certaines métriques et les courbes ROC-AUC.

Vu la disproportion entre les pixels glissés et non glissés, nous avons modifié les rapports d'échantillon initiaux en prenant en compte certaines considérations afin de donner un caractère plus réaliste à notre set de données.

CHAPITRE 6 : FONCTION DE COÛT ET CLASSES DE RISQUE DE GLISSEMENT DE TERRAIN

Dans le domaine de la modélisation des glissements de terrain, la prise en considération des conséquences liées aux erreurs de prédiction est vitale pour générer des cartes de susceptibilité fiables pour l'aménagement du territoire. L'intégration de la fonction de coût dans le modèle de régression logistique permet de pondérer différemment les erreurs, en attribuant des poids différentiels aux faux négatifs (FNs) et aux faux positifs (FPs). Cependant, les résultats issus de cette quantification doivent être présentés de manière à être aisément compris par les autorités locales. Par conséquent, les cartes de susceptibilité aux glissements de terrain doivent répondre aux exigences des utilisateurs, en leur attribuant des légendes avec des étiquettes précises, contrairement aux cartes de susceptibilité basées sur une échelle continue (**Begueria, 2006**).

En pratique, la classification de la zone d'étude par le biais des cartes de susceptibilité des pentes aux glissements, permet de conférer à chaque classe des conséquences économiques. Une unité de terrain classée (ici, pixel) comme stable peut être utilisée sans restriction, ce qui augmente sa valeur économique, tandis qu'une unité de terrain instable est soumise à des restrictions d'utilisation, et voit donc sa valeur vénale réduite. Par ailleurs, les erreurs de classification d'un terrain peuvent générer dans certaines circonstances des coûts économiques.

Bien que les cartes de susceptibilité aux mouvements de masse soient produites, peu d'études sont effectuées dans l'évaluation des coûts de classification (**Lamichhane et al., 2025 ; Zhao et al., 2025**). Cette lacune est d'autant plus significative que les coûts liés aux erreurs de classification sont très différents selon le type d'erreur. L'erreur de type II (faux négatif, FN) signifie qu'une unité de terrain présentant des glissements de terrain (pixel d'événements) est classée comme stable, alors qu'elle ne l'est pas. Par conséquent, ce pixel glissé est utilisé sans restriction. Le coût associé à cette erreur de classification (C_{FN}) est égal à la perte d'éléments exposés au risque, qui peuvent être affectés par des glissements de terrain dans ces unités de terrain. Sur cette base, ce coût dépendra évidemment de la valeur économique et de l'exposition des éléments à risque (vies humaines, les bâtiments...etc).

Quant à l'erreur de type I (faux positif, FP), celle-ci signifie qu'une unité de terrain sans glissements de terrain (pixel de non-événements) est classée comme instable et, donc limitée dans son utilisation et son développement économique. Ainsi, le coût rattaché à cette erreur de classification (C_{FP}), correspond à la perte de valeur vénale des unités de terrain. Ce coût est différent pour chaque unité de terrain en fonction de son environnement.

Ce chapitre vise à déterminer un seuil optimal global en utilisant la fonction de coût, permettant de minimiser les coûts différentiels des faux négatifs (FNs) (C_{FN} , coût lié aux FNs) et faux positifs (FPs) (C_{FP} , coût associé aux FPs).

6.1 Idée de base du modèle de la fonction de coût

Supposons que la zone d'étude est divisée, en fonction de l'apparition des glissements de terrain, en 2 sous-zones, respectivement la sous-zone d'événements ($y_i=1$) et la sous-zone de non événements ($y_i=0$). Considérons la probabilité prédictive P_i , dérivée du modèle de régression logistique (5E1:50|10) pour chaque observation d'événements ou de non événements. Dans ce scénario, chaque pixel glissé/non glissé i est associé à un coût spécifique C_i . Dans le tableau XVI, la matrice des coûts présente les différents coûts rattachés aux pixels d'événements ou de non-événements. Pour les pixels correctement classés, tels que les vrais négatifs (VNs) et les vrais positifs (VPs), les coûts associés sont respectivement de C_{VN} et de C_{VP} . Quant aux pixels ayant subi des erreurs de prédiction liées au modèle, les coûts liés sont respectivement de C_{FN} et de C_{FP} (Günnemann et Pfeffer, 2017).

En général, seuls les coûts associés aux erreurs de classification sont pris en considération, en d'autres termes, $C_{VN} = C_{VP} = 0$. Par conséquent, pour le seuil optimal de décision (x), le coût global prévu repose sur cette matrice de coûts et, est formulé comme suit :

$$\text{Coût} = \sum_{i=1}^n (C_{FP} * (1 - y_i) * P_i + C_{FN} * y_i * (1 - P_i)) \quad (48)$$

où $y_i \in \{0,1\}$ est la classe de glissements observés et $P_i \in \{0,1\}$ est la probabilité prédictive pour l'observation i , avec n étant le nombre d'observations. On rappelle que P_i n'est que le modèle de régression logistique permettant d'estimer les probabilités à postériori en prenant en compte le nouveau rapport d'échantillon (1:50)

Tableau XVI: Matrice de coûts

		Prédits	
		Pas d'événements ($P_i=0$)	Présence d'événements ($P_i=1$)
Observés	$y_i = 0$ (Pas d'événements)	C_{VN}	C_{FP}
	$y_i=1$ (présence d'événements)	C_{FN}	C_{VP}

6.2 Description du set de données

L'estimation des deux différents coûts (C_{FN} et C_{FP}) due aux erreurs de classification du modèle nécessite dans le meilleur des circonstances, un set d'information socio-économiques.

Toutefois, en raison du manque de telles données, nous avons procédé à une évaluation empirique de ces coûts en tenant compte de certaines considérations, qui donneraient un caractère plus réaliste aux sets de données envisagés. Pour ce faire, le rapport FN/FP a été déterminé. Nous avons considéré que le coût lié aux faux positifs (C_{FP}) se réfère aux surcoûts de l'investissement (mesures de prévention, alerte injustifiée) et, qui pourrait être estimé à 10% d'autant plus que certains bâtiments sont localisés dans des zones potentiellement instables. Alors un poids de 1 a été attribué aux FPs en tenant compte de l'entièreté de la zone d'étude. En revanche, l'occurrence d'un glissement de terrain expose certains éléments, mobilisant des coûts socio-économiques élevés et de possibles pertes en vies humaines. À partir de là, nous avons supposé que le coût des FNs pourrait être majoré à 150% des investissements, en comparaison aux coûts rattachés aux FPs. En considérant qu'une augmentation de la fréquence des glissements de terrain est prévue, un facteur de 20 a été estimé pour garder le caractère réaliste de nos données. Sur cette base, nous avons attribué une pondération de 300 (20×15) aux FNs et de 1 aux FPs, afin d'examiner la sensibilité du seuil aux variations du rapport de coût. Par ailleurs, d'autres scénarios ont été testés en utilisant des rapports de coûts différentiels de 250 ($12,5 \times 20$) et de 350 ($17,5 \times 20$).

Conclusion partielle

L'intégration d'une fonction de coût dans le modèle de régression logistique permet de déterminer un seuil de classification en tenant compte des impacts différenciés des erreurs de prédiction (FNs et FPs). En contexte de gestion des risques naturels, cette approche est pertinente, car un FN c'est-à-dire une zone dangereuse classée comme sûre peut avoir des conséquences humaines, matérielles et économiques beaucoup plus graves qu'un FP. Ainsi, en modulant le rapport des coûts FN/FP, il est possible d'adapter le modèle aux priorités locales.

TROISIEME PARTIE: RESULTATS-DISCUSSION



Photo : Frédéric Lorng GNAGNE

CHAPITRE 7 : RÉSULTATS

CHAPITRE 8 : DISCUSSION

CHAPITRE 7 : RÉSULTATS

7.1 Inventaire spatio-temporel des glissements de terrain

Pour mieux affiner notre analyse relative à l'inventaire des glissements de terrain, nous avons préalablement adopté l'approche terminologique développée par **Kanyiginya et al. (2023)**. Celle-ci consiste à différencier les inventaires issus de la littérature et des sources d'archives et ceux construits par les observations de terrain ainsi que par les images satellitaires. Ainsi, les inventaires collectés par la littérature et les sources d'archives sont considérés comme des événements tandis que ceux issus des observations de terrain et des images satellitaires sont qualifiés d'occurrences.

Au total, 26 événements de glissements de terrain ont été récupérés sur la base de la compilation des rapports gouvernementaux et municipaux, d'articles scientifiques et de presse ainsi que de sources internet (Facebook et blogs) au cours de la période (1981-2023) (Tableau XVII). On note que l'inventaire basé sur les rapports gouvernementaux et municipaux, et les articles scientifiques (16) contient le plus grand nombre d'événements de glissements de terrain, suivi par celui axé sur les sources internet (Facebook et blogs) et les rapports de presse (13). Ces sources d'archives ont été utiles à l'identification de ces événements de glissements de terrain lors de la phase de collecte d'information (Figure 28).

Quant à l'inventaire résultant des observations de terrain sur la période 2015-2023, on note 67 occurrences (Tableau XVII). Celles-ci correspondent à des glissements de terrain de tailles relativement petites qui sont tous associés au même facteur déclencheur, soit les précipitations.

Des statistiques ont été réalisées sur les différents attributs, afin de fournir des informations sur le processus d'identification. Ainsi, sur la base des données d'archives, 76% des événements ont été bien localisés de façon précise dans un quartier (Figure 29A), tandis que 24% sont mal localisés. Dans ce dernier cas, pour un événement déclaré, ces archives indiquent 2 quartiers ou voire même 4 quartiers pour le localiser. En ce qui concerne les dates d'occurrence des événements, 90% sont considérées exactes (Figure 29 B). Le jour, le mois et l'année sont précisés dans les archives explorées. Quant à la terminologie originale utilisée pour décrire les événements apparus, 48% sont désignés « glissements de terrain et éboulements », suivis par les éboulements (31%) et glissements de terrain (21%) (Figure 29 C). Bien que l'information sur le moment précis d'apparition de ces événements soit peu connue, la majorité

des archives examinées révèle que ceux-ci se sont déclenchés dans la nuit après de fortes précipitations.

De même, des statistiques ont été réalisées sur les occurrences dénombrées. La figure 29 D présente la distribution spatiale des occurrences par quartiers. Ainsi, la plus grande concentration des occurrences s'observe dans le quartier Santé 3, qui jouxte Mossikro. Des occurrences sont nombreuses dans les quartiers de Mossikro (16%) et Sanctuaire Marial (16%). Le quartier Djené-Ecaré enregistre un minimum de ruptures de versant (3%). Relativement aux dates d'occurrence collectées, 40% de ces dates restent inconnues, 51% sont approximatives tandis que 9% sont considérées comme exactes (Figure 29 E). En ce qui concerne le type (terminologie), 81% des occurrences sont des glissements plans et 19% sont considérées comme des glissements rotationnels (Figure 29 F). Les informations collectées auprès des riverains révèlent que la cause principale des occurrences est liée aux fortes précipitations dans la nuit.

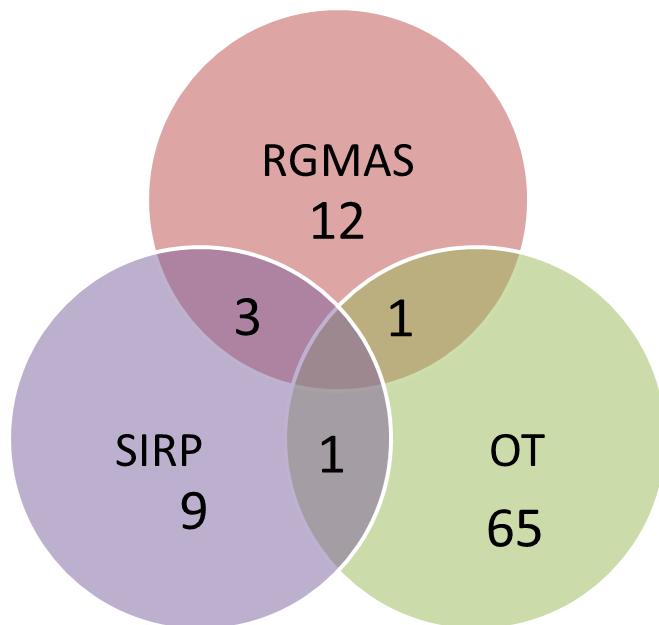


Figure 28: Diagramme de Venn avec le nombre de glissements de terrain identifiés dans les différentes archives. RGMAS désigne les rapports gouvernementaux, municipaux et d'articles scientifiques. SIRP représente les sources internet et les rapports de presse. OT indique l'observation de terrain

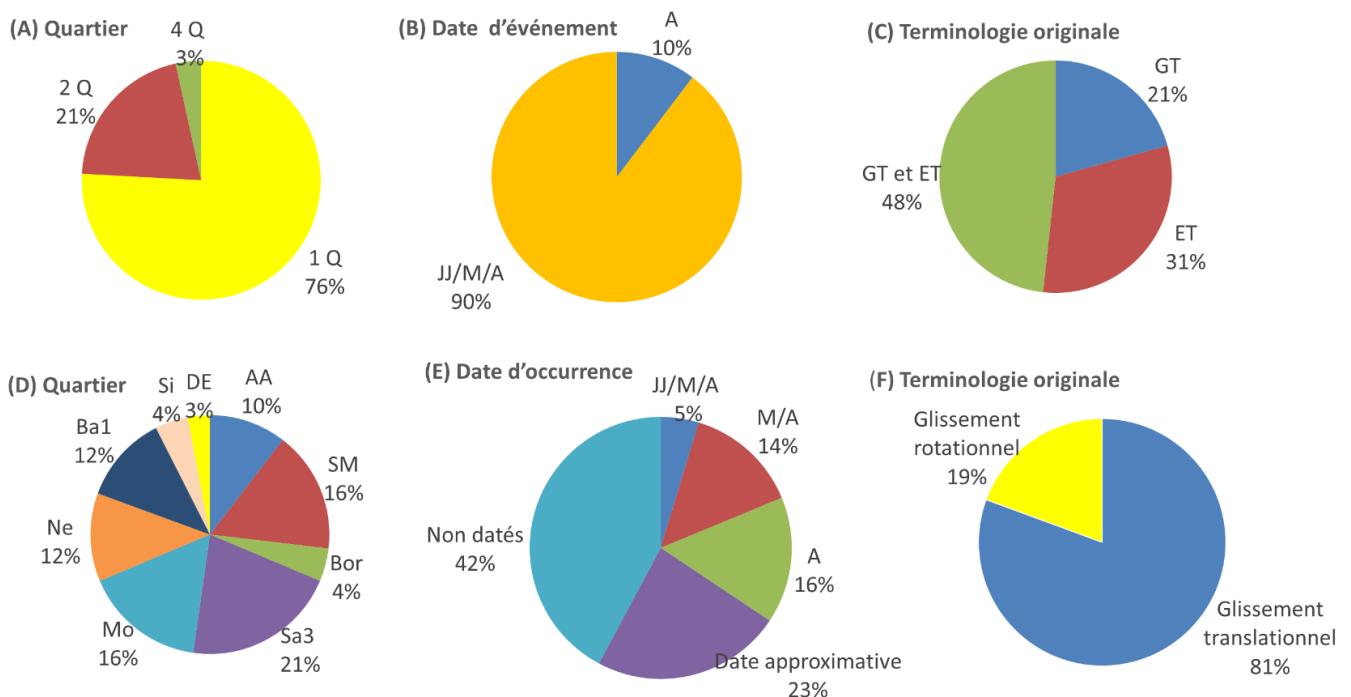


Figure 29: Statistiques des rapports sur les glissements de terrain inventoriés par le biais des archives et les investigations de terrain. A : Distribution des événements par quartiers. Les chiffres suivis de Q (1Q, 2Q...etc) indiquent que pour un événement donné, plusieurs quartiers sont cités dans les archives. B : Dates d'événement. Les sigles JJ/M/A, M/A et A désignent respectivement jour/mois/année, mois/année et année (Annexe 1, Tableau VII). C : Terminologie utilisée dans les archives pour décrire les événements. Les acronymes GT et ET représentent respectivement le glissement de terrain et l'éboulement de terrain. D : Distribution des occurrences dans les différents quartiers après le travail de terrain. L'abréviation Si signifie Sikassodougou. Les autres quartiers sont indiqués dans la figure 1. E : Dates d'occurrence recueillies auprès des résidents locaux après les entretiens sur le terrain. F : Types d'événements identifiés sur le terrain.

Tableau XVII: Nombre d'occurrences et d'événements d'aléas naturels identifiés pour chaque méthode. Pour les inventaires réalisés à partir d'observations sur le terrain, le nombre entre parenthèses correspond au nombre d'occurrence (voir le texte pour l'explication). Le nombre sans parenthèses indique les événements. N/A : non applicable.

Types de sources	Zone (km ²)	d'étude	Périodes	Glissements de terrain
Rapports gouvernementaux et municipaux	N/A		1981-2023	12
Articles scientifiques	N/A		2014-2015	5
Articles de presse	N/A		1981-2023	2
Sources internet	N/A		2014-2023	10
Observation de terrain	29		2015-2023	67

7.2 Types et distribution spatiale des glissements de terrain recensés

Selon la classification de Varnes actualisée (**Hungr et al., 2014**), les glissements récents inventoriés sont principalement des glissements plans, plus glissements rotationnels d'autre part. Une grande majorité (55) des glissements de terrain, tant plans que rotationnels, sont des glissements profonds ($d > 2$ m), contre seulement 5 glissements superficiels, et 7 dont les profondeurs n'ont pas pu être déterminées (Figure 30 A ; Tableau XVIII).

Les témoignages recueillis et les signes d'activité (Figure 30 B) observés suggèrent un partage approximatif entre les formes très récentes (de l'ordre de l'année) et les formes moins récentes (de l'ordre de la décennie) (respectivement 58 et 42%), sans qu'il soit toutefois possible de définir une limite claire entre les deux groupes et de savoir si les glissements plus anciens sont effectivement inactifs (Figure 30 C). Il y a presqu'autant de glissements plans avec des formes moins récentes que d'autres présentant des morphologies récentes, alors que la proportion de glissements rotationnels aux formes moins récentes est 3 fois plus faible.

Quant à la distribution spatiale des glissements de terrain, elle est remarquablement non uniforme, avec une grande zone totalement dépourvue de formes dans la partie centrale de la zone d'étude à l'est de la lagune Ébrié, en fort contraste avec le tiers sud du secteur à l'ouest de cette lagune, où une petite zone concentre un tiers des glissements de terrain récents, malgré un relief relativement faible (Figure 31). Une densité intermédiaire de glissements de terrain est observée dans le nord-ouest et le nord-est de la zone d'étude. Il est évident que la densité généralement plus élevée des glissements à l'ouest de la lagune Ébrié, va de pair avec le développement plus important de vallées (Figure 2B) aux pentes abruptes dans cette partie de la zone d'étude. Par ailleurs, même si les glissements de terrain sont plus nombreux sur les

versants orientés au nord et nord-nord-ouest de toutes les vallées que sur leurs versants opposés, le long du versant sud, vestige central du plateau à l'est de la lagune, doit faire l'objet d'une attention particulière.

En ce qui concerne la position relative des glissements de terrain dans le profil de la pente, la plupart des têtes d'escarpement montrent que, à l'exception de quelques glissements de terrain, ils sont situés dans la partie supérieure des pentes ou même fréquemment dans la partie sommitale du segment abrupt de la pente, ce qui suggère qu'ils ont démarré à partir de fissures apparues à l'arrière de la charnière entre l'interfluve plat à pente douce et le flanc abrupt de la vallée.

À côté de ces glissements récents, 21 glissements de terrain anciens, caractérisés par des grandes formes d'amphithéâtre, ont été identifiés et cartographiés (Figure 31). Ces grandes formes ont profondément incisé les versants, laissant une variété de signatures (cicatrices) principales, bien visibles dans le paysage. Bien que leur typologie soit difficile à déceler, leur morphologie actuelle décrit des formes semi-incurvées et allongées. De plus, bien qu'aucun signe d'activité ne soit actuellement observé, il faut garder à l'esprit que ces processus se sont produits il y a des centaines ou des milliers d'années.

Quant à leur distribution spatiale, on note une absence totale de ces formes d'amphithéâtre dans la partie orientale de la zone d'étude, alors que le tiers sud du secteur à l'ouest de la lagune Ébrié, concentre la quasi-totalité de ces glissements anciens. Cependant, quelques-uns ont été observés dans le nord-ouest.

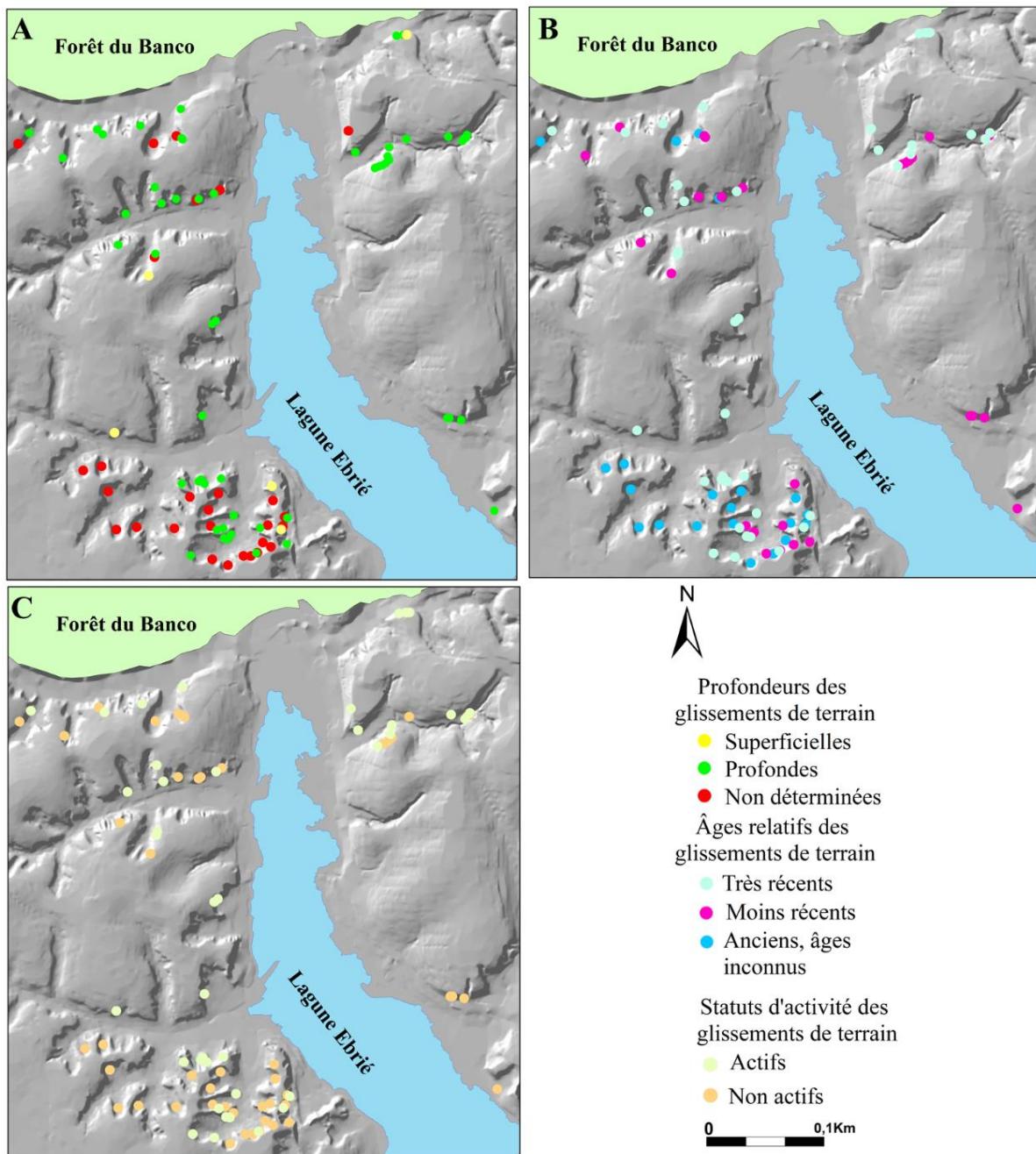


Figure 30: Glissements de terrain cartographiés et classés. A : profondeur. B : âge relatif. C : statuts d'activité. Le relief ombré provient du MNT construit à 5 m de résolution.

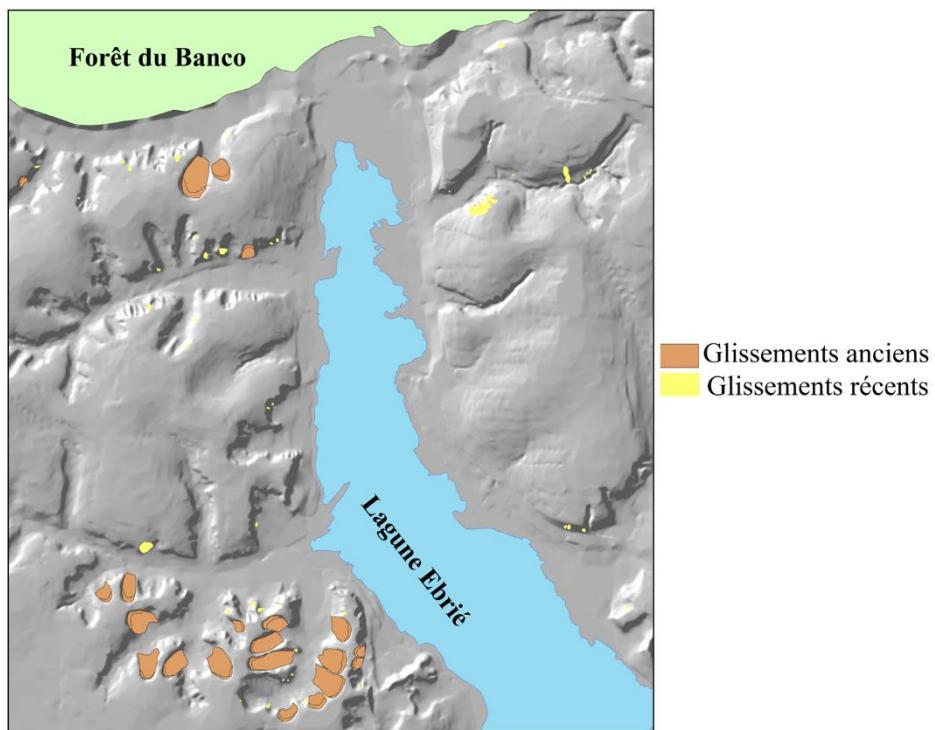


Figure 31: Distribution des glissements de terrain récents et très anciens dans la commune. Le relief ombré provient du MNT construit à 5 m de résolution.

Tableau XVIII: Caractéristiques principales des glissements de terrain. R : récents ; MR : moins récents ; An : Anciens ; S : Surface, P : Profonds ; Pnc : Profondeurs non connues ; Ac : actifs ; Nac : Non actifs ; NA : not applicable ; N : Nombre ; Min : Minimum ; Moy : Moyenne ; Maximum : Max.

Types	Surfaces (m ²)				Âges				Profondeurs			Activités			
	N	Min	Moy	Max	R	Mr	An	S	P	Pnc	Ac	Nac			
Glissements en plan	54	41	238	1050	29	25	0	4	44	6	29	25			
Glissements rotationnels	13	24	307	1487	10	3	0	1	11	1	10	3			
Glissements anciens	21	1129	6956	16863	0	0	21	0	21	21	0	21			
Total	88														

7.3 Morphométrie et données statisques des glissements de terrain

Nous voulons ici examiner la distribution des caractéristiques morphométriques des glissements de terrain récents dans les 4 secteurs géographiques de la zone d'étude, en particulier le nord-est, le sud-est, le sud-ouest et le nord-ouest, afin d'explorer si les différences dans la morphométrie de ces ruptures de versant sont d'une manière ou d'une autre liées à la morphologie générale de ces zones (Tableaux XIX-XXII).

Ainsi, 64 glissements de terrain pour lesquels toutes les mesures étaient disponibles, ont été utilisés. Les surfaces mesurées des glissements sont comprises entre 24 et 2100 m², avec une moyenne de 301 m². Elles couvrent donc une surface totale de 0,0193 km² (~2 ha), soit 0,30% de la surface totale des pentes >2° dans la zone d'étude.

Les profondeurs des ruptures de versant estimées sont les plus élevées dans la partie nord-ouest de la zone d'étude, avec une moyenne de 7 m, mais sont à peine plus faibles dans les autres secteurs (6 m au sud-est, 5 m au nord-est et au sud-ouest). En revanche, la hauteur totale H_T (différence de hauteur entre le sommet de l'escarpement et l'extrémité aval du glissement de terrain) est plus faible dans la zone nord-ouest (6 m en moyenne) que dans les autres secteurs, où cette valeur est égale à 8 m en moyenne, bien que le secteur nord-ouest présente le relief le plus élevé entre l'interfluve et le fond de la vallée.

La longueur et la largeur totales des glissements de terrain, sont relativement uniformes dans toute la zone d'étude, leurs moyennes respectives étant d'environ 20 m et 13 m. Quant aux rapports (H_T/L), la moyenne la plus élevée (0,6) est observée dans le sud-ouest et les moyennes les plus basses (0,4) sont visibles dans les zones nord-est et nord-ouest. Remarquons toutefois que, les rapports (H_T/L), ne sont pas significativement différents entre les secteurs, alors que les données individuelles sont fortement dispersées (0,1-1,1) dans chaque secteur, à l'exception des quelques glissements dans le sud-est. Enfin, une uniformité similaire (moyennes comprises entre 0,8 et 1) est observée entre les secteurs pour le rapport de forme (W_s/L), avec à nouveau une grande dispersion à l'intérieur de chaque secteur (de 0,1 = distance de déplacement proportionnellement longue et glissement allongé à 2 = distance de glissement très courte).

Quant aux grandes formes d'amphithéâtre, leur superficie individuelle varie de 0,11 à 1,68 ha, avec une moyenne de 0,69 ha. Leur surface cumulée s'élève à 0,1 km², soit environ 2,3 % de la surface totale des pentes >2°.

Tableau XIX: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone nord-ouest. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.

Zone Nord-ouest	A (m ²)	H _T (m)	L (m)	W _s (m)	D (m)	H _T /L	W _s /L
Moyenne	224	6	18	14	7	0,4	0,9
Ecart-type	179	4	6	7	4	0,2	0,4
Max	784	14	31	35	15	1,1	2
Min	54	1	8	8	3	0,1	0,5

Tableau XX: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone nord-est. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.

Zone Nord-est	A (m ²)	H _T (m)	L (m)	W _s (m)	D (m)	H _T /L	W _s /L
Moyenne	395	9	23	13	5	0,4	0,8
Ecart-type	501	8	22	9	3	0,2	0,6
Max	1487	24	75	26	14	1	2
Min	24	1	6	1	2	0,1	0,1

Tableau XXI: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone sud-ouest. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.

Zone Sud-ouest	A (m ²)	H _T (m)	L (m)	W _s (m)	D (m)	H _T /L	W _s /L
Moyenne	179	8	16	16	5	0,6	1,1
Ecart-type	97	3	6	4	2	0,3	0,4
Max	381	15	32	21	11	1,1	1,7
Min	49	1	7	8	2	0,1	0,5

Tableau XXII: Caractéristiques morphométriques des glissements récents dans la zone sud-est. Les abréviations Max et Min signifient respectivement Maximum et minimum.

Zone Sud-est	A (m ²)	H _T (m)	L (m)	W _s (m)	D (m)	H _T /L	W _s /L
Mean	196	8	16	16	6	0,5	0,8
Ecart-type	73	4	6	4	2	0,2	0,1
Max	291	12	32	21	8	0,6	1
Min	119	3	7	8	4	0,2	0,7

7.4 Relations entre les paramètres des glissements de terrain

L'estimation des indices géométriques de base (L, W, H_T) des glissements de terrain et la combinaison éventuelle de ceux-ci, permettent de fournir des informations utiles relatives à leur mobilité pouvant aider à identifier des scénarios critiques pour faire face à de possibles situations désastreuses. La prédition de la mobilité constitue ainsi un élément essentiel à la délimitation du risque et à la conception de mesures correctives. Outre cela, la quantification du volume, qui est un paramètre morphométrique instructif, permet de suivre l'ampleur de l'impact de ces mouvements de masse sur l'évolution géomorphologique des versants. Dans cette étude, des relations entre les paramètres morphométriques ont été évaluées, permettant de déterminer certaines grandeurs physiques. L'estimation de ces dernières a été effectuée à l'aide des mesures directes de terrain, complétées par l'exploration d'autres sources d'information.

7.4.1 Relation entre la distance horizontale de parcours (L) et le volume (V)

La figure 32A montre le graphique (log (V) par rapport log (L)) et la régression log-linéaire par les moindres carrés pour l'ensemble des glissements de terrain inventoriés. Cette régression révèle une corrélation positive entre la distance horizontale de parcours (L) et le volume V, avec un exposant égal à 0,448 et un coefficient de corrélation relativement élevé, qui équivaut à 0,69. Cette relation suggère que L est influencée par V de matériau mobilisé.

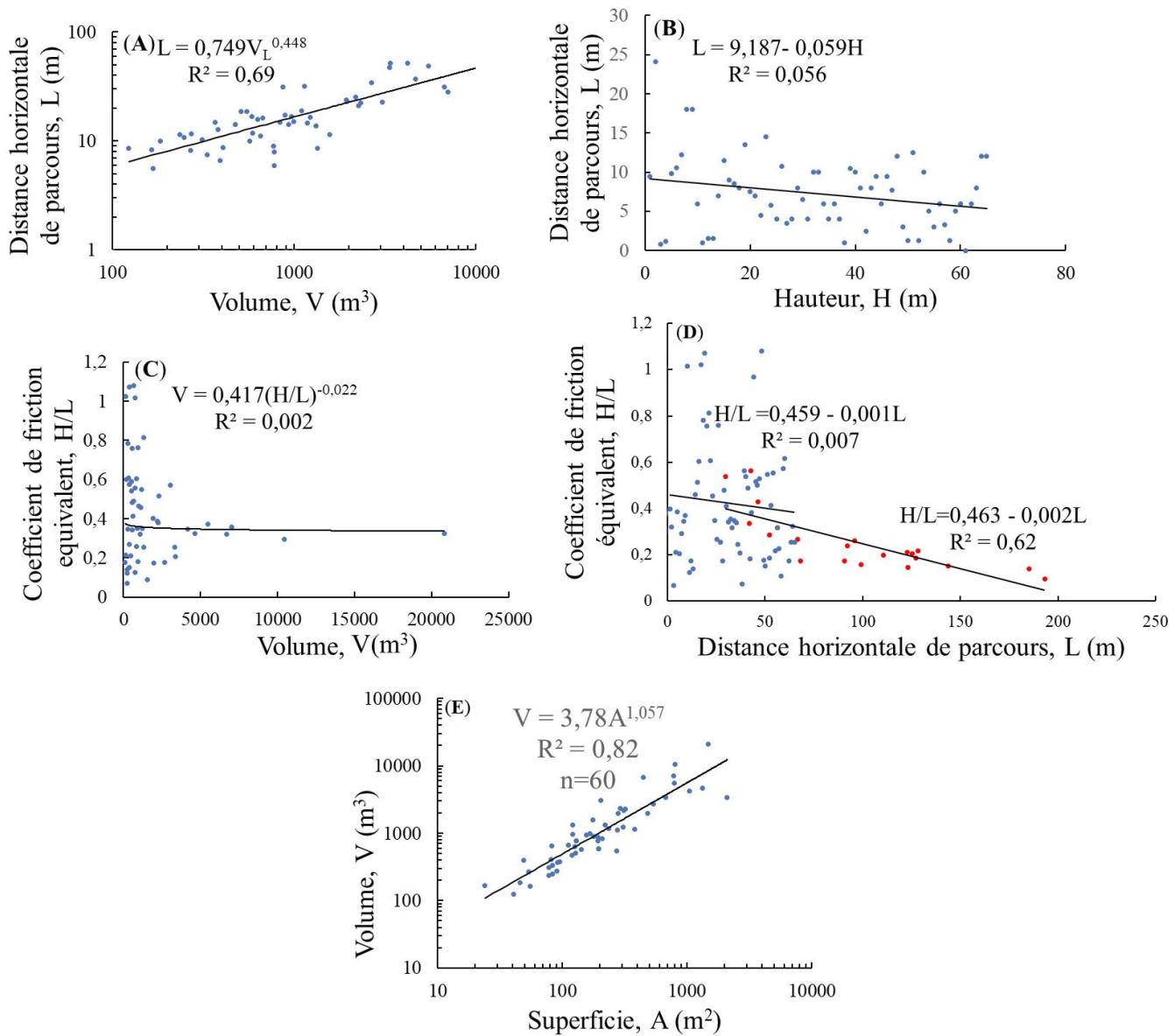


Figure 32: Relation entre les paramètres morphométriques. A : la distance horizontale de parcours avec le volume. B : la distance horizontale de parcours avec la hauteur. C : le coefficient de friction équivalent avec le volume. D : le coefficient de friction équivalent avec la distance horizontale de parcours des glissements récents (en bleu) versus le coefficient de friction équivalent avec la distance horizontale de parcours des glissements très anciens (en rouge). E : le volume avec la superficie.

7.4.2 Relation entre la distance horizontale de parcours (L) et la hauteur (H_T)

La relation entre la distance horizontale de parcours (L) et la hauteur (H_T) des glissements récents a été construite comme l'illustre la figure 32 B. Cette dernière montre une corrélation non significative à 5% entre ces deux indices géométriques ($R^2=0,056$).

7.4.3 Relation entre coefficient de friction équivalent (H_T/L) et le volume de matériau déplacé

Le coefficient de friction équivalent (H_T/L) est généralement utilisé comme une mesure d'évaluation de la mobilité des glissements de terrain (Legros, 2002). La relation entre le coefficient de friction équivalent (H_T/L) et le volume (V) de matériau déplacé est illustrée à la figure 32 C, qui indique l'absence de toute corrélation entre les deux variables pour notre set de données ($R^2=0,002$).

7.4.4 Coefficient de friction équivalent (H_T/L) avec la distance horizontale de parcours (L) des glissements récents versus le coefficient de friction équivalent avec la distance horizontale de parcours des glissements anciens

Ici, nous comparons la mobilité des deux types de glissements (récents versus anciens) dénombrés dans la zone d'étude. Les relations (coefficient de friction équivalent, H_T/L) versus (distance horizontale de parcours, L) sont présentées à la figure 32 D. En ce qui concerne les glissements récents, cette figure montre une corrélation non significative à 5% ($R^2=0,007$) entre H_T/L et L.

Quant aux grands glissements, la figure 32 D révèle une corrélation relativement forte des données ($R^2=0,62$), suggérant une relation presque linéaire entre H_T/L et L. On observe de manière générale, que lorsque L augmente, H_T/L diminue. Autrement dit, on peut remarquer une faible mobilité (L comprise entre 25 et 75 m) des grandes ruptures de versant pour des valeurs de H_T/L ($> 0,3$).

7.5 Relation entre la surface (A) et le volume (V) des glissements de terrain

Les processus géomorphologiques et la profondeur du sol, déterminent la surface affectée A et le volume V des glissements de terrain, qui jouent à leur tour un rôle majeur dans l'évolution du paysage. Les glissements de terrain pour lesquels des informations sur A et V sont disponibles sont présentés à la figure 32 E. Cette figure révèle que A et V des glissements récents couvrent chacun trois ordres de grandeur ($2,4 \times 10^1 \text{ m}^2 < A < 2,1 \times 10^3 \text{ m}^2$) et ($1 \times 10^2 \text{ m}^3 < V < 2,5 \times 10^4 \text{ m}^3$). Nous précisons que l'exactitude des mesures de chaque glissement de terrain inventorié dépend de sa taille.

Sur la base de l'équation (33), la relation de puissance qu'on obtient ici entre A et V est la suivante : $3,78A^{1,057}$ ($R^2=0,82$ et $n=60$) (Tableau XXIII). Cette forte corrélation montre qu'il existe un comportement auto-similaire entre A et V. Ainsi, l'augmentation de la quantité A est suivie de l'augmentation de V. Cette relation pourrait être utilisée pour déduire le volume des glissements de terrain pour des surfaces, où l'information sur la profondeur n'est pas disponible. Cependant, cette dernière devrait être utilisée avec beaucoup de précaution pour éviter l'exagération.

Tableau XXIII: Relations entre la surface (A) et le volume (V) des glissements de terrain obtenues dans la littérature scientifique. N : le nombre de glissements de terrain

Sources	Equations	Surfaces (m^2)	N
Simonett (1967)	$V = 0,1479A^{1,368}$	$2,3 \times 10^0 \sim 1,9 \times 10^5$	207
Rice <i>et al.</i> (1969)	$V = 0,234A^{1,11}$	$2,1 \times 10^0 \sim 2 \times 10^2$	29
Guthrie et Evans (2004)	$V = 0,1549A^{1,0905}$	$7 \times 10^2 \sim 1,2 \times 10^5$	124
Korup (2005)	$V = 0,00004A^{1,95}$	$>1 \times 10^6$	23
Imaizumi et Sidle (2007)	$V = 0,39A^{1,31}$	$1 \times 10^1 \sim 3 \times 10^3$	51
Imaizumi <i>et al.</i> (2008)	$V = 0,19A^{1,19}$	$5 \times 10^1 \sim 4 \times 10^3$	11
Guzzetti <i>et al.</i> (2008)	$V = 0,0844A^{1,4324}$	$1 \times 10^1 \sim 1 \times 10^9$	539
Guzzetti <i>et al.</i> (2009)	$V = 0,074A^{1,45}$ $V = 0,224A^{1,262}$ pour les glissements dont le matériau se compose de sols	$2 \times 10^0 \sim 1 \times 10^9$ $1 \times 10^0 \sim 1 \times 10^8$	677 1785
Larsen <i>et al.</i> (2010)	$V = 0,234A^{1,41}$, pour les glissements dont le matériau se compose de substrat rocheux		
Cette étude	$V = 3,78A^{1,057}$	$2,4 \times 10^1 \sim 2,1 \times 10^3$	60

7.6 Précipitations cumulées et occurrence des glissements de terrain

Les dates d'occurrence des glissements de terrain (exploration des archives et relevés de terrain) associées aux précipitations cumulées sont présentées dans le tableau XXIV. Sur la base de ce tableau, 25 glissements de terrain recensés ont été bien datés dans divers endroits de la commune d'Attécoubé au cours de la période 1996-2023. On note aussi que l'année 2014 a enregistré le nombre (4) le plus élevé de mouvements de masse.

Quant aux quantités cumulées de précipitations antérieures aux glissements de terrain, on remarque que les 3 jours (P_3) précédents une occurrence, les précipitations varient entre 0 et 182,09 mm, tandis que pour les 15 jours (P_{15}) précédents (P_3), celles-ci fluctuent entre 25,3 à 435,1 mm. Sur la base de ces 2 variables, un seuil de précipitation est estimé en utilisant l'équation (49) (Figure 33).

$$P_3=20-0,32P_{15} \quad (49)$$

Nous avons tenté d'appliquer la méthode de **Chleborad et al. (2006)** de définition d'un seuil de précipitation (impliquant les 2 variables interdépendantes P_3 et P_{15}) en dessous duquel les glissements de terrain ne se déclenchent pas, ou se produisent rarement sous certaines conditions. Ainsi, à Attécoubé, si les précipitations des 15 jours préalables ont été inférieures à 60 mm, les précipitations des 3 jours avant que des glissements puissent apparaître répondent à la relation linéaire $P_3 = 20 - 0,32P_{15}$, avec donc un minimum de 20 mm si les deux semaines précédentes n'ont connu aucune pluie. Par contre, au bout d'une période de 15 jours dont les précipitations cumulées ont dépassé 60 mm, des glissements peuvent survenir même pour des précipitations des 3 derniers jours quasiment nulles (~2-3 mm).

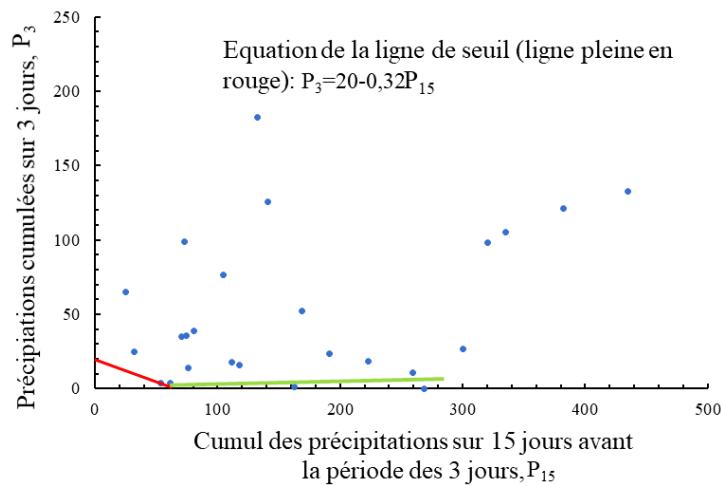


Figure 33: Loi empirique des précipitations cumulées de 3 jours (P_3) précédents l'occurrence d'un glissement de terrain et de 15 jours de précipitations cumulées antérieures aux 3 jours (P_{15})

Tableau XXIV: Période des glissements de terrain et des pluies cumulées

Dates	Pluies cumulées sur 15 jours (mm) avant les 3 jours	Pluies cumulées sur 3 jours (mm)
31 mai 1996	141,1	125,7
2 juillet 1999	320,2	98,1
31 mai 2000	111,3	17,9
23 juin 2003	300,5	26,5
25 juin 2005	72,7	98,5
06 juin 2007	105,1	76,3
04 juin 2007	71	35,2
06 juillet 2007	25,3	64,9
17 juin 2009	382	121,2
09 juin 2010	259,3	10,7
24 juin 2011	80,91	38,78

04 juin 2012	74,47	35,75
04 juin 2014	117,8	15,64
06 juin 2014	132,7	182,09
18 juin 2014	222,75	18,04
20 juin 2014	191,67	23,26
21 juin 2015	268,29	0
06 juillet 2017	163	0,8
21 juin 2018	168,6	52
19 juin 2021	76,3	13,7
22 octobre 2021	32,1	24,9
02 juin 2021	53,5	3,9
15 juin 2022	61,1	3,6
07 juillet 2023	334,8	105,4
11 juin 2023	435,1	132,6

7.7 Impacts des glissements de terrain

Outre les attributs des glissements de terrain (section 7.1), leurs impacts dans l'agglomération urbaine d'Attécoubé ont été enregistrés. Ces impacts concernent les dommages aux bâtiments, aux infrastructures ainsi que les pertes en vies humaines (Tableau XXV).

Ainsi, sur la base des 2 types d'inventaire réalisés (archive et terrain), on note que les glissements de terrain causent d'importants dommages aux bâtiments localisés au sommet ou au pied des versants (Figure 34). Par exemple, nous avons enregistré 31 maisons détruites (Figure 34 A) et sept « dégâts matériels » (Figure 34 B) sur la période 1981-2023.

D'autre part, nous avons enregistré 161 décès dans les glissements de terrain au cours des 42 mêmes années (1981-2023). Ces chiffres sont probablement une sous-estimation du nombre total de décès, de dommages aux bâtiments et aux infrastructures (non quantifiés en valeur monétaire), en raison des informations de l'inventaire des archives qui sont très probablement non exhaustives, bien que les événements ayant un impact significatif soient généralement mieux rapportés que ceux ayant un faible impact (**Ronan et al., 2005**).

Il faut remarquer que les impacts sont associés à des événements réguliers. La gravité de ces événements fréquents est exacerbée par l'exposition accrue de la population et le contexte de risque étendu de la commune. Nos interviews de résidents locaux ont permis d'exprimer un grand nombre d'impacts indirects, en particulier ceux associés à la limite d'utilisation des portions de terrain touchées pour la construction de nouveaux bâtis.



Figure 34: Dommages causés par des glissements de terrain dans l'agglomération d'Attécoubé.

A : Maison détruite par un glissement translationnel profond dans le quartier de Mossikro. Photo prise le 16 juin 2022. B : Rupture d'une canalisation d'eau usée par un glissement translationnel profond dans le quartier Banco 1. Photo prise le 06 juin 2019.

Tableau XXV: Informations sur les glissements de terrain obtenues à partir de la compilation de diverses sources d'archives.

ID	Type de glissement de terrain	Date d'occurrence	Localisation	Dommages	Décès
1	Eboulement de terrain	1981	Agban-Attié	N/A	3
2	Eboulement de terrain	1985	Agban-Attié	N/A	2
3	Eboulement de terrain	1992	Mossikro	N/A	1
4	Eboulement Glissement de terrain	31 juin 1996	Santé 3 Mossikro	2 maisons détruites	7
5	Eboulement Glissement de terrain	02 juillet 1999	Attécoubé 3	Dégâts matériels	13
6	Eboulement Glissement de terrain	31 mai 2000	Banco 1	Dégâts matériels	2
7	Eboulement Glissement de terrain	25 mai 2002	Attécoubé 3	Dégâts matériels	2
8	Eboulement Glissement de terrain	23 juin 2003	Banco 1	Dégâts matériels	3
9	Eboulement Glissement de terrain	25 juin 2005	Agban-Attié Attécoubé 3	Dégâts matériels	7
10	Eboulement Glissement de terrain	06 juin 2007	Mossikro	Dégâts matériels	6
11	Eboulement Glissement de terrain	04 juin 2007	Sebroko	N/A	3
12	Eboulement Glissement de terrain	06 juillet 2007	Sebroko Santé 3	4 Maisons détruites	13
13	Eboulement Glissement de terrain	17 juin 2009	Santé 3 Attécoubé 3	Maisons détruites	15

14	Eboulement Glissement de terrain	09 juin 2010	Banco 1 Attécoubé 3	Maisons détruites	13
15	Eboulement Glissement de terrain	24 juin 2011	Attécoubé 3 Mossikro	N/A	8
16	Eboulement Glissement de terrain	04 juin 2012	Agban-Attié	Maisons détruites	2
17	Eboulement Glissement de terrain	04 juin 2014	Banco (nord) Santé (Ndédé)	1 2 maisons détruites	2
18	Glissement de terrain	6 juin 2014	Mossikro	3 4 maisons détruites	4
19	Glissement de terrain	18 juin 2014	Boribana Santé	2 maisons détruites	6
20	Glissement de terrain	20 juin 2014	Mossikro Boribana Santé	8 maisons détruites	16
21	Eboulement de terrain	21 juin 2015	Mossikro (Ndédé)	Dégâts matériels	3
22	Glissement de terrain	06 juillet 2017	Sanctuaire-Marial	Arbres penchés	0
23	Glissement de terrain	21 juin 2018	Mossikro	N/A	6
24	Eboulement de terrain	19 juin 2021	Mossikro	Maisons détruites	6
25	Eboulement de terrain	22 octobre 2021	Mossikro	Dégâts énormes- Habitation affaissée	4
26	Glissement de terrain	02 juin 2021	Santé 3	Maison détruite	2
27	Eboulement de terrain	15 juin 2022	Mossikro	N/A	6
28	Eboulement de terrain	07 juillet 2023	Mossikro	Maison détruite	1
29	Eboulement de terrain	11 juin 2023	Mossikro	3 barraques détruits	5

7.8 Empreintes anthropogéniques observées

L'examen des archives ainsi que les observations de terrain ont révélé que les précipitations sont la cause principale de l'initiation des glissements de terrain dans la commune étudiée. Cependant, nous avons tenté de comprendre l'influence possible des activités humaines sur l'apparition de nouveaux glissements ou sur la réactivation des mouvements de masse déjà apparus. Au regard du manque d'informations, cette analyse reste purement descriptive. Les processus anthropogéniques comprennent les constructions de bâtiments au sommet des versants, le dégagement du pied des versants pour construire, les pertes d'eaux usées des canalisations de fortune (Figure 35).

Ces activités humaines pourraient modifier le comportement du versant. Par exemple, dans le quartier de Boribana, on remarque le déversement d'eaux usées provenant des constructions en amont (Figure 35 A). Ces eaux usées ont laissé des traces très marquées sur ce versant (Figure 35 B). On observe sur ce même versant, la construction de bâtiments en dur, qui surplombent directement le versant de Boribana (Figure 35 C). D'autres perturbations urbaines sont bien visibles dans le quartier de Bobito. Dans l'escarpement principal du glissement de la figure 35 D, on assiste à une double activité, la première concerne le déversement d'eaux usées provenant des tuyaux de fortune, et la seconde est relative au dépôt régulier d'ordures ménagères (solides et liquides).

Quant aux activités humaines observées à Mossikro, on constate la construction de bâtiment dans la zone d'accumulation du glissement de terrain apparu (Figure 35 D, F).



Figure 35: Éléments anthropiques observés dans les trois quartiers (Boribana, Bobito et Mossikro) (juin 2015 et 2019). A : le déversement des eaux usées sur le flanc des versants. Le rectangle en blanc tiret indique la sortie d'eau de la conduite de fortune de diamètre ($\phi= 32$ mm). B : La flèche rouge montre des traces laissées par les eaux usées provenant des habitations en amont du versant. C : le rectangle en orange dénote un bloc bâti au sommet du versant. D : le rectangle en bleu tireté montre la conduite d'eau de fortune de diamètre ($\phi= 16$ mm) pointée directement dans l'escarpement principal du glissement de terrain et la flèche jaune indique le dépôt régulier d'ordures ménagères solides dans le glissement. E : la double flèche verticale

montre l'escarpement principal du glissement 26 (hauteur égale à 2,5 m). Le cercle noir en tiret indique les éboulis mis en place après le déclenchement de ce glissement. F : la flèche orange montre le mur d'une maison construite dans la zone d'accumulation du glissement du glissement 26.

7.9 Processus évolutif du versant de Bobito

Une série d'images historiques de Google Earth démarrant au 14 avril 2002 a été analysée pour appréhender l'activité des glissements de terrain apparus sur le versant de Bobito (Figure 36). Ces images montrent clairement que la section du versant, où apparaissent les glissements de terrain est instable. La pente de la zone affectée est comprise entre 12° et 21°. Sur l'image du 14 avril 2002, 2 mouvements de masse successifs de tailles réduites (quelques m², en noir) sont apparents dans un grand glissement ancien (en rouge), apparu avant 2010. (Figure 36 A). Bien que leur impact soit moins considérable, ceux-ci participent à modifier la géométrie du versant de Bobito. Ainsi, cette réduction de la taille des glissements de terrain pourrait être attribuée à divers facteurs.

À part ces glissements de terrain sur le versant, on note que ce dernier est couvert d'une végétation plus ou moins dense, dont le système racinaire pourrait à priori constituer un facteur de stabilité. A la base du versant, une vallée locale, qui reste une aire de captage des eaux, voire un chenal d'écoulement, est caractérisée par un tracé sinueux dans la direction E-W. Cette vallée locale (F) est bordée au nord par une basse terrasse, utilisée comme espace de jeu, principalement pour le "foot" par les riverains. Le chenal d'écoulement pour sa part passe au pied d'un des glissements de terrain. Sur cette même image, des perturbations anthropogéniques, en particulier la construction incontrôlée de bâtiments ou de blocs bâties est visible au sommet du versant. Ces empreintes humaines constituent des charges artificielles, favorisant dans certaines circonstances, l'instabilité de ce versant.

L'analyse minutieuse de l'image Google Earth du 28 janvier 2010 (Figure 36 B) révèle de profonds changements dans le versant. Cette évolution est caractérisée par la fusion des 2 glissements de terrain successifs initiaux dans un processus de développement latéral, pour donner lieu à un glissement taille importante avec un autre de dimension réduite.

Quant au tracé sinueux du chenal de la rivière, modifié par rapport à son aspect en 2002, il semble s'être frayé un chemin dans la partie aval du glissement de terrain (zone d'accumulation). Par ailleurs, cette image, montre une densification des zones bâties au sommet

du versant depuis 2002. Les structures des constructions sont faites de matériaux en dur (ciment et blocs de béton), et souvent aussi en bois (bâtis de fortune) ou bien des deux combinés.

L'analyse de l'image du 26 septembre 2013 montre des glissements coalescents identifiés, qui s'incrustent dans l'escarpement principal du grand glissement ancien (Figure 36 C). Plusieurs modifications sont à noter tant sur le versant que dans la vallée locale. En effet, on note un recul significatif du chenal d'écoulement de la zone d'accumulation des mouvements de masse vers l'axe de la vallée. Outre ce recul, la mobilisation de la formation sableuse est bien visible dans le corps des glissements de terrain successifs. L'observation de cette image montre par ailleurs la disparition de blocs bâtis au niveau des couronnes des 2 types de glissements de terrain. Enfin, outre les constructions incontrôlées, le déversement d'ordures ménagères dans les escarpements principaux des glissements est aussi à prendre en considération comme facteur d'évolution du versant.

En novembre 2019 enfin, on constate clairement une déstabilisation progressive du versant de Bobito, caractérisée par une série de glissements de terrain successifs de superficies plus ou moins importantes (Figure 36 D). En plus de la récurrence des mouvements de masse, diverses empreintes humaines sont bien visibles sur ce versant. Celles-ci sont certainement susceptibles de maintenir le versant dans un état marginalement instable, voire d'aggraver la situation. Par exemple, on remarque une reprise de la densification des constructions et blocs bâtis tout au long du sommet du versant. Par ailleurs, deux activités humaines préjudiciables sont à noter au niveau de la couronne des glissements de terrain. Les populations riveraines installent des canalisations d'eaux usées de fortune (drainages artificiels) débouchant directement dans l'escarpement principal des glissements de terrain. Ces eaux usées s'infiltrent dans les matériaux meubles du versant. Outre cet aspect, des pistes pédestres sont observées le long des couronnes, qui peuvent servir de chemins préférentiels des eaux usées ou de précipitations. A ces interventions humaines, s'ajoute aussi le chargement du versant par le déversement permanent des ordures ménagères comme l'illustre cette image.

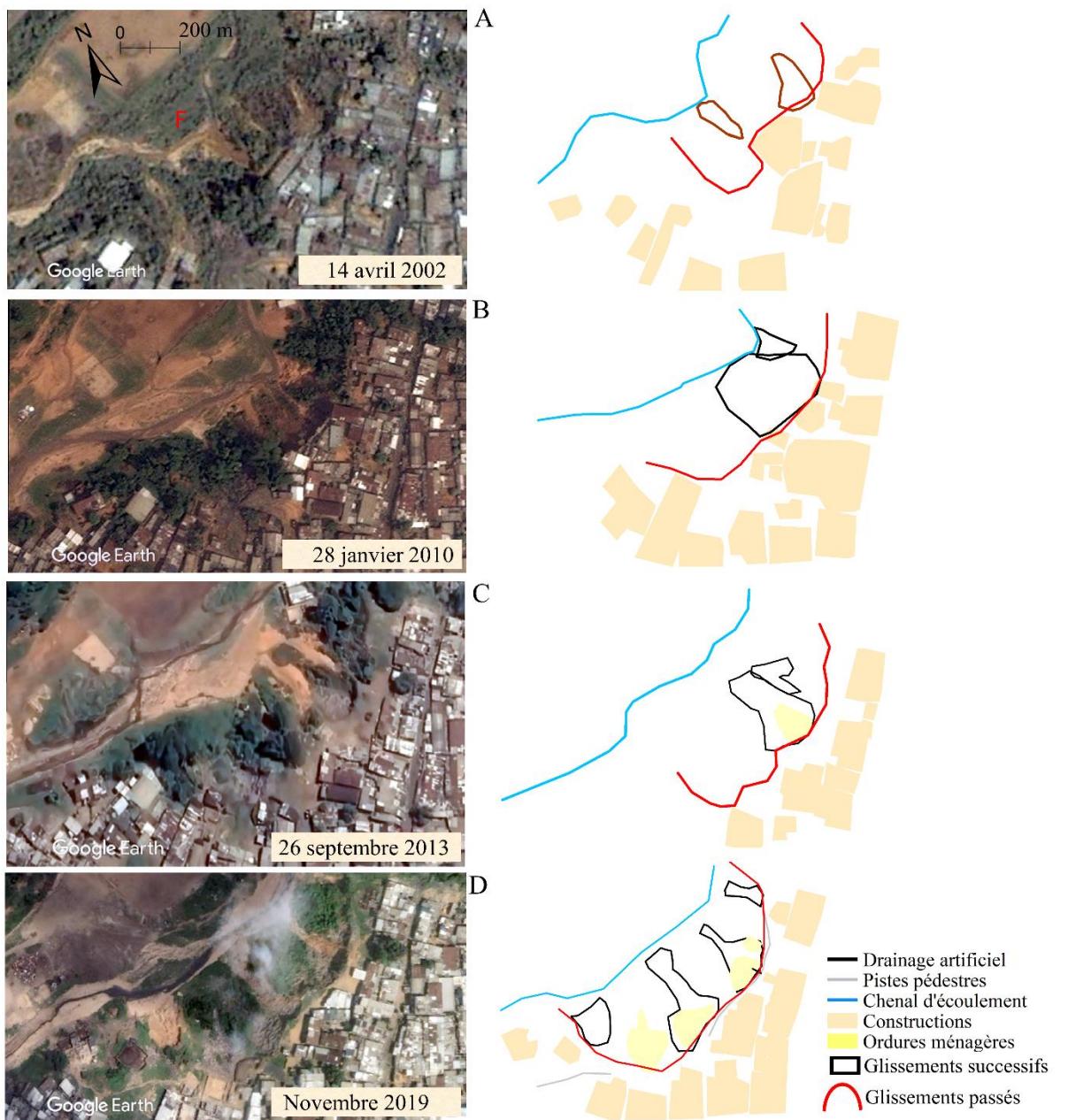


Figure 36: Série d'images historiques de Google Earth montrant la déstabilisation progressive du versant de Bobito et l'apparition de glissements de terrain de 2002 à 2019

7.10 Relation entre les variables explicatives et les ensembles

L'importance relative des variables explicatives a été évaluée à l'aide du V de Cramer, du test de Student et du rapport de fréquence (Fri) sur la base des ensembles G, E et CE, afin d'examiner la contribution potentielle de ces variables indépendantes dans l'occurrence des glissements de terrain.

D'abord, cette contribution a été analysée par le biais du χ^2 et du V de Cramer, en prenant en considération les ensembles G et E. La variable pente est considérée comme la plus

importante au regard de ces deux statistiques (Figure 37, Tableaux XXVI et XXVII), tandis que les variables SE et N contribuant les moins, respectivement pour les ensembles G et E. Toutefois, les valeurs du V de Cramer des variables indépendantes contribuant le plus et le moins à l'incidence des glissements de terrain (ici les ensembles G et E) se situent dans des plages de valeurs proches ; nous n'avons donc pas envisagé d'exclure l'une ou l'autre des variables proposées dans la modélisation prévisionnelle des glissements de terrain à l'aide du modèle RL.

Une autre étape de l'évaluation de la contribution relative des variables prédictives a consisté à réaliser le test de Student sur la base des 3 ensembles G, E et CE. Ce test permet de comparer les moyennes des variables pour les pixels glissés (Vmp/G, E, CE) avec les valeurs moyennes de ces mêmes variables de prédiction pour les pixels de non-occurrences (Vmpno/G, E, CE), afin de procéder à une sélection optimale de ces variables explicatives. Relativement aux 8 variables continues introduites dans ce test, presque toutes ont présenté une association significative ($p < 0,05$) avec l'ensemble G (Tableau XXVIII). Les variables telles que l'altitude, la densité de bâtis, la distance au réseau de drainage, l'indice de végétation par différence normalisée, les courbures en plan et en profil et la pente sont différentes entre les deux groupes. On remarque que la valeur moyenne de la variable NDVI pour les pixels glissés (Vmp/G) est plus 1,5 fois supérieure à la valeur moyenne de cette variable de prédiction pour les pixels de non-occurrences (Vmpno/G). Cependant, l'accumulation de l'écoulement (Ae) n'est pas associée à cet ensemble G ($p > 0,05$), et donc doit être exclue de la modélisation.

Concernant toujours ces 8 variables explicatives, 2 d'entre elles, notamment la distance au réseau de drainage et l'accumulation de l'écoulement ne sont pas liés aux glissements de terrain (ici ensemble E) (Tableau XXIX). Le reste des variables présente une association significative avec cet ensemble E. Pour la modélisation, ces 2 variables indépendantes doivent être éliminées dans la suite de l'analyse.

Enfin, les résultats du tableau XXX montrent que seulement les variables (l'indice de végétation par différence normalisée, la courbure en profil et la pente) ont des liens avec le déclenchement des glissements de terrain (ici les centroïdes des escarpements principaux). Le reste des variables de prédiction n'étant pas associé à cet ensemble CE, il doit être exclu de la modélisation avec ce dernier.

À part ces 2 tests mentionnés ci-dessus, nous avons cherché à comprendre la contribution des classes de variables au moyen du rapport de fréquence (Fri) en utilisant les ensembles (G et E)

Relativement à l'ensemble G, les résultats du tableau XXXI montrent que les classes d'altitude 10-20m (1,09), 20-30m (1,82), 30-40m (1,95) et 40-50 m (1,31) présentent des valeurs de Fri >1 , signifiant que ces classes de variables indépendantes sont corrélées aux glissements de terrain. Cependant, les classes d'altitude 0-10 m, 50-60 m et 60-63 m ont des valeurs de Fr <1 , indiquant une faible probabilité de glissements dans ces classes. Comme l'indique ce tableau, les classes de pente 2-5° et 5-15° ont de faibles valeurs de Fri (0,08 et 0,73, respectivement), tandis que les classes de pente ($>15^{\circ}$) montre une forte susceptibilité aux ruptures de versant. Dans le cas de la distance au réseau de drainage (Dr), la probabilité d'occurrence des mouvements de masse augmente avec la classe 0-75m, alors que les valeurs de Fri pour les classes de drainage (75-150 m, 150-225 m et 225-300 m) sont inférieures à 1, indiquant une faible probabilité de glissements de terrain. Comme le montre ce tableau, les valeurs de Fri pour la densité de bâti (%), les classes 0-0,22 (1,11) et 0,22-0,44 (1,45) >1 , indiquent une forte probabilité d'occurrence des ruptures de versants, cependant les classes 0,44-0,67 (0,12) et 0,67-1 (0,02) ne sont pas associées aux mouvements de masse. Comme on peut l'observer dans ce tableau, les classes 0,11-0,24, 0,24-0,38 et 0,38-0,62 de la variable NDVI ont des valeurs élevées de Fri (1,38, 1,98, et 1,73, respectivement) supérieures à 1. Ces valeurs de Fri indiquent une forte probabilité de glissements de terrain dans ces classes. Cependant, la faible susceptibilité aux mouvements de masse est observée dans la classe -0,23-0,11 (Fri < 1). Dans le cas de l'accumulation de l'écoulement, les deux classes 0-57274 (pixels) et 57274-351402 (pixels) ont des valeurs de Fri > 1 (1 et 2,42, respectivement) et donc, sont liées aux glissements de terrain. Comme l'indique ce tableau, les classes d'orientation des pentes telles que le nord (1,57), le sud (1,27) et le nord-ouest (3,09) présentent des valeurs de Fri > 1 . Cela montre la forte corrélation entre ces classes de variables et les glissements de terrain. Cependant, le reste des classes d'orientation des pentes a une valeur de Fri < 1 . Les valeurs de Fri des classes de courbure en plan -43,67--2,93 (7,44) et -2,93-41,48 (8,69) sont supérieures à 1, notifiant une forte probabilité d'occurrence des mouvements de masse. Cependant, la classe de courbure en plan -2,93-2,41 a une valeur Fr i (0,070) < 1 , ce qui indique une faible probabilité de glissement de terrain. Dans le cas de la courbure en profil, les classes -52,28--3,16 (5,93) et 3,07-47,12 (4,64) ont des valeurs de Fri supérieures à 1.

Quant à l'ensemble E (Tableau XXXII), les valeurs de pentes comprises entre 20 et 50 m présentent des valeurs de Fri >1 , notifiant la forte probabilité d'occurrences des glissements de terrain dans ces classes de variables. Dans le cas de la variable pente, plus sa valeur augmente, plus la probabilité d'occurrence des mouvements de masse est élevée. Pour les

classes 5-15° (1,03), 15-30° (2,65), 30-45° (4,94) et >45°, les valeurs de Fri sont supérieures à 1, montrant l'association ces classes de variables indépendantes et la variable dépendantes. Pour la variable réseau au drainage, les classes 0-75 m et 75-150 m présentent des valeurs élevées de Fri>1. Cependant, on observe une absence de glissement de terrain lorsque la distance au réseau augmente (classes 150-225 m et 225-300 m). Dans le cas de la densité de bâti, les classes 0-0,22 et 0,22-0,44 ont des valeurs de Fri >1, indiquant la forte susceptibilité aux mouvements de masse dans ces classes. On peut observer dans ce tableau que les valeurs de NDVI comprises entre 0,11 et 0,62 présentent des valeurs de Fri > 1, montrant l'association entre les zones (boisées ou herbeuses) et l'occurrence des ruptures de versants. Les valeurs Fri de la classe de l'accumulation de l'écoulement (0-57274 pixels) est supérieur à 1. Pour les variables orientation des pentes, les courbures en plan et en profil, les tendances observées sont similaires à celles de l'ensemble G.

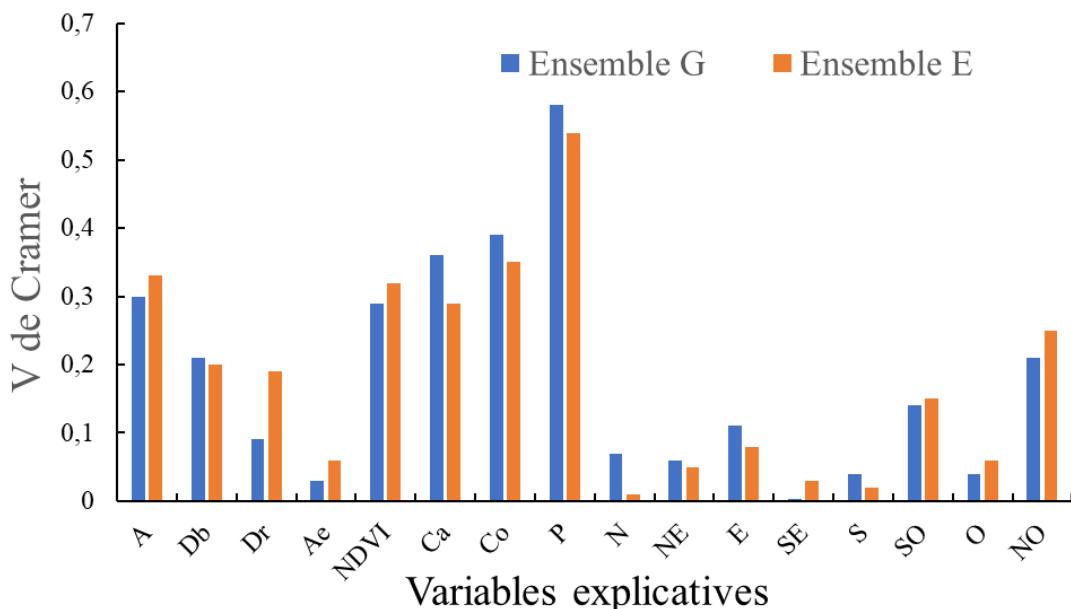


Figure 37: Valeurs de V de Cramer sur base des ensembles G et E. Les lettres (sur l'axe x du graphique) représentent les abréviations des couches de données. Légende : A = altitude ; Dd= Densité de bâti ; Dr = distance au réseau de drainage ; Ae = accumulation de l'écoulement ; NDVI= Indice de végétation par différence normalisée ; Ca = courbure en plan ; Co =courbure en profil ; P=pente ; O= orientation des pentes (N=nord ; NE= nord-est ; E=est ; SE=sud-est ; S=sud ; SO=sud-ouest ; O=ouest ; NO=nord-ouest).

Tableau XXVI: Association (χ^2) entre les ensembles G et les variables de contrôle

Variables	Ensemble G	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 critique (p=0,001)	V de Cramer
A	G	458,27	4	18,47	0,30
Db	G	222,43	3	16,27	0,21
Dr	G	42,72	1	10,83	0,09
Ae	G	3,20	1	10,83	0,03
NDVI	G	415,25	3	16,23	0,29
Ca	G	637,49	2	13,82	0,36
Co	G	751,43	2	13,82	0,39
P	G	1692,09	4	18,47	0,58
N	G	28,03	1	10,83	0,07
NE	G	16,08	1	10,83	0,06
E	G	55,03	1	10,83	0,11
SE	G	0,05	1	10,83	0,003
S	G	7,39	1	10,83	0,04
SO	G	101,78	1	10,83	0,14
O	G	7,16	1	10,83	0,04
NO	G	233,49	1	10,83	0,21

Tableau XXVII: Association (χ^2) entre les ensembles E et les variables de contrôle

Variables	Ensemble E	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 critique (p=0,001)	V de Cramer
A	E	238,56	2	13,82	0,33
Db	E	72,08	3	16,27	0,2
Dr	E	73,56	2	13,82	0,19
Ae	E	8,62	1	10,83	0,06
NDVI	E	219,18	7	24,32	0,32
Ca	E	175,46	2	13,82	0,29
Co	E	254,96	2	13,82	0,35
P	E	614,11	4	18,47	0,54
N	E	0,283	1	10,83	0,01
NE	E	6,121	1	10,83	0,05
E	E	13,56	1	10,83	0,08
SE	E	2,318	1	10,83	0,03
S	E	1,026	1	10,83	0,02
SO	E	46,30	1	10,83	0,15
O	E	7,56	1	10,83	0,06
NO	E	131,87	1	10,83	0,25

Tableau XXVIII: Analyse exploratoire des variables indépendantes continues par la distribution t (test de Student) en considérant l'ensemble G. Vmp=Valeurs moyennes des variables de prédiction pour les pixels glissés (ensembles G/E/CE) ; Vmpno= Valeurs moyennes des variables de prédiction pour les pixels de non-occurrences pour ces mêmes ensembles.

Variables indépendantes	VmpG	VmpnoG	Statistique t de Student	p-value
A	26,30	27,41	-2,31	0,021
Db	0,04	0,11	-9,59	<0,05
Dr	57,99	67,16	-6,13	<0,05
Ae	34,89	129,11	-1,04	0,29
NDVI	0,29	0,19	21,36	<0,05
Ca	0,16	-0,01	4,22	<0,05
Co	-0,31	0,02	-5,27	<0,05
P	21,92	6,93	70,49	<0,05

Tableau XXIX: Analyse exploratoire des variables indépendantes continues par la distribution t (test de Student) en considérant l'ensemble E.

Variables indépendantes	VmpE	VmpnoE	Statistique t de Student	p-value
A	29,03	27,41	2,21	0,026
Db	0,07	0,11	-4,23	<0,05
Dr	63,61	67,14	-1,54	0,12
Ae	8,84	129,01	-0,87	0,39
NDVI	0,29	0,192	14,10	<0,05
Ca	0,27	-0,01	4,64	<0,05
Co	-1,01	0,02	-10,97	<0,05
P	20,54	6,95	41,73	<0,05

Tableau XXX: Analyse exploratoire des variables indépendantes continues par la distribution t (test de Student) en considérant l'ensemble CE.

Variables indépendantes	VmpCE	VmpnoCE	Statistique t de Student	p-value
A	28,21	27,41	0,37	0,71
Db	0,07	0,11	-1,38	0,17
Dr	63,01	67,14	-0,62	0,54
Ae	5,83	128,90	-0,31	0,76
NDVI	0,32	0,19	14,10	<0,05
Ca	0,27	-0,01	1,61	1,11
Co	-1,42	0,015	-5,25	<0,05
P	23,71	6,96	17,54	<0,05

Tableau XXXI: Relation spatiale entre chaque variable de prédiction et l'ensemble G à l'aide du rapport de fréquence (FR). NpG =Nombre de pixels des glissements G dans la classe (i) de la variable ; Npci=Nombre de pixels appartenant à la classe (i) sur toute la zone d'étude ; PpGci= Pourcentage de pixels des glissements (G/E) dans la classe (ci) ; Ppci= Pourcentage de pixels appartenant à la classe (i) sur toute la zone d'étude ; Fri= rapport de fréquence.

	Classes	Npci	NpG	Ppci	PpGci	Fri
A	0-10	67456	6	15,42	0,58	0,04
	10-20	73664	191	16,84	18,37	1,09
	20-30	79672	344	18,21	33,08	1,82
	30-40	61353	284	14,02	27,31	1,95
	40-50	66898	209	15,29	20,10	1,31
	50-60	55083	5	12,59	0,48	0,04
	60-63	33437	1	7,64	0,10	0,01
P	2-5	262891	20	60,08	1,92	0,08
	5-15	105774	184	24,17	17,69	0,73
	15-30	37968	220	8,68	21,15	2,44
	30-45	21413	339	4,89	32,60	6,66
	>45	9517	277	2,18	26,63	12,25
Dr	0-75	270143	755	61,74	72,60	1,18
	75-150	139497	285	31,88	27,40	0,86
	150-225	26318	0	0,00	0,00	0,00
	225-300	1605	0	0,00	0,00	0,00
Db	0-0,22	343032	909	78,40	87,40	1,11
	0,22-0,44	35024	121	8,00	11,63	1,45

	0,44-0,67	31675	9	7,24	0,87	0,12
	0,67-1	27832	1	6,36	0,10	0,02
NDVI	(-0,23)-0,11	198605	89	45,39	8,56	0,19
	0,11-0,24	88874	292	20,31	28,08	1,38
	0,24-0,38	70734	333	16,17	32,02	1,98
	0,38-0,62	79350	326	18,13	31,35	1,73
Ae	0-57274	437389	1039	99,96	99,90	1,00
	57274-351402	174	1	0,04	0,10	2,42
O	N	42719	159	9,76	15,29	1,57
	NE	46639	62	10,66	5,96	0,56
	E	65427	58	14,95	5,58	0,37
	SE	59796	140	13,67	13,46	0,99
	S	66808	201	15,27	19,33	1,27
	SO	57299	9	13,10	0,87	0,07
	O	56385	99	12,89	9,52	0,74
	NO	42490	312	9,71	30,00	3,09
Ca	-43,67--2,93	7692	136	1,76	13,08	7,44
	-2,93-2,41	420092	702	96,01	67,50	0,70
	2,41-41,48	9779	202	2,23	19,42	8,69
Co	-52,28--3,16	16890	238	3,86	22,88	5,93
	-3,16-3,07	402521	602	91,99	57,88	0,63
	3,07-47,12	18152	200	4,15	19,23	4,64

Tableau XXXII: Relation spatiale entre chaque variable de prédiction et l'ensemble E à l'aide du rapport de fréquence (Fri).

	Classes	Npci	NpE	Ppci	PpEci	Fri
A	0-10	67456	0	15,42	0,00	0,00
	10-20	73664	41	16,84	9,26	0,55
	20-30	79672	123	18,21	27,77	1,52
	30-40	61353	146	14,02	32,96	2,35
	40-50	66898	129	15,29	29,12	1,90
	50-60	55083	4	12,59	0,90	0,07
	60-63	33437	0	7,64	0,00	0,00
P	2-5	262891	8	60,08	1,81	0,03
	5-15	105774	110	24,17	24,83	1,03
	15-30	37968	102	8,68	23,02	2,65
	30-45	21413	107	4,89	24,15	4,94
	>45	9517	116	2,18	26,19	12,04
Dr	0-75	270143	283	61,74	63,88	1,03
	75-150	139497	160	31,88	36,12	1,13
	150-225	26318	0	0,00	0,00	0,00
	225-300	1605	0	0,00	0,00	0,00
Db	0-0,22	343032	362	78,40	81,72	1,04
	0,22-0,44	35024	72	8,00	16,25	2,03
	0,44-0,67	31675	9	7,24	2,03	0,28
	0,67-1	27832	0	6,36	0,00	0,00
NDVI	(-0,23)-0,11	198605	15	45,39	3,39	0,07
	0,11-0,24	88874	140	20,31	31,60	1,56
	0,24-0,38	70734	156	16,17	35,21	2,18
	0,38-0,62	79350	132	18,13	29,80	1,64
	0-57274	437389	443	99,96	100,00	1,00
Ae	57274-351402	174	0	0,04	0,00	0,00
	N	42719	56	9,76	12,64	1,29
	NE	46639	33	10,66	7,45	0,70
	E	65427	28	14,95	6,32	0,42
	SE	59796	58	13,67	13,09	0,96
	S	66808	79	15,27	17,83	1,17
	SO	57299	3	13,10	0,68	0,05
	O	56385	33	12,89	7,45	0,58
Ca	NO	42490	153	9,71	34,54	3,56
	-43,67--2,93	7692	44	1,76	9,93	5,65
	-2,93-2,41	420092	327	96,01	73,81	0,77
	2,41-41,48	9779	72	2,23	16,25	7,27
Co	-52,28--3,16	16890	104	3,86	23,48	6,08
	-3,16-3,07	402521	282	91,99	63,66	0,69
	3,07-47,12	18152	57	4,15	12,87	3,10

7.11 Représentativité de la taille d'échantillon

Le test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) a été utilisé pour comparer les distributions cumulatives entre les variables indépendantes des pixels de non événements correspondant aux rapports d'échantillon (1:5 et 1:20 pour la calibration) et les variables explicatives de la somme totale des pixels non glissés, en tenant compte des ensembles (E et CE) et les résolutions spatiales de 5 m et de 30 m. Au regard du tableau XXXIV, nous notons une distribution relativement homogène des variables entre les pixels de non événements pour la modélisation et les pixels de la somme totale de la zone d'étude ($D_c < D_{\alpha}$ et $P\text{-value} > 0,05$). Cela suggère que les rapports d'échantillon de non événements testés sont représentatifs pour réaliser la prédiction des mouvements de masse. Les résultats du tableau XXXIII révèlent quelques différences significatives pour certaines variables explicatives. Les variables pente ($D_c \geq D_{\alpha}1:5|5E$ et $P\text{-value} < 0,05$), l'altitude ($D_c > D_{\alpha}1:20|5E$ et $P\text{-value} < 0,05$), la distance au réseau de drainage ($D_c > D_{\alpha}1:5|5CE$ et $P\text{-value} > 0,05$) et le NDVI ($D_c > D_{\alpha}1:5|5CE$ et $P\text{-value} < 0,05$) présentent des différences significatives dans certaines conditions de rapports d'échantillon, ce qui mérite une attention particulière dans ton analyse de susceptibilité. Nous indiquons que ces rapports d'échantillon ne sont pas représentatifs dans ces cas mentionnés.

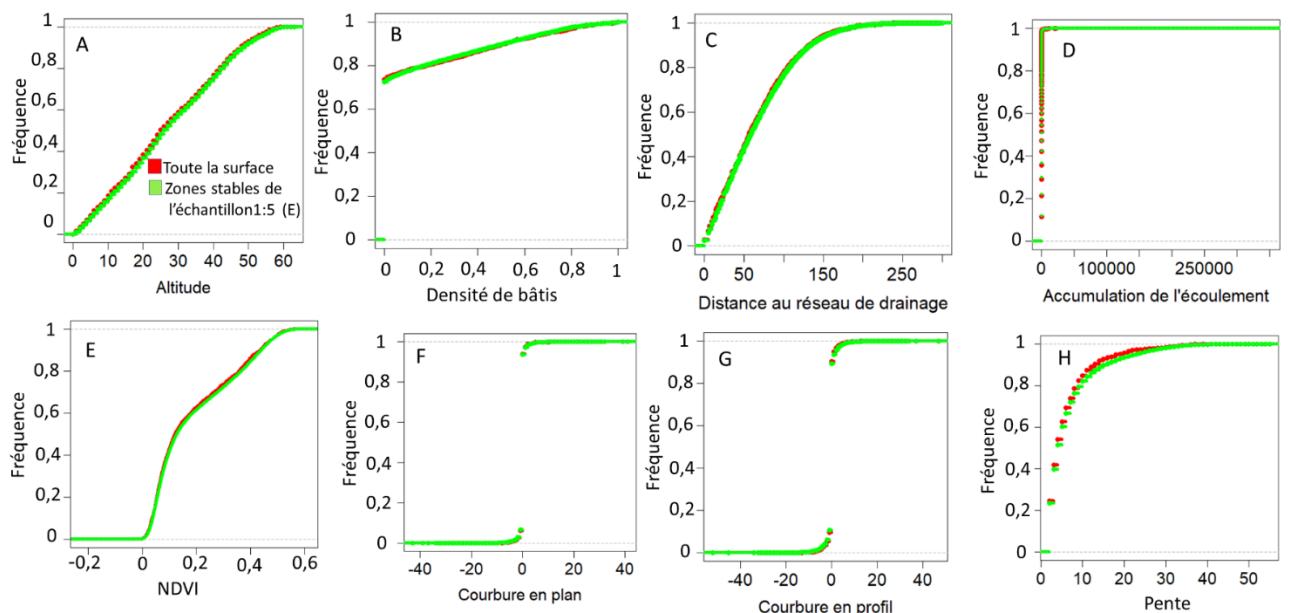


Figure 38: Fonction de distribution cumulative empirique pour les pixels de non événements du rapport 1:5 vs les pixels non glissés restants de la surface d'étude. Les 8 variables de prédiction, la résolution spatiale de 5 m et l'ensemble E ont été inclus. Les variables explicatives utilisées. A : Altitude. B : Densité de bâtis. C : Distance au réseau de drainage. D : Accumulation de l'écoulement. E : Indice de végétation par différence normalisée. F : courbure en plan. G : Courbure en profil. H : Pente.

Tableau XXXIII: Test de Kolmogorov-Smirnov pour les 2 rapports d'échantillon (1:5 et 1:20 vs toute la surface) utilisant les ensembles (E et CE) et la résolution de 5 m. Légendes des variables : Voir figure 37. Nous avons simplifié certains paramètres. Dc : Distance maximale calculée. $D\alpha$: Distance critique évaluée au seuil de signification 5%. Pour chaque rapport d'échantillon (RE), les distances théoriques sont évaluées. Nous avons respectivement : $D\alpha_{1:5|5E}=0,032$, $D\alpha_{1:5|5CE}=0,094$, $D\alpha_{1:20|5E}=0,016$ et $D\alpha_{1:20|5CE}=0,046$.

N°	Variables	RE 1:5 (E)		RE 1:5 (CE)		RE 1:20 (E)		RE 1:20 (CE)	
		Dc	P-value	Dc	P-value	Dc	P-value	Dc	P-value
1	A	0,023	0,295	0,057	0,490	0,033	0,043	0,028	0,51
2	Db	0,011	0,984	0,05	0,630	0,005	0,997	0,009	1
3	Dr	0,022	0,330	0,038	0,910	0,013	0,180	0,096	0,904
4	Ae	0,020	0,790	0,055	0,552	0,009	0,69	0,036	0,227
5	NDVI	0,019	0,507	0,062	0,38	0,008	0,740	0,049	0,037
6	Ca	0,005	1	0,020	1	0,002	1	0,007	1
7	Co	0,012	0,930	0,021	1	0,006	0,980	0,013	0,999
8	P	0,032	0,043	0,028	0,998	0,006	0,981	0,021	0,869

Tableau XXXIV: Test de Kolmogorov-Smirnov pour les 2 rapports d'échantillon (1:5 ;1:20 vs toute la surface) utilisant l'ensemble CE et la résolution de 30 m. Pour le RE (1:50), la résolution de 5 m et l'ensemble E sont maintenus. Pour les distances critiques, nous avons respectivement : $D\alpha_{1:5|30CE}=0,095$; $D\alpha_{1:20|30CE}=0,048$ et $D\alpha_{1:50|5E}=0,010$

N°	Variables	RE 1:5 (CE)		RE 1:20 (CE)		RE 1:50 (E)	
		Dc	P-value	Dc	P-value	Dc	P-value
1	A	0,055	0,580	0,033	0,381	0,0086	0,159
2	Db	0,047	0,755	0,021	0,889	0,007	0,365
3	Dr	0,078	0,176	0,017	0,978	0,0065	0,460
4	Ae	0,040	0,901	0,031	0,465	0,005	0,813
5	NDVI	0,042	0,871	0,045	0,089	0,004	0,95
6	Ca	0,041	0,893	0,021	0,882	0,003	0,997
7	Co	0,094	0,052	0,026	0,697	0,002	1
8	P	0,063	0,393	0,037	0,255	0,009	0,11

7.12 Sélection optimale des variables influençant les glissements de terrain

La sélection des variables indépendantes est utile pour le développement du ou des modèles fiables, afin de discriminer avec précision les secteurs de mouvements de masse et ceux exempts de ruptures de versants. Cette sélection a été réalisée à l'aide de la corrélation de Pearson, du facteur d'inflation de la variance (VIF) et la tolérance (TOL), en considérant les ensembles G et E. Dans un premier temps, en prenant en compte G et E, la corrélation de Pearson a été employée entre les paires de variables indépendantes. Relativement à l'ensemble

G, les résultats du Tableau XXXV montrent que les paires de variables présentent des valeurs de corrélation qui ne dépassent pas le seuil critique égal à 0,7. Quant à l'ensemble E, les paires de variables ont des valeurs de corrélation qui n'excèdent également pas ce seuil indiqué (Tableau XXXVI). Nous considérons que toutes les variables indépendantes se situent dans la limite acceptable, ce qui indique une absence de corrélation.

L'étape suivante de la phase de sélection des variables a consisté à analyser les indicateurs statistiques VIF et TOL, considérant les mêmes ensembles. Concernant G, les résultats montrent que les variables telles que l'altitude (1,29), la densité de bâtis (1,25), la courbure en plan (1,28) et la courbure en profil (1,29) présentent des valeurs de VIF les plus élevées avec de faibles valeurs de tolérance (Tableau XXXVII). Ces résultats obtenus satisfont aux seuils critiques, à savoir $VIF > 10$ et $TOL < 0,1$, ce qui signifie qu'il n'y a pas de multicolinéarité entre les 8 facteurs de prédisposition. Relativement à l'ensemble E, des résultats similaires sont obtenus, et permettent de mentionner une absence de multicolinéarité entre ces variables indépendantes (Tableau XXXVIII).

Tableau XXXV: Corrélation de Pearson entre les paires de variables prédictives aux ensembles G. Nous avons attribué des lettres représentant les abréviations des couches de données. Légendes : A= altitude ; Db = densité de bâtis ou charge de construction sur sommets de talus ; Dr= distance au réseau ; Ae=accumulation de l'écoulement ; NDVI= Indice de végétation par différence normalisée ; Ca= courbure en plan ; Co=courbure en profil ; P =pente et O= orientation des pentes (N=nord ; NE=nord-est ; E=est ; SE=sud-est ; Sud=sud ; SO=sud-ouest ; O=ouest ; NO=nord-ouest).

	A	Db	Dr	Ae	NDVI	Ca	Co	P
A	1	-	-	-	-	-	-	-
Db	0,42	1	-	-	-	-	-	-
Dr	0,24	0,19	1	-	-	-	-	-
Ae	-0,06	-0,02	-0,06	1	-	-	-	-
NDVI	-0,18	-0,20	-0,04	-0,01	1	-	-	-
Ca	0,01	-0,01	0,004	-0,02	0,01	1	-	-
Co	-0,11	-0,06	-0,05	0,04	-0,043	-0,46	1	-
P	-0,09	-0,13	-0,12	-0,03	0,286	0,01	-0,01	1

Tableau XXXVI: Corrélation de Pearson entre les paires de variables prédictives aux ensembles E.

	A	Db	Dr	Ae	NDVI	Ca	Co	P
A	1	-	-	-	-	-	-	-
Db	0,41	1	-	-	-	-	-	-
Dr	0,24	0,16	1	-	-	-	-	-
Ae	-0,04	-0,02	-0,07	1	-	-	-	-
NDVI	-0,18	-0,17	0,02	0,01	1	-	-	-
Ca	0,01	-0,02	-0,03	-0,012	0,01	1	-	-
Co	-0,11	-0,05	0,002	0,01	-0,07	-0,54	1	-
P	-0,04	-0,09	-0,08	-0,03	0,31	-0,02	-0,094	1

Tableau XXXVII: Analyse de multicolinéarité pour les variables aux glissements de terrain G.

Variables prédictives	TOL	VIF
A	0,78	1,29
Db	0,79	1,25
Dr	0,92	1,09
Ae	0,99	1,01
NDVI	0,87	1,14
Ca	0,78	1,28
Co	0,77	1,29
P	0,90	1,11

Tableau XXXVIII: Analyse de multicolinéarité pour les variables aux glissements de terrain E.

Variables prédictives	TOL	VIF
A	0,77	1,29
Db	0,81	1,23
Dr	0,92	1,09
Ae	0,99	1,01
NDVI	0,86	1,16
Ca	0,69	1,44
Co	0,68	1,48
P	0,88	1,13

7.13 Modèles de prédiction des glissements de terrain

Des modèles de prédiction sont générés en utilisant les 3 ensembles (G, E et CE) et les couches de variables explicatives d'entrée calculées. En procédant par la sélection « *pas à pas* » descendante, le ou les modèles finaux sont obtenus. Pour l'ensemble G, 2 modèles ($M_1 = 5G1:5|16$ et $M_2 = 5G1:5|9$) sont évalués (Tableau XXXIX). Par le critère AIC, le modèle M_2 ajuste toutes les variables sélectionnées, et le meilleur modèle par rapport à M_1 . Pour ce modèle M_2 , les variables telles que l'altitude, l'orientation des pentes (N, NO, SE, S et SO), la densité de bâtiments au sommet des versants, l'indice de végétation par différence normalisée et la

pente sont retenues en raison de leur significativité statistique (seuil critique de signification $\alpha=5\%$) (Tableau XL).

Quant à l'ensemble E, 3 modèles de susceptibilité aux ruptures de versant ($M_3=5E1:5|16$, $M_4=5E1:5|11$ et $M_5=5E1:5|10$) sont produits en suivant la même procédure qu'initialement. Selon le critère AIC, les modèles M_4 et M_5 , ajustent les variables échantillonées. Ces deux modèles présentent des AICs similaires. Cette situation empêche tout choix approprié du meilleur modèle. Alors l'adoption du principe de parcimonie a permis de sélectionner M_5 , du fait du nombre réduit de variables indépendantes (10), et la qualité de AIC estimée (Tableau XLI). Pour la prédiction de la susceptibilité aux mouvements de masse, les variables telles que l'altitude, les orientations des pentes (NO, SE, S et SO), la densité de bâtis, l'accumulation de l'écoulement, l'indice de végétation par différence normalisée, la courbure en profil et la pente ont été sélectionnées et incluses dans le modèle (Tableau XLII). Ensuite, se référant au modèle M_5 , 2 modèles sont produits en utilisant l'ensemble CE ainsi que les rapports d'échantillon 1:5 et 1:20. Les modèles ($M_6 =5CE1:5|10$ et $M_7 =5CE1:20|10$) sont obtenus sur base des 2 rapports. Toutefois, les variables du M_5 sont utilisées pour calculer les probabilités d'occurrence des glissements de terrain dans le cas des modèles M_6 et M_7 .

Enfin, cette même procédure a été appliquée aux ensembles (E et CE), en prenant en compte la résolution spatiale de 30 m et le rapport 1:5. Ainsi, les deux modèles de susceptibilité obtenus sont décrits comme suit : ($M_8 =30E1:5|10$) et ($M_9 =30CE1:5|10$).

Tableau XXXIX: Modèles et leurs AICs respectifs (Ensemble G)

Modèles	Rangs	AICs
M_1 = Modèle incluant toutes les variables (O _{rientation} , A Db, Dr, Ae, NDVI, Ca, Co et P)	1	2636
M_2 = Modèle sans les variables (E, NE, O _{uest} , Dr, Ae, Ca et Co)	2	2631

Tableau XL: Coefficients des variables estimés, rapports des côtes, intervalles de confiance à 95 % et p-value pour le modèle LR final (M_2 , ensemble G). Intervalle de confiance : IC

Variables (M_2 final)	Coefficients (β)	Exp (β)	IC (95%) Exp (β)	P-value
A	0,01	1,01	[1,01,1,04]	<0,05
N	1,13	3,11	[2,23, 4,34]	<0,05
NO	1,79	5,99	[4,50, 8,02]	<0,05

SE	0,61	1,84	[1,32, 2,58]	<0,05
S	1,15	3,15	[2,33, 4,25]	<0,05
SO	-1,74	0,17	[0,07, 0,37]	<0,05
Db	-2,54	0,08	[0,03, 0,19]	<0,05
NDVI	2,41	11,11	[5,78, 21,40]	<0,05
P	0,15	1,16	[1,15, 1,17]	<0,05
Intercept	-5,12	0,01	[0,01, 0,02]	<0,05

Tableau XLI: Modèles et leurs AICs respectifs (ensemble E)

Modèles	Rangs	AICs
M_3 = Modèle incluant toutes les variables (O, A Db, Dr, Ae, NDVI, Ca, Co et P)	1	1179
M_4 = Modèle sans les variables (E, NE, O, Dr, Ca)	2	1174,8
$M_5=M_4$ sans N	3	1175,2

Tableau XLII: Coefficients des variables, rapports des côtes, intervalles de confiance à 95 % et P-value pour le modèle LR final (M_5 , ensemble E) estimés. Intervalle de confiance : IC

Variables(M_5 final)	Coefficients (β)	Exp (β)	IC (95%) Exp (β)	P-value
A	0,03	1,03	[1,01,1,04]	<0,05
NO	1,75	5,93	[3,89, 8,48]	<0,05
SE	0,69	1,99	[1,23, 3,17]	<0,05
S	1,060	2,89	[1,88, 4,46]	<0,05
SO	-1,94	0,14	[0,03, 0,42]	<0,05
Db	-1,48	0,23	[0,07, 0,64]	<0,05
Ae	-0,008	0,99	[0,98, 0,99]	0,005
NDVI	2,96	19,33	[6,80, 55,56]	<0,05
Co	-0,07	0,93	[0,89, 0,98]	<0,005
P	0,14	1,14	[1,13, 1,17]	<0,05
Intercept	-5,32	0,005	[0,003, 0,009]	<0,05

7.14 Analyse de la performance des modèles

Afin d'évaluer les performances des 6 modèles obtenus, une analyse quantitative comparée des sets de données calibration et validation est réalisée. Cette démarche vise à comprendre l'effet du modèle sur l'ajustement des données et la capacité de prédiction de celui-ci. Ces paramètres de performance sont toutefois obtenus en utilisant les matrices de confusion de la figure 39. Pour le set de données calibration (Tableau XLIII), le modèle M₆ présente la sensibilité la plus élevée (75,7%), suivi par le modèle M₈ (72,4%), M₂ (69,3%), M₉ (68,6%), le modèle M₇ (66,7%) et M₅ (66,5%). La spécificité la plus élevée (97,2%) est obtenue par le modèle M₇, suivi par les modèles M₆ (93,4%), M₈ (92,6%) M₉ (91,9%), M₂ (90,9) et M₅ (90,5). Le modèle M₇ a obtenu la plus grande précision (96,2%) et le modèle M₅ (87,5%) la plus faible. Les précisions des modèles M₆, M₈, M₉ et M₂ sont respectivement de (90,9%), (89,7%) et (88,6%) (88,2%). Le modèle M₇ présente la valeur la plus de RMSE égale à 0,174.

Quant aux sets de données validation, la sensibilité la plus élevée est obtenu par le modèle M₆ (85,7%) tandis que le modèle M₇ présente une faible sensibilité (0%). En ce qui concerne la spécificité, les fortes valeurs sont obtenues par les modèles M₇ (95,2%) et M₈ (95,2%), alors que la valeur la plus faible est attribuée au M₉ (87,5%). La plus forte précision est attribuée au M₇ (95,2%) tandis que la plus faible est affecté au M₉ (86,7%). Le modèle M₇ a également obtenu la plus faible RMSE (0,198) et le modèle M₈ (0,321) la plus grande RMSE.

Sur la base de ces mesures de performance, nous concluons que le modèle M₇ (5CE1:20|10) est plus précis que les autres modèles pour prédire la susceptibilité aux glissements de terrain dans l'agglomération d'Attécoubé.

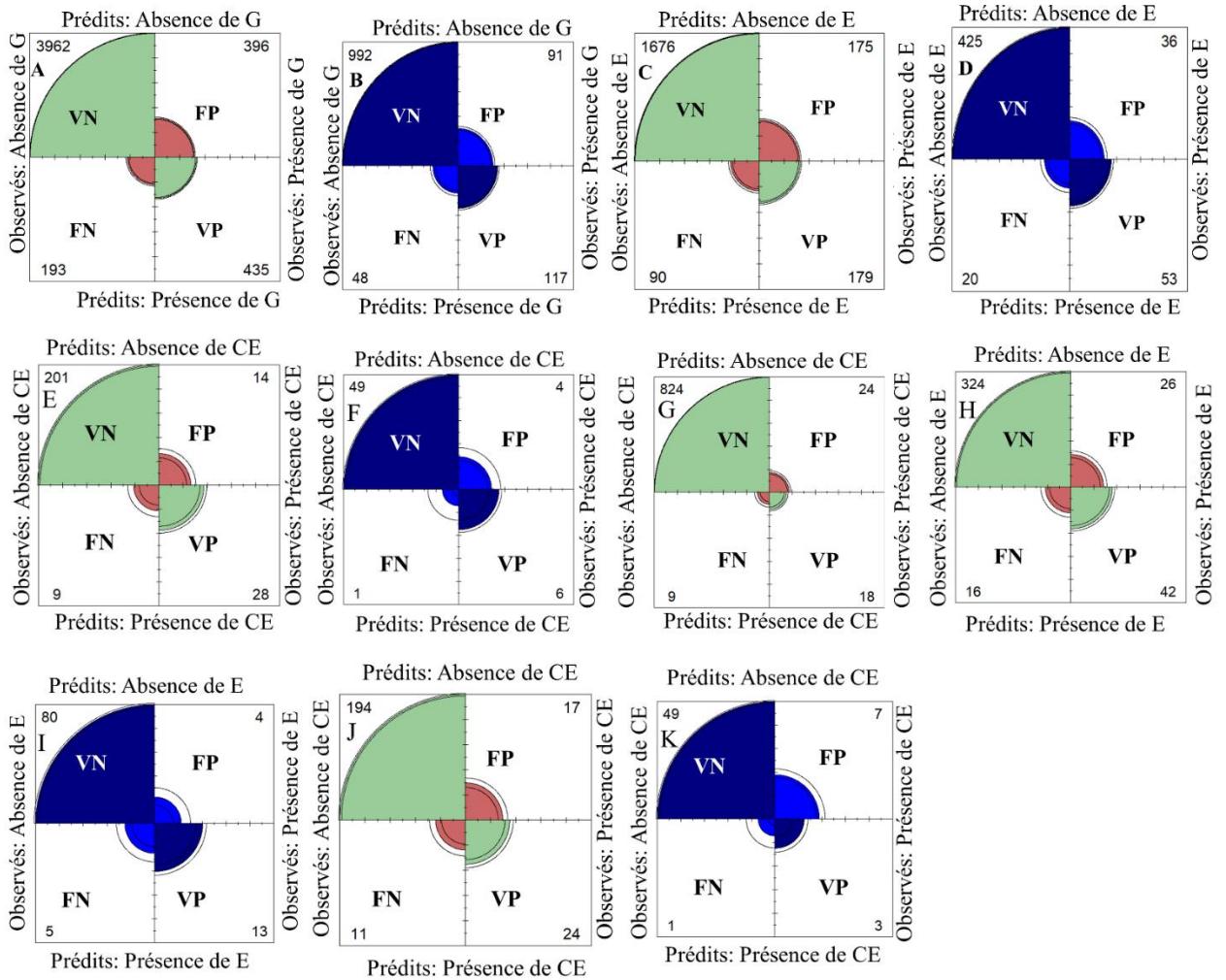


Figure 39: Matrices de confusion des modèles obtenues en fixant le seuil à 0,5. A et B : sets de données calibration et validation du modèle M_2 de l'ensemble G. C et D : sets de données calibration et validation du modèle M_5 de l'ensemble E. E et F : sets de données calibration et validation du modèle M_5 de l'ensemble E. E et F : sets de données calibration et validation du modèle M_6 de l'ensemble CE (rapport 1:5). G : sets de données calibration du modèle M_7 de l'ensemble CE (rapport 1 :20). H et I : sets de données calibration et validation du modèle M_8 de l'ensemble E. J et K : sets de données calibration et validation du modèle M_9 de l'ensemble CE.

Tableau XLIII: Qualité de l'ajustement et précision de la prédiction des modèles pour les ensembles de données de calibration et de validation.

Paramètres	M ₂ C*	M ₂ V*	M ₅ C	M ₅ V	M ₆ C	M ₆ V	M ₇ C	M ₇ V	M ₈ C	M ₈ V	M ₉ C	M ₉ V
Sensibilité (%)	69,3	70,9	66,5	72,6	75,7	85,7	66,7	0	72,4	72,2	68,6	75
Spécificité (%)	90,9	91,6	90,5	91,9	93,4	92,5	97,2	95,2	92,6	95,2	91,9	87,5
Précision (%)	88,2	88,7	87,5	89,5	90,9	91,7	96,2	95,2	89,7	91,2	88,6	86,7
RMSE	0,285	0,281	0,291	0,267	0,267	0,273	0,174	0,198	0,285	0,247	0,279	0,321

7.15 Évaluation des performances des modèles basée les courbes ROC

Nous avons ici utilisé les mesures AUCs pour déterminer les précisions de prédiction des 6 modèles produits. La figure 40 présente les courbes ROC de ces modèles et leurs AUCs respectifs. L'évaluation du pouvoir prédictif de chacun des modèles obtenus repose sur les sets de données calibration et validation ainsi que sur les 2 résolutions spatiales (5 et 30 m). Tous les modèles de susceptibilité produits sont excellents, en raison des valeurs AUCs comprises entre 0,9 et 1. Pour le jeu de données calibration, et la prise en considération de la résolution spatiale de 5 m, le modèle M₆ présente la valeur la plus élevée de l'aire sous la courbe ROC (AUC= 0,961), suivi du modèle M₇ (AUC= 0,954), du modèle M₂ (AUC= 0,923), et du modèle M₅ (AUC= 0,915). Quant au set de données validation, le modèle présentant la valeur d'AUC la plus élevée est M₅ (AUC=0,938), suivi du M₂ (AUC=0,933), du M₆ (AUC=0,918), et du M₇ (AUC=0,869).

Se référant aux sets de données de calibration avec la résolution spatiale de 30 m, le modèle M₉ présente l'AUC le plus élevé avec l'ensemble CE, tandis que le modèle M₈ fourni un AUC égal à 0,901 pour l'ensemble E. Relativement aux données de validation, le modèle M₉ présente un AUC inférieur à celui du modèle M₈.

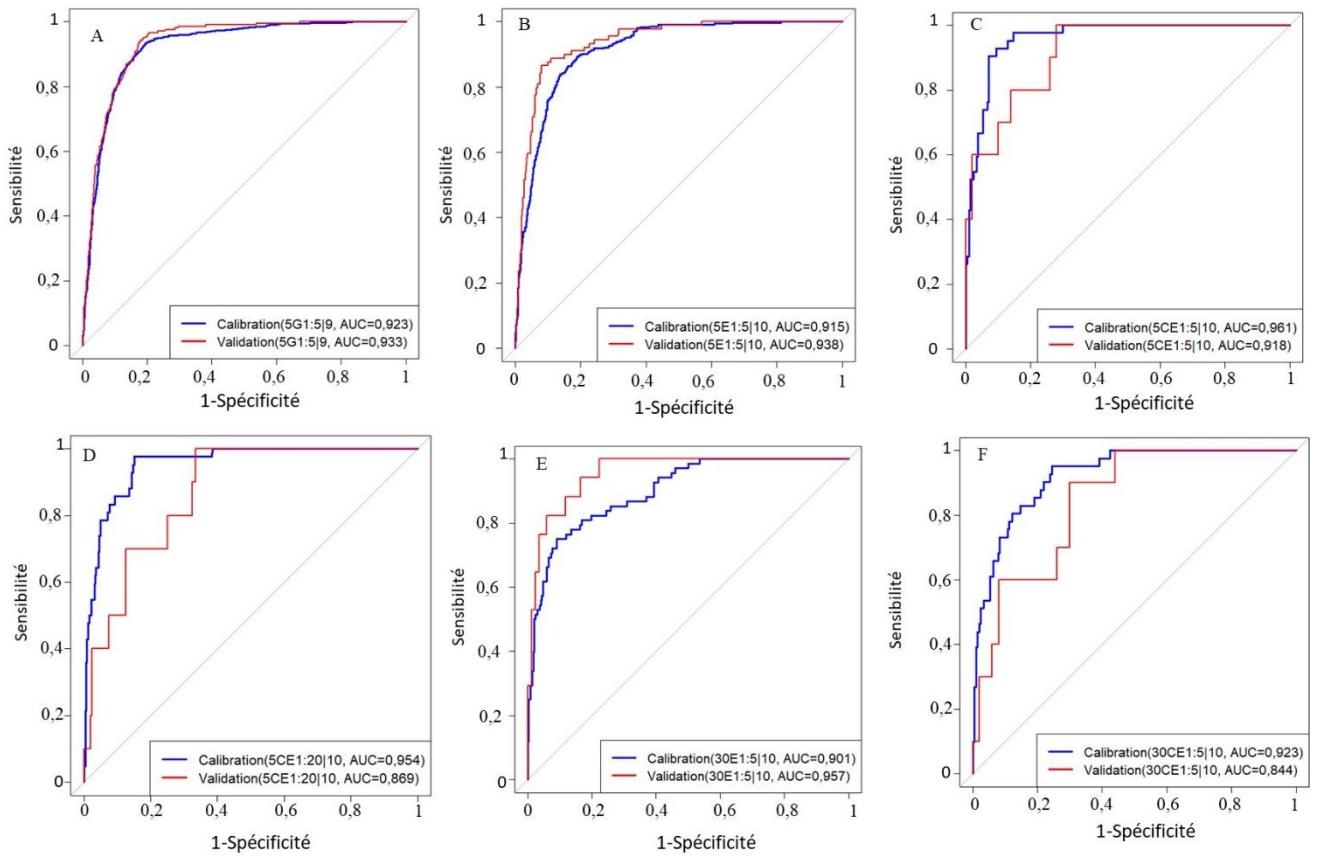


Figure 40: Courbes ROC des modèles de susceptibilité aux glissements de terrain de différents sets de données calibration et validation. A : Modèle M₂. B : Modèle M₅. C : Modèle M₆. D : Modèle M₇. E : modèle M₈. F : modèle M₉.

7.16 Cartographie de la susceptibilité aux ensembles pour les 6 modèles

La régression logistique (RL) est utilisée pour construire les 6 modèles et de trouver les coefficients de régression des variables explicatives. Les coefficients de régression ont permis le calcul des probabilités d'occurrence basées sur une échelle comprise entre 0 à 1 (Figure 41). Les probabilités estimées à partir des 3 ensembles (G, E et CE) sont classées en 5 niveaux de susceptibilité selon l'approche du seuil naturel (*Natural Breaks-Jenks*) : Très faible (0-0,06), faible (0,06-0,2), modéré (0,2-0,4), fort (0,4-0,7) et très élevé (0,7-1). Lorsqu'on visualise les cartes de susceptibilité après classification, on note une distribution du niveau de susceptibilité (très élevé) de part et d'autre des 2 rives Figure 42). Cependant, la carte de susceptibilité dérivée du modèle 7 (5CE1:20|10) présente une nette différence. Pour mieux analyser la classification des cartes de susceptibilité, 2 indicateurs tels que les proportions de surface et celles des glissements de terrain (ici pixels glissés) sont utilisés, en tenant compte des 2 résolutions spatiales (5 et 30 m) (Figures 43, 44, tableaux (XLIV à XLIX).

Les niveaux de susceptibilité (élevé et très élevé) (Figures 43 A et B, tableau XLIV) du modèle 2 (5G1:5|9) sont principalement distribuées le long des emplacements des glissements de terrain passés. Ceux-ci représentent à eux seuls $0,63 \text{ km}^2$ (soit 5,8% de la zone d'étude) avec la proportion de pixels glissés estimée à 60,8%. Le rapport de fréquence des 2 niveaux de susceptibilité représente 21,6. Dans les secteurs moins exposés (susceptibilités très faible et faible) de ce modèle, les rapports de surface et de glissements de terrain sont respectivement de 88,8% et 16,7% avec un rapport de fréquence égal à 0,7.

Pour le modèle 5 (Figure 43 A et B, tableau XLV) (5E1:5|10), les classes de susceptibilité (très faible et faible) couvrent plus de la moitié (86,7% soit $9,5 \text{ km}^2$) de la zone d'étude (pente $> 2^\circ$) avec la proportion de glissements égale à 15,6% et un rapport de fréquence estimé à 0,6. Relativement aux niveaux de susceptibilité (élevé et très élevé) de ce modèle, ceux-ci ne couvrent que 6,3% ($0,7 \text{ km}^2$) de l'agglomération pour des valeurs de 61,2% et de 20,2 attribuées respectivement au proportion de glissement et au rapport de fréquence (Fr).

Comme le montre les figures (43 A et B) et le tableau XLVI), les zones classées comme ayant des incidences (élevée et très élevée) pour le modèle 6 (5CE1:5|10) couvrent $0,6 \text{ km}^2$, soit 5,2% de la superficie totale de la zone d'étude, et la proportion de pixels glissés est de 60% avec le rapport de fréquence évalué à 22,7.

Enfin, pour le modèle M₇(5CE1:20|10) (Figure 43A et B, tableau XLVII), $0,2 \text{ km}^2$ (soit 2% de la zone d'étude) sont couvertes par les classes de susceptibilité (élevée et très élevée). 42,30% des pixels glissées sont concentrés dans ces zones pour un rapport de fréquence égal à 45,4.

À part ces modèles ci-dessus, des analyses similaires sont réalisées pour les modèles 8 et 9, en tenant compte de la résolution spatiale de 30 m. Ainsi, pour le modèle 8 (30E1:5|10), (Figure 44 C et D, tableau XLVIII) les classes de susceptibilité (élevée et très élevée) couvrent $0,9 \text{ km}^2$, ce qui représente 7,30% de la zone d'étude investiguée. 67% des pixels glissés se concentrent dans ces niveaux de susceptibilité, le rapport de fréquence estimé à 19,7. Quant au modèle 9 (30CE1:5|10) (Figures 44 C et D, tableau XLIX), $1,2 \text{ km}^2$ (soit 9% de l'agglomération) sont couvertes par les niveaux de susceptibilité (élevée et très élevée), pour la proportion de pixels glissés évaluée à 61% et le rapport de fréquence estimé à 15,1.

Dans le cas de la résolution de 5 m, le modèle 5 est considéré comme le plus performant pour prédire de nouvelles occurrences sur la base des glissements de terrain récents identifiés dans les classes de susceptibilité (élevée et très élevée). Quant à la résolution de 30 m, le modèle

8 (5E1:5|10) performe mieux que l'autre modèle de susceptibilité. Pour la suite de notre analyse, le modèle 5E1:5|10 sera retenu.

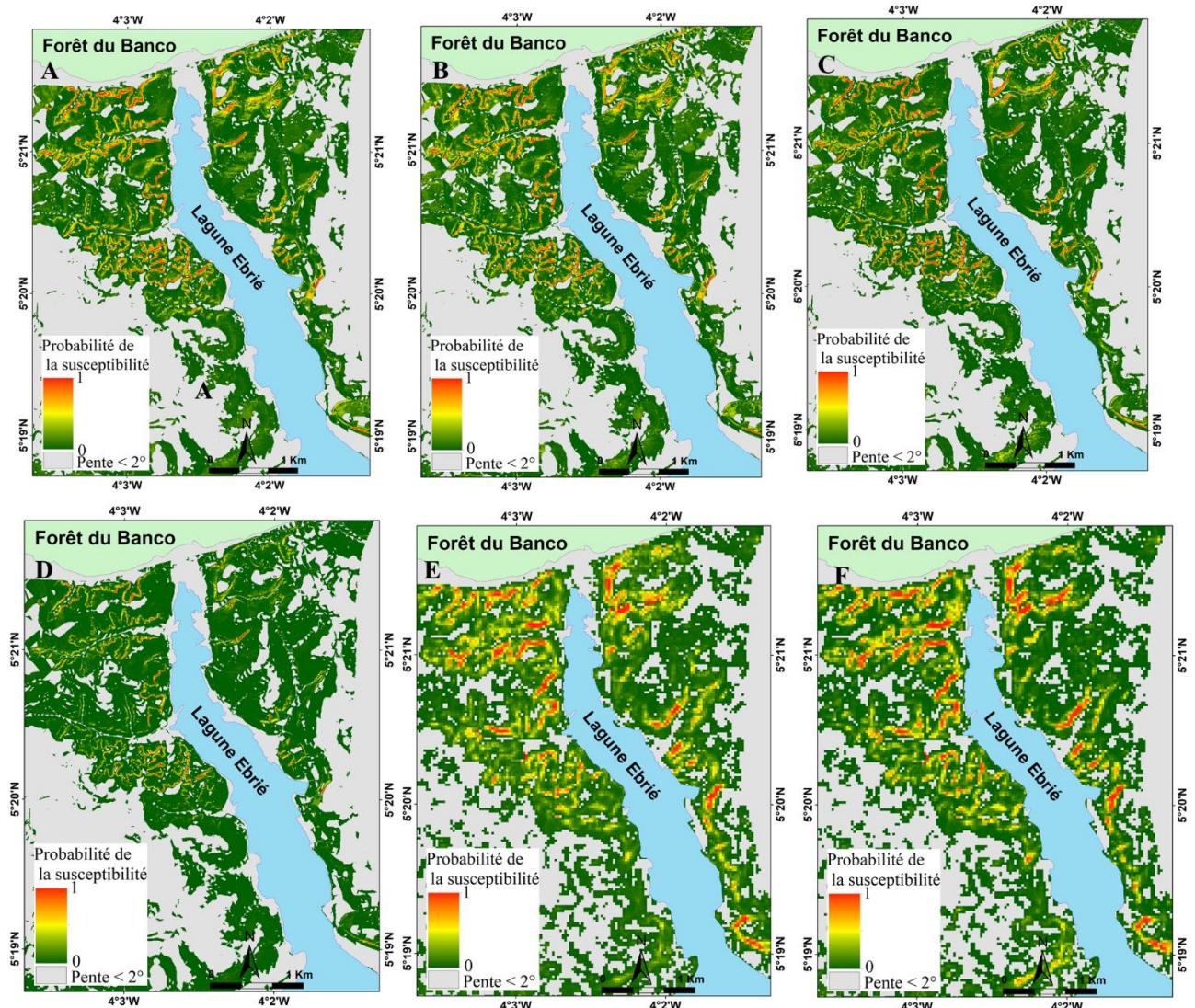


Figure 41: Carte de probabilité des ensembles (G, E et CE). A : Modèle M₂. B : Modèle M₅. C : Modèle M₆. D : Modèle M₇. E : modèle M₈. F : modèle M₉

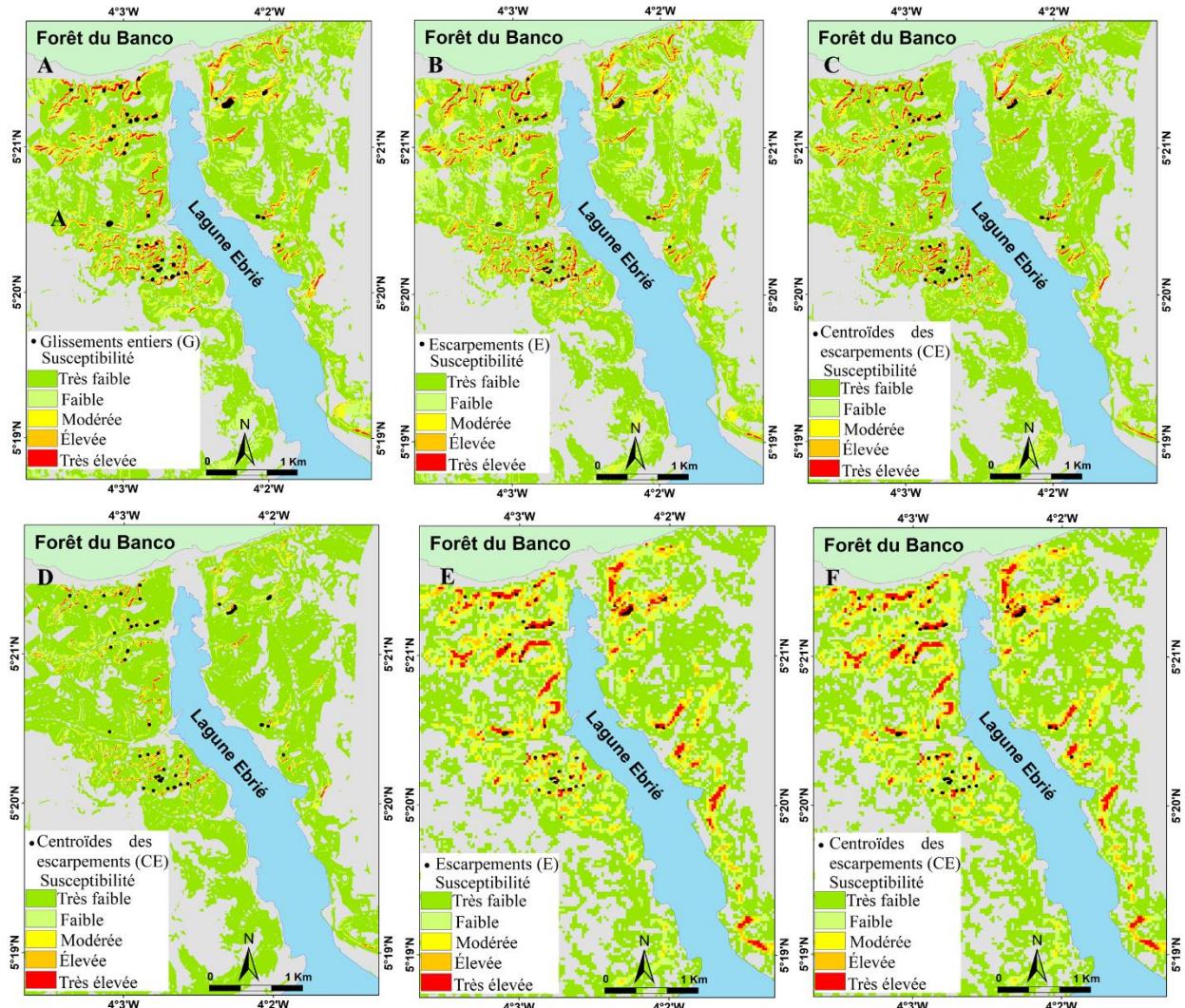


Figure 42: Cartes de susceptibilité pour les ensembles (G, E et CE). A : Modèle M₂. B : Modèle M₅. C : Modèle M₆. D : Modèle M₇. E : modèle M₈. F : modèle M₉

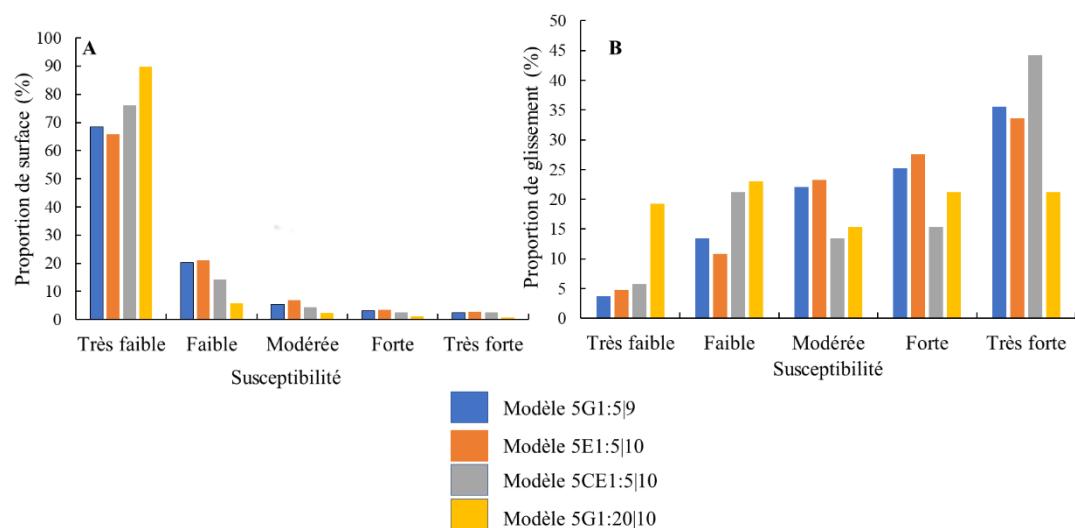


Figure 43: Proportions de surface et de glissements de terrain (pixels glissés) des différents niveaux de susceptibilité pour la résolution de 5 m.

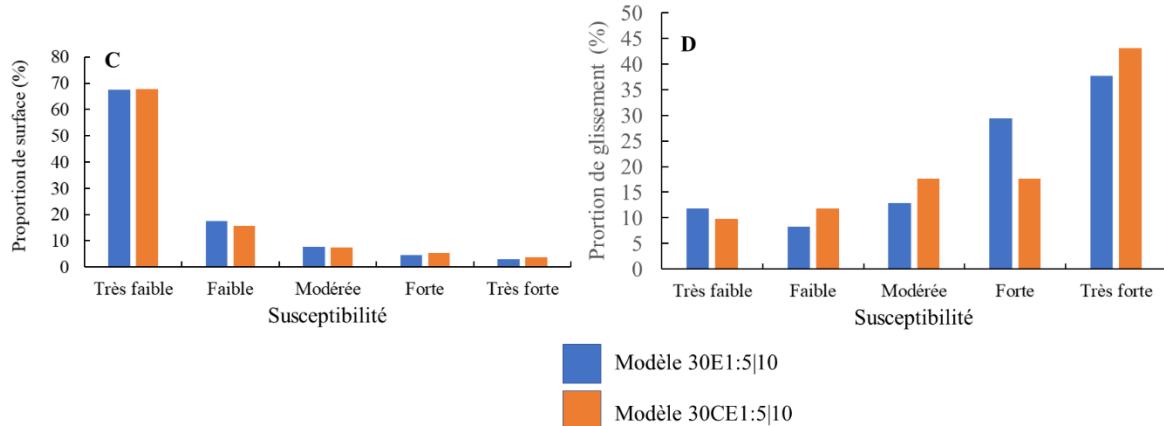


Figure 44: Proportions de surface et de glissements de terrain (pixels glissés) des différents niveaux de susceptibilité pour la résolution de 30 m.

Tableau XLIV: Statistiques de classification de la susceptibilité à l'ensemble G basées sur le modèle M₂ (5G1:5|9).

Susceptibilité aux glissements (G)	Surfaces (km ²)	Rapport de surface (%)	Ensemble G	Rapport de G (%)	Rapport de Fréquence
Très faible	7,49	68,40	38	3,66	0,05
Faible	2,23	20,37	140	13,47	0,66
Modérée	0,60	5,48	229	22,04	4,01
Forte	0,35	3,19	262	25,22	7,89
Très forte	0,28	2,56	370	35,61	13,68

Tableau XLV: Statistiques de classification de la susceptibilité à l'ensemble E basées sur le modèle M₅ (5E1:5|10).

Susceptibilité aux glissements (E)	Surfaces (km ²)	Rapport de surface (%)	Ensemble E	Rapport de E (%)	Rapport de Fréquence
Très faible	7,18	65,75	21	4,74	0,07
Faible	2,29	20,97	48	10,83	0,52
Modérée	0,76	6,96	103	23,25	3,32
Forte	0,39	3,57	122	27,53	7,79
Très forte	0,30	2,75	149	33,63	12,39

Tableau XLVI: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble CE basées sur le modèle M₆ (5CE1:5|10).

Susceptibilité aux glissements (CE)	Surfaces (km ²)	Rapport de surface (%)	Ensemble CE	Rapport CE (%)	de Fréquence
Très faible	8,31	76,09	3	5,77	0,07
Faible	1,55	14,19	11	21,15	1,49
Modérée	0,49	4,49	7	13,46	3,02
Forte	0,28	2,56	8	15,38	5,96
Très forte	0,29	2,66	23	44,23	16,71

Tableau XLVII: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble CE basées sur le modèle M₇ (5CE1:20|10).

Susceptibilité aux glissements (CE)	Surfaces (km ²)	Rapport de surface (%)	Ensemble CE	Rapport CE (%)	Rapport de Fréquence
Très faible	9,78	89,72	10	19,23	0,21
Faible	0,64	5,87	12	23,07	3,94
Modérée	0,26	2,39	8	15,38	6,56
Forte	0,14	1,28	11	21,15	16,08
Très forte	0,08	0,73	11	21,15	29,32

Tableau XLVIII: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble E basées sur le modèle M₈ (30E1:5|10)

Susceptibilité aux glissements (E)	Surfaces (km ²)	Rapport de surface (%)	Ensemble E	Rapport de E (%)	Rapport de Fréquence
Très faible	8,97	67,44	10	11,76	0,17
Faible	2,32	17,44	7	8,24	0,47
Modérée	1,04	7,82	11	12,94	1,66
Forte	0,59	4,44	25	29,41	6,59
Très forte	0,38	2,86	32	37,65	13,09

Tableau XLIX: Statistiques de classification de la susceptibilité pour l'ensemble CE basées sur le modèle M₉ (30CE1:5|10)

Susceptibilité aux glissements (CE)	Surfaces (km ²)	Rapport de surface (%)	Ensemble CE	Rapport de CE (%)	Rapport de Fréquence
Très faible	9,03	67,74	5	9,80	0,14
Faible	2,1	15,75	6	11,76	0,74
Modérée	1	7,50	9	17,65	2,34
Forte	0,7	5,25	9	17,65	3,53
Très forte	0,5	3,75	22	43,14	11,55

7.17 Performance du modèle 5E1:50|10

La performance du modèle de susceptibilité aux glissements de terrain a été évaluée en utilisant le rapport d'échantillon 1:50. La courbe ROC du modèle de la Figure 45 a permis de déterminer à la fois son taux de succès et son taux de prédiction. Les résultats indiquent que le modèle présente des performances élevées, avec des taux de succès et de prédiction estimés à 0,916, soit 91,6 %.

Afin d'apprécier la capacité prédictive des modèles (5E1:5|10 versus 5E1:50|10), une comparaison de leurs performances respectives a été effectuée. Les résultats de calibration révèlent que les modèles présentent des taux de succès similaires (Figures 40 B et 45). Ces 2 modèles sont capables d'expliquer les événements passés dans l'agglomération d'Attécoubé. Relativement à leur fiabilité, le modèle 5E1:5|10 présente un taux de prédiction (0,938) supérieur à celui du modèle 5E1:50|10 (0,916). Dans l'ensemble, les 2 modèles sont jugés excellents pour la prédiction de futures occurrences.

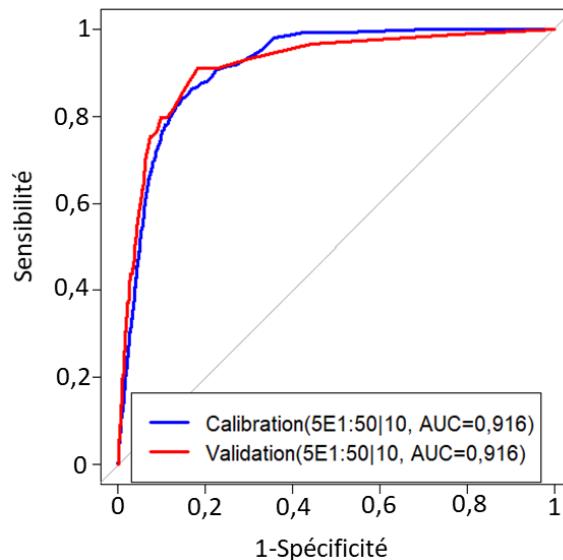


Figure 45: Courbe ROC du modèle de susceptibilité aux glissements de terrain pour les sets de données calibration et de validation.

7.18 Cartographie de la susceptibilité

La régression logistique ordinaire utilisée en se basant sur le rapport d'échantillon modifié (1:50) a permis de calculer les coefficients de régression des dix variables explicatives de prédiction (Tableau L). Les coefficients dérivés du rapport d'échantillon sont réduits par rapport à ceux du rapport d'échantillon 1:5 (Tableau XLII). Cette réduction des valeurs de coefficients pourrait être attribuable à la quantité considérée suffisante des échantillons de non événements prise de façon aléatoire. Les coefficients ont permis d'estimer les probabilités d'occurrence basées sur une échelle comprise entre 0 à 1 (Figure 46 A). Suivant l'approche du seuil naturel (*Natural Breaks-Jenks*), la carte de probabilité a été subdivisé en 3 classes de susceptibilité (Figure 46 B) : faible (0-0,07), modérée (0,07-0,27), élevée (0,27-0,92). On note que la classe de susceptibilité élevée est identifiable le long des versants, affectés par les glissements de terrain. Quant à la classe de susceptibilité faible, elle est également repérable le long des versants ainsi que dans le fond des vallées ou encore sur les rives lagunaires.

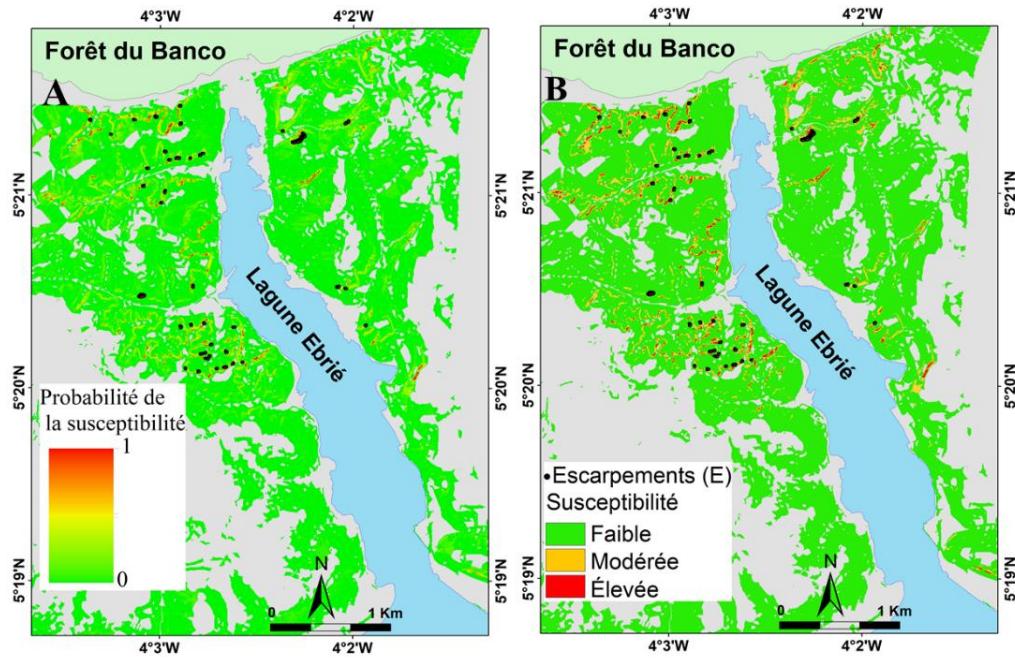


Figure 46: Cartes dérivées du modèle 5E1:50|10. A : Carte de probabilité. B : Carte de susceptibilité aux glissements de terrain.

Tableau L: Coefficients des variables estimés, rapports des côtes, intervalles de confiance à 95 % et p-value pour le modèle LR final (M₅ modifié, ensemble E).

Variables	Coefficients (β)	Exp (β)	IC (95%) Exp (β)	P-value
A	0,03	1,03	[1,02, 1,04]	0,00
NO	1,54	4,68	[3,54, 6,19]	0,00
SE	0,49	1,63	[1,15, 2,32]	0,006
S	0,84	2,32	[1,66, 3,23]	0,00
SO	-2,50	0,08	[0,02, 0,33]	0,00
Db	-1,28	0,28	[0,12, 0,65]	0,003
Ae	-0,009	0,99	[0,98, 0,99]	0,004
NDVI	2,52	12,40	[5,97, 25,77]	0,00
Co	-0,009	0,99	[0,97, 1,02]	0,46
P	0,11	1,12	[1,11, 1,13]	<0,05
Intercept	-6,78	0,001		0,00

7.19 Fonction de coût et classes de risque

Dans un contexte de gestion des risques liés aux glissements de terrain, l'estimation du seuil optimal associé aux courbes ROC permet de déterminer si le secteur donné (pixels) est dangereux ou pas, ce qui conduirait à envisager la mise en place des mesures de prévention adaptées. Dans cette étude, le seuil optimal a été déterminé en utilisant le modèle (5E1:50|10) et les coûts empiriques (scénarios) (FN/FP). En considérant le rapport de coût (300/1), la figure 47 indique un seuil optimal égal à 0,04 pour le coût global minimum de 75 000 (valeur arbitraire). Pour les autres rapports de coûts différentiels (250/1 et 350/1), on note un seuil optimal similaire et négligeable en référence au rapport de coût initial. Cette situation révèle la faible sensibilité du seuil aux variations des rapports de coûts relatifs.

La courbe ROC construite à partir de différents seuils a permis de calculer la proportion de vrais positifs et faux positifs. En considérant le seuil optimal ($X = 0,04$) (Figure 47), on note que le taux de faux positifs (FPs) est estimé à 10% et le taux de vrais positifs (VPs) est égal à 77,5% des pixels glissés. L'aire sous la courbe (AUC) du modèle (5E1:50|10) est estimée à 0,92, témoignant de la performance élevée de celui-ci ($AUC > 0,90$).

La comparaison des seuils séparant les pixels susceptibles et non susceptibles, établie suivant les 2 approches – par l'application de la fonction de coût (avec les coûts relatifs choisis) et par la méthode de classification de Jenks - met respectivement en évidence une divergence des seuils (0,04, 0,07 et 0,27). L'évaluation des indices statistiques (Tableau LI) de façon empirique montre presque des résultats similaires par rapport à ceux obtenus à partir des courbes de la figure 47. Les niveaux de susceptibilité (Figure 48) obtenus à l'aide du seuil optimal montre que les zones dangereuses (instables – FPs) se concentrent principalement dans les parties supérieures des versants, tandis qu'une grande partie de la zone d'étude est classée comme stable (FNs) et potentiellement constructible. La carte de susceptibilité intégrant les coûts constitue des outils d'aide à la décision pour les autorités locales en charge de l'aménagement du territoire et de l'urbanisme. Cette approche pourrait être améliorée par l'intégration de données socio-économiques précises.

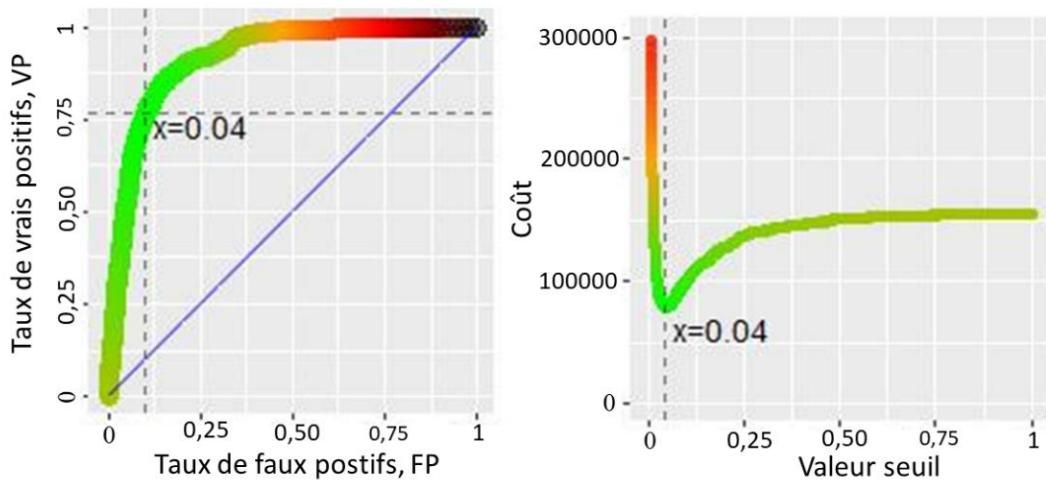


Figure 47: Courbes du ROC (AUC) et de fonction de coût indiquant le seuil optimal. La ligne pointillée de couleur cyan sur les courbes de fonction de coût indique où se trouve le point optimal, pour le tracé des coûts. Quant à la courbe ROC, l'intersection indique l'emplacement du taux de faux positifs (FPs) et du taux de vrais positifs (VPs) correspondant au seuil optimal. La couleur de la courbe indique le coût associé à ce point : « plus vert » signifie que le coût est plus faible, tandis que « plus noir » notifie le coût élevé.

Tableau LI: Évaluation des indices statistiques à l'aide du seuil optimal (X= 0,04)

Prédits	Observés	
	Stables (0)	Instables (1)
Stables (0)	90,15%	23,48%
Instables (1)	9,85%	76,52%

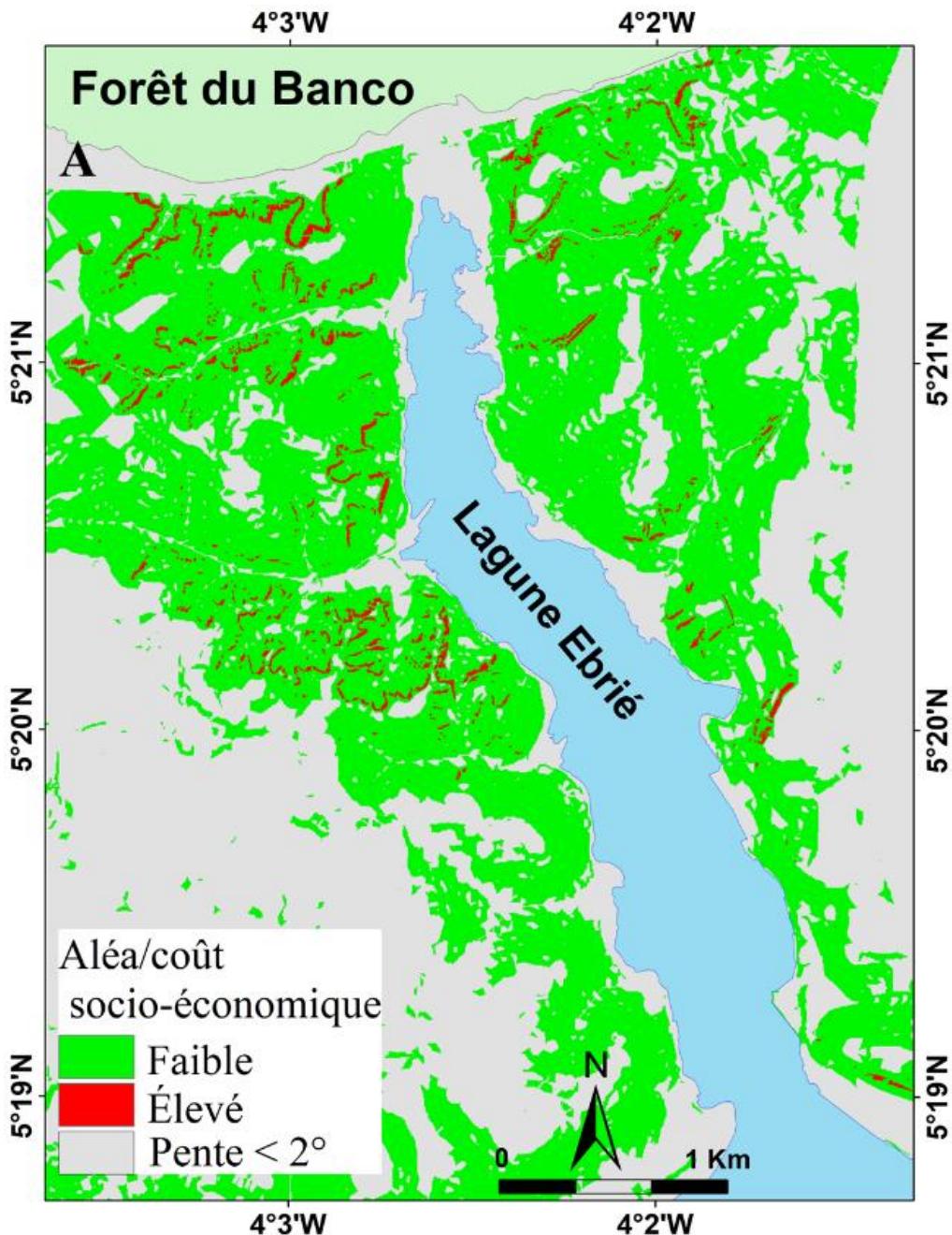


Figure 48: Susceptibilité aux ruptures de versant classés en zones stables/instables en utilisant le seuil optimal ($X = 0,04$)

Conclusion partielle

L'exploration des archives historiques existantes ainsi que l'observation de terrain ont permis de caractériser les glissements de terrain récents et anciens dans la commune d'Attécoubé. Ces approches ont également permis d'appréhender la distribution spatiale de ceux-ci et d'évaluer sur la base des indices géométriques certaines grandeurs physiques essentielles. En s'appuyant sur ces archives, il est à noter que les précipitations abondantes sont

principalement à l'origine du déclenchement de ces ruptures de versant. En plus des précipitations, les activités humaines influencent dans certaines mesures l'apparition des glissements comme cela a été montré sur le versant de Bobito.

Nous avons construit 6 modèles de prédiction à partir des glissements de terrain translationnels et des variables explicatives. Les modèles produits sont considérés comme excellents avec des valeurs d'AUC comprises entre 0,9 et 1. Parmi les modèles de susceptibilité testés, nous considérons que le modèle 5E1:5|10 (AUC=0,938) est le plus robuste du point de vue géomorphologique, en raison des probabilités prédites localisées le long des versants d'Attécoubé. Ce modèle de prédiction a obtenu une meilleure performance avec une précision estimée à 87,5% et une RMSE de 0,291. Il a permis d'identifier, pour les classes de susceptibilité (élevée et très élevée), 61,2% des pixels glissés (glissements passés) avec un rapport de fréquence (Fri) estimé à 20,2.

L'intégration de la fonction de coût dans le modèle de régression logistique en considérant divers rapports de coûts différentiels (FN/FP) a permis de déterminer un seuil optimal négligeable avec une faible variation face aux coûts.

CHAPITRE 8 : DISCUSSION

8.1 Incomplétude et fiabilité de l'inventaire de glissements de terrain

Nous présentons un inventaire de glissements de terrain qui est, à notre connaissance, le premier publié dans la région d'Abidjan, et en particulier dans la commune d'Attécoubé. Cet inventaire, souffre de biais et d'incertitudes spatio-temporelles spécifiques, qui sont liés à notre contexte pauvre en données (**Jacobs et al., 2016**). Ces incertitudes sont attribuables à l'absence d'une longue tradition de collecte de données systématique dans cette zone urbaine (**Michellier et al., 2016**). La localisation des glissements de terrain recensés après l'examen des archives est biaisée. Par exemple, lorsqu'un glissement de terrain apparaît, 2 ou 4 quartiers sont mentionnés pour sa localisation (24%) (Figure 29 A). Ceci pourrait être lié aux informations collectées à partir de sources divergentes (**Jacobs et al., 2015**). En revanche, bien que l'information spatiale soit biaisée, les archives ont permis de fournir des dates précises des événements signalés (90%). La précision de la datation de ces glissements de terrain est associée à l'expansion de diverses sources. L'émergence et l'utilisation de blogs, Facebook et d'autres médias sociaux, depuis 1996 (année d'apparition d'internet en Côte d'Ivoire) ont fortement contribué à la fourniture d'informations temporelles précises sur les mouvements de masse apparus (**Valenzuela et al., 2017**). Quant à la terminologie employée pour décrire les glissements de terrain, elle s'avère être confuse. L'utilisation fréquente des termes glissements de terrain et éboulements (48%) dans les archives comme synonymes, rend difficile l'application d'une classification génétique (**Valenzuela et al., 2017**).

Outre ces aspects que le nombre de mouvements de masse dénombré au cours d'une journée, d'un épisode de fortes précipitations ou même d'une année n'est généralement pas enregistré. Par ailleurs, les glissements de terrain qui ne sont pas à l'origine de pertes en vies humaines ou de blessés sont sous-représentés. Il convient, donc d'être attentif à ces processus géomorphologiques lorsqu'ils se produisent. Compte tenu de ces incertitudes, il est, de toute évidence essentiel d'impliquer la participation active des riverains dans la communication systématique des données, au-delà des institutions (**Samodra et al., 2015**).

Le travail sur le terrain s'est avéré très utile, pour valider l'exactitude des informations collectées. En ce qui concerne la distribution spatiale, la forte densité de ces mouvements de masse est observée dans les quartiers de Mossikro, de Sante 3 et de Sanctuaire-Marial (Figures 2, 29 D). Cette abondance des glissements de terrain pourrait être attribuée à la formation géologique (sablo-argileuse) et aux facteurs géomorphologiques. Ces glissements de terrain apparaissent dans des zones fortement urbanisées. Bien que l'influence des activités humaines

sur le déclenchement des glissements de terrain ne soit pas directement observable, on ne peut exclure qu'elle pourrait avoir constitué un facteur supplémentaire important dans l'initiation de nouvelles occurrences. Dans ces zones, l'interférence humaine est significative. Par exemple, des parties caractéristiques (zones d'accumulation et corps des glissements de terrain) sont effacées pour la mise en valeur de ces portions de terre (constructions de bâtis) (*land reclamation*). Il devient alors difficile de reconnaître *a posteriori* la limite exacte du mouvement de masse (**Maki Mateso et al., 2021**). C'est le cas des ruptures de versant enregistrées à Mossikro et à Sante 3, où la zone d'accumulation est oblitérée pour la construction de maisons (Figures 35 E, F).

Quant aux informations temporelles, leur validation par le terrain ne s'est pas avérée efficace. Les riverains, que nous avons consultés lors de nos investigations ne se souviennent pas de la date d'apparition (jour/mois/année) des glissements de terrain. Nous observons sur la figure 29 E, que seulement 9% des mouvements de masse du set de données ont des dates précises, alors que 40% ont des dates inconnues. Cette faible proportion de datation précise des glissements de terrain pourrait être attribuable aux personnes ayant subi des dommages directs sur le terrain.

En ce qui concerne la description des glissements de terrain observés, les relevés de terrain ont été indispensables pour combler les lacunes des observations recueillies dans les archives (Figure 29 F).

Outre les glissements récents inventoriés, nous avons noté une série de glissements de terrain beaucoup plus vastes en forme d'amphithéâtre de morphologies variables (allongée et large), qui ont fortement incisé les pentes des versants, en particulier celles du secteur de Santé 3 (Figure 31). Ces glissements, dont l'âge et le mécanisme de rupture sont inconnus (**Hungr et al., 2014**) sont probablement apparus dans des conditions climatiques et environnementales différentes de celles des glissements récents. Cependant, ces grands mouvements de masse sont maintenant le siège de processus spécifiques, à la fois naturels et anthropogéniques. En effet, on remarque une occurrence fréquente des glissements récents dans leurs divers compartiments (escarpements principaux, corps et zones d'accumulation), qui incisent régulièrement leur forme d'amphithéâtre. Par ailleurs, le processus d'érosion incise les flancs latéraux, en mobilisant des matériaux meubles, ce qui pourrait expliquer dans certains cas l'élargissement de ces formes. Nous discutons ci-dessous (section 8.5) l'exemple très illustratif du grand glissement ancien de Bobito et de sa réactivation récente.

Quant aux interventions anthropogéniques, des bâtiments sont construits tout autour et pourraient être considérés comme un facteur potentiel affectant la stabilité des versants. Ce cas est similaire aux grands glissements, qui ont été déclenchés et reconnus dans le bord et les contreforts de la partie orientale de la Chapada do Araripe (**Peulvast et al., 2011**).

8.2 Impacts des glissements de terrain inventoriés

Le set de données constitué montre que les ruptures de versant sont fréquentes, et causent des dommages significatifs, en particulier des pertes en vies humaines, des blessés, la destruction des infrastructures et de maisons. Bien que les impacts de ces glissements de terrain soient visibles sur le terrain, ils sont bien moindres que ceux de mouvements de masse de grande taille comme les glissements de terrain de Nametsi dans le Mont Elgon, au Cameroun, avec plus de 300 décès (**Mugagga et al., 2012**), de Liangshui, dans la province de Yunnan, en Chine, avec 44 décès (**Wang et al., 2024**) et d'Anyama, Abidjan avec treize décès (**Traoré, 2022**).

Nonobstant, leurs impacts sur la population, les glissements de terrain dénombrés à Attécoubé sont de tailles réduites (ici, nous ne faisons pas référence aux glissements anciens, en raison de l'indisponibilité des informations socio-économiques), ce qui pourrait justifier, en partie l'absence de ceux-ci dans divers sets de données mondiaux, en particulier, la base de données internationales sur les catastrophes (**EM-DAT, 2009**) ou le DFLD (**Petley, 2012**) et le jeu de données de tous les glissements de terrain compilés en Afrique (**Broeckx et al., 2018**). Par exemple, le set de données fourni par **Broeckx et al. (2018)** révèle seulement 2 glissements de terrain pour toute la Côte d'Ivoire. Ses résultats ne reflètent pas la réalité du terrain, car chaque année des ruptures de versant sont observées après de fortes pluies. Cette absence criante pourrait être attribuée à la carence systématique de collecte de données, conduisant à sous-représenter les impacts réels des glissements de terrain déclarés. Il est de toute évidence que des études doivent être réalisées de façon approfondie afin de fournir des données plus complètes pour une meilleure évaluation.

8.3 Morphométrie et relation entre les paramètres de base des glissements de terrain

Dans cette section, nous avons utilisé les informations extraites des relations entre les indices morphométriques de base et les rapports (*ratios*), pour caractériser les glissements de terrain, afin de fournir une connaissance experte de leur mécanisme.

8.3.1 Effet du volume (V) sur la distance horizontale de parcours (L) des glissements de terrain

Plusieurs auteurs s'accordent sur l'existence d'une parfaite corrélation entre la distance horizontale de parcours (L) et le volume (V). Ceux-ci révèlent que le parcours réel d'une rupture de versant est principalement contrôlé par son volume (**Legros, 2002**). Cette assertion a été entérinée par les études réalisées par **Legros (2002)** dans divers environnements. Celui-ci a montré l'augmentation (tendance similaire) de ces 2 indices géométriques, en analysant des glissements volcaniques subaériens et sous-marins. Par ailleurs, **Budetta et Riso (2004)** ont également confirmé cette corrélation entre L et le logarithmique de V, avec un coefficient de corrélation élevée. Dans la présente étude, la relation entre L et V des glissements de terrain ($L = 0,749V^{0,448}$, $R^2 = 0,69$) est parfaitement en accord avec les conclusions de la littérature scientifique.

8.3.2 Effets de la hauteur (H_T) sur la distance de parcours (L) des glissements de terrain

Le graphique (Figure 32B) indique que la corrélation entre la distance de parcours (L) (mobilité) et la hauteur (H_T) n'est pas significative à 5%. Cette figure montre que la diminution de L est associée à l'augmentation de H_T . On remarque que L n'influence pas H_T , et vice versa. Deux raisons essentielles peuvent éclaircir cette situation : (1) les faibles effets de la topographie sur la mobilité des glissements de terrain (**Finlay et al., 1999** ; **Hunter et Fell, 2003**), et (2) les hauteurs de versant peu importantes, qui ne permettent pas aux matériaux mobilisés d'acquérir des vitesses plus élevées, et donc de faibles L.

Bien que le constat de la faible corrélation soit avisé, cette relation empirique pourrait constituer un outil pour la construction et le développement d'infrastructure, avec un minimum structurel des mesures de protection.

8.3.3 Effets du volume V et la distance de parcours (L) sur le coefficient de friction équivalent (H_T/L)

La mobilité des glissements de terrain est fréquemment évaluée en utilisant la relation empirique entre la hauteur (H_T) et la distance horizontale de parcours (L), soit le rapport (H_T/L) comparé au volume (V) des matériaux déplacés. La corrélation entre les 2 variables (H_T/L et V) a été largement étudiée (**Cundall et al., 1979**). Par exemple, **Scheidegger (1973)** a rapporté une diminution de H_T/L pour 33 glissements de terrain à grande échelle. **Corominas (1996)** a trouvé une corrélation raisonnable entre H_T/L et V, en utilisant une forme de loi de puissance pour les sols et les roches.

Dans cette recherche, nous comparons la mobilité des glissements de terrain, en s'appuyant sur les 2 approches telles que $H_T/L=f(V)$ et $H_T/L=f(L)$ (Figures 32 C, D). La figure 32 C montre une absence totale de corrélation (non significative à 5%) entre H_T/L et V . Ces résultats ne sont pas en accord avec ceux de **Lucchitta (1978)**, qui révèle que H_T/L diminue avec l'augmentation de V .

Quant à l'approche $H_T/L = f(L)$, nous l'avons appliquée aux glissements récents cartographiés mais aussi, séparément, aux grands glissements anciens en forme d'amphithéâtre (Figure 32 D). En ce qui concerne les petits glissements actuels, la corrélation entre H_T/L et L est inverse, mais à nouveau quasi inexistante. Par contre, pour les grands glissements, la corrélation linéaire inverse entre les deux variables est beaucoup plus forte ($H/L=0,463-0,002L$, $R^2 = 0,62$). Elle est toutefois avant tout redéivable au fait que le coefficient de friction équivalent, tel que défini, est inversement proportionnel à L .

8.3.4 Effet du volume V sur la surface affectée A

Diverses études antérieures ont estimé les volumes de glissements de terrain, en se basant sur les relations empiriques, qui lient le volume V et la surface A . Les relations ($V = \alpha A^\gamma$) des glissements de terrain extraites de la littérature scientifique sont indiquées dans le tableau XXIII. Certaines d'entre elles, obtenues par des sets de données, ayant recensé principalement des mouvements de masse de tailles réduites (**Rice et al., 1969**) ont un exposant (γ) plus faible que celles acquises par de grandes ruptures de versant (**Korup, 2005**).

Dans cette étude, l'exposant (γ) quantifié est raisonnablement en accord avec les exposants des relations existantes pour des ordres de grandeur relativement faibles (**Imaizumi et Sidle, 2007 ; Imaizumi et al., 2008**). La relation $V=f(A)$ dérivée de notre set de donnée ($V=3,78A^{1,057}$) indique que γ est très proche de 1 et où α est nettement plus élevé. Par conséquent, cette loi de puissance se réduit à une relation quasi linéaire ($V=3,78A$). Cela revient à dire que la valeur de (α) = 3.78 m a ici une signification physique, en l'occurrence celle de l'épaisseur E constante (aux résidus de régression près) des glissements plans observés. Celle-ci ne montre en effet qu'une dépendance à A très faible, sa valeur exacte étant donnée par l'expression $E = 3,78 A^{0,057}$.

Une autre raison qui pourrait intervenir dans la faible valeur de γ , réside dans la méthode adoptée pour estimer V , et calculer γ de la relation $V = \alpha A^\gamma$. Par exemple, nous avons digitalisé les glissements de terrain par le biais d'une image Pléiades du 29 avril 2015 et les outils SAS Planet de 2023. Au regard la taille réduite de ces glissements, la délimitation (polygones) de

ceux-ci par ces produits satellitaires peut être entachée d'incertitudes, quant à la quantification réelle des surfaces. Cette situation pourrait introduire des biais et surestimer le volume réel des matériaux mobilisés. D'autre part, en prenant en considération le contexte fortement urbanisé, la mesure de la superficie pourrait être limitée uniquement aux zones d'ablation, pour estimer ces deux variables géométriques de base. Cela permettrait d'éviter une surestimation de la surface du glissement liée à l'étalement des matériaux mobilisés.

8.4 Seuils de précipitation et occurrence des glissements de terrain

Plusieurs études montrent que les précipitations cumulées provoquent de manière significative l'occurrence de glissements de terrain (**Guzzetti et al. 2004**). Par conséquent, l'analyse faite des précipitations cumulées avant tout déclenchement des ruptures de versant permet d'appréhender la contribution de ce facteur déclencheur.

25 glissements de terrain associés aux précipitations cumulées sont examinés, au cours de la période 1996-2023, sur la base des archives historiques et des relevés de terrain. Ces précipitations cumulées ont permis d'estimer des seuils de précipitations de 3 derniers jours P_3 (72 heures) avant l'occurrence des glissements de terrain et de 15 jours (P_{15}) précédant ces 3 jours. Sur la base des précipitations cumulées, le seuil inférieur a été déterminé de manière linéaire, ce qui permet d'obtenir la relation suivante : $P_3=20-0,32*P_{15}$. Cette quantité met en évidence un lien inverse entre la quantité de précipitations antérieures (P_{15}) avant les 3 jours de pluies et la quantité de précipitations récentes sur les 3 jours (P_3) avant l'apparition d'un glissement de terrain. Concrètement, plus la pluviométrie accumulée durant les 15 jours précédents est élevée, moins il faut de pluie dans les 3 jours précédant l'événement pour que le sol atteigne un état critique de saturation et déclenche un glissement. Cette tendance illustre l'effet cumulatif de l'humidité en d'autres termes les pluies soutenues sur plusieurs jours augmentent progressivement la teneur en eau des sols, réduisant la capacité d'infiltration. Ainsi, même de faibles précipitations récentes peuvent suffire à déstabiliser les pentes déjà fragilisées. À l'inverse, en période relativement sèche, des pluies intenses et rapprochées dans le temps sont nécessaires pour provoquer une instabilité.

Les seuils minimums de précipitations peuvent constituer des alertes, afin de prévenir l'occurrence probable des glissements de terrain dans cette agglomération urbaine. Ils peuvent également être pris en compte dans l'évaluation de la stabilité des versants. L'augmentation de la probabilité d'occurrence des glissements de terrain, au-delà des seuils, peut induire des risques de fausses alertes, ce qui constitue souvent le principal défi relatif à la disponibilité des

données pluviométriques, à leur qualité et aux informations sur les glissements de terrain, en particulier la date d'occurrence.

Bien que les résultats obtenus semblent donner une idée approximative des seuils de précipitation, initiant les mouvements de masse dans la zone étudiée, ceux-ci sont peu représentatifs, du fait de la distance entre la station de Port-Bouët et la commune d'Attécoubé. Par ailleurs, sur les 67 glissements de terrain dénombrés sur la période 2015-2023, seuls 20 mouvements de masse ont une information temporelle précise (soit 23% du jeu de données). Sur la base des points ci-dessus, des améliorations sont à entrevoir : (1) implantation d'une station pluviométrique dans la commune d'Attécoubé, (2) développement d'une approche robuste pour la quantification des seuils de précipitation.

L'implantation d'une telle station permettra de collecter de manière journalière des données de précipitation associées à l'apparition de chaque mouvement de masse. Outre le couple (précipitation-glisserment de terrain), cette station offrira également des informations relatives aux caractéristiques des précipitations (Intensité-durée, fréquence et période de retour), ce qui seraient indispensables à la quantification précise des seuils pluviométriques. En s'appuyant sur ces données, la relation initiale peut subir une amélioration en suivant l'approche développée par **Monsieurs et al. (2019)**.

8.5 Influence des activités anthropogéniques sur l'occurrence des glissements de terrain et évolution des versants : cas de Bobito

Dans cette étude, le changement important observé sur le versant de Bobito est son recul, en raison de l'apparition d'une série de glissements de terrain déclarés de tailles et géométries variées (Figure 36). Pour appréhender cette dynamique spatio-temporelle du versant de Bobito, l'étude a essentiellement porté sur 2 types de mouvements de masse tels que les glissements de terrain successifs ou subséquents (*en noir*) et les mouvements de masse antérieurs ou passés (*en rouge*) (Temme et al., 2020). En plus des glissements de terrain recensés, le versant de Bobito est régulièrement affecté par des interventions humaines (déblai et remblai des sols, chargement au sommet du versant pour la construction de bâtis, canalisation de fortune débouchant directement dans les escarpements principaux des mouvements de masse, etc). Ces facteurs sont importants dans le processus de stabilisation ou déstabilisation du versant.

L'image du 14 avril 2002 (Figure 36A) présente un glissement de terrain ancien, caractérisé par une forme d'amphithéâtre plus ou complexe sur le versant. Les glissements de terrain récents successifs apparus s'incrustent dans l'escarpement principal jusqu'à la couronne de ce glissement passé. Ces petits glissements de terrain ont profondément incisé le versant, laissant une variété de signatures (cicatrices) principales, bien visibles dans le paysage. Ceux-ci ont une morphologie de type translationnel ou rotationnel.

A la terminaison du versant, se trouve un chenal d'écoulement, qui varie au cours des différentes saisons pluvieuses. Celui-ci draine dans la direction E-W, pour se jeter dans la lagune Ebrié. Comme l'illustre la figure 36 A, on assiste à l'érosion latérale, qui incise le substrat sablo-argileuse, atteignant quelques centimètres de dénivellation. Le taux d'ablation du pied du versant est important au cours des saisons pluvieuses (mai-juin), où les débris produits sont transportés jusqu'à la lagune Ebrié. De tels taux d'incision créent des seuils de versant très sujet au glissement de terrain (Ouimet et al., 2007 ; Larsen et Montgomery, 2012). Dans une perspective d'étude, la quantification des matériaux mobilisés permettra d'apprécier le recul du versant ainsi que l'effacement de la zone d'accumulation des glissements de terrain successifs déclarés.

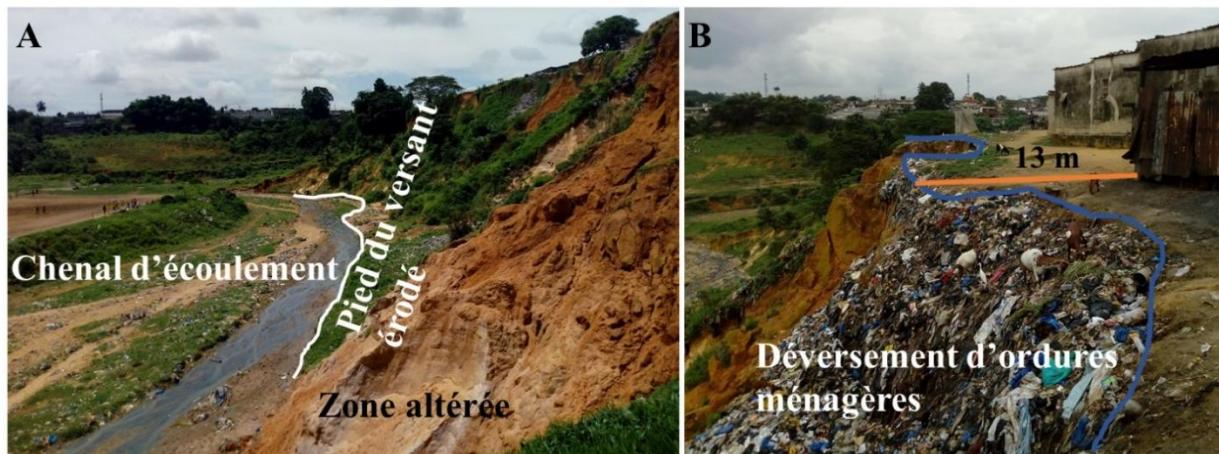


Figure 49: Activités naturelles et anthropiques observées au pied et au sommet du versant. A : le tracé sinueux représente le pied du versant érodé (en blanc) par le chenal d'écoulement (rivière). On note également une zone altérée du versant. B : le tracé sinueux indique le rebord du versant au sommet du talus. Un déversement d'ordures ménagères envahit l'escarpement principal d'un glissement de terrain.

Le phénomène de la coalescence des ruptures de versant successives (28 janvier 2010) pourrait trouver des justifications plus plausibles. Cette situation pourrait être éclaircir par le fait que les glissements de terrain successifs ont rompu l'équilibre mécanique du versant, et modifié la microtopographie locale et le comportement hydraulique (**Yang et al., 2021**). Pour appréhender le processus d'évolution morphologique, nous avons supposé deux facteurs pouvant influencer l'occurrence des glissements : (1) les précipitations cumulées avant la date de prise de l'image au cours du mois de janvier, et (2) les empreintes humaines identifiées au sommet du versant.

Plusieurs études ont révélé la contribution des précipitations cumulées dans l'occurrence des glissements de terrain. Les observations du terrain montrent l'importance de l'humidité du sol, nécessaire pour entraîner le mouvement des versants. Sur le versant, la relation causale impliquée dans la dépendance à la trajectoire (*path dependence*), constitue une condition nécessaire, mais non suffisante pour de nouveaux glissements de terrain (les mouvements successifs dans notre cas). Quelques exemples illustrent cette dépendance à la trajectoire. C'est le cas des glissements lents et profonds : la coulée de Slumgullion ou celle de Montaguto en Italie (**Guerriero et al., 2013**). Ces mouvements de masse créent les conditions pour leur propre réactivation ou mouvement répétée, du fait de l'humidité du matériau (**Bennett et al., 2016**). D'autres exemples de glissements de terrain dépendants de la trajectoire sont les chutes de pierres provenant de l'escarpement des grandes ruptures de versant à Schwyz en Suisse, où les chutes de pierres ont été "directement déclenchés" par la rupture précédente (**Keller, 2017**).

Quant aux interventions humaines, elles sont visibles au sommet du versant (couronnes des glissements de terrain apparus). Ces empreintes humaines sont caractérisées par la construction de manière incontrôlée de bâtiments ou de blocs de bâti, qui dans certaines circonstances, peuvent constituer des contraintes utiles à la mobilisation de matériaux. Bien qu'aucune étude réelle n'ait encore évaluée l'influence de l'urbanisation sur l'occurrence des glissements dans la zone d'étude, nous nous sommes focalisés uniquement sur les observations de terrain, suivies de témoignages de la part des populations riveraines. L'occupation anarchique au sommet du versant, intensifie l'expansion des surfaces imperméables en modifiant l'équilibre hydrique du versant (**Li et al., 2020**). Cette modification entraîne la réduction de l'infiltration et l'augmentation du ruissellement de surface, qui sont susceptibles de diminuer la stabilité du versant, en réduisant la résistance au cisaillement des matériaux.

Plusieurs travaux ont émis l'hypothèse que l'urbanisation influencent l'occurrence des glissements de terrain (**Bruschi et al., 2013**). Cependant, des preuves empiriques sont jusqu'à présent limitées. Des études réalisées à l'échelle provinciale chinoise sur une échelle de temps annuelle (période de 10 ans) ont quantifié l'influence de l'urbanisation sur l'apparition des mouvements de masse par le biais d'un modèle de régression (logit) (**Johnston et al., 2021**). Celles-ci ont révélé l'influence significative de l'urbanisation sur le déclenchement des ruptures de versant. **Uzturk et al. (2022)** ont réalisé des études, afin de déterminer l'influence de l'urbanisation dans cinq zones tropicales (Antipolo, Port au Prince, Baguio, Bukavu et Saint Lucia). Ces recherches révèlent que l'urbanisation est la principale raison de la diminution de la stabilité des versants. Un exemple particulier pris, est le cas de Saint Lucia. Ces auteurs estiment que malgré que le facteur de sécurité reste largement supérieur à 1, et que l'urbanisation soit considérée, il existe une réduction globale de la stabilité des versants.

Nous pouvons signaler que notre travail corrobore ces conclusions existantes. Cependant, il nous faut réaliser des études approfondies, afin de quantifier cette influence de l'urbanisation sur l'apparition des glissements de terrain dans la zone. Ces travaux permettront de fournir des preuves empiriques spécifiques, plus plausibles pour un meilleur aménagement de la municipalité d'Attécoubé.

L'image du 26 septembre 2013 montre que le versant de Bobito, est plus ou moins déstabilisé, au regard des mouvements de masse successifs de tailles réduites, malgré leur coalescence. Cette absence de l'activité du versant est également caractérisée par le recul du chenal d'écoulement par rapport au pied du versant.

Quant aux perturbations humaines, elles sont moins marquées au sommet du versant. Par exemple, les couronnes des glissements de terrain sont moins densifiées en termes de bâtis. Lors de nos compagnes d'observation, les populations riveraines, vivant à proximité de ce versant, ont indiqué que cette situation est attribuable à la municipalité. En effet, l'apparition récurrente des mouvements de masse avec son lot de pertes en vies humaines, de blessés, a poussé la municipalité à entreprendre des actions de planification, en procédant à la destruction de plusieurs bâtis. Bien que ces actions d'aménagement soient menées au sommet du versant, des perturbations anthropogéniques persistent. Par exemple, les escarpements principaux des glissements de terrain subséquents sont érigés en décharges sauvages non contrôlées. La composition de ces décharges est caractérisée par la présence de plastiques et de matières organiques comme l'illustre la figure 49 B. Les populations visitées estiment que le déversement des matières plastiques et organiques dans des zones caractéristiques des glissements de terrain, permettrait plus ou moins de stabiliser le versant. Cependant, cette stabilisation du versant pourrait être temporaire pour diverses raisons. Une étude réalisée dans l'État de São Paulo, au Brésil, a montré que l'élimination des déchets solides sur les flancs des versants entraîne un processus naturel de décomposition de ces déchets solides, provoquant une instabilité à la surface du sol (**Nascimento et al., 2017**). Par ailleurs, cette étude révèle que l'instabilité du versant investigué s'amplifie par l'action des fortes précipitations et d'autres interventions anthropiques.

Une autre raison, pouvant expliquer cette stabilité temporaire du versant résulterait de la faible densité des déchets (solides, liquides) déversés. Cette faible densité, réduit l'écoulement en surface des précipitations, en entraînant un taux élevé d'infiltration dans les déchets, augmentant ainsi leur poids volumique. Le processus de lixiviation diminue la résistance au cisaillement des matériaux, en mobilisant la pression interstitielle et donc, initierait de nouvelles occurrences ou la réactivation des glissements de terrain existants. Ce processus similaire a été observé lors du déclenchement du glissement de Payatas (Philippines) en 2000, où 200 personnes vivant à proximité ont trouvé la mort.

Enfin, relativement à l'image de novembre 2019 (Figure 36 D), nous considérons que ce versant est fortement déstabilisé. Cette déstabilisation est caractérisée par la présence de glissements de terrain successifs individualisés le long du versant. Plusieurs facteurs tant naturels qu'anthropiques pourraient être à l'origine de cette situation. En ce qui concerne les facteurs naturels, nous avons analysé l'action de la rivière (chenal d'écoulement), les précipitations tombées au cours du mois de novembre et l'altération de la formation sablo-

argileuse dans l'initiation de la série de mouvements de masse récents. (Figure 49A). L'observation minutieuse de cette image montre un recul de la rivière par rapport au pied des glissements apparus. Cela ne voudrait pas dire que le sapement est nul. Il serait utile de réaliser une étude saisonnière pour mieux comprendre cette fluctuation du niveau de ce chenal d'écoulement et ses actions d'érosion vis-à-vis du versant.

Le cumul de précipitations observé au cours de ce mois de novembre est estimé à 140 mm. Ce mois est considéré comme une petite saison pluvieuse, ce qui pourrait expliquer en partie la prépondérance des mouvements de masse. Le rôle de l'humide n'est pas à négliger.

Lors de nos campagnes d'observation, l'altération de la formation sablo-argileuse a été observée (Figure 49 A). **Avenard (1962)** souligne que les formations sablo-argileuses du Continental Terminal, localisées au nord de la lagune Ebrié, ont subi une longue période d'altération chimique (Figure 4). Cette dernière, est le fruit de la persistance de fortes températures, des conditions d'humidité ainsi que de la disponibilité abondante d'acides organiques dérivés des végétations et des sols (**Jones et al., 2013**). Pour ces raisons mentionnées ci-dessus, le versant de Bobito est caractérisé par un manteau de régolithe, siège de plusieurs processus. Au cours de ces relevés de terrain, le socle cristallin et cristallophyllien (roche-mère) n'a pas été observé dans les cicatrices des glissements de terrain successifs apparus sur ce versant. Nous pouvons suggérer que le plan de cisaillement se localise dans le saprolite ou à la limite sol/saprolite, plutôt que le long de la limite saprolite/roche-mère, comme cela a été rapporté dans des études antérieures (**Wen et al., 2004**). Cela pourrait être attribuable à des hétérogénéités texturales à la limite sol/saprolite ou à l'intérieur de la saprolite, imposées par une altération non uniforme. Nous faisons remarquer qu'aucune information sur l'épaisseur du régolithe n'est disponible sur toute la zone d'étude. Il serait donc louable de réaliser des études plus poussées, afin de déterminer cette épaisseur du régolithe et son rapport avec les caractéristiques des glissements de terrain (types de glissements, glissements profonds/superficiels...etc).

Nous convenons tous que l'altération régit la résistance des roches et des sols. Elle est reconnue comme un facteur de plus en plus important dans la manifestation des glissements de terrain (**Li et Moon, 2021**). Alors, appréhender son influence sur le déclenchement des mouvements de masse est d'une grande utilité dans la phase de caractérisation de ceux-ci. Par exemple, la province volcanique du Sud-Kivu (SKVP) et la province volcanique des Virunga (VVP), localisées en République Démocratique du Congo, nous donnent une illustration de l'influence de l'altération relativement à l'apparition des glissements de terrain (**Dewite et al.,**

2020). **Dewite et al. (2020)** révèlent qu'à l'exception des glissements de terrain, qui se produisent sur les seuils de versants, le long de la gorge de Ruzizi, et le rôle potentiel du lac de Kivu, les mouvements de masse apparus sont profonds. Ces auteurs supposent que la configuration spatiale atteste du contrôle du régolithe sur le mécanisme des ruptures de versant en fonction de la profondeur (**Dille et al., 2019**). Quant au VVP, en raison de ses versants aux pentes fortes, celle-ci est proche d'un environnement limité par l'altération et contrôlé par sa pente (**Garzanti et al., 2013**).

Outre ces influences naturelles mentionnées ci-dessus, s'ajoutent les perturbations humaines pouvant être des facteurs significatifs de déstabilisation. Nous avons déjà souligné l'influence du déversement des ordures ménagères (solides et liquides) dans l'effondrement du versant de Bobito (Figure 49 B). Ce déversement s'est renforcé au cours des six dernières années, en raison peut-être de l'arrêt de la politique d'aménagement de la part de municipalité, poussant les populations riveraines à mener des actions incontrôlées. Une autre raison pourrait être liée au fait que le déversement accru peut constituer un facteur de stabilisation. A ce déversement de déchets sauvages, s'ajoutent des pistes pédestres, localisées au niveau des couronnes des glissements de terrain, ainsi que des canalisations de fortune, directement orientées dans les escarpements principaux. Pour les pistes pédestres, elles peuvent constituer des voies hydrologiques préférentielles des précipitations, et ces eaux, après infiltration, pourraient saturer le versant, en réduisant la résistance au cisaillement des matériaux (formations sablo-argileuses). Quant aux canalisations de fortune, elles peuvent diminuer la stabilité du versant par l'infiltration des eaux usées, et dans une certaine mesure, augmenter les effets du ruissellement pluvial (**Demoulin et Havenith, 2020** ; **Depicker et al., 2021** ; **Roy-Macaulay, 2017**).

8.6 Sélection et optimisation des facteurs d'influence

La sélection des variables prédictives pour l'estimation de la susceptibilité aux glissements de terrain constitue une étape à la fois essentielle et complexe, dans la mesure où il n'existe pas de protocole standardisé pour orienter ce choix. L'absence de consensus peut ainsi influencer significativement la qualité et la robustesse des modèles de prédiction produits. Dans cette étude, le choix des variables a été guidé à la fois par une revue de la littérature et par des observations de terrain, notamment pour intégrer des facteurs anthropiques spécifiques tels que la densité des bâtis au sommet des versants. La construction des modèles, en particulier du modèle 5E1:5|10, a nécessité en amont une phase d'optimisation préalable des variables retenues avant à la phase de modélisation.

À cette fin, plusieurs outils statistiques ont été sélectionnés, notamment le coefficient de corrélation de Pearson, les indicateurs de multicolinéarité tels que le Variance Inflation Factor (VIF) et la tolérance (TOL), ainsi que le critère d'information d'Akaike (AIC). L'analyse de la multicolinéarité a mis en évidence de faibles corrélations entre les variables d'entrée, toutes inférieures à la valeur seuil critique de 0,7 (Tableaux XXXV et XXXVI), ce qui a permis de conserver l'ensemble des facteurs initiaux dans le processus de modélisation.

Par ailleurs, les valeurs des indicateurs VIF (<10) et TOL ($> 0,1$) confirment l'absence de multicolinéarité significative entre les 8 variables continues retenues (Tableaux XXXVII et XXXVIII). Enfin, l'analyse du critère AIC, appliquée selon la procédure d'élimination progressive des variables pour l'ensemble E, a permis d'identifier une configuration optimisée caractérisée par une valeur AIC faible, suggérant la robustesse et la performance du modèle. À ce titre, le modèle M₅ apparaît particulièrement approprié pour modéliser de futures ruptures de versant dans l'agglomération étudiée.

8.7 Modèles de prédiction de la susceptibilité aux glissements de terrain

Les cartes de susceptibilité aux mouvements de masse résultent de l'association statistique entre ceux-ci et les facteurs qui les gouvernent. Ces cartes permettent de prédire les emplacements préférentiels des glissements de terrain futurs en fonction des conditions environnementales locales. L'obtention de la distribution spatiale des zones sujettes à ces mouvements de masse est d'une grande importance. Alors, les modèles de prédiction de la susceptibilité des pentes aux glissements de terrain, permettront aux décideurs de réaliser une planification raisonnée de leur espace géographique, ce qui contribuerait à atténuer et prévenir les risques liés à ce processus hydro-gravitaire (**Liua et Deng, 2024**). Dans cette étude, nous présentons la modélisation des ruptures de versant qui est, à notre connaissance, la première réalisée dans la région d'Abidjan, et en particulier dans la commune d'Attécoubé. L'utilisation de la régression logistique (LR) a permis de générer 6 modèles de prédiction basés sur différents compartiments des glissements de terrain (ensembles G, E, CE), sur les résolutions spatiales de 5 et de 30 m et sur les rapports d'échantillon (1:5 et 1:20).

Relativement aux ensembles "G, E et CE", la résolution spatiale de 5 m et aux 2 rapports d'échantillon, les quatre modèles de prédiction produits sont considérés comme excellents (0,9-1). Sur la base des sets de données de calibration et de validation, les performances de ces modèles obtenus ont été évaluées selon les mesures d'AUC, de précision et du RMSE. Relativement aux ensembles G, E et CE, à une résolution spatiale de 5 m et aux 2 rapports d'échantillon, les 4 modèles de prédiction produits présentent des performances jugées

excellentes (0,9-1). Sur la base des 2 sets de données de calibration et de validation, leur performance a été évaluée au moyen de l'aire sous la courbe ROC (AUC), de la précision et de RMSE. Pour le set de calibration, le modèle M₆ présente la meilleure performance (AUC = 0,961), suivi des modèles M₇ (AUC = 0,954), M₂ (AUC = 0,923) et M₅ (AUC = 0,915). Quant au set de données de validation, le modèle M₅ obtient la plus grande valeur d'AUC (0,938), suivi du M₂ (0,933), du M₆ (0,918) et du M₇ (0,869) (Figure 40). En parallèle, les indicateurs de précision et de RMSE confirment que le modèle M₇ se distingue par la meilleure précision et le plus faible RMSE, tant pour la calibration (précision = 96,2 % ; RMSE = 0,174) que pour la validation (précision = 95,2 % ; RMSE = 0,198) (Tableau XLIII). Ces résultats corroborent des travaux récents, notamment ceux de **Dou et al. (2023)** réalisés dans le Xian d'Anxi (province du Fujian, Chine), qui révèlent pour des modèles logistiques des AUCs élevés (0,936 à 0,997). De même, **Regmi et al. (2014)** ont obtenu des valeurs comparables (AUCs de 0,88 à 0,91) dans le centre-ouest du Colorado. Nos résultats confirment ces tendances, suggérant que les modèles développés constituent des outils fiables pour estimer la susceptibilité aux glissements de terrain dans la commune d'Attécoubé (**Ali et al., 2024**).

Cependant, le choix du meilleur modèle de prédiction demeure une question essentielle dans le processus de modélisation des glissements de terrain. Encore, faut-il que ce modèle réponde aux contraintes géomorphologiques spécifiques du site étudié. À cet effet, 3 ensembles (G, E et CE) ont été sélectionnés afin d'évaluer leur influence sur la prédiction de la susceptibilité. En termes de pouvoir prédictif (capacité de généralisation), le modèle 5 (5E1:5|10) présente les performances les plus robustes parmi l'ensemble des modèles considérés, ce qui est en accord avec les résultats obtenus par d'autres travaux (**Simon et al., 2013** ; **Süzen et Doyuran, 2004**). Cette performance peut s'expliquer par le fait que les escarpements principaux constituent des zones généralement non perturbées. **Regmi et al. (2014)** ont notamment montré que les échantillons issus des glissements entiers (G) et des escarpements principaux (E) produisent de bons résultats de prédiction. En revanche, l'utilisation des centroïdes des escarpements (CE) tend à engendrer des modèles incertains en raison du nombre limité d'événements. De plus, une seule valeur issue d'un facteur (par exemple la pente) peut être nécessaire mais reste insuffisante pour expliquer à elle seule le mécanisme de déclenchement d'une rupture de versant donnée.

Outre l'analyse du pouvoir prédictif du modèle 5 basé sur l'ensemble E, l'effet de la taille de l'échantillon de non-événements (pixels stables) a également été examiné. Bien que le modèle 7 (5CE1:20|10) indique un taux de succès élevé par rapport aux modèles M₂ et M₅, son

pouvoir de généralisation reste plus faible que celui des 3 autres modèles (Figure 40). Cette diminution de performance peut être attribuée à l'augmentation du nombre de pixels non-glissés, qui accentue les fluctuations prédictives en favorisant la modélisation des non-événements. Comme le montre le tableau XLIII, la sensibilité du modèle diminue tandis que la spécificité tend à croître, avec une précision globale qui traduit une tendance instable (**Hong et al., 2019** ; **Shao et al., 2020**). Ces éléments témoignent du caractère instable de ce modèle, marqué par un déséquilibre prononcé entre les pixels glissés et non-glissés, et le rendent inadapté à l'estimation fiable de la probabilité d'occurrence des glissements dans ce contexte géomorphologique.

Une autre option a consisté à comparer l'effet des 2 résolutions spatiales (5 m et 30 m). Comparativement aux modèles 5 et 9, le modèle 8 (30E1:5|10) présente une capacité de prédiction élevée (AUC = 0,957) (Figure 40). Cette performance est attribuable à l'effet de lissage inhérent aux données à faible résolution spatiale, qui intègrent de manière plus générale les variations topographiques par rapport à la taille réelle des glissements. **Gaidzik et Ramírez-Herrera (2021)** soulignent en effet que les modèles issus de données topographiques de faible résolution (30 m) produisent généralement une précision relativement élevée pour délimiter de vastes zones de probabilité élevée à très élevée de glissement de terrain (Figures 43A, B, 44C, D). Par exemple, les classes de susceptibilité « élevée » et « très élevée » regroupent 67 % des pixels glissés, avec un rapport de fréquence estimé à 19,7 (Tableau XLVIII).

En revanche, la résolution de 5 m, bien qu'adoptée de manière empirique, fournit une précision spatiale fine permettant d'estimer les paramètres prédictifs à une échelle micro-locale adaptée pour détecter les zones d'instabilité. Ainsi, le modèle M₅ (5E1:5|10) met en évidence les variations de la probabilité de glissement le long des versants, offrant une lecture cohérente d'un point de vue géomorphologique (Figures 43A, B, 44C, D). Dans ce cas, les classes « élevée » et « très élevée » concentrent 61,2 % des pixels glissés, pour un rapport de fréquence de 20,2. De plus, ce modèle intègre 10 variables explicatives telles que l'altitude, l'orientation des pentes (NO, SE, S, SO), la densité de bâti, l'accumulation de l'écoulement, l'indice de végétation NDVI, la courbure en profil, et la pente, ce qui le rend pertinent pour quantifier la susceptibilité aux glissements, comme le montre l'équation suivante :

$$\text{logit}(p_i) = \log\left(\frac{p_i}{1-p_i}\right) = -5,32 + 0,03*A + 1,75*NO + 0,69*SE + 1,06*S - 1,94*SO - 1,48*Db \\ 0,008*Ae + 2,96*NDVI - 0,07*Co + 0,14*P \quad (49)$$

Enfin, le choix de l'ensemble E se justifie par la morphologie même du glissement de terrain, composé d'une zone d'initiation (escarpement principal) et d'une zone d'accumulation. Dans un contexte urbain densément anthropisé, cette dernière est souvent perturbée, voire effacée, par des aménagements informels ou des interventions post-événement (dégagement de matériaux, constructions au pied des versants) (Figure 34A). De telles perturbations limitent la précision des polygones associés à l'ensemble G. En revanche, le compartiment E reste préservé et représente fidèlement la zone active du glissement de terrain. De ce fait, il constitue l'échantillon le plus pertinent pour la modélisation de la susceptibilité aux glissements de terrain dans ce contexte urbain.

8.8 Détermination des pentes dangereuses le long des versants par le modèle 5 et influence des différentes variables individuelles

Afin d'analyser de manière intuitive l'influence des variables de prédiction, nous avons examiné les coefficients de régression standardisés et χ^2 calculés associés au V de Cramer pour chaque facteur à partir du modèle 5 (Tableau L). Les résultats indiquent que l'altitude, l'orientation de pente (NO, SE, S), le NDVI ainsi que la pente présentent une corrélation positive avec l'ensemble E. À l'inverse, l'orientation SO, la densité de bâti, l'accumulation de l'écoulement et la courbure en profil sont négativement corrélées à cet ensemble.

La variable « pente » est un facteur reconnu pour son influence majeure sur les glissements de terrain (**Hussain et al., 2022**) et figure régulièrement dans les modèles de susceptibilité aux glissements de terrain. À Attécoubé, elle apparaît comme la variable la plus influente. Les tests d'association confirment sa significativité statistique (χ^2 calculé = 614,1 > χ^2 critique = 18,5 au seuil de 1 % ; V de Cramer = 0,5) (Tableau XXVII). Le test de Student révèle que la pente moyenne des pixels affectés (Vmp/E) est de 21°, contre 7° pour les pixels non glissés (Vmpno/E) (Tableau XXIX). Le rapport de fréquence (Fri) (Tableau XXXII) montre une augmentation continue du risque de glissement pour des pentes comprises entre 5° et 45°. Cependant, ces résultats diffèrent de ceux de **Liu et Norbu (2024)** et **Ozdemir et Altural (2013)**, qui soulignent qu'à une élévation constante, la probabilité d'occurrence augmente initialement avec la pente, atteint un maximum entre 28° et 50°, puis décroît au-delà. **Ali et al. (2024)** confirment également que le risque diminue pour des pentes supérieures à 70°.

Relativement à l'orientation des pentes, celle-ci influence la direction de l'écoulement et la répartition des précipitations reçues par les versants. Dans cette étude, cette variable topographique a été subdivisée en 8 classes catégorielles analysées séparément. Les versants orientés dans les directions sud-est, sud et nord-ouest présentent une contribution significative

à l'occurrence des glissements de terrain à Attécoubé. Les tests χ^2 et V de Cramer confirment la significativité statistique de l'orientation nord-ouest (χ^2 calculé = 131,9 > χ^2 critique = 10,8 au seuil de 1 % ; V de Cramer = 0,3). Les orientations sud-est et sud indiquent un effet positif modéré sur l'apparition des ruptures de versant, probablement en lien avec des cycles d'humidification et de dessiccation plus marqués qui fragilisent les sols. Le rapport de fréquence (Fri) confirme que les orientations nord-ouest, sud ont des valeurs supérieures à 1, ce qui corrobore leur lien avec l'occurrence des glissements. À noter que l'extraction de la variable nord lors de la construction du modèle 5 a contribué à une amélioration de celui-ci (AIC = 1175,2) (Tableau XLI). Ces versants orientés sud-est, sud et nord-ouest reçoivent des précipitations plus abondantes (généralement en saison des pluies), notamment sous l'influence des vents dominants de sud et sud-ouest (région d'Abidjan), ce qui favorise leur saturation. Toutefois, la concentration accrue de glissements de terrain sur les versants orientés au nord-ouest demeure surprenante au regard de la direction dominante des vents. Nous formulons l'hypothèse que ce phénomène pourrait résulter de l'alternance de formations sablo-argileuses présentant un faible pendage dans cette direction, favorisant ainsi la rupture de versant. Une analyse géotechnique et structurale approfondie de ces versants serait nécessaire afin de confirmer cette relation et d'en préciser les mécanismes sous-jacents.

L'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) apparaît comme un des facteurs déterminants pour expliquer l'occurrence des glissements de terrain dans la commune d'Attécoubé. Cet indice renseigne sur la densité de la couverture végétale, et constitue une variable fréquemment sélectionnée pour la modélisation de la susceptibilité aux glissements de terrain (Chen, 2023). Des travaux (Quevedo *et al.*, 2023 ; Cohen et Schwartz, 2017) ont mis en évidence que la présence de forêts peut significativement réduire la susceptibilité aux glissements de terrain, en raison notamment de l'effet stabilisateur des systèmes racinaires. Ces conclusions sont en parfaite contradiction avec les résultats issus de nos travaux. En effet, dans le contexte spécifique d'Attécoubé, les zones boisées dominées par *Rottboellia cochinchinensis* et *Panicum maximum*, ainsi que les cultures vivrières (maïs, manioc, pomme de terre, arachide) ne jouent pas un rôle de stabilisation suffisant des versants, mais au contraire, concentrent les glissements de terrain (Figure 50).



Figure 50: Photographies illustrant la couverture végétation et système racinaire : (A) : Forte couverture végétale le long du versant de Banco (Banco, 2019). B : Systèmes racinaires visibles après un glissement de terrain dans le secteur de Boribana.

Les résultats analytiques, obtenus à partir des tests d’association (χ^2 et V de Cramer), du test de Student et du rapport de fréquence (Fri), confirment l’influence significative du NDVI dans le processus de déclenchement des glissements de terrain. Le test χ^2 et le V de Cramer mettent en évidence une dépendance marquée entre le NDVI et l’occurrence des glissements (χ^2 calculé = 219,2 > χ^2 critique = 24,3 au seuil de 1 % ; V de Cramer = 0,3) (Tableau XXVII). Par ailleurs, le test de Student montre que la valeur moyenne du NDVI pour les pixels affectés par un glissement (Vmp/E) est 1,5 fois supérieure à celle des pixels non glissés (Vmpno/E) (Tableau XXIX). De plus, le rapport de fréquence (Fri) indique que les différentes classes de NDVI (0,11–0,24 ; 0,24–0,38 ; 0,38–0,62) présentent toutes des valeurs de Fri > 1 (Tableau XXXII), ce qui traduit leur contribution positive à la susceptibilité aux glissements de terrain. Deux explications essentielles peuvent être avancées pour interpréter la prédominance de cette variable. D’une part, il est probable que les zones à forte densité de végétation, qui concentrent un pourcentage élevé de glissements sont inoccupées du fait des recommandations de base d’un aménagement prudent du territoire. Ces zones sont fréquemment situées à proximité immédiate de surfaces imperméabilisées et de réseaux de drainage informels. Ces derniers, constitués de canalisations de fortune rejettent les eaux usées et pluviales qui débouchent des interfluves vers les sommets des talus (Figures 36 A, B et C). Ces espaces végétalisés favorisent ainsi l’infiltration et l’accumulation des eaux, entraînant la saturation des horizons superficiels du sol et une réduction de la résistance au cisaillement des matériaux meubles (formations sablo-argileuses), ce qui peut déclencher des glissements.

D’autre part, la forte fréquence des glissements de terrain dans ces classes de NDVI peut s’expliquer par la faible profondeur des systèmes racinaires (non mesurée) des arbustes

observés le long des versants (Figure 50). Des études récentes (**Chen et al., 2023**) réalisées à Lin'an, province du Zhejiang, Chine, révèlent que des forêts dominées par des arbustes à enracinement superficiel (0–30 cm) peuvent favoriser la susceptibilité aux glissements de terrain. Dans une perspective d'étude, le développement d'un modèle à base physique (par exemple avec Plaxis 2D) tenant compte des conditions de saturation induites par les drainages sauvages et les précipitations, ainsi que des caractéristiques géotechniques (formations sablo-argileuses) permettrait d'identifier plus précisément les zones de déformation potentielle.

En ce qui concerne l'altitude, considérée comme un facteur important (**Kavzoglu et al., 2014**), le modèle logistique suggère une influence relativement faible sur le déclenchement des glissements dans la commune étudiée. Des résultats comparables ont été obtenus par **Van den Eckhart et al. (2006)** pour l'ouest de la Belgique (altitudes de 10 à 150 m) en utilisant un modèle de régression à événements rares. Le test d'association et le V de Cramer indiquent que l'altitude reste statistiquement significative (Tableau XXVII), ce qui confirme son impact non négligeable. Le test de Student révèle une altitude moyenne de 29 m pour les pixels affectés contre 27 m pour ceux non affectés (Tableau XXIX). Le Fri (Tableau XXXII) montre une concentration des glissements entre 20 et 50 m d'altitude, avec une intensification entre 30 et 40 m, avant une diminution progressive. Nos conclusions sont contraires aux observations de **Moazzam et al. (2020)**, qui soulignent une augmentation du risque de glissements avec l'altitude en raison de pentes plus prononcées.

Enfin, la particularité de cette recherche a consisté à prendre en compte le contexte urbanisé de la zone d'étude. Ce contexte est caractérisé par une série d'activités humaines (dégagements incontrôlés de bas des versants, construction anarchique de maisons en bordure immédiate des sommets...etc). Pour matérialiser l'une de ces perturbations, une variable anthropogénique "densité de bâtis aux sommets des versants" a été créée afin d'évaluer son influence sur la stabilité des versants. Les résultats du test d'association et du V de Cramer confirment sa significativité statistique (Tableau XXVII). Le test de Student montre une densité moyenne de 7 % pour les pixels glissés, contre 11 % pour ceux sans événements, soit une densité 1,5 fois plus faible. Le Fri révèle que la probabilité de glissement augmente pour les zones présentant une densité de bâtis entre 0 et 44 %, mais diminue pour les classes supérieures. Cette faible représentativité peut s'expliquer par la configuration de la variable : le voisinage circulaire défini par un rayon de 5 pixels (25 m, soit un diamètre de 50 m) ne couvre pas l'ensemble de la zone tampon (buffer unilatéral de 100 m). De plus, la distance entre un pixel bâti et l'escarpement principal est parfois trop grande pour capter l'effet réel. Il est donc

recommandé d'améliorer cette variable en testant différentes tailles de rayon (5, 10, 15 et 20 pixels) et en ajustant la forme du voisinage pour une meilleure prise en compte spatiale.

8.9 Fonction de coût et classes d'aléa

L'intégration de la fonction de coût dans le modèle de régression logistique (5E1:50|10) a contribué à estimer les seuils optimaux permettant de discriminer les zones susceptibles des zones stables aux glissements de terrain. Dans cette étude, l'adoption des rapports de coûts différentiels (FN/FP) a permis de déterminer un seuil optimal ($X=0,04$) faible et négligeable, associé au coût global minimum de 75 000 (valeur arbitraire) (figure 47) et présentant une faible sensibilité aux variations de ces coûts empiriques.

La comparaison du seuil entre pixels susceptibles versus pixels non susceptibles obtenu sur la base de la minimisation de la somme des pourcentages (FN et FP) par l'utilisation de la fonction de coût (Figure 47) avec ceux fournis par la méthode de Jenks (Tableau LI) montre une divergence des seuils estimés. Les deux seuils de Jenks sont 0,27 (entre susceptibilité élevée et modérée) et 0,07 (entre susceptibilité modérée et faible) et le seuil optimal obtenu par la fonction de coût est de 0,04. Cette divergence est attribuable au caractère fortement déséquilibré du rapport des coûts. Cela confirme la rupture nette entre le seuil optimal et les seuils de Jenks. Cette situation souligne alors les limites d'une classification purement statistique et l'importance d'intégrer une approche basée sur l'analyse des conséquences réelles des erreurs.

Malgré le caractère nécessairement biaisé – par le rapport d'événements/non-événements, le rapport des coûts se rapproche de 1:1 (compromis entre FP et FN), le coût global minimum correspondra à un seuil tendant rapidement vers la valeur maximale de susceptibilité – on ne classe plus en risque que les versants dont la probabilité de glissement est vraiment élevée (Figure 48). Cette estimation empirique et raisonnée du rapport 1:300 des coûts est statistiquement satisfaisante.

L'augmentation des zones non dangereuses (FN) couplée à la réduction de fausses alertes (FP) constitue un enjeu majeur pour l'habitat dans la zone d'étude (Tableau LI). Les zones instables, associées à des coûts économiques élevés se concentrent principalement sur les parties sommitales des versants. Dans une certaine mesure, ces secteurs considérés comme dangereux sont inadaptés voire impropre à la construction. La réglementation actuelle en matière d'urbanisme, appliquée par les autorités municipales d'Attécoubé (et plus largement par le gouvernement ivoirien), reflète déjà cette réalité. Dans ce contexte, nos enquêtes de

terrain ont révélé que plusieurs bâtiments situés au sommet des versants ont été détruits, en lien avec la survenue récurrente de mouvements de masse qui causent des pertes importantes en vies humaines et blessures. Les zones non dangereuses (FN), présentant de faibles coûts économiques occupent une proportion significative dans la zone d'étude (talwegs, pentes douces et sommets de versants).

L'analyse des coûts liés aux erreurs de classification révèle que la probabilité de commettre une erreur de type II (taux de faux négatifs) est presque 3 fois supérieure de celle de commettre une erreur de type I (taux de faux positifs). Compte tenu de l'évolution des versants dans ce milieu urbain, à l'exception des zones à faible pente (talwegs, interfluves, les alentours de la lagune Ebrié), les autres pentes peuvent potentiellement être considérées comme dangereuses. Il est donc essentiel de recommander des mesures de prévention pour stabiliser les versants, d'autant plus que les activités humaines et les effets du changement climatique aggravent l'instabilité des pentes en milieu urbain.

Cette étude a permis d'évaluer les coûts liés aux erreurs de classification sur la base de données empiriques (issues des sets de données de glissements de terrain). Il serait toutefois pertinent de s'appuyer sur des données socio-économiques réelles qui déterminent la valeur des éléments exposés au risque de glissement de terrain. Cette approche permettrait au modèle de susceptibilité d'estimer plus efficacement les coûts réels associés aux erreurs de type I et de type II. Ces coûts pourraient également être ajustés en fonction de la stratégie du décideur face à l'aléa, reflétant la perception sociétale du risque. Par exemple, si une entreprise accepte un niveau de risque élevé, les décideurs tendront à sous-évaluer le coût des faux négatifs, ce qui réduira le rapport de coût (FN/FP). À l'inverse, si l'entreprise tolère un faible niveau de risque, le coût des faux négatifs devra être augmenté. Dans le premier cas (rapport de coût faible), un critère sensible au coût favorisera un modèle classant une faible proportion de la zone comme instable ; inversement, dans le second cas, une plus grande part sera classée comme instable.

Conclusion partielle

L'occurrence des glissements de glissements constitue un défi majeur pour l'aménagement du territoire. Bien que fréquents dans la commune d'Attécoubé, les informations relatives à ces processus hydro-gravitaire sont limitées sur le plan spatial et temporel. L'exploration des archives historiques ainsi que les observations de terrain sur la période 2015-2023 ont permis de fournir des connaissances expertes plus ou moins exhaustives sur les glissements de terrain apparus.

L'application de la régression logistique (LR) et du rapport de fréquence (FR) a permis d'évaluer des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain en utilisant le set de données composé de 54 escarpements principaux de glissements translationnels et 16 variables explicatives parmi lesquelles l'altitude, la pente, les orientations sud-est, sud, nord-ouest et l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) sont considérées comme des contributeurs positifs significatifs à l'occurrence des glissements de terrain.

Les zones les plus exposées se situent principalement le long des versants, où la formation sablo-argileuse affleure avec une forte concentration des activités anthropiques. Le modèle basé sur la régression logistique (5E1:5|10) a permis de classer la zone d'étude en cinq classes de susceptibilité : très faible, faible, modérée, forte et très forte. Les zones de forte et très forte susceptibilité couvrent environ 0,7 km², soit 6,3 % de la superficie totale de la commune (12,4 km²). La validation du modèle à l'aide de la courbe ROC a donné un taux de prédiction de 0,938, ce qui traduit une performance prédictive robuste et fiable pour une application dans la prévision de l'aléa glissements de terrain à Attécoubé.

Pour renforcer la planification des risques, nous recommandons aux autorités locales d'intégrer ces cartes de susceptibilité à des informations détaillées sur les escarpements (E). L'intégration d'une fonction de coût dans le modèle de régression logistique a permis de tester la sensibilité des seuils aux variations des rapports de coûts entre les faux négatifs et les faux positifs, en utilisant une taille d'échantillon raisonnée (1:50).

Les seuils optimaux obtenus se sont révélés similaires négligeables, permettant ainsi une discrimination entre les zones susceptibles et non susceptibles. Dans l'ensemble, les cartes produites constituent des outils pratiques pour guider les stratégies de protection et la planification de l'aménagement du territoire au sein de la commune.

CONCLUSION GÉNÉRALE



Photo : Lorng Frédéric GNAGNE

Les glissements de terrain causent chaque année plusieurs destructions (infrastructures routières, les bâtiments), et dans certaines circonstances des pertes en vies humaines. Ceux-ci, sont de diverses natures (coulées, glissements, basculements, de chutes...etc.), et affectent de nombreuses régions du monde. Ces aléas naturels sont de plus en plus fréquents dans le grand d'Abidjan, et plus particulièrement dans l'agglomération d'Attécoubé, une zone fortement urbanisée. Malgré l'occurrence régulière de ces mouvements de masse dans cette commune, peu de recherches sont réalisées dans le domaine des ruptures de versant. Pour combler ces lacunes considérables (absence de données de base fiables et complètes) tant sur le plan spatial que temporel, deux objectifs essentiels ont été visés. Le premier, a été de proposer un inventaire des glissements de terrain sur la période 1981-2023, et le second, se référant à la modélisation et à la cartographie de ces ruptures de versant.

L'inventaire s'est appuyé sur une série de démarches. Des sources d'archives ont été explorées, permettant de définir des attributs des glissements de terrain apparus. Ensuite, les glissements de terrain déclarés ont été observés, et localisés par GPS. Par ailleurs, des séries de mesures ainsi que la description de l'état d'activité/âge correspondant, ont permis de fournir des informations indispensables pour une connaissance experte des glissements de terrain. Des interviews (questionnaires) ont été réalisées auprès des populations riveraines, afin de collecter des renseignements, permettant d'enrichir et alimenter notre set de données.

Ces glissements de terrain ont été identifiés et cartographiés, en utilisant une image Pléiades du 29 avril 2015, une orthophoto (couvrant unique la partie est de la zone d'étude), des images d'archives Google Earth, spécialement conçues pour la reconnaissance des glissements de terrain après 2015, et les outils SAS Planet. L'image Pléiades et celle dérivée de la plateforme SAS Planet (2023) ont constitué les supports numériques principaux de l'identification des glissements de terrain récents. Certains glissements que nous qualifions de "grands glissements de terrain" n'ont pas été visibles sur le terrain, cependant, ceux-ci ont été cartographié grâce aux isohypes du fond topographique à l'échelle 1:5000.

Sur la base des informations ci-dessus, soixante-sept mouvements de masse ont été dénombrés dont 54 sont des glissements en plan, 13 considérés comme des glissements rotationnels, et vingt et un grands glissements de terrain aux formes d'amphithéâtre. Les deux premiers mouvements de masse ont des âges qualifiés de récents et de moins récents tandis que les grandes ruptures de versant sont désignées comme anciens. Parmi les glissements récents et moins récents, quarante-quatre glissements en plan, ont des profondeurs supérieures à 2 m tandis qu'avec les ruptures de pente rotationnelles, onze excèdent ce seuil. Quant à l'état

d'activité, vingt-neuf sont actifs relativement aux glissements en plan, et treize actifs avec les glissements rotationnels. Quant aux grands glissements de terrain, l'âge, la profondeur, et l'activité restent inconnus jusqu'à ce jour.

La combinaison des indices géométriques de base (L , W , H_T) des glissements de terrain a permis de dégager certaines grandeurs physiques indispensables à la compréhension de leur mécanisme de déclenchement. Le volume ($V=3,78A^{1,057}$), paramètre instructif des glissements a été obtenu, et permettra de quantifier les masses de matériaux mobilisés. Cette grandeur reste indispensable pour étudier l'évolution des versants. Relativement à cette déstabilisation, un intérêt s'est porté sur le versant de Bobito – localisé dans l'est de cette commune. L'examen minutieux des images d'archives de Google Earth a révélé que ce versant subit une profonde évolution, caractérisée par la présence effective de glissements de terrain de tailles variées et de différentes activités. Ce versant subit également des perturbations humaines repérées dans les zones amont aval.

Dans un second temps, la prédiction de l'aléa " glissements de terrain " a été réalisée, et cela a nécessité l'utilisation de deux modèles numériques de terrain (MNTs). Le premier MNT, de résolution 5 m, a été produit grâce aux données d'altitude et de certaines lignes de ruptures caractéristiques (lignes de crêtes). Une interpolation a été appliquée à ces données, en utilisant les réseaux triangulés irréguliers (TIN) avec la contrainte de Delaunay, afin de dériver un MNT qui répond aux contraintes du site à l'étude. Une autre option, qui s'est offerte à nous, a été l'utilisation du modèle SRTM, de 30 m de résolution spatiale.

Sur la base de l'échantillonnage aléatoire des compartiments spécifiques des glissements (glissements entiers (G), escarpements principaux (E), et centroïdes des escarpements principaux (CE)), des MNTs, du NDVI, et une variable anthropogénique " bâtis au sommet des versants", nous avons construit 16 couches de données supposées influencer l'initiation des glissements de terrain. Pour rappel, la couche de données " orientation des pentes" a été considérée comme une variable catégorielle, au nombre de huit. Les huit autres variables étant des variables continues.

Avant d'aborder la modélisation proprement dite, une série d'analyse a été effectuée, et cela a consisté à choisir la taille d'échantillon basée sur les rapports d'événements : non-événements (1:5 et 1:20) d'une part, et d'autre part, la proportion de pixels d'événements et de non événements. Ainsi, pour la construction du ou des modèles de prédiction, 80% des pixels glissés ont été utilisés pour la calibration, et 20% pour la validation. Les seize couches de données ont été sélectionnées et optimisées pour la génération des modèles de prédiction. Pour

cela, certaines approches (coefficient de Pearson, les indicateurs VIF et TOL, test d'association et V de Cramer ainsi que le critère AIC) ont été indispensables dans cette phase d'optimisation.

En tenant compte de la sélection "pas à pas" descendante, qui consiste à introduire toutes les variables explicatives dans le modèle de régression logistique au départ, et à les éliminer progressivement, selon qu'elles soient statistiquement significatives ou pas, nous avons produits six modèles de prédiction, en considérant le rapport 1:5, issu du test de Kolmogorov-Smirnov et le critère AIC. Sur la base des valeurs d'AUC, dérivées des courbes ROC, comprises entre 0,9 et tant pour les sets de données calibration et validation, les modèles produits sont dans l'ensemble excellents. Parmi ces modèles de susceptibilité, nous considérons que le modèle 5E1:5|10 (AUC=0,938), est considéré comme le plus performant/robuste d'un point de vue géomorphologique, en raison des probabilités prédictives localisées le long des versants d'Attécoubé. Ce modèle a identifié pour les classes de susceptibilité (élevée et très élevée), 61,2% des pixels glissés (glissements passés) avec un rapport de fréquence (Fri) estimé à 20,2. Il ressort des estimations de la susceptibilité aux glissements de terrain que, les variables telles que le NDVI, l'orientation de pentes (NO, S, SE), la pente et l'altitude ont une influence sur l'apparition des ruptures de versant. Ce modèle pourrait être amélioré, en tenant compte de certaines variables telles la lithologie et les précipitations abondantes. Ces deux variables présentent des caractéristiques uniformes sur l'aire cartographiée.

La modélisation prédictive basée sur les formes représentatives des glissements (glissements entiers, escarpements principaux, centroïdes des escarpements) ont permis d'acquérir des informations sur les zones susceptibles de s'effondrer, cependant, aucune information portant sur leur cinématique n'est disponible voire inexistante. Si, celle-ci était disponible, elle permettrait de comprendre certains mécanismes de ruptures de ces mouvements de masses. Il serait sans doute nécessaire de faire recours à des MNTs de différentes dates, des données Lidar et la technique d'interférométrie, qui permettront de quantifier leurs déplacements.

Partant de l'idée que le modèle de prédiction basé sur les escarpements doit être compris par les autorités locales, nous avons déterminé des seuils optimaux empiriques, auxquels des coûts sont associés. Cette démarche permet de discriminer les zones de faibles et fortes susceptibilités aux glissements de terrain utiles pour une meilleure planification. Dans une perspective d'étude, il serait intéressant d'évaluer les fonctions de coûts des 5 autres modèles.

Nous faisons remarquer que les travaux de recherche focalisés sur les glissements de terrain ne sont qu'à leur début véritable dans le grand Abidjan, et en particulier dans l'agglomération d'Attécoubé – une zone densément urbanisée, et en perpétuelle mutation

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aandahl, A.R., 1948.** The characterisation of slope positions and their influence on the total N content of a few virgin soils in Western Iowa. Soil Science Society of America, Proceedings, 13, pp 449-454.
- Adiaffi, B., 2008.** Apport de la géochimie isotopique, de l'hydrochimie et de la télédétection à la connaissance des aquifères de la zone de contact « socle-bassin sédimentaire » du sud-est de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, France, 196 p.
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., 2001.** Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, pp 83-102.
- Ahmed, B., 2021.** The root causes of landslide vulnerability in Bangladesh. *Landslides* 18, pp 1707-1720. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01606-0>.
- Alcântara, E., Baião, C.F., Guimarães, Y.C., Marengo, A. J., Mantovani, J. Roberto., 2024.** Climate change-induced shifts in landslide susceptibility in São Sebastião (southeastern Brazil), *Natural Hazards Research*, <https://doi.org/10.1016/j.nhres.2024.11.005>.
- Ali, N., Chen, J., Fu, X., Ali, R., Hussain, M.A., Daud, H., Hussain, J., Altalbe, A., 2024.** Integrating Machine Learning Ensembles for Landslide Susceptibility Mapping in Northern Pakistan. *Remote Sens*, 6, 988p. <https://doi.org/10.3390/rs16060988>.
- Allen, S.K., Cox, S.C., Owens, I.F., 2011.** Rock-avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: a regional assessment of possible climate change impacts, *Landslides*, 8, pp. 33-48, doi:10.1007/s10346-010-0222-z
- Amouin, J., Kouassi, Y., Kacou, M., Djakouré, S., Ta, S., 2021.** Diagnosis of the causes of the rain flooding in June in the West Africa coastal area. *Atmospheric and Climate Sciences* 11, pp 11-31.

- Antonini, G., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2002.** Surface deposits and landslide inventory map of the area affected by the 1997 Umbria–Marche earthquakes. *Bollettino Società Geologica Italiana* 121 (2), pp 843-853.
- Appolinaire, Z., Chrétien, N., Ojuku, T., 2007.** The catastrophic geomorphological processes in humid tropical Africa: A case study of the recent landslide disasters in Cameroon. *Sedimentary Geology*, 199, pp 13-27.
- Arabameri, A., Saha, S., Roy, J., Chen, W., Blaschke, T., Tien Bui. D., 2020.** Landslide Susceptibility Evaluation and Management Using Different Machine Learning Methods in the Gallicash River Watershed, Iran. *Remote Sensing* ,12, pp 475. doi:10.3390/rs12030475.
- Ardizzone, F., Fiorucci F., Santangelo, M., Cardinali M., Mondini, A., Rossi, M., Reichenbach, P., Guzzetti. F., 2013.** Very-high resolution stereoscopic satellite images for landslide mapping. *Proc Second World Landslide Forum* pp 3-7.
- Atkinson, P., Jiskoot, H., Massari, R., Murray, T., 1998.** Generalized linear modeling in geomorphology. *Earth Surf Processes Landforms*, 23, pp 1185-1195.
- Au, S.W.C., 1993:** Rainfall and slope failure in Hong Kong. *Engineering Geology*, 36, pp 141-147.
- Avenard, J.M., 1962.** La solifluxion ou quelques méthodes de mécanique des sols appliqués au problème géomorphologique des versants, Hermès sciences, 164 p.
- Ayalew, L., Yamagishi, H., 2005.** The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, pp 15-31.
- Bagoora, F.D.K., 1988.** Soil Erosion Mass Wasting risk in the Highland areas of Uganda: *Mountain Research and Development*, vol. 8, Nos. 2/3, 1988, pp. 173-182.
- Barton, N., 1974.** A review of the shear strength of filled discontinuities in rock. *Norsk forening for fjellsprengningsteknikk. Fjellsprengningsteknikk, Bergmekanikk* (Conference), Oslo 1973. Tapir, Trondheim. Editor: E. Broch, 38 p.
- Beguería, S., 2006.** Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 74, pp 196-206.

Bennett, G.L., Roering, J.J., Mackey, B.H., Handwerger, A.L., Schmidt, D.A., Guillod, B.P., 2016. Historic drought puts the brakes on earth flows in Northern California. *Geophys Res Lett*, 43, pp 5725-5731. <https://doi.org/10.1002/2016GL068378>.

Bergin, D.O., Kimberley, M.O., Marden, M., 1995. Protective value of regenerating tea tree stands on erosion-prone hill country, East Coast, North Island, New Zealand. *N.Z.J. For. Sci.* , 25, pp 3-19.

Besson, L., 1996. Les risques naturels en montagne. Traitement, prévention, surveillance. Artès-Publip, Grenoble, 438 p.

Blondeau S., Gunnell Y., Jarman D., 2016. Analyse spatiale des ruptures et déformations de versant (Rock Slope Failures) dans les Carpathes méridionales (Roumanie). *Journée des Jeunes Géomorphologues*. Chambéry, 30 juin 2016, 549 p.

Blahut, J., Van Westen, C.J., Sterlacchini, S., 2010. Analysis of landslide inventories for accurate prediction of debris-flow source areas. *Geomorphology*, 119, 36-51. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.02.017.

BNETD/CCT, 1988. COULIBALY Gogninniga, written communication.

Bonham-Carter G.F., 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists; modeling with GIS - Comp. Meth. Geos., 13, Pergamon Press, 398 p.

Bouysse, P., Cardenas, C., Miles, P., Cadet, F., 2020. Main map in Mercator projection Polar regions in polar stereographic projection. DOI:10.14682/2020GEOWORLD.

Brardinoni, F., Slaymaker, O., Hassan, M.A., 2003. Landslide inventory in rugged forested watershed: a comparison between air photo and field survey data. *Geomorphology*, 54, pp 179-196.

Broeckx, J., Vanmaercke, M., Duchateau, R., Poesen, J., 2018. A data-based landslide susceptibility map of Africa. *Earth Sci Rev* 185, 102-121. <https://doi.org/10.1016/j.earsciev.2018.05.002>.

Brou Kamenan, M., Adomon Abodou, A., Konan Kouadio, J., Alla Della, A., 2021. Accidents related to the 2014 rains and their socio-economic consequences in the city of Abidjan: The case of the municipalities of Abobo and Attécoubé (Côte d'Ivoire). *Journal of Geoscience and Environment Protection* 9, 195-208.

Brunsden, D., 1993. Mass movement; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, 7, pp 85-128.

Bruschi, V. M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Barbieri, M., Capocchi, S., Soldati, M., and Cendrero, A., 2013. Land management versus natural factors in land instability: some examples in northern Spain, *Environ. Manage.*, 52, pp 398-416.

Budetta, P., Riso, R.D., 2004. The mobility of some debris flows in pyroclastic deposits of the northwestern Campanian region (southern Italy). *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 63 pp 293-302.

Bulut, F., Boynukalin S., Tarhan F., Ataoglu E., 2000. Reliability of landslide isopleth maps. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 58, pp 95-98.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* 379:505–510. <https://doi.org/10.1038/379505a0>.

Caine, N., 1980. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62, pp 23-27.

Campbell, R. H., 1973. Isopleth map of landslide deposits, Point Dume quadrangle, Los Angeles County, California, an experiment in generalizing and quantifying areal distribution of landslides: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-535.

Can, A., Dagdelenler, G., Ercanoglu, M., Sonmez. H., 2019. Landslide Susceptibility Mapping at Ovacık-Karabük (Turkey) Using Different Artificial Neural Network Models: Comparison of Training Algorithms. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78, pp 89-102. doi:10.1007/s10064-017-1034-3.

Cancelli, A., Nova, R., 1985. Landslides in soil debris cover triggered by rainstorms in Valtellina (Central Alps-Italy). *Proc. IV international conference and field workshop on landslides*, Tokyo, August 1985, pp 267-272.

Cannon, S. H., Ellen, S. D., 1988. Rainfall that resulted in abundant debris-flow activity during the storm, in S. D. Ellen and G. F. Wieczorek, eds., *Landslides, Floods, and Marine Effects of the Storm of January 3-5, 1982, in the San Francisco Bay Region, California*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1434, pp 27-34.

Cardinali, M., Ardizzone, F., Galli, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2000. Landslides triggered by rapid snow melting: the December 1996–January 1997 event in Central Italy. In:

Claps, P., Siccardi, F. (Eds.), Proceedings 1st Plinius Conference, Maratea. Bios Publisher, Cosenza, pp 439-448.

Cardinali, M., Reichenbach, P., Guzzetti1, F., Ardizzone, F., Antonini, G., Galli, M., Cacciano, M., Castellani, M., Salvati, P., 2002. A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, pp 57-72.

Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Reichenbach, P., Bartoccini, P., 2006. Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, pp 237-260.

Carranza, E.JM., Hale, M., 2001. Geologically Constrained Probabilistic Mapping of Gold Potential, Baguio District, Philippines. *Natural Resources Research*, 9.

Carrara, A., Detti, R., Federici, G., Pasqui, V., 1988. Reticoli idrografici e parametri morfologici di bacino da modelli digitali del terreno. CNR-Linea 3, Gruppo Naz. Difesa Catastrofi Idrogeol., Genova, 60 p.

Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F., 1992. Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC Journal*, 2, pp 172-183.

Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F., Corsini, A., 2010. Comparing the predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides*, 7, pp 433-444.

Champatiray, P., 2000. Perationalization of cost-effective methodology for landslide hazard zonation using RS and GIS: IIRS initiative, in: Roy, P., van Westen, C.J., Jha, V., Lakhera, R. (Eds.), *Natural Disasters and Their Mitigation; Remote Sensing and Geographical Information System Perspectives*. Indian Institute of Remote Sensing, Dehradun, India, pp 95-101.

Challenges Infos., 2023. Des morts, encore et toujours, sur les sites à haut risque. N°71, pp 8-9.

Charlier, C., Decrop, G., 1997. De l'expertise scientifique au risque negocie : le cas du risque en montagne, Cemagref. Ed. 102 p.

Chau, K.T., Sze, Y.L., Fung, M.K., Wong, W.Y., Fong, E.L., Chan, L.C.P., 2004 Landslide hazard analysis for Hong Kong using landslide inventory and GIS. Computers and Geosciences, 30, pp 429-443.

Che, V.B., Kervyn, M., Ernst G.G.J., Del Marmol, M.A., Trefois, P., Jacobs P, 2012. Landslide susceptibility assessment in Limbe region: a field calibrated seed cell and information value method”, Catena, 92, pp 83-98.

Chen, C., Shen, Z., Weng, Y., You, S., Lin, J., Li, S., Wang, K., 2023. Modeling Landslide Susceptibility in Forest-Covered Areas in Lin'an, China, Using Logistical Regression, a Decision Tree, and Random Forests. Remote Sens, 15, 4378.<https://doi.org/10.3390/rs15184378>.

Chen, W., Wang, J., Xie, X., Hong, H., Van Trung, N., Bui, D.T., Wang, G., Li, X., 2016. Spatial prediction of landslide susceptibility using integrated frequency ratio with entropy and support vector machines by different kernel functions. Environ. Earth Sci, 75, 1344 p.

Chen, W., X. Xie, X., Peng, J., Shahabi, H., Hong, H., Bui, T.D.H., Duan, Z., Li, S., and Zhu. X.A., 2018. GIS-based Landslide Susceptibility Evaluation Using a Novel Hybrid Integration Approach of Bivariate Statistical Based Random Forest Method.” Catena 164 : 135-149. doi : 10.1016/j.catena.2018.01.012.

Cheng, K.S., Wei, C., Chang, S.C., 2004. Locating landslides using multi-temporal satellite images. Advances in Space Research, 33, pp 296-301.

Chi K. H., Park N. W., Chung, C. J., 2002. Fuzzy logic integration for landslide hazard mapping using spatial data from Boeun, Korea. Symposium on Geospatial Theory, Processing, and Applications, Ottawa.

Chleborad, A.F., Baum, R.L., Godt, J.W., 2006. Rainfall Thresholds for Forecasting Landslides in the Seattle, Washington, Area-Exceedance and Probability. U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1064, 31p.

Chung C.J. F., Fabbri, A.G., Van Westen, C.J., 1995. Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. In: Carrara, A. and Guzzetti, F. (eds.) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, pp 107-142.

Churchill, R. R., 1982. Aspect-induced differences in hillslope processes, Earth Surf. Process. Landforms, 7, pp 171-182.

Clark, J.J. et Wilcock, P. R., 2000. Effects of land-use change on channel morphology in north-eastern Puerto Rico. Geological Society of America Bulletin, 112, pp 1763-1777.

Claessens, L., Knapen, A., Kitutu, M.G., Poesen, J., Deckers, J.A., 2007. Modeling landslide hazard, soil redistribution, and sediment yield of landslides on the Ugandan footslopes of Mount Elgon. Geomorphology 90(1–2), pp 23-35. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.01.007.

Coe, J.A., Godt, J.W., Tachker, P., 2004. Map showing recent (1997-98 El Nino) and Historical landslides, Crow Creek and vicinity, Alameda and Contra Costa Counties, California. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map, SIM-2859, 16 p, scale 1:18,000.

Cohen, D., Schwarz, M., 2017. Tree-root control of shallow landslides. Earth Surf Dyn 5:451-477. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-451-2017>.

Colombo A., Lanteri L., Ramasco M., Troisi C., 2005. Systematic GIS-based landslide inventory as the first step for effective landslide-hazard management. Landslides, 2, pp 291-301

Corominas, J., 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. Can. Geotech. J. 33, pp 260-271.

Crozier, M.J., Eyles, R.K., Marx, S.L., Mc Conchie, J.A., Owen, R.C., 1980. Distribution of landslips in the Wairapa hill country. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 23, pp 575-586.

Crozier, M., 1986. Landslides : Causes, Consequences and Environment. Croom Helm, London.

Crozier, M. J., Glade, T., 2005. Landslide Hazard and Risk: Issues, Concepts and Approach. Wiley, Chichester, pp 1-40.

Cruden, D.M., 1991. A simple definition of a landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur 43, pp 27-29.

Cruden, D. M., Varnes, D. J., 1996. Landslide Types and Processes, in: Landslides: Investigation and Mitigation, Transportation Research Board, edited by: Turner, A. K. and Schuster, R. L., Special Report 247, National Research Council, National Academy Press, Washington D. C., 36-75.

Cui, Y., Cheng, D. et Chan D., 2019. Investigation of post-fire debris flows in Montecito. ISPRS Int J Geo-Information, 8, 5p.

Cundall, P.A., Strack, O.D.L., 1979. A discrete numerical model for granular assemblies. Geotechnique, 29, pp 47-65.

Cruz, O., 1974. A Serra do Mar e o Litoral na A ´ rea de Caraguatatuba-SP. Série Teses e Monografias. Instituto de Geografia-USP, Sa˜o Paulo

Dai, F.C., Lee, C.F., Ngai, Y.Y. 2002. Landslide risk assessment and management: An overview. Engineering Geology, 64 (1), pp 65-87.

Dai, F.C., Xu, C., Yao, X., Xu, L., Tu, X.B., Gong, Q.M., 2011. Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. Journal of Asian Earth Sciences, 40, pp 883-895.

Dahal, R. K., Hasegawa, S., 2008. Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. Geomorphology, 100, pp 429-443.

Dang, K., Sassa, K., Fukuoka, H., Sakai, N., Sato, Y., Takara, K., Quang, L.H., Loi, D.H., Tien, P.V., Ha, N.D., 2016. Mechanism of two rapid and long-runout landslides in the 16 April 2016 Kumamoto earthquake using a ring-shear apparatus and computer simulation (LS-RAPID). Landslides, 13, pp 1525-1534

DeGraff JV, Canuti P., 1988. Using isopleth mapping to evaluate landslide activity in relation to agricultural practice. Bull Int Assoc Eng Geol 38, pp 61-71.

Demoulin, A., Havenith, H.B., 2020. Causes and Triggers of Mass-Movements: Overloading. Treatise on Geomorphology, 2nd ed., Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818234-5.00021-3>.

Depicker, A., Govers, G., Jacobs, L., Campforts, B., Uwihirwe, J., Dewitte, O., 2021. Interactions between deforestation, landscape rejuvenation, and shallow landslides in the North TanganyikadKivu Rift region, Africa. Earth Surface Dynamics 445-462. <https://doi.org/10.5194/esurf-2020-87>.

Dewitte, O., Depicker, A., Moeyersons, J., Dille, A., 2022. Mass movements in tropical climates. In: Treatise on Geomorphology. Elsevier, pp 338-349

Dewitte, O., Dille, A., Depicker, A., Kubwimana, D., Maki Mateso, J.C., Mugaruka Bibentyo, T., Uwihirwe, J., Monsieurs, E., 2020. Constraining landslide timing in a data-

scarce context: from recent to very old processes in the tropical environment of the North Tanganyika-Kivu Rift region. *Landslides*, 18, pp 161-177. doi 10.1007/s10346-020-01452-0

Dewitte, O., Jones, A., Spaargaren, O., Breuning-Madsen, H., Brossard, M., Dampha, A., Deckers, J., Gallali, T., Hallett, S., Jones, R., Kilasara, M., Le Roux. P., Michéli, E., Montanarella, L., Thiombiano, L., Van Ranst, E., Yemefack, M., Zougmore, R., 2013. Harmonization of the soil map of Africa at the continental scale. *Geoderma* 211–212, 138-153. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.07.007>.

Dewitte, O., 2006. Cinématique de glissements de terrain et prédition de leur réactivation : approche probabiliste dans la région d’Oudenaarde. Thèse de l’Université de Liège, 203 p.

Dewitte, O., Demoulin, A., 2005. Morphometry and kinematics of landslides inferred from precise DTMs in West Belgium. *Natural Hazards and Earth System Science* 5, 259-265.

Dhakal, A.S., Sidle, R.C., 2004. Porewater pressure assessment in a forest watershed: simulations and distributed field measurements related to forest practices. *Water Resour. Res.* 40, W02405 (doi:10.1029/2003WR002017).

Dhakal, A.S., Sidle, R.C., 2003. Long-term modeling of landslides for different forest management practices. *Earth Surf. Process. Landf.* 28, pp 853-868.

Dhakal, A.S., Sullivan, K., 2014. Shallow groundwater response to rainfall on a forested headwater catchment in northern coastal California: implications of topography, rainfall, and throughfall intensities on peak pressure head generation. *Hydrol. Process.* 28, pp 446-463.

Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.L., 1996. Landslide recognition: identification, movement and courses. Report n° 1. European Commission Environment Program, John Wiley and Sons, 247 p.

Ding, Q., Chen, W., Hong, H., 2017. Application of frequency ratio, weights of evidence, and evidential belief function models in landslide susceptibility mapping. *Geocarto International*, 32, pp 619-639.

Dille, A., Kervyn, F., Mugaruka Bibentyo, T., Delvaux, D., Bamulezi Ganza, G., Mawe Ilombe, G., Buzera Kalikone, C., Safari Makito, E., Moeyersons, J., Monsieurs, E., Nzolang, C., Smets, B., Kervyn, M., Dewitte, O., 2019. Causes and triggers of deep-seated hillslope instability in the tropics- insights from a 60-year record of Ikoma landslide (DR Congo). *Geomorphology*, 345,106835. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106835>.

Doua, H., Hea, J., Huanga, S., Jiana, W., Guo, C., 2023. Influences of non-landslide sample selection strategies on landslide susceptibility mapping by machine learning. *Geomatics, natural hazards, and risk*, vol 14, n° 1. <https://doi.org/10.1080/19475705.2023.2285719>.

Duman, T. Y., Can, O., Emre, M., Keger, A., Dogan, Ates., Durmaz, S., 2005. Landslide inventory of northwestern Anatolia, Turkey, *Eng. Geol.*, 77, pp 99-114.

EM-DAT., 2009. The OFDA/CRED International Disaster Database. Université Catholique de Louvain, Brussels, <http://www.emdat.be>.

Evans, I.S., 1979. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Final Report on Grant DA-ERO-591-73-G0040, Department of Geography, University of Durham, England, 192 p.

Eberhardt, E., Stead, D., Coggan, J.S., 2004. Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slope: the 1991 Randa rockslide *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, pp. 69-87.

Ercanoglu, M., Gokceoglu, C., 2002. Assessment of landslide susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. *Environmental Geology*, 41, pp 720-730.

Favre, J.L., Resig, S., Leroi, E., 2000. Conditional landslide hazard mapping. In RE. Melchers and MG. Stewart (eds), *Applications of statistics and probability-civil engineering and risk analysis*. Balkema, Rotterdam, pp 55-262.

Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., Savage, W. Z., 2008. Guidelines for landslide susceptibility, hazard, and risk zoning for land use planning, *Eng. Geol.*, 102, pp 85-98.

Fernandes, N. R., Guimaraes, R. F., Gomes, R. A. T., Vieira, B. C., Montgomery, D. R., Greenberg, H., 2004. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling, *Catena*, 55, pp 163-181.

Finlay, P.J., Fell, R., 1997. Landslides: risk perception and acceptance. *Canadian Geotechnical Journal* 34, 169-188. doi:10.1139/t96-108.

Finlay, P.J., Mostyn, G.R., Fell, R., 1999. Landslide risk assessment: prediction of travel distance. *Can. Geotech. J.* 36, pp 556-562.

Fiorucci, F., Cardinali, M., Carlà, R., Rossi, M., Mondini, A.C., Santurri, L., Ardizzone, F., Guzzetti, F., 2011. Seasonal landslides mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology*, 129, pp 59-70. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.01.013.

Flageollet, J.C., 1989. Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson, Paris. 284p.

Fraternité Matin., 2023. Les pluies font six morts à Abidjan. N°17536, 9p.

Fressard, M., 2009. Morphodynamique des versants du Pays d'Auge continental : fonctionnement, heritages et risqué associés. Mémoire de master 2 de l'Université de Caen Basse-Normandie. 125p.

Froude, M.J., Petley, D.N., 2018. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *NatHazards Earth Syst Sci* 18:2161–2181. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018>.

Gaidzik, K., Ramírez-Herrera, M.T., Bunn, M., Leshchinsky, B.A., Olsen, M., Regmi., N.R., 2017. Landslide manual and automated inventories, and susceptibility mapping using LIDAR in the forested mountains of Guerrero, Mexico. *Geomatics, natural hazards, and risk*, 8, pp 1054-1079. <http://dx.doi.org/10.1080/19475705.2017.1292560>

Galli, M., Ardizzone, F., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2008. Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology* 94, 268–289. doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.023

Gao, J., 1993. Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, VA, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, pp 579-591.

Garcia-Ruiz, J.M., Arnaez, J., Ortigosa, L., Go'mez Villar, A., 1988. Debris flows subsequent to a forest fire in the Najarilla River Valley (Iberian System, Spain). *Pirineos* 131, pp 3-24.

García-Ruiz, J. M., Beguería, S., Alatorre, L. C., Puigdefábregas, J., 2010. Land cover changes and shallow landsliding in the flysch sector of the Spanish Pyrenees, *Geomorphology*, pp 250-259.

Garcia-Mora, T.J., Mas, J.F., Hinkley, E.A. 2012. Land cover mapping applications with MODIS: a literature review. *International Journal of Digital Earth*, 5, pp 63-87.

Gariano S.L., Guzzetti F., 2016. Landslides in a changing climate. *Earth-Sci Rev* 162:227-252. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011>.

Garzanti, E., Padoan, M., Peruta, L., Setti, M., Najman, Y., Villa, I.M., 2013. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochem Geophys Geosyst*, 14, pp 292-316. <https://doi.org/10.1002/ggge.20060>.

Gazibara, S.B., Sinčić, M., Krkač, M., Lukačić, H., Arbanas, S.M., 2023. Landslide susceptibility assessment on a large scale in the Podsljeme area, City of Zagreb (Croatia), *Journal of Maps*, doi: 10.1080/17445647.2022.2163197.

Gemitzi, A., Falalakis, G., Eskioglou P., Petalas, C. 2010. Evaluating landslide susceptibility using environmental factors, fuzzy membership functions, and GIS. *Global NEST Journal*, 12.

Gerrits, A.M.J., Pfister, L., Savenije, H.H.G., 2010. Spatial and temporal variability of canopy and forest floor interception in a beech forest. *Hydrol. Process.* 24, 3011–3025. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7712>.

Ghestem, M., Sidle, R.C., Stokes, A., 2011. The influence of plant root systems on subsurface flow: implications for slope stability. *Bioscience* 61, 869-879.

Gill, J.C., Malamud, B.D., 2017. Anthropogenic processes, natural hazards, and interactions in a multi-hazard framework. *Earth-Sci Rev* 166:246-269. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.002>.

Glade, T., 2003. Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena*, 51, pp 297-314.

Griffiths, G.A., Mc Saveney, M.J., 1983. Hydrology of a basin with extreme rainfalls-Cropp River, *New Zealand Journal of Science*, 26, pp 293-306.

Günnemann, N., Pfeffer, J., 2017. Cost matters: a new example-dependent cost-sensitive logistic regression model. In *Pacific-Asia conference on knowledge discovery and data mining* (pp. 210-222). Cham: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57454-7_17.

Guerriero, L., Revellino, P., Coe, J.A., Focareta, M., Grelle, G., Albanese, V., Corazza, A., Guadagno, F.M., 2013. Multi-temporal maps of the Montaguto earth flow in Southern Italy from 1954 to 2010. *J Maps*, 9, 135-145. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.765812>

Guthrie, R.H., Evans, S.G., 2004. Analysis of landslide frequencies and characteristics in a natural system, coastal British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1321-1339.

Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Chang, K.T., 2012. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112, pp 42-66.

Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Rossi, M., Valigi., D., 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 279, 222-229. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.01.005.

Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Reichenbach, P., 2008. Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy. *Geomorphology*, 96, pp 105-122.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C. P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, pp 239-267.

Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M., 2006. Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology*, 81, pp166-184.

Guzzetti, F. et Tonelli, G., 2004. SICI: an information system on historical landslides and floods in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4:2 pp 213-232.

Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Carrara, A., 2000. Comparing landslide maps. A case study in the upper Tiber River Basin, central Italy. *Environmental Management*, 25, 3, pp 247-363.

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, central Italy. *Geomorphology* 31, pp 181-216.

Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide areas in Central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, pp 169-183.

Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Galli, M., Ardizzone, F., Salvati, P., 2004. Geomorphological mapping to assess landslide risk: examples from the Umbria Region, Central Italy. *Proceedings 2004 International Conference on Slope and Landslide Disaster Mitigation*, pp 61-79.

Hansen, A., 1984. Landslide hazard. In: D. Brunsden & D.B. Prior (Editors), *Slope Instability*. Wiley, New York, pp. 523-602.

Hauhouot, C., 2008. Analyse du risque pluvial dans les quartiers précaires d'Abidjan. Etude de cas à Attécoubé. *Géo-Eco-Trop*, 10p.

- Hervás, J., Barredo, J.I., Rosin, P.L., Pasuto, A., Mantovani, F., Silvano, S., 2003.** Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. *Geomorphology*, 54, pp 63-75.
- Hervás, J., Günther, A., Reichenbach, P., Malet, J.-P., Van Den Eeckhaut, M., 2010.** Harmonized approaches for landslide susceptibility mapping in Europe. In: Malet, J.-P., Glade, T., Casagli, N. (Eds.), *Proc. Int. Conference Mountain Risks: Bringing Science to Society*, Florence, Italy, 24-26 November 2010. CERG Editions, Strasbourg, pp. 501-505.
- Hickey, R., 2000.** Slope Angle and Slope Length Solutions for GIS. 29, pp 1-8.
- Hong, H., Miao, Y., Liu, J., Zhu, A.X., 2019.** Exploring the effects of the design and quantity of absence data on the performance of random forest-based landslide susceptibility mapping. *Catena* 176, pp 45-64.
- Hong, Y., Hiura, H., Shino, K., Sassa, K., Suemine, A., Fukuoka, H., Wang, G., 2005.** The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in Shikoku Island, Japan. *Landslides*, 2, pp 97-105.
- Hosmer, D.W., Lemeshow, S., 2000.** Applied logistic regression. Wiley, New York, 375 pp.
- Huang, S., Chen, B., 1991.** Integration of Landsat and terrain information for landslide study. Proceedings of 8th Thematic Conference on Geological Remote Sensing. ERIM, Denver, Colorado (USA), pp. 743-754.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014.** The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11, 167-194. <http://dx.doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>.
- Hunter, G., Fell, R., 2003.** Travel distance angle for “rapid” landslides in constructed and natural soil slopes. *Can. Geotech. J.* 40 (6), pp 1123-1141.
- Hussain, M.A., Chen, Z., Kalsoom. I., Asghar, A., Shoaib, M., 2022.** Landslide Susceptibility Mapping Using Machine Learning Algorithm: A Case Study along Karakoram Highway (KKH), Pakistan. *J. Indian Soc. Remote Sens.* 50, pp 849-866.
- Hutchinson, J.N., 1988.** General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, in: Bonnard, C. (Ed.), *Proc. 5th International Symposium on Landslides*, Vol. 1A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp. 3-35.

Imaizumi, F, Sidle, R.C, Kamei, R., 2008. Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 827-840. DOI: 10.1002/esp.1574.

Imaizumi, F., Sidle, R.C., 2007. Linkage of sediment supply and transport processes in Miyagawa Dam catchment, Japan. *Journal of Geophysical Research* 112. DOI: 10.1029/2006JF000495.

Irigaray, C., Lamas, F., El. Hamdouni, R., Fernandez, T., Chacon, J., 2000. The Importance of the Precipitation and the Susceptibility of the Slopes for the Triggering of Landslides Along the Roads. *Natural Hazards*, 21, pp 65-81.

Irigaray, C., Chacón, J., and Fernández, T., 1996. Methodology for the analysis of landslide determinant factors by means of a GIS: Application to the Colmenar area (Malaga, Spain). In Chacón, J., Irigaray, C., and Fernández, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, 163–172, 1996.

Jacobs, L., Dewitte, O., Poesen, J., Maes, J., Mertens, K., Sekajugo, J., Kervyn, M., 2016. Landslide characteristics and spatial distribution in the Rwenzori Mountains, Uganda. *J Afr Earth Sci*. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci2016.05.013>.

Jacobs, L., Dewitte, O., Poesen, J., Delvaux, D., Thiery, W., Kervyn, M., 2015. The Rwenzori Mountains, a landslide-prone region? *Landslides* <http://dx.doi.org/10.1007/s10346-015-0582-5>

Jiang, C., Ren, H., Ye, X., Zhu, J., Zeng, H., Nan, Y., Sun, M., Ren, X., Huo, H., 2022. Object detection from UAV thermal infrared images and videos using YOLO models. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 112, 102912. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2022.102912>

Jibson, R. W., Keefer, D. K., 1989. Statistical analysis of factors affecting landslide distribution in the New Madrid seismic zone Tennessee and Kentucky, *Eng. Geol*, 27, pp509-542.

Jones, A., Breuning-Madsen, H., Brossard, M., Dampha, A., Deckers, J., Dewitte, O., Gallali, T., Hallett, S., Jones, R., Kilasara, M., Le Roux, P., Micheli, E., Montanarella, L., Spaargaren, O., Thiombiano, L., Van Ranst, E., Yemefack, M., Zougmore, R. (Eds.), 2013. Soil Atlas of Africa. European Commission. Publications Office of the European Union, Luxembourg, 176 pp, <https://doi.org/10.2788/52319>.

Johnston, E. C., Davenport, F. V., Wang, L., Caers, J. K., Muthukrishnan, S., Burke, M., Diffenbaugh, N. S., 2021. Quantifying the effect of precipitation on landslide hazard in urbanized and non-urbanized areas. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL094038. <https://doi.org/10.1029/2021GL094038>.

Kalantar, B., Pradhan, B., Amir Naghibi, S., Motevalli, A., Mansor, S., 2018. Assessment of the effects of training data selection on the landslide susceptibility mapping: A comparison between support vector machine (SVM), logistic regression (LR) and artificial neural networks (ANN). *Geomat. Nat. Hazards Risk* 2, 9, pp 49-69.

Kanyiginya, V., Twongyirwe, R., Kagoro-Rugunda, G., Mubiru, D., Sekajugo, J., Mutyebere, R., Deijns, A.A.J., Kervyn, M., Dewitte, O., 2023. Inventories of natural hazards in under-reported regions: a multi-method insight from a tropical mountainous landscape, *African Geographical Review*. Doi: 10.1080/19376812.2023.2280589.

Kavzoglu, T., Colkesen., I, Sahin, E.K., 2019. Machine learning techniques in landslide susceptibility mapping: a survey and a case study. In: *Landslides: theory, practice, and modeling*, pp 283-301. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77377-3-13>.

Kavzoglu, T., Sahin, E.K., Colkesen, I., 2014. Landslide susceptibility mapping using GIS-based multi-criteria decision analysis, support vector machines, and logistic regression. *Landslides* 11(3):425-439. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0391-7>.

Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull*, 95, pp 406-421.

Keefer, D.K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, pp 473-510.

Keller, B., 2017. Massive rock slope failure in Central Switzerland: history, geologic-geomorphological predisposition, types and triggers, and resulting risks. *Landslides*, 14, pp1633-1653. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0803-1>.

Kendall, M., Stuart, A., 1979. *The Advanced Theory of Statistics: Inference and Relationship*. Griffin, London. 748 pp.

Kervyn, M., Jacobs, L., Maes, J., Bih Che, V., De Hontheim, A., Dewitte, O., Isabirye, M., Sekajugo, J., Kabaseke, C., Poesen, J., Vranken, L., Mertens, K., 2015. Landslide resilience in equatorial Africa: Moving beyond problem identification! *Belgeo*, doi: 10.4000/belgeo.15944

Khazai, B., Sitar, N., 2003. Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by the Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events, Eng. Geol, 71, pp 79-95.

King, G., Zeng, L., 2001. Logistic regression in rare events data. Political Analysis 9, 137-163.

Kouassi, A.M., Kouao, J.M., Kouakou, K.E., 2022. Caractérisation intra-annuelle de la variabilité climatique en Côte d'Ivoire. Bulletin de l'association de géographes français. <https://doi.org/10.4000/bagf.9534>

Koffi, K., Kouamé, I. K., Kouadio, E, K., Douagui., 2013. Étude des propriétés hydriques (porosité et conductivité hydraulique saturée) de l'aquifère du quaternaire d'Abidjan (Côte d'Ivoire). International Journal of Innovation and Applied Studies, vol. 3, n°.1, pp. 151-159.

Kouadio, B.H., Kouame.K.F., Saley.B.M., Biemi, J., Ibrahima., 2007. Insécurité climatique et géorgique en Cote d'Ivoire : étude du risque d'érosion hydrique des sols dans la région semi-montagneuse de Man (Ouest de la Cote d'Ivoire. Sécheresse vol. 18, n°1, pp 29-37.

Korup, O., 2005. Distribution of landslides in southwest New Zealand. Landslides, 2, pp 43-51.

Kouakou, K.E., Moussa, H., Kouassi, A. M., Goula, B.T.A., Savane, I. 2017. Redefinition of homogeneous climatic zones in Cote d'Ivoire in a context of climate change», International Journal of Scientific and Engineering Research, vol.8, n°11, pp. 453-462.

Koukis, G.C., Ziourkas, C., 1991. Slope instability phenomena in Greece: a statistical analysis, Bull.Int. Ass.Engng Geol, 43, pp 47-59.

Krcho, J., 1973. Morphometric analysis of relief based on geometric aspects of field theory. Acta Geographica Universitatis Comenianae, Geographico-physica Nr. 1. Slovak Pedagogical Publishers, Bratislava, pp 7-233.

Lamichhane, S., · Kansakar, A.R., · Devkota, N., · Dahal, B.K., 2025. Integrating dynamic factors for predicting future landslide susceptibility. Environmental Earth Sciences, 84-89. <https://doi.org/10.1007/s12665-025-12094-7>.

Larsen, I.J., Montgomery, D.R., 2012. Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. Nat Geosci, 5, pp 468-473. <https://doi.org/10.1038/ngeo1479>.

Larsen, I., Montgomery, D., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. Nature Geosci 3, 247-251. <https://doi.org/10.1038/ngeo776>.

Larsen, M.C., Simon, A., 1993. A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico. *Geografiska Annaler*, 75, pp 13-23.

Liang, W.-L., Kosugi, K., Mizuyama, T., 2007. Heterogeneous soil water dynamics around a tree growing on a steep slope. *Vadose Zone J*, 6, pp 879-889.

Liener, S., Kienholz, H., Liniger, M., Krummenacher, B., 1996. SLIDISP, A procedure to locate landslide-prone area. In Senneset, K., (Ed), *Proceeding of the 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, pp 279-284.

Lineback Gritzner, M., Marcus, W. A., Aspimll, R., Custer, S. G., 2001. Assessing landslide potential using GIS, soil wetness modeling and topographic attributes, Payette River, Idaho, *Geomorphology*, 37, pp 149-165.

Lebourg, T., Hernandez, M., Jomard, H., El Bedoui, S., Bois, T., Zerathe, S., Tric, E., Vidal, M., 2011. Temporal evolution of weathered cataclastic material in gravitational faults of the La Clapiere deep-seated landslide by mechanical approach. *Landslides* 8, pp 241-252.

Lee, S., Choi, J., Min, K., 2002. Landslide susceptibility analysis and verification using the Bayesian probability model. *Environmental Geology*, 43, pp 120-131.

Lee, S., 2007. Application and verification of fuzzy algebraic operators to landslide susceptibility mapping. *Environmental Geology*, 52, pp 615-623.

Lee, S., Talib, J.A., 2005. Probabilistic landslide susceptibility and factor effect analysis.

Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63 pp301-331.

Leung, C.F., Quek, S.T., 1995. Probabilistic stability analysis of excavations in jointed rock. *Canadian Geotechnical Journal*, 32, pp 397-407. doi :10.1139/t95-044.

Leroueil, S., Locat, J., Vaunat, J., Picarelli, L., Faure, R., 1996. Geotechnical characterization of slope movements. *Proceedings of the Seventh International Symposium on Landslides*, (Ed. K. Senneset) Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 1, pp.53-74.

Li, C., Sun, G., Caldwell, P. V., Cohen, E., Fang, Y., Zhang, Y., 2020. Impacts of urbanization on watershed water balances across the conterminous United States. *Water Resources Research*, 56, e2019WR026574. <https://doi.org/10.1029/2019WR026574>.

Li C., Ma T., Zhu X., Li W., 2011. The power-law relationship between landslide occurrence and rainfall level. *Geomorphology*, 130, pp 221-229

Li, G. K., Moon, S., 2021. Topographic stress control on bedrock landslide size. *Nat. Geosci*, 14, pp 307-313.

Liu, Q., Norbu, N., 2024. Modeling of landslides susceptibility prediction using deep belief networks with optimized learning rate control, *Geocarto International*, 39:1, 2322060, DOI: 10.1080/10106049.2024.2322060.

Liua L., Deng, J., 2024. Multi-model combination in key steps for landslide susceptibility modeling and uncertainty analysis: a case study in Baoji City, China. *Geomatics, natural hazards, and risk*, vol. 15, n° 1. <https://doi.org/10.1080/19475705.2024.2344804>.

Li, L., Nahayo, L., Habiyaremye, G., Christophe, M., 2022. Applicability and performance of statistical index, certain factor and frequency ratio models in mapping landslides susceptibility in Rwanda. *Geocarto Int* 37(2):638-656.

Lopez-Saez, J., Corona, C., Eckert, N., Stoffel, M., Bourrier, F., Berger, F. 2016. Impacts of land-use and landcover change on rockfall propagation: Insights from the Grenoble conurbation, *Sci. Total Environ*, 547, pp 345-355.

Lucchitta, B.K., 1978. A large landslide on Mars. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, pp 1601-1609.

Maes. J., Kervyn, M., Hontheim, A., Dewitte, O., Jacobs, L., Mertens, K., Vanmaercke, M., Vranken, L., Poesen, J., 2017. Landslide risk reduction strategies: a review of practices and challenges for the tropics. <http://doi.org/10.1177/0309133316689344>.

Maki Mateso, J.C., Bielders, C., Monsieurs, E., Depicker, A., Smets, B., Tambala, T., Bagalwa Mateso, L., Dewitte, O., 2023. Characteristics and causes of natural and human-induced landslides in a tropical mountainous region: the rift flank west of Lake Kivu (Democratic Republic of the Congo). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 23, pp 643-666. <https://doi.org/10.5194/nhess-23-643-2023>

Maki Mateso, J.C., Bielders, C., Monsieurs, E., Depicker, A., Smets, B., Tambala, T., Bagalwa Mateso, L., Dewitte, O., 2021. Natural and human-induced landslides in a tropical mountainous region: the Rift flank west of Lake Kivu (DR Congo). *Nat. Hazards*. <https://doi.org/10.5194/nhess-2021-336>.

Maquaire, O., 2002. Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain) -processus, fonctionnement, cartographie. *Habilitation à Diriger les Recherches*, Institut de Physique du Globe, Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 223 p.

Maquaire, O., Malet, J.P., 2006. Shallow landsliding. In Boardman, J. Poesen, J., (eds), Soil Erosion in Europe, Willy, Chapter 2.8, pp 583-598.

Manchado, A., Ballesteros, J.A., Allen, S., Markus Stoffel, M., 2022. Deforestation controls landslide susceptibility in Far-Western Nepal Alberto Muñoz-Torrero. *Catena*, 219.

Manap, M.A., Nampak, H., Pradhan, B., Lee, S., Sulaiman, W.N.A., Ramli, M.F., 2014. Application of probabilistic-based frequency ratio model in groundwater potential mapping using remote sensing data and GIS. *Arab. J. Geosci.* 7, pp 711-724.

Mantovani, F., Soeters, R., van Westen, C., 1996. Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15, pp 213-225.

Malet, J.P., 2003. Les 'glissements de type écoulement' dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg, 355p.

Malet, J.P., Thiery, Y., Puissant, A., 2006. Analyse spatiale, évaluation et cartographie du risque glissement de terrain, pp 1-29.

Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf Process Landform*, 29, pp 687-711.

Marden, M., Rowan, D., 1993. Protective value of vegetation on Tertiary terrain before and during Cyclone Bola, East Coast, North Island, New Zealand. *N.Z. J. For. Sci.*, 23, pp 255-263.

Marston, R. A., Miller, M. M., Devkota, L. P., 1998. Geoecology and mass movement in the Manaslu-Ganesh and Langtang-Jugal Himal, Nepal, *Geomorphology*, 26, pp 139-150.

Mc Calpin, J., 1984. Preliminary age classification of landslides for inventory mapping. In: Proceedings of the 21st Engineering Geology and Soils Engineering Symposium, University of Idaho, Moscow, pp 99-120.

MATE/MATL., 1999. Plan de prévention des risques (PPR) : Risque de mouvements de terrain. Ministère de l'Équipement des Transports et du Logement (METL) Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (MATE), La Documentation Française, Paris, 74 p.

Mathew J., Jha V. K., Rawat G. S., 2007. Weights of evidence modeling for landslide hazard zonation mapping in part of Bhagirathi valley, Uttarakhand. *Current Science*, 92, pp 628-638.

Merino-Martín, L., Moreno-de las Heras, M., Espigares, T., Nicolau, J. M., 2015. Overland flow directs soil moisture and ecosystem processes at patch scale in Mediterranean-restored hillslopes. *Catena*, 133, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.05.002>.

Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Metz, M., Schneider-Muntau, B., Rossi, M., Guzzetti, F., 2014. A strategy for GIS-based 3-D slope stability modeling over large areas. *Geosci. Model Dev.*, 7, 2969-2982, 2014. doi:10.5194/gmd-7-2969-2014.

Mertler, C.A., Vannatta, R.A., 2002. Advanced and Multivariate Statistical Methods: Practical Application and Interpretation, 2nd Ed. Pyrczak Publishing, Los Angeles. 347 pp.

Metternicht, G., Hurni, L., Gogu, R., 2005. Remote sensing of landslides: an analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountain environments. *Remote Sensing of Environment* 98, pp 284-303.

Michellier, C., Pigeon, P., Kervyn, F., Wolff, E., 2016. Contextualizing vulnerability assessment: a support to geo-risk management in central Africa, *Nat. Hazards*, 82, 27-42, <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2295-z>.

Moazzam, M.F.U., Vansarochana, A., Boonyanuphap, J., Choosumrong, S., Rahman, G., Djueyep, G. P., 2020. Spatio-statistical comparative approaches for landslide susceptibility modeling: case of Mae Phun, Uttaradit Province, Thailand. *Applied Sciences* 2, 384. <https://doi.org/10.1007/s42452-020-2106-8>.

Mondal, S., Maiti, R., 2013. Integrating the analytical hierarchy process (AHP) and the frequency ratio (FR) model in landslide susceptibility mapping of Shiv-Khola watershed. *Int. J. of Dis. Risk Sci*, 4, pp 200-212.

Mondini, A.C., Marchesini, I., Rossi, M., Chang, K-T., Pasquariello, G., Guzzetti, F., 2013. Bayesian framework for mapping and classifying shallow landslides exploiting remote sensing and topographic data. *Geomorphology* 201, 135–147. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.06.015.

Moore, I. D., Grayson, R. B., Ladson, A. R., 1991. Digital terrain modeling. A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, pp 3-30.

Monsieurs, E., Jacobs, L., Michellier, C., Basimike Tchangaboba, J., Ganza, G.B., Kervyn, F., Maki Mateso, J.-C.C., Mugaruka Bibentyo, T., Kalikone Buzera, C., Nahimana, L., Ndayisenga, A., Nkurunziza, P., Thiery, W., Demoulin, A., Kervyn, M., Dewitte, O., 2018. Landslide inventory for hazard assessment in a data-poor context: a

regional-scale approach in a tropical African environment. *Landslides* 15, 2195–2209. <http://dx.doi.org/10.1007/s10346-018-1008-y>.

Moreiras, S.M., 2005. Landslide susceptibility zonation in the Rio Mendoza valley, Argentina. *Geomorphology*, 66, pp 345-357.

Morgenstern, N.R., 1997. Toward landslide risk assessment in practice. *Landslide Risk Assessment*. Balkema, Rotterdam, pp 15-23

Mugagga, F., Kakembo, V., Buyinza, M., 2012. Land use changes on the slopes of Mount Elgon and the implications for the occurrence of landslides. *Catena* 90:39 46.doi: 10.1016/j.catena.2011.11.004

Mugagga, F., 2011. Land use change, landslide occurrence and livelihood strategies on Mount Elgon slopes, eastern Uganda. Unpublished PhD thesis, Nelson Mandela Metropolitan University, Port Elizabeth.

Nagarajan, R., Roy, A., Kumar, R.V., Mukherjee, A., Khire, M.V., 2000. Landslide hazard susceptibility mapping based on terrain and climatic factors for tropical monsoon regions. *Bull Eng Geol Environ*, 58, pp 275-287.

Nahayo, L., Peng, C., Lei, Y., Tan, R., 2023. Spatial understanding of historical and future landslide variation in Africa. *Natural Hazards* 119, 613-641 <https://doi.org/10.1007/s11069-023-06126-3>.

Nale, D.K., 2002. QuickBird-Aerial Photography Comparison Report. EMAP International. 37 pp.

Nascimento, V.F., Sobral, A.C., Andrade, P.R., Ometto, J.P.H.B., Yesiller, N., 2017. Modeling Environmental Susceptibility of Municipal Solid Waste Disposal Sites: A Case Study in Sao Paulo State, Brazil. *Journal of Geographic Information System*, 9, pp 8-33. <https://doi.org/10.4236/jgis.2017.91002>.

Nava, L., Bhuyan, K., Meena, S.R., Monserrat, O., Catani, F., 2022. Rapid Mapping of Landslides on SAR Data by Attention U-Net. *Remote Sens.* 14, 1449. <http://doi.org/10.3390/rs14061449>.

Nefeslioglu H. A., Duman T. Y., Durmaz S., 2008. Landslide susceptibility mapping for a part of tectonic Kelkit Valley (Eastern Black Sea region of Turkey). *Geomorphology*, 94, pp 401-418.

N'dri, B.E., Niamke, K. H., Bakayoko, S., Soro, G., Niangoran K. C., N'go Y.A., 2016.
Dynamique de l'occupation des sols de la commune urbaine d'Attécoubé (Côte D'Ivoire).
Journal, ISSN 1112-3680, n°26, pp. 129-147.

N'dri, B.E., 2008. Analyse des facteurs et quantification du ruissellement et de l'érosion hydrique par les outils de télédétection et SIG dans la commune d'Attécoubé (Abidjan, Sud de la Côte d'Ivoire). Thèse unique, Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire, 141 p.

Nichol, J., Wong, M.S., 2005. Satellite remote sensing for detailed landslide inventories using change detection and image fusion. *International Journal of Remote Sensing* 26, 1913-1926.

Nhu, V. H., Hoang, D.N., Nguyen, H., Ngo, T.T.P., Bui, T.T., Hoa, V.P., Samui, P., Bui, T.D., 2020. Effectiveness Assessment of Keras-Based Deep Learning with Different Robust Optimization Algorithms for Shallow Landslide Susceptibility Mapping at Tropical Area. *Catena* 188 : 104458. Doi : 10.1016/j.catena.2020.104458.

Niu, R, G., Cheng, W. Ni., Jin.D., 2005. Engineering-related slope failure in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau, *Cold Reg. Sci. and Tech.*, 42, pp 215-225.

Oga, Y.M.S., Lasm, T., Massault, M., Baka, D., Ake, G., Marlin, C., Biemi, J., Hillaire-Marcel, C., 2011. Caractérisation et suivi isotopique des eaux de la nappe semi-captive du Maestrichtien de la Côte d'Ivoire. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 3, 991-1004. <http://ajol.info/index.php/ijbcs>.

Okura, Y., Kitahara, H., Sammori, T., Kawanami, A., 2000. The effects of rockfall volume on travel distance. *Eng. Geol.* 58, 109-124.

Ouimet, W.B., Whipple., K.X., Royden, L.H., Sun, Z., Chen, Z., 2007. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Bull Geol Soc Am*, 119, pp 1462-1476. <https://doi.org/10.1130/B26136.1>.

Ozdemir, A., Altural, T., 2013. A comparative study of frequency ratio, weights of evidence and logistic regression methods for landslide susceptibility mapping: Sultan Mountains, SW Turkey. *J Asian Earth Sci* 64:180-197. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2012.12.014>.

Ozturk, U., Bozzolan, E., Holcombe, E.A., Shukla, R., Pianosi, F., Wagener, T., 2022. How climate change and unplanned, urban sprawl bring more landslides. *Nature*, 608, pp 262-265.

Pachauri, A.K., Pant, M., 1992. Landslide hazard mapping based on geological attributes. *Engineering Geology*, 32, pp 81-100.

Pardeshi, S., Autade, S., Pardeshi, S., 2013. Landslide hazard assessment: recent trends and techniques. Springer Plus, 2, 523p.

Parise, M., Wasowski J., 1999. Landslide Activity Maps for Landslide Hazard Evaluation: Three Case Studies from Southern Italy. *Natural Hazards*, 20, pp 159-183.

Parker, R.N., Densmore, A.L., Rosser, N.J., Michele, M., Li, Y., Huang, R., Whadcoat, S., Petley, D.N., 2011. Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, 4, 449-452. doi:10.1038/ngeo1154.

Pašek, J., 1975. Landslide inventory. International Association Engineering Geologist Bulletin 12, pp 73-74.

Pedrazzini, A., Humair, F., Jaboyedoff, M., Tonini, M., 2015. Characterization and spatial distribution of gravitational slope deformation in the Upper Rhone catchment (Western Swiss Alps). *Landslides*, 13, pp 259277. doi 10.1007/s10346-015-0562-9.

Peel, M., Finlayson, B., McMahon, T., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences* 11, 1633-1644.

Peng, C-Y.J., So, T S.H., 2002. Logistic Regression Analysis and Reporting: A Primer. *Understanding Statistics*, 1, pp 31-70.

Pereira, S., Zezere, J.L., Bateira, C., 2012. Technical note: assessing predictive capacity and conditional independence of landslide predisposing Factors for shallow landslide susceptibility models. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 979-988. doi:10.5194/nhess-12-979-2012.

Petley, D.N., 2012. Global patterns of loss of life from landslides. *Geology* 40 : 927-930.doi :10.1130/G33217.1

Piacentini, D., Troiani, F., Soldati, M., Notarnicola, C., Savelli, D., Schneiderbauer, S., Strada, C., 2012. Statistical analysis for assessing shallow-landslide susceptibility in South Tyrol (south-eastern Alps, Italy), *Geomorphology*, pp 196-206.

Poiraud, A., 2012. Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay Massif central : caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa, Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, 563 p.

Pourghasemi, H.R., Pradhan, B., Gokceoglu, C., Moezzi, K.D., 2012. Landslide susceptibility mapping using a spatial multi-criteria evaluation model at Haraz Watershed, Iran.

In: Pradhan, B., Buchroithner, M. (Eds.), *Terrigenous Mass Movements Detection, Modelling, Early Warning and Mitigation Using Geoinformation Technology*. Springer, Berlin, pp. 23-49.

Pradhan, B., Lee S., Buchroitner M. F., 2009. Use of geospatial data and fuzzy algebraic operators to landslide-hazard mapping. *Applied Geomatics*, 1, pp 3-15.

Pradhan B., 2011. Use of GIS-based fuzzy logic relations and its cross-application to produce landslide susceptibility maps in three test areas in Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 63, pp 329-349.

Promper, C., Gassner, C. H., Glade, T., 2015. Spatiotemporal patterns of landslide exposure. A step within future landslide risk analysis on a regional scale applied in Waidhofen/ YBBs Austria, *Int. J. Disast. Risk Reduct.*, 12, pp 25-33.

Pothiraj, P., Rajagopalan, B., 2013. A GIS and remote sensing-based evaluation of groundwater potential zones in a hard rock terrain of Vaigai sub-basin, India. *Arab. J. Geosci.*, 6, pp 2391-2407.

Quevedo, R.P., Velastegui-Montoya, A., Montalvan-Burbano, N., Morante-Carballo, F., Korup, O., Renno, C.D., 2023. Land use and land cover as a conditioning factor in landslide susceptibility: a literature review. *Landslides*. doi 10.1007/s10346-022-02020-4.

Quesada-Roma'n., A., 2023. Priorities for natural disaster risk reduction in Central America.

PLOS Clim 2(3) : e0000168. <https://doi.org/10.1371/journal.pclm.0000168>

Redshaw, P., Dijkstra, T., Free, M., Jordan, C., Morley, A., Fraser, S., 2017. Landslide Risk Assessment for the Built Environment in Sub-Saharan Africa, *WLF: Advancing Culture of Living with Landslides*, Springer, 5, 5-12, <https://doi.org/10.1007/978-3-319-53483-1-2>

Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Carrara, A., 2005. Validation of a landslide susceptibility model using event inventory maps. *Geophysical Research Abstracts*, 7.

Reichenbach, P., Busca, C., Mondini, A. C., Rossi, M., 2014. The influence of land use change on landslide susceptibility zonation: the Briga Catchment test site (Messina, Italy), *Environ. Manage.*, 54, 1372-1384, <https://doi.org/10.1007/s00267-014-0357>.

Recensement général de la population et de l'habitat (2021).

Regmi, N. R., Giardino, J. R., McDonald, E. V., Vitek, J. D., 2014. A comparison of logistic regression-based models of susceptibility to landslides in western Colorado, USA. *Landslides* **11**, 247-262. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0380-2>.

Rib, H.T., Liang, T., 1978. Recognition and identification, in: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslide Analysis and Control*. Washington, D.C., pp 34-80.

Rice, R.M., Corbett, E.S., Bailey, R.G., 1969. Soil slips related to vegetation, topography, and soil in Southern California. *Water Resources Research* **5**, pp 647-659.

Roering, J., Schmidt, K.M., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., 2003. Shallow landsliding, root reinforcement, and the spatial distribution of trees in the Oregon Coast range. *Can. Geotech. J.* **40**, pp 237-253.

Rogers, J.D., Doyle, B.C., 2005. Mapping of Seismically Induced Landslippage in the Benton Hills and Crowley's Ridge, New Madrid Seismic Zone, Missouri and Arkansas.

Ronan, K.R., Johnston, D.M., Finn, K., 2005. Promoting resilience: response. In: Ronan KR, Johnston DM (eds) *Promoting community resilience in disasters*, 1st ed. Springer, New York, pp 105-116.

Roy-Macaulay, C., 2017. At least 300 dead in Sierra Leone mudslides and flooding. <http://www.chicagotribune.com/news/nationworld/ct-sierra-leone-mudslides-flooding-20170814-story.html>. Accessed 10 Nov 2018.

Ruff M., Czurda K., 2008. Landslide susceptibility analysis with a heuristic approach at the Eastern Alps (Vorarlberg, Austria). *Geomorphology*, **94**, pp 314-324.

Rwanda Mining Association, RMA., 2011.

Saaty, T. L., 1980. The Analytic Hierarchy Process. McGraw Hill, New York p.

Saaty T. L et Vargas G. L., 2001. Models, methods, concepts and applications of the analytic hierarchy process, Kluwer Academic Publisher, Boston 20 p.

Samodra, G., Chen, G., Sartohadi, J., Kasama, K., 2015. Generating landslide inventory by participatory mapping: an example in Purwosari Area, Yogyakarta, Java. *Geomorphology*, **306** pp 306-313.

Santangelo, M., Gioia, D., Cardinali, M., Guzzetti, F., Schiattarella, M., 2010. Landslide inventory map for the upper Sinni River valley, Southern Italy, *J. Maps*, **11**, 444-453.

Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F.W. 2005. Landslides risk analysis and sustainable disaster management. In Proceedings of the first General Assembly of the international consortium on landslides. Springer, Berlin.

Scheidegger, A., 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. Rock Mech. 5, 231-236.

Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Schaub, T., 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. Can. Geotech. J. 38, 995-1024.

Schlögel, R., 2015. Quantitative landslide hazard assessment with remote sensing observations and statistical modeling. Earth Sciences. Université de Strasbourg, 245 p.

Schmaltz, E. M., Steger, S., Glade, T., 2017. The influence of forest cover on landslide occurrence explored with spatio-temporal information, Geomorphology, 290, pp 250–264.

Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Schaub, T., 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. Can. Geotech. J. 38, 995-1024.

Schulz, W. H., 2007. Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. Engineering Geology, 89, pp 67-87.

Schulz, W.H., Kean, JW., Wang, G., 2009. Landslide movement in Southwest Colorado triggered by atmospheric tides. Nat Geosci, 2, pp 863-866.

Selby, M.J., 1993. Hillslope materials and processes. Oxford University Press, Oxford.

Shao, X., Ma, S., Xu, C., Zhou, Q., 2020. Effects of sampling intensity and non-slide/slide sample ratio on the occurrence probability of coseismic landslides. Geomorphology 363, pp1-12.

Shen, F., Zhao, X., Li, Z., Li, K., Meng, Z., 2019. A novel ensemble classification model based on neural networks and a classifier optimization technique for imbalanced credit risk evaluation. Physica A: Statistical Mechanics and its Applications, 526, 121073. <https://doi.org/10.1016/j.physa.2019.121073>

Sidle, R. C., 1992. A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability, Water Resour. Res., 28, pp 1897-1910.

Sidle, R.C., Bogaard, T.A., 2016. Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth-Science Reviews* 159, 275–291. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.013>.

Sidle, R.C., Ochiai, H., 2006. Landslide processes, prediction, and land use, Washington D.C. American Geophysical Union, pp 1-312.

Sidle, R.C., Ziegler, A.D., Negishi, J.N., Abdul, R.N., Siew, R., Turkelboom, F., 2006. Erosion processes in steep terrain – truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *For. Ecol. Manag*, 224, pp 199–225.

Sidle, R.C., Ziegler, A.D., Negishi, J.N., Abdul, R.N., Siew, R., Turkelboom, F., 2006. Erosion processes in steep terrain- truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *For. Ecol. Manag*, 224, pp 199-225.

Sidle, R.C., Ziegler, A.D., 2016. The canopy interception-landslide initiation conundrum: insight from a tropical secondary forest in northern Thailand. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* <http://dx.doi.org/10.5194/hess-2016-96> (in review).

Sidle R. C, Pearce A.J, Loughlin C.L.O., 1985. Hillslope stability and land use. American Geophysical Union, Washington, DC, 125 p.

Simmons, W.C., 1930. Local earth tremors recorded in February and March connected with an epicenter near Rwenzori. *Geol. Surv. Dept. Uganda, Ann. Rep. for 1929*, pp 33-37.

Simon, N., Crozier, M., de Roiste, M., Rafeek, A.G., 2013. Point-based assessment: Selecting the best way to represent landslide polygon as point frequency in landslide investigation. *Electron. J. Geotech. Eng.* 18 D, pp 775-784.

Simonett, D.S., 1967. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea. In *Landform Studies from Australia and NewGuinea*, Jennings JN, Mabbutt JA (eds). Cambridge University Press: Cambridge, pp 64–84.

Stanley, T., Kirschbaum, D. B., Huffman, G. J., Adler, R. F., 2017. Approximating long-term statistics early in the Global Precipitation Measurement era, *Earth Interact*, 21, pp 1-10. doi:10.1175/EI-D-16-0025.1.

Stark, C.P., N. Hovius, N., 2001. The characterization of landslide size distributions. *Geophysical Research Letters*, 28, pp 1091-1094.

Stokes, A., Atger, C., Bengough, A.G., Fourcaud, T., Sidle, R.C., 2009. Desirable plant root traits for protecting natural and engineered slopes against landslides. *Plant Soil* 324, pp 1-30.

Süzen, M.L., Doyuran, V., 2004. Data-driven bivariate landslide susceptibility assessment using geographical information systems: a method and application to Asarsuyu catchment, Turkey. *Eng. Geol.* 71, 303–321. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(03\)00143-1](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(03)00143-1).

Tasser, E., Mader, M., Tappeiner, U., 2003. Basic and applied ecology effects of land use in alpine grasslands on the probability of landslides, *Basic Appl. Ecol.*, 280, pp 271-280. <https://doi.org/10.1078/1439-1791-00153>.

Temme, A., Guzzetti, F., Samia, J., Mirus, B.B., 2020. The future of landslides' past framework for assessing consecutive landsliding systems. Springer Nature. Doi 10.1007/s10346-020-01405-7.

Terrier M. et Furic S., 2003. Bassin versant de la Roya : Cartographie de l'aléa mouvement de terrain, échelle 1/25000. BRGM, 103 p.

Thiery Y., Malet J. P. et Maquaire O., 2006. Test of Fuzzy Logic Rules for landslide susceptibility assessment. SAGEO, International Conference on Spatial Analysis and Geomatics, Strasbourg, 18 p.

Thiery Y., Malet J. P., Sterlacchini S., Puissant A., Maquaire O., 2007. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. *Geomorphology*, 92, pp 38-59.

Thiery, Y., Mtumbuka, H., Terrier, M., 2019. Improvement of national landslide inventory for Malawi: from visual remote sensing analyses to field shreds of evidence. EGU General Assembly 2019, Apr 2019, Vienna, Austria, 21, pp 2019 - 8572.

Traore, H. K., De Angeli, S., Lebaut, S., Drogue, G., and Konan Kouadio, E., 2024. A spatio-temporal analysis of the risks of flooding and landslides in Greater Abidjan, Ivory Coast, by applying a multi-risk framework., EGU General Assembly, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-538. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-538>, 2024.

Traore, K. M., 2022. Cartographie du risque de glissements de terrain en masse à l'échelle. *Revue de Géographie de l'Université de Ouagadougou*, N°11, Vol. 3.

Tsai, C. F., 2009. Feature selection in bankruptcy prediction. *Knowledge-Based Systems*, 22(2), 120-127. <https://doi.org/10.1016/j.knosys.2008.08.002>

Uchida, T., Kosugi, K., Mizuyama, T., 2001. Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. *Hydrol. Process*, 15, 2151-2174.

UNESCO., 1966. Earthquake reconnaissance mission, Uganda, the Toro earthquake of 20 March 1966. UNESCO, <http://unesdoc.unesco.org/images/0000/000077/007799EB.pdf>. Accessed 25 Apr 2014

Uwihirwe, J., Hrachowitz., M., Bogaard, T.A., 2020. Landslide precipitation thresholds in Rwanda. *Landslides*, 17, pp 2469-2481. doi 10.1007/s10346-020-01457-9.

Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., Demoulin, a, 2007. Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 588e603. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.040>.

Van-Westen C. J., 1993. Application of Geographic Information System to landslide hazard zonation. ITC Publication, 15, 245p.

Rengers N., Terlien M. T. J., Soeters R., 1997. Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau*, 86, pp 404-414.

Vanacker, V., Vanderschraeghe, M., Govers, G., Willems, E., Poesen, J., Deckers, J., De Bievre, B., 2003. Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andes watersheds. *Geomorphology* 52, 299-315.

Van Westen C. J., Rengers N., Soeters R., 2003. Use of Geomorphological Information in Indirect Landslide Susceptibility Assessment. *Natural Hazards*, 30, pp 399-419.

Van Westen, C.J., 2004. Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments, in: Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, A.B., Sayo, A. (Eds.), *Landslides Evaluation and Stabilization*. Balkema, pp 39-56.

Van den Eeckhaut, M., Vanwalleghem, T., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., Vandekerckhove, L., 2006. Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: a case study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology*, 76, pp 392-410.

Van Westen, C.J., Van Asch, T.W.J., Soeters, R., 2006. Landslide hazard and risk zonation why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65, pp 167-184. doi:10.1007/s10064-005-0023-0.

Van Westen., C.J., Castellanos, E., Sekhar, Kuriakose., S.L., 2008. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102, pp 112-131.

Vargas, G.C., 1992. Methodologie pour les tablissements de cartes de sensibilité aux mouvements de terrain fonde sur l'utilisation d'un couple stereographique SPOT XS/TM. Aplication á la region de Paz del Rio (Colombie): Proc. Ler Simposio International sobre Sensores Remotos y Sistemas de Informacion Geografica (SIG) para el estudio de Riesgos Naturales, Bogotà, Colombia, pp 201-220.

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In: *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., pp 11-33.

Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora Garcíab, M.A., Jiménez-Sánchez, M., 2017. A spatio-temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology*, 293, pp11-23

Voight, B., Pariseau W. G., 1978. Rockslides and avalanches. An introduction, in *Rockslides and Avalanches*, I. Natural Phenomena, Dev. Geotech. Eng,14, pp 1-67.

Wang, Q., Xing, A., Liao, L., Zhang, Y., 2024. Insights into small landslides inducing major disasters in the Wumeng Mountain area from the Liangshui landslide. *Landslides*. <https://doi.org/10.1007/s10346-024-02016-5>.

Wang, L.J., Sawada, K., Moriguchi, S., 2013. Landslide susceptibility analysis with logistic regression model based on FCM sampling strategy. *Computers and Geosciences*, 57, pp 81-92

Wang, Q., Li, W., 2017. A GIS-based comparative evaluation of analytical hierarchy process and frequency ratio models for landslide susceptibility mapping. *Phys. Geogr*, 38, pp 318-337.

Wieczorek, G.F., 1984. Preparing a detailed landslide inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 21, pp 337-342.

Weirich, F., Blesius, L., 2007. Comparison of satellite and air photo-based landslide susceptibility maps. *Geomorphology*, 87, pp 352-364.

Wen, B.P., Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A., 2004. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. *Environ. Geol.*, 47, pp140-154.

Wilson, J. P., Gallant J. C., 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. J.P. Wilson and J.C. Gallant (eds.), John Wiley and Sons, 479 p.

Wilson, R. C., 1997. Normalizing rainfall/debris-flow thresholds along the U.S. Pacific coast for long-term variations in precipitation climate, in C. L. Chen, ed., *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, New York: ASCE, pp 32-43.

Wolter, A., Stead, D., Ward, B.C., Clague, J.J., Ghirotti, M., 2015. Engineering geomorphological. *Landslides*. doi: 10.1007/s10346-015-0668-0.

WP/WLI-International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory, 1993. A suggested method for describing the activity of a landslide. *International Association Engineering Geology Bulletin* 47, 53-57.

Wright, R. H., Campbell R. H., Nielsen T. H. 1974. Preparation and use of isopleth maps of landslide deposits. *Geology*, 2, pp 483-485.

Wu, Y., Li, W., Wang, Q., Liu, Q., Yang, Q., Xing, M., Pei, Y., Yan, S., 2016. Landslide susceptibility assessment using frequency ratio, statistical index, and certainty factor models for the Gangu County, China. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 84p.

Yalcin, A., 2007. The effects of clay on landslides: A case study. *Applied Clay Science*, 38, pp 78-85.

Yang, D., Qiu, H., Hu, S., Zhu, Y., Cui, Y., Du, C., Liu, Z., Pei, Y., Cao, M., 2021. Spatiotemporal distribution and evolution characteristics of successive landslides on the Heifangtai tableland of the Chinese Loess Plateau. *Geomorphology*, 378, 107619. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107619>.

Yang, H., Adler, R., Huffman G., 2007. Use of satellite remote sensing in the mapping of global landslide susceptibility. *Nat Hazards*, 43, pp 245-256. doi :10.1007/s11069-006-9104-z.

Yesilnacar, E., Topal T., 2005. Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Engineering Geology*, 79, pp 251-266.

Yin K. L., Yan T. Z., 1988. Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. 5th International Symposium in Landslides, Balkema, Rotterdam, Landslides, pp 1269-1272.

Yin, Y., Wang, F., Sun, P., 2009. Landslide hazards triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. Landslides 6, 139-152. doi:10.1007/s10346-009-0148-5

Young, A., 1972. Slopes. Oliver and Boyd, Edinburgh, 288 pp.

Zadeh L. A., 1965. Fuzzy sets. Information and control, 8, pp 338-353.

Zêzere, J.L., 2002. Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). Natural Hazards and Earth System Sciences, 2, 73-82

Zhang, K., 2015. Stability analysis of rock slope controlled by major geological discontinuities based on the extended kinematical element method. Rock Mechanics and Rock Engineering. doi:10.1007/s00603-015-0877-9.

Zhao, B., Zhou, J.C., Zhang, C.L., Chen, R.L., 2013. Analysis of the relationship between precipitation and soil moisture content. J Agric Catastrophe, 7, pp 14-17.

Zhao, P., Wang, Y., Xie, Y., Uddin, M.G., Xu, Z., Chang, X., Zhang, Y., 2025. Landslide susceptibility assessment using information quantity and machine learning integrated models: a case study of Sichuan province, southwestern China. Earth Science Informatics, 18-190. <https://doi.org/10.1007/s12145-025-01700-8>.

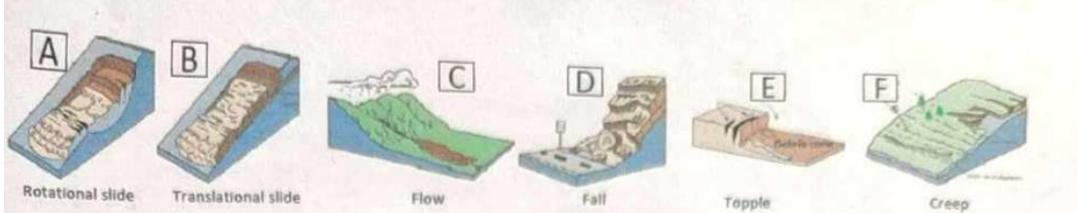
Zhang, C., Sargent, I., Pan, X., Li, H., Gardiner, A., Hare, J., Atkinson, P.M., 2018. An object-based convolutional neural network (OCNN) for urban land use classification. Remote Sens. Environ. 216, 57–70. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.06.034>

Zhou, C.H., Lee, C.F., Li, J., Xu, Z.W., 2002. On the spatial relationship between landslides and causative factors on Lantau Island, Hong Kong. Geomorphology 43, pp 197-207.

Zimmermann, H. J. et Zysno P., 1980. Latent connectives in human decision-making. Fuzzy Sets and Systems, 4, pp 37-51.

Zimmermann, M., Mani, P., et Romang, H., 1997. Magnitude-frequency aspects of alpine debris flow. Eclogae Geologicae Helvetiae, 90, pp 415-420.

ANNEXE

									
Tous les glissements de terrain sont à inventorier, anciens ou récents. En raison de la croissance rapide de la végétation, des glissements ne seront probablement plus visibles. Très souvent de gros blocs sont observables sur le terrain et leur présence n'est pas due à des dépôts de rivière. Ces blocs sont probablement des témoins d'anciens glissements et attestent de leur distance de parcours (runout). Ces événements sont aussi à cartographier.									
Identification	Date observation	année	mois	jour	heure				
	Date occurrence								
	Date(s) autre activité								
	Conditions météo au moment de l'occurrence	sec	normal	humide	durant pluie				
	Conditions météo au moment d'autre(s) mouvement(s)	sec	normal	humide	durant pluie				
	A quel type de glissement cela ressemble le plus ? (voir schema au-dessus)					ID glissement			
	Glissement repéré sur Google Earth par l'Ulg ?	non	si oui	point ou polygone					
	Distance de parcours (runout)/zone d'accumulation clairement visible ?	oui	non	Nom du Rapporteur					
	Glissement observé = glissement principal ou = glissement (+ récent) dans un glissement (+ ancien)								
Localisation	Province	Commune/Ville	Quartier/village/route						
	Coordonnées GPS du point d'observation		Lat.	Long.	Alt.				
	Numéro du point								
Escarpe principal	Forme	circulaire	ou	rectiligne	Type d'activité :	actif	récent		
	Hauteur	≤3m	3-5m	5-10m	10-20m	>20m	stabilisé	ancien	
	Type de matériaux	sol/terre	débris	roche	Structure matériaux : homogène ou hétérogène				
	Si roche :	Fractures ?	oui	non	Type de roche ?	gneiss	granite	alluvion-colluvion	
		Altération?	oui	non		basalte	calcaire	Autre?	
		Stratification ?	oui	non		schiste	quartzite		
	Présence de végétation ?	oui	si oui :	ponctuelle	partielle	dominante	totale		
	Type de végétation :	fôret/arbre	culture/plantation			herbe/arbustive			
	Racine visible ?	oui	non	si oui :	profondeur racine (m)				
	Présence d'eau ?	oui	non	si oui :	position sur esc. ?	sommet	milieu	base	
Autre(s) type(s) de mouvement(s) sur l'escarpement ?	non	si oui	Type ? (voir schéma)						
Masse déplacée	Escarpe(s) secondaire(s) ?	oui	non	si oui	nombre	1	1-3	>3	
	Hauteur moyenne	≤3m	3-5m	5-10m	10-20m	>20m	Type d'activité de la masse déplacée ?		
	Position escarpement(s)	tête	corps	pied					
	Autre(s) type(s) de mouvement(s) dans la masse déplacée ?	non	oui	si oui, type(s) ? (voir schema)			actif	récent	
	Matériaux déplacé	soil/terre		débris	roche		stabilisé	ancien	
	Trace de "coulée" (flow)	oui	non	si oui	tête	corps	pied		
	Drainage superficiel	oui	non	si oui	ravine sur (au dessus de) l'escarpement			autre drainage	
					drainage latéral				
	Présence de pentes inversées et replats	non	oui	si oui	tête	corps	pied		

Masse déplacée	Couvert végétal	présent	absent	si oui	partiel	tête	corps	pied
					complet			
					vers l'amont			
		oui	non	si oui	vers l'aval			
Végétation								
	Contact avec rivière	oui	non	si oui	pente active			
	Contact avec route	oui	si oui		amont escarpement			
		non			dans escarpement			
					dans la partie déplacée			
Route								
	Type de couvert	Forestier			Amont	Esc. prin.	Tête	Corps
		Herbacé/brousse						
		Bananier						
		Autre agriculture						
Maison - Population	Si agriculture	Vivrière						
		Rente						
	Nature culture dominante							
	Perturbations de la végétation	Aucune			Amont	Esc. prin.	Tête	Corps
Réseau		Arbres inclinés						
		Coupe forêt						
	Route(s) menacée(s)							
	Nombre de routes							
REMARQUES	Type de routes	Principale						
		Secondaire						
		Circulation piéton						
		Terre						
		Asphaltée						
	Dégât sur la route	Aucun						
		Fissures						
		Destruction						
	Nombre de maison				Amont	Esc. prin.	Tête	Corps
	Taille moyenne maison							
	Matériaux de construction	Bois						
		Brique						
		Terre						
	Dégât apparent	Autre						
	Nombre personne/ménage				Amont	Esc. prin.	Tête	Corps
	Ressource principale	Agriculture						
		Salarié						
		Autre						
	Antenne GSM				Amont	Esc. prin.	Tête	Corps
	Poteaux électriques (dis. locale)							
	Poteaux électriques (dis. nationale)							
	Conduites d'eau (petit conduit)							
	Conduites d'eau (grosse canalisation)							
	Déstabilisation/destruction	GSM						
		Elec.						
		Eau						
	PO = Pas Observable/ pas d'info							