



Université de Liège
Faculté des Sciences
Département de Géologie
Géorisques et Environnement

Etude des risques naturels liés aux interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique dans la région des lacs Kivu et Tanganyika

Léonidas NIBIGIRA

Ingénieur Civil et Maître en Sciences

Certificat d'Université en Développement et Coopération Internationale

Thèse présentée en vue de l'obtention du titre de Docteur en Sciences

Décembre 2018

Remerciements

Au terme de notre travail, il sied bien d'exprimer dans ces lignes, nos sincères remerciements envers l'Eternel Dieu Tout Puissant pour ses bénédictions et sa protection sans faille. C'est aussi pour nous une précieuse occasion d'exprimer notre profonde gratitude envers les institutions, les organisations et les personnes physiques ou morales qui ont apporté leur pierre à l'édification de ce projet de recherche doctorale, en lui facilitant son plein aboutissement.

Qu'il nous soit permis d'adresser nos sincères remerciements à l'endroit du Gouvernement du Burundi pour avoir assuré, sans relâche et sans se lasser, le financement de notre formation de troisième cycle. C'est par le truchement de sa bourse que nous avons travaillé dans des conditions épanouissantes, en ayant accès à un séjour viable et digne en Belgique. Nous nous en voudrions si nous passions sous silence le support financier de la Fondation Alice Seghers. Son soutien indéfectible nous a permis la finalisation de notre Thèse dans des conditions plus sereines. Qu'elle soit rassurée de notre profonde gratitude.

Les justes mots nous manquent pour exprimer notre profonde reconnaissance envers l'Université de Liège en général et en particulier, l'Unité Géorisques et Environnement pour avoir accepté avec alacrité la réalisation et l'encadrement de ces travaux de recherche. L'Unité Géorisques et Environnement a également supporté financièrement une partie de nos recherches. Qu'elle daigne recevoir nos vifs remerciements pour les contrats de travail qui ont été d'une utilité ineffable dans l'avancement et l'aboutissement de ce travail de recherche. Nous profitons de cette occasion pour saluer la franche collaboration et le professionnalisme du laboratoire Hydraulics in Environmental and Civil Engineering (HECE) de la Faculté des Sciences Appliquées pour sa collaboration sans faille.

Que le projet GéoRisCA et à travers lui, la Politique Scientifique Fédérale Belge (Belspo), reçoive nos profonds remerciements pour avoir assuré le financement des voyages et la disponibilité du matériel et autres équipements pour les mesures de terrain au Burundi, au Rwanda et en République Démocratique du Congo. C'est aussi grâce à son appui logistique que la participation à certaines conférences dans la région a été possible. Par là même, nous nous en voudrions si nous n'avouions pas notre reconnaissance indescriptible à l'endroit du Dr. Ir. Hans-Balder HAVENITH et Dr. Ir. Benjamin DEWALS pour avoir spontanément accepté d'assurer la promotion et la co-promotion de cette Thèse. Leur écoute, leurs conseils et surtout leur disponibilité, et cela malgré leur agenda combien chargé, ont été les piliers de cet aboutissement et resteront pour nous une référence et une provision inépuisable pour la suite de notre parcours professionnel.

La multidisciplinarité de ce travail a fait de nous un véritable pèlerin. Merci à vous tous qui nous avez ouvert les portes, quelques fois même pendant vos heures de pause, pour l'intérêt de la recherche. Nous pensons plus spécialement au Dr. Pierre OZER du Département des Sciences et Gestion de l'Environnement, au Dr. Marc BINARD du Département de Géographie /Plateforme GITAN et Dr. Ir. Frédéric NGUYEN du Département ArGEnCo/Géophysique appliquée, pour leurs conseils respectivement dans le traitement des données climatiques, en Géomatique et au sujet du traitement des données géophysiques.

C'est aussi à vous, Dr. Ir. Pierre ARCHAMBEAU du HECE, Dr. Alain Demoulin du Département de Géographie /Unité de géographie physique et quaternaire, Dr. Gentiane HAESBROECK et Dr. Catherine TIMMERMANS de l'Unité *Statistique mathématique*/Département de *mathématique* pour vos orientations respectives face aux soucis techniques, soit avec l'outil de modélisation hydraulique WOLF, le dispositif des mesures géophysiques ou au tour de la gestion des données statistiques. Vous avez donné le meilleur de vous-mêmes et nous vous en remercions.

Un travail d'une telle envergure serait voué à l'échec sans la collaboration des institutions et sociétés locales. C'est pour cette raison que nous voudrions dire cordialement merci à la Direction Générale de la Recherche Géologique et du Cadastre Minier du Burundi pour avoir épaulé nos prospections géophysiques sur terrain et cela y compris la mise à disposition de leur matériel. Que Mr. Paul NDARIHONYOYE, où qu'il soit, soit rassuré de notre profonde gratitude pour s'être personnellement investi afin de faciliter les procédures de prêt des équipements. Nous ne saurions pas passer sous silence l'implication, l'application et l'assiduité au travail de Monsieur Denis et ses compères, en l'occurrence Messieurs Aloys NUBWAYO, Donatien NIBARUTA, Oscar NYANDWI et André NDAYIKEJE. Nous leur envoyons admirablement notre profonde gratitude pour leur appui technique lors de nos travaux sur terrain, sous les pluies diluviennes des régions tropicales. Si on avait été du sel, personne n'aurait survécu à ces épreuves !

Nous tenons à exprimer nos sentiments de reconnaissance au personnel de la Plateforme Nationale de Prévention des Risques et Gestion des Catastrophes, celui du Bureau de Centralisation Géomantique (BCG), celui du Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics (LNBTP) sans oublier la Direction de l'Agence Burundaise pour la réalisation des Travaux d'Intérêt Public (ABUTIP). Une pensée particulière est dirigée au Commissaire Antoine NTEMAKO et à Ildéphonse IRAKOZE de la Police de Protection Civile, à Ir. Frédéric NGENDABAKANA et Apollinaire NTAKARATSA du BCG, à Ir. Omar et Madame Jacqueline du LNBTP. Ce pas franchi est aussi le vôtre.

Il convient de souligner avec emphase, le rôle combien crucial joué par l'Institut Géographique du Burundi (IGEBU), et l'Energie des Grands Lacs (EGL), respectivement en matière d'accès aux données climatiques et celles liées aux barrages hydroélectriques dans la sous-région. Que Mr. Aloys RURANTIJE, Mme Bénigne NTIRANDEKURA et Madame Liliane du Département Hydrométéorologie à l'IGEBU ainsi que Ir. Damien MUNENWA de l'EGL reçoivent nos remerciements les plus appuyés pour leur franche collaboration durant nos travaux de recherche.

Nous serions d'une ingratitude notoire et sordide si nous nous passions de remercier vivement les professeurs et certains membres du personnel de l'Université du Burundi, particulièrement Dr. Louis NAHIMANA, Madame Nicelate Nsengiyumva, Dr. Aloys NDAYISENGA, Dr. Bernard SINDAYIHEBURA, Dr Ir. Jean Pierre MASEKANYA, œuvrant au sein des Départements de Géologie / Faculté des Sciences, Géographie / Faculté des Lettres et Sciences Humaines et Génie Civil/Faculté des Sciences Appliquées de l'Université du Burundi.

Qu'ils daignent recevoir et considérer notre sincère appréciation et la grande estime que nous accordons à la qualité de leur collaboration.

Tous nos profonds remerciements sont adressés à l'endroit du Dr. Humpfrey WAFULA KALIBO de l'Université du Nebraska pour nos discussions et ses orientations qui ont été si fécondes.

Au Dr. Charles NZOLANG de l'Université Officielle de Bukavu (UOB) pour son accueil et ses orientations pour les prospections géophysiques à Funu et à Bagira, nous disons merci.

Le contexte de rareté des données reste l'un des défis majeurs de la recherche, particulièrement dans cette région de la vallée du Rift Est Africain (REA). Cette étude n'y ayant pas fait exception, nous voudrions, de tout notre cœur et sans distinction aucune, dire merci à toute personne qui, d'une manière ou d'une autre, a mis sa contribution dans la collecte des données relatives à cette Thèse.

Dans ce même ordre d'idée, nous saluons la collaboration irréprochable et sans tâche du Musée Royal d'Afrique Centrale (MRAC) pour sa contribution, soit à travers le projet GeoRisCA dont il pilotait les activités, soit par la documentation ou par différents échanges avec quelques-uns des membres de ses services, que ça soit en face-à-face ou de façon électronique, en vue de traiter les questions connexes à l'accès aux données nécessaires. Qu'ils trouvent dans ces lignes notre profonde gratitude envers eux tous, anciens comme tous ceux qui sont encore en activité. Merci à vous, Dr. Jan MOEYERSONS, Dr. Olivier DEWITTE, Dr. Philippe TREFOIS, Dr. François KERVYN, Elise MONSIEURS et particulièrement à toi, Dr. Caroline MICHELLIER, pour avoir également relu une partie de cette Thèse.

Nous saluons, au terme de cette Thèse, la joie et la collaboration de l'administration et la population locale. C'est notamment à Monsieur BAZIRUTWABO Ildéphonse de Gihanga mais aussi le brave Jean Marie NTUNZWENIMANA qui, tout joyeusement, nous a porté sur son dos et nous a aidé à traverser, alors que nous nous emportions désespérément dans les vagues de la rivière Kanyosha, que nous rendons un vibrant hommage. Ce geste restera encre dans le plus profond recoin de notre cœur. Cher Jean Marie, ce ne sont pas les équipements que tu as sauvés, c'est aussi une vie.

Un grand merci s'adresse au Dr. Ir. Almazbek TORGOEV et à Ir. Salah DRAIDIA, nos anciens collègues de l'Unité Géorisques et Environnement. Merci pour l'ambiance, les conseils combien amicaux et surtout votre collaboration à chaque fois qu'on a eu à travailler ensemble. Nous pensons plus particulièrement aux séjours qu'on a passés ensemble en Afrique Centrale, dans les vallées de la Mugere, la Kanyosha et la Muha.

Aux amis et collègues de l'Unité Géorisques et Environnement et de HECE, Ir. Sophia ULYSSE JOHANNE, Ir. Anne-Sophie MREYEN, Ir. Farhad HAKIMOV, Dr. Ir. Martin BRUIER et Ir. Louis GOFFIN, nous disons merci. Merci pour les conseils, les appuis techniques divers mais aussi et surtout les échanges durant les pauses de midi. Nous avons appris avec vous qu'au-delà des machines, le chercheur a bien d'autres interlocuteurs.

Nous ne saurions terminer sans remercier vivement Monsieur Philippe CERFONTAINE chargé des services informatiques, sans oublier Mesdames Joëlle SCHMETZ et Mariella GUADAGNANO, secrétaires au Département de Géologie/Faculté des Sciences, pour leurs appuis techniques et administratifs divers.

Un grand merci s'adresse à Claude et Patrick d'Everett ainsi qu'à la famille Gracias HAKIZIMANA (A. Jimmy) pour leur accueil chaleureux durant notre séjour à Boston/Massachusetts mais aussi à l'abbé Gilbert BAVUGUBUSA pour son appui multidimensionnel et ses conseils. Vous avez agi en famille et nous garderons pour toujours votre bienveillance.

A toutes et à tous que la science et la vie ont mis(es) sur notre chemin, à Yvonne Laure, à Adiel Stéphane, à Johan Uriel, à Ir. Nimit Dhabaria du Département de Géologie et Géophysique/Institut Indien de Technologie de Kharagpur, à Ir. Félix KUBWAYO, au Dr. Abiba N'KALIH, à Ir. Mireille MIZERO, à Emna BELAID, à Ir. Désiré NDAYIHEREJE, nous disons sincèrement merci. Vos échanges, votre implication et vos encouragements sous formats multiples nous ont fortement édifié.

A toute personne qui, de près ou de loin, a contribué à ce travail, nous disons **MERCI**.

Ir. &MSc. Léonidas NIBIGIRA

Dédicaces

En ta mémoire, mon brave père, NDORARIGONYA Aloys. Tu m'as fait des merveilles mais hélas, tu es parti trop tôt ! Ta sagesse et ton amour m'inspireront à jamais.

A ma tendre maman, Marceline BANGIRINAMA. Tes conseils restent intemporels !

A toi, ma très chère Evelyne NDAYIZIGIYE, tu as été plus qu'une famille. Je me rappelle comme si c'était hier, nos voyages nocturnes, seuls sur la route, au retour des travaux de terrain à Gihanga ou encore sur le site du glissement de terrain de Kanyosha. Tu as aussi bravé la solitude et tu as gardé ta posture, malgré les tempêtes. Merci pour tout.

A vous, chéries Aéla-Béryl NIBIGIRA et Iona-Perla NIBIGIRA. Vous faites notre fierté.

A toute ma famille. Vous êtes tout pour moi. Ce pas franchi est donc aussi le vôtre.

Résumé

Ce travail de thèse est intitulé « Etude des risques naturels liés aux interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique dans la région des lacs Kivu et Tanganyika ». Sa zone d'étude s'inscrit dans le contexte global de la vallée du Rift Est Africain et dépend climatiquement des influences relatives à l'environnement typiquement tropical. Ainsi, elle est régulièrement confrontée aux glissements de terrain et aux inondations récurrentes.

La problématique des inondations et celle des glissements de terrain étant souvent analysées séparément, cette thèse s'inspire des cas vécus dans la région et propose une analyse axée sur les interactions mutuelles entre les deux types d'aléas. Spécifiquement, ce travail se donne pour objectif de donner un état des lieux des aléas hydrologiques et géologiques, d'investiguer les cas vécus dans la région, de ressortir le niveau d'exposition aux impacts directs et/ou indirects des glissements de terrain et de produire des outils d'éclairage en la matière.

Une méthodologie couplant des analyses de terrain et des travaux de laboratoire a été appliquée. Les analyses de laboratoire étaient appuyées par la télédétection et des modèles numériques ayant trait à la stabilité, au déclenchement et à l'évolution des glissements de terrain ainsi que des modèles de simulations hydrauliques impliquant des scénarios de rupture de barrage et des effets y relatifs sur les inondations en aval.

Des outils d'aide aux prises de décisions pouvant servir dans les domaines de la gestion de l'environnement, la gestion du territoire, l'urbanisme et la planification des centrales hydroélectriques ont été élaborés. Ils consistent en des cartes illustrant les susceptibilités relatives du territoire en général et du réseau hydrographique en particulier, tant aux glissements de terrain qu'aux inondations. Dans ce même contexte, un schéma décrivant la configuration des mécanismes d'interactions entre les glissements de terrain et les inondations a été conçu et discuté.

Ces résultats apportent une contribution inestimable à la compréhension des aléas naturels géologiques et hydrologiques dans la région des lacs Kivu et Tanganyika. Ils posent également des bases pouvant stimuler d'autres études en la matière et peuvent trouver usage dans d'autres entités en situation similaire.

Abstract

This PhD thesis is entitled ‘Etude des risques naturels liés aux interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique dans la région des Lacs Kivu et Tanganyika’ (in English : ‘Analysis of natural hazards related to the interactions between mass movements and the hydrographic network in the Lake Kivu and Lake Tanganyika regions’). The study area belongs to the East African Rift Valley. It is also located in a typically tropical climatic environment. Thus, it is regularly affected by landslides and recurring floods.

Flood and landslide issues are often analysed separately while there are many cases of disasters where those types of hazards interacted; this is particularly true for the target region. Therefore, this thesis is focused on the interactions between those two types of natural hazards in order to provide clues to better assess them together. More specifically, this work will provide an inventory of the hydrological and geological hazards, will investigate cases experienced in the region, will highlight the level of exposure to direct and / or indirect impacts of landslides and will finally produce a related assessment.

A methodology coupling field observations and measurements as well as laboratory analyses was developed. Laboratory studies were supported by remote sensing and numerical models to study slope stability as well as the triggering and evolution of landslides. Hydraulic simulations involving dam failure scenarios were run to assess related effects on floods in the downstream area.

Important decision-support tools in the environmental and land management, urban and hydroelectric plant planning have been developed. They consist of maps illustrating the relative territory and hydrographic network susceptibilities to floods and landslides. Moreover, the configuration of the interplay mechanisms between landslides and floods is designed and discussed.

These results make a valuable contribution to the understanding of geological and hydrological hazards in the Lake Kivu and Lake Tanganyika regions. They are also an important asset for further studies in this field and can be used for other zones located in a similar natural hazard context.

Table des matières

Liste des abréviations et acronymes	xv
INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIERE PARTIE : LES ALEAS NATURELS CLIMATIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES DANS LA REGION DES LACS KIVU ET TANGANYIKA.....	9
I. LA ZONE D'ETUDE ET SON CONTEXTE HYDROLOGIQUE	11
1.1. La vallée du Rift Est Africain	11
1.2. Hydrographie du polygone Bujumbura-Uvira-Bukavu-Cyangugu	20
1.2.1. Généralités et caractéristiques des bassins versants	20
1.2.2. Etat des lieux du réseau hydrographique et des paramètres morphométriques.....	23
1.2.2.1. Les indices de forme.....	23
1.2.2.2. Les indices de volume.....	27
1.2.2.3. Indices de réseau et indices croisés	29
1.3. Conclusion partielle.....	30
II. LES EVENEMENTS CLIMATIQUES EXTREMES : TENDANCES ET CONSEQUENCES.....	31
2.1. Introduction.....	31
2.2. Données et méthodes	36
2.3. Résultats et discussion	40
2.3.1. Indices climatiques et valeurs extrêmes	40
2.3.1.1. Indices climatiques	40
2.3.1.2 Valeurs extrêmes.....	47
2.3.2. Rôle des valeurs extrêmes dans la genèse et les conséquences des inondations : réalité ou illusions ?	48
2.4. Validité et limites des résultats	50
2.5. Conclusion partielle	50
III. ANALYSE SPATIALE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN.....	53
3.1. Introduction.....	53
3.2. Données, outils et méthodes	54
3.2.1. Inventaire des glissements de terrain	54
3.2.2. Méthodologie de calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain.....	56
3.2.2.1. Les méthodes	56
3.2.2.2. Méthodes de production des cartes thématiques de susceptibilité.....	57
3.2.2.3. Pondération des cartes thématiques : la méthode de SAATY.....	60

3.2.2.4. Choix des facteurs de prédisposition	61
3.3. Résultats et discussion des résultats	65
3.3.1. Inventaire des glissements de terrain	65
3.3.2. Etat des lieux des facteurs de prédisposition et de déclenchement	67
3.3.2.1. La pente et la topographie	67
3.3.2.3. La géologie / lithologie	70
3.3.2.4. La distance aux réseaux de drainage.....	71
3.3.2.5. La distance aux failles	74
3.3.2.6. La longueur de pente.....	74
3.3.2.7. Indice topographique composé et la puissance de l'écoulement.....	76
3.3.2.8. L'occupation du sol.....	78
3.3.2.9. L'orientation de pente.....	79
3.3.2.10. La courbure de pente	81
3.3.2.11. L'accélération maximale du sol	81
3.3.3. Analyse des facteurs environnementaux : calcul des Dm	82
3.3.4. Analyse des facteurs environnementaux : pondération par la méthode de Saaty.....	86
3.4. Validité et limites des résultats	93
3.5. Conclusion partielle	96
DEUXIEME PARTIE : MODELISATION NUMERIQUE : DU GLISSEMENT DE TERRAIN AUX INONDATIONS	
.....	97
IV. DU GLISSEMENT DE TERRAIN AU BARRAGE NATUREL : CAS DU GLISSEMENT DE BANANERAIE SUR LA RIVIERE KANYOSHA	99
4.1. Introduction.....	99
4.2. Données et méthodes	103
4.2.1. Données topographiques	103
4.2.2. Prospection géophysique	103
4.2.2.1. La tomographie électrique	103
4.2.2.2. La prospection microsismique.....	105
4.2.2.3. Résultats géophysiques	106
4.2.3. Analyse de la stabilité du glissement de terrain: construction du modèle.....	110
4.3. Résultats	114
4.3.1. La genèse du glissement de terrain.....	114
4.3.2. Stabilité, évolution et conséquences possibles du glissement de terrain	120
4.4. Discussion des principales conclusions de l'analyse du glissement de terrain	123
4.5. Conclusion partielle	125

V. IMPACTS DU GLISSEMENT DE BANANERAIE SUR LE RISQUE D'INONDATION : SIMULATION DES EFFETS DE LA RUPTURE DE BARRAGE NATUREL	127
5.1. Introduction.....	127
5.2. Données et méthodes	128
5.2.1. Description du lit de la rivière Kanyosha.....	128
5.2.2. Données topographiques	130
5.2.3. Modélisation hydraulique	132
5.2.3.1. Paramétrisation de la rugosité	134
5.2.3.2. Conditions aux limites et scénarii de simulation.....	134
5.2.3.3. Procédure de modélisation	137
5.2.3.4. Modélisation du mécanisme de rupture.....	138
5.2.4. Cartographie de l'intensité d'inondation	139
5.3. Résultats.....	140
5.3.1. Effets de la rupture du barrage sur la profondeur de l'eau	140
5.3.2. Effets de la rupture du barrage sur le débit de pointe.....	142
5.3.3. Effets de la rupture du barrage sur le temps de propagation de l'onde de crue.....	144
5.3.4. Délimitation de la plaine d'inondation et cartographie de l'intensité des inondations ...	146
5.4. Discussion des résultats	149
5.4.1. Principales conclusions de la modélisation hydraulique.....	149
5.4.2. Incertitudes et limites des résultats	150
5.4.2.1. Influence de la paramétrisation du modèle et des hypothèses générales considérées	150
5.4.2.2. Influence des données topographiques et bathymétriques sur la profondeur d'eau et le débit de pointe	151
5.4.2.3. Impact du transport solide sur l'écoulement.....	154
5.5. Conclusion partielle.....	155
VI. APPORT DES ÉTUDES DE CAS SUR LA COMPRÉHENSION GLOBALE DES INONDATIONS DANS LA REGION DES LACS KIVU ET TANGANYIKA.....	157
6.1. Introduction.....	157
6.2. Comprendre les précipitations dans l'ensemble.....	158
6.2.1. Aspect méthodologique	158
6.2.2. La validation des précipitations trouvées sur le portail en ligne et estimation de la tendance globale	159
6.3. Des précipitations aux inondations : évaluation des interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique	162
6.3.1. Principes méthodologiques	162

6.3.2. Estimation de la susceptibilité aux crues-éclair	162
6.3.3. Estimation de la susceptibilité aux inondations comme résultats des interactions géo- hydrologiques	165
6.3.4. Les tsunamis potentiels dans le Lac Kivu et leurs effets sur l'ensemble de la zone d'étude	172
6.4. Quid des barrages hydro-électriques et autres aménagements hydrauliques ?	173
6.5. Sensibilités, limites et incertitudes des résultats	173
6.6. Conclusion	175
CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS	177
Références bibliographiques	181
ANNEXES.....	199
ANNEXE A1.1. Courbes hypsométriques des bassins versants de la zone d'étude	201
ANNEXE A1.2. Détails hypsométriques des bassins versants de la zone d'étude.....	210
ANNEXE A3.1	234
ANNEXE A3.2	235
ANNEXE A.3.3	236
ANNEXE A4	239
ANNEXE A5.1	240
ANNEXE A5.2	241
ANNEXE A5.3	242
Liste des publications	245

Liste des abréviations et acronymes

ABUTIP : Agence Burundaise pour la réalisation des Travaux d'Intérêt Public

Belspo: Belgian Federal Science Policy Office

BCG : Bureau de Centralisation Géomantique du Burundi

BHE: Barrage Hydro-électrique

BTL : Banana Tree Landslide

CTI: Compound Topographic Index

CURGO : Centre des Urgences Gynéco-obstétrique

EGL: Energie des Grands Lacs

EOSDIS: Earth Observing System Data and Information System

ERT: Electrical Resistivity Tomography

GPWv4: Gridded Population of the World, version 4

GIEC: Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

HECE: Hydraulics in Environmental and Civil Engineering

IGEBU : Institut Géographique du Burundi

ISTEBU : Institut de Statistiques et d'Etudes Economiques du Burundi

LNBT : Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics

MRAC: Musée Royal d'Afrique Centrale

NDVI: Normalized Difference Vegetation Index

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

OMM : Organisation Météorologique Mondiale

ONG: Organisation Non Gouvernementale

PGA : Peak Ground Acceleration

PNUD: Programme des Nations Unies pour le Développement

REA : Rift Est Africain

RDC : République Démocratique du Congo

RN: Route Nationale

SEDAC: Socioeconomic Data and Applications Center

SIG: Système d'Information Géographique

SPI : Stream Power Index

SREA : Système du Rift Est Africain

UB: Université du Burundi

UNECA: United Nations Economic Commission for Africa

UNISDR: United Nations Office for Disaster Risk Reduction

UNITAR : United Nations Institute for Training And Research

UNOPS: United Nations Office for Project Services

UNOSAT: United Nations Operational Satellite

UOB : Université Officielle de Bukavu

USGS: US Geological Survey Report

INTRODUCTION GENERALE

Les collectivités humaines contemporaines font face à une multitude de risques. Parmi ceux-ci figurent les risques naturels, les risques technologiques, les risques sanitaires, les risques alimentaires, les risques liés à la rupture de grands systèmes, etc. (Claude Gilbert, 2003). Particulièrement, les risques naturels deviennent de plus en plus une préoccupation mondiale. Selon la terminologie de l'UNISDR (2017), un risque naturel peut se définir comme un processus ou phénomène naturel pouvant entraîner des pertes en vies humaines, des blessures ou d'autres conséquences pour la santé, des dommages matériels, une perturbation sociale et économique ou une dégradation de l'environnement.

De ce fait, la définition d'un risque naturel passe par celle des concepts de l'aléa et de la vulnérabilité. Bien qu'on reste loin de l'unanimité quant à la définition de ces deux concepts, l'aléa fait référence à la probabilité qu'un phénomène naturel en soi puisse se produire par unité de temps, avec une certaine intensité. L'UNISDR (2009) le définit comme un « *Processus ou phénomène naturel qui peut causer des pertes de vies humaines, des blessures ou d'autres effets sur la santé, des dommages aux biens, la perte de moyens de subsistance et de services, des perturbations socio-économiques, ou des dommages à l'environnement* ». La vulnérabilité quant à elle se réfère aux caractéristiques et les circonstances d'une communauté ou d'un système qui le rendent susceptible de subir les effets d'un danger (UNISDR 2009). Ceci revoie donc à la caractérisation des enjeux ou des éléments et leur prédisposition à subir les effets des aléas naturels.

Il existe plusieurs typologies de processus d'aléas naturels. Leur catégorisation permet de les classer en trois grands groupes. Le premier concerne les aléas géodynamiques qui englobent les glissements de terrain, les éboulements, les chutes de pierres, les séismes, les éruptions volcaniques, etc. Le deuxième est celui des aléas climatiques ou météorologiques. Il comprend les cyclones, les tornades, les tempêtes, les orages, les pluies torrentielles, les inondations, la neige, les avalanches, la canicule, le grand froid, verglas, etc. Enfin, le dernier groupe est celui des aléas maritimes tels que le tsunami, la houle forte, la submersion marine et l'érosion du littoral.

Tout comme dans leur typologie, les aléas naturels connaissent également une très grande diversité par rapport à leur distribution dans l'espace. Cette variation spatiale conduit à des spécificités régionales et locales, ce qui constitue la complexité même de la gestion des risques environnementaux. D'où la nécessité des études menées sur divers horizons pour enrichir la littérature des spécificités diverses sur base d'études de cas.

Malheureusement, si dans certaines régions du monde, les données qui soutiennent ces études abondent, il n'en est pas ainsi partout : certaines régions connaissent, en effet, des lacunes sous plusieurs aspects. Cette différence est liée aux écarts entre les Etats et les régions notamment en matière d'avancées technologiques, du développement économique, du niveau d'éducation, etc.

Ainsi, en Afrique, des auteurs rapportent la rareté ou le manque tant des données (Jacobs et al., 2016 ; Alvarez et al., 2017 ; Michellier, 2017) que d'études (Kirschbaum et al., 2015) en matière des risques naturels.

Le contexte de rareté de données en Afrique centrale est largement mentionné et discuté par la thèse doctorale de Michellier (2017) dont l'intitulé porte, par ailleurs, en partie cette notion.

C'est dans un tel contexte que se trouve également notre zone d'étude qui se trouve sur la branche occidentale de la vallée du Rift Est Africain, depuis le Lac Kivu jusqu'au Lac Tanganyika. Dans le but de combler ce manque de données et d'élargir le niveau de connaissance des risques naturels, la région et ses environs ont déjà bénéficié des études qui sont souvent réalisées dans le cadre des grands projets¹ et initiatives régionaux, sous-régionaux ou locaux, sous financements des différents bailleurs de fonds, au profit des zones les plus nécessiteuses.

Ainsi, par exemple, les volcans du Nord-Kivu ont bénéficié d'une attention bien particulière. Parmi les projets qui s'y rapportent figure le projet ViSOR (Virunga Volcanic SO₂ Emissions Research) qui a fait des recherches sur les émissions volcaniques de SO₂ des Virunga (2004-2007). Il a été réalisé avec l'appui des institutions et agences américaines : la Fondation Nationale pour la Science (NSF) et la « *National Geographic Society* », en partenariat avec l'Université technologique du Michigan, l'Institut Océanographique de Woods Hole et l'Université de Cambridge.

Dans ce même ordre d'idées, de 2007 à 2010, un autre projet est venu lui emboîter le pas. Il s'agit de GORISK : « Un outil multi-approche pour la gestion des risques volcaniques dans la région de Goma (Nord-Kivu) ». Le projet était financé par la Politique Scientifique Fédérale belge (BELSPO) et le Fonds national de recherche du Luxembourg. GORISK avait pour objectifs l'identification et le suivi des risques liés à l'activité volcanique dans la région de Goma par des techniques terrestres et spatiales (déformation du sol et aspects géochimiques). Ses partenaires étaient le Musée Royal d'Afrique Centrale (Belgique), le Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, l'Université de Luxembourg, l'Université Libre de Bruxelles (Belgique), l'Université de Naples (Italie), le Laboratoire Magmas et Volcans (France), l'Université Blaise Pascal et Clermont-Ferrand (France). L'Observatoire volcanique de Goma (RDC), l'Unité de gestion des risques (Unités Nations) ainsi que l'Organisation Non Gouvernementale Cemubac en étaient les utilisateurs finaux.

Grâce à la télédétection basée sur des techniques modernes, le niveau des connaissances au sujet des volcans du Nord-Kivu a augmenté.

¹ Plus de détails sur site web du projet GeoRisCa, <http://georisca.africamuseum.be/en/relatedprojects>

Ainsi, pour assurer la surveillance de la zone volcanique de Nyiragongo-Nyamulagira, le projet RS2-Kivu (2010-1011) a été réalisé avec l'appui du projet SOAR n°5020 du Centre canadien de télédétection, en partenariat avec l'Université de Western Ontario, le Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg et le Musée Royal d'Afrique Centrale. Cette surveillance était axée sur l'utilisation des données RadSat-2 InSAR ».

Après RS2-Kivu, Vi-X a, quant à lui assuré l'étude et la surveillance des volcans Virunga à l'aide de TanDEM-X » (2011-2013). Il était appuyé par l'Agence Spatiale Allemande (DLR) et cofinancé par la Politique Scientifique Fédérale belge et le Fonds National de la Recherche du Luxembourg. Ce projet a bénéficié de plusieurs partenaires dont le Musée Royal d'Afrique Centrale, le Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, le Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie (au Luxembourg) et le Centre Spatial de Liège – Université de Liège.

A côté de ces études centrées sur le risque volcanique, la zone a connu d'autres initiatives sur les géorisques en général. Ainsi, de 2013 à 2016, le projet S1_RGL_GEORISK (Musée Royal de l'Afrique Centrale, Belgique) a assuré le développement des capacités en observation et étude des géorisques dans la Région des Grands Lacs. Face à l'insuffisance des capacités des universités et les institutions scientifiques locales, le projet S1_RGL_GEORISK visait à renforcer les capacités des universités locales et des institutions scientifiques pour l'enseignement, la recherche et la surveillance dans le domaine des risques géologiques.

Dans ses objectifs ultimes figuraient la formation des spécialistes et la production des informations scientifiques nécessaires pour sensibiliser, conseiller et aider les collectivités locales à leur permettre de prendre en compte ces facteurs dans leur politique de développement régional au bénéfice de la population. Ces actions étaient accompagnées par l'installation de 3 nouvelles stations d'observation (sismique, GPS et météorologique) pour améliorer la capacité des 5 institutions partenaires dans l'observation et l'investigation des risques géologiques.

De 2012 à 2016, un autre projet scientifique plus global a été initié et réalisé sous le financement de la Politique scientifique fédérale belge (Belspo). Il s'agit de GeoRisCA (Geo-Risk in Central Africa). Son objectif principal était d'assurer l'évaluation des risques géologiques dans la région du Kivu (Burundi, République Démocratique du Congo, Rwanda) par une analyse combinée des risques sismiques, volcaniques et de mouvements de masse ainsi que la vulnérabilité de la population, des infrastructures et des écosystèmes naturels. Il a été réalisé sous la coordination du Musée royal de l'Afrique centrale, en collaboration avec l'Université Libre de Bruxelles, l'Université de Liège, la Vrije Universiteit Brussel et le Centre Européen de Géodynamique et Sismologie. GeoRisCA a joui d'une étroite collaboration avec les partenaires locaux du Burundi, de la République Démocratique du Congo et du Rwanda.

Ces projets sont l'expression d'une contribution indéniable à la création et/ou la mise à jour des données utiles aux études des risques naturels dans la région. Certes, le risque volcanique étudié et les outils de collecte des données environnementales inhérentes au suivi et à l'évaluation des risques ont été une préoccupation majeure, notamment par les projets ViSOR, GORISK, RS2-Kivu et Vi-X ci-haut mentionnés.

De même, une attention particulière a été accordée au risque lié aux glissements de terrain par les projets S1_RGL_GEORISK et GeoRisCA, en prenant également en compte les effets sismiques.

De surcroît, dans le cadre du projet Géorisca, Delvaux et al. (2016) a contribué significativement à la connaissance de l'aléa sismique (en terme d'accélération maximale du sol, à 475 ans de période de retour) sur base des lois d'atténuation de Jonathan (1996), Twesigomwe (1997) et Mavonga (2007).

Il a également contribué à la mise à jour de la carte géologique de la région en intégrant les cartes fragmentaires de différentes échelles concernant le Burundi, le Rwanda et la RDC (carte géologique synthétique de Lepersonne, 1974) dans une carte unique. Cela a généré une compilation des cartes tectoniques et néotectoniques de la partie centrale de la branche occidentale du Rift Est Africain.

Ces connaissances s'ajoutent à celles des recherches antérieures sur le Système du Rift Est Africain (SREA) et son évolution à l'échelle globale (Chorowicz, 2005 ; Ebinger et al., 1989 ; Kampuzu et al., 1998 ; Bellon et Pouclet, 1980 ; Kampuzu et Lubala, 1991) ou dans la région des lacs Rukwa et Tanganyika (Weiss, 1959 ; Burgess et al., 1988 ; Rolet et al., 1991 ; Tiercelin et Mondeguer, 1991 ; Wescott et al., 1991) ou encore sur la problématique de l'environnement en lien avec l'érosion, les glissements de terrain et les inondations (Ilunga, 2006 ; Sahani, 2012).

Toutefois, malgré la diversité des études, projets et initiatives ci-haut mentionnés, des zones d'ombre subsistent face à l'immensité et au volume d'information nécessaire pour dévoiler la complexité des processus qui gouvernent les risques naturels dans la vallée du Rift Est Africain (REA).

Les sinistres enregistrés isolément lors des différents cas de catastrophes ont bien prouvé que dans certains cas, différents types d'aléas interagissaient, les uns pouvant contribuer au déclenchement et/ou à l'accélération d'autres. Toutefois, les interactions entre les aléas hydrologiques (cas des inondations) et géologiques restent peu documentées.

Face à cette situation, il fallait que des études supplémentaires soient menées pour compléter les connaissances en matière de cette interaction entre les aléas naturels en vue de réduire leurs conséquences sur la société. C'est dans ce contexte que s'inscrit le présent travail de recherche intitulé : « **Estimation des risques naturels liés aux interactions entre mouvements de masse et réseau hydrographique entre les lacs Kivu et Tanganyika** ». Cette thèse doctorale se focalise donc sur le risque d'inondation dans ses relations avec les glissements de terrain.

Comme l'illustre la figure 0.1, la zone d'étude est délimitée par la ligne de partage des eaux entre les bassins du Nil et du Congo (appelée de facto Crête Congo-Nil) à l'Est et par la ligne de crête située au niveau des hauteurs des Monts Mitumba à l'Ouest.

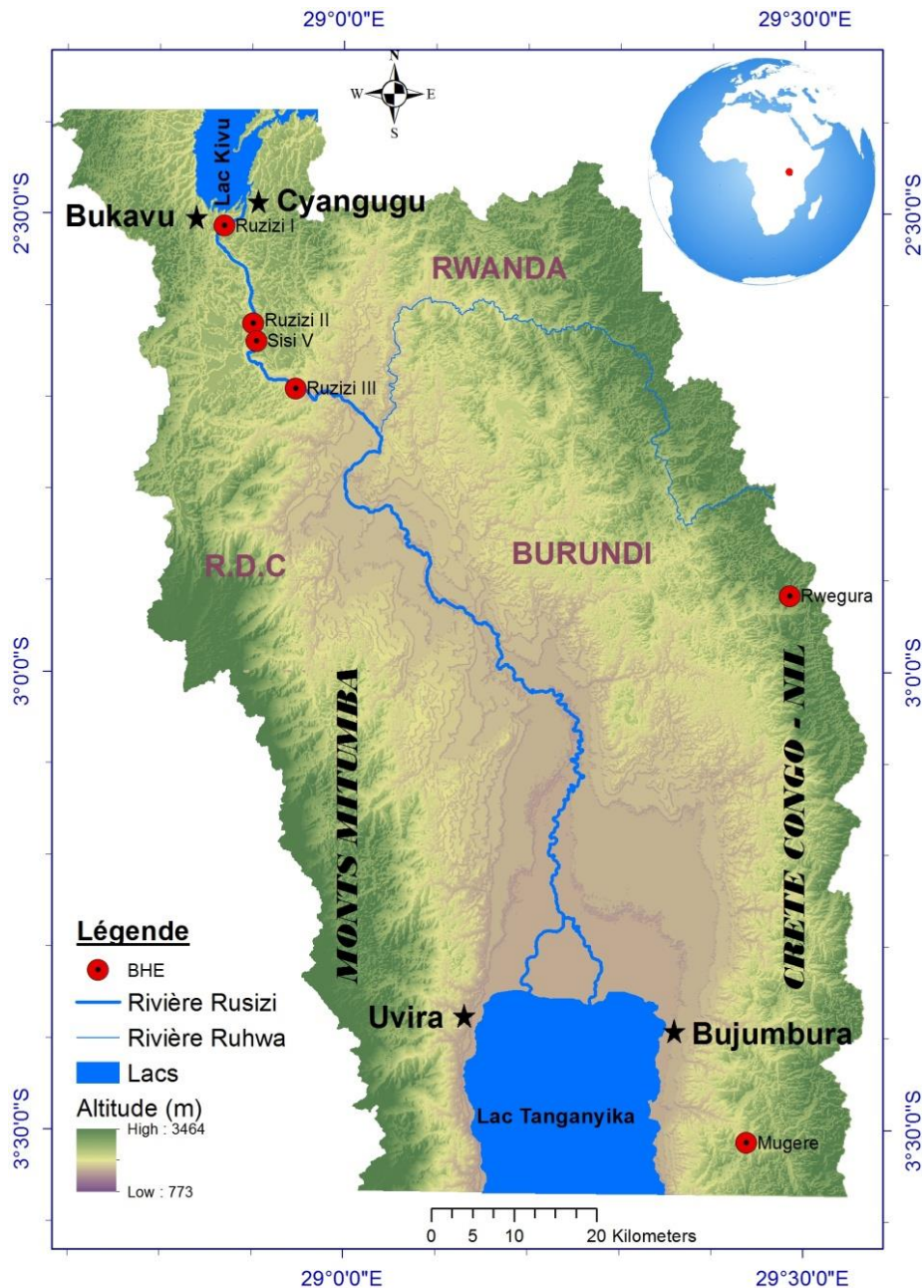


Figure 0.1. Présentation de la zone d'étude, les grandes villes (marquées par des étoiles), les barrages hydroélectriques (marqués par les points rouges) ainsi que les deux chaînes de montagnes dont les crêtes matérialisent les lignes de partage des eaux à l'Est et à l'Ouest du rift.

Ainsi, les limites Est et Ouest de la zone sont tracées par les limites des bassins versants des rivières qui descendent les deux épaules du Rift et qui se jettent soit dans la rivière Rusizi, soit dans les lacs Kivu et Tanganyika, entre les parallèles 2°22' et 3°35' de latitude Sud. A part les extrémités Nord (constituées par les villes de Bukavu en RDC et Cyangugu au Rwanda) et Sud (matérialisées par les villes Bujumbura au Burundi et Uvira en RDC), la partie centrale est constituée par la plaine de la rivière Rusizi (Figure 0.1) qui assure la liaison entre les Lacs Tanganyika et Kivu. C'est l'une des zones les plus densément peuplées de toute la vallée du Rift Est-Africain.

La présence des villes (Bukavu et Uvira au Congo ainsi que Bujumbura au Burundi), des centrales hydro-électriques (Ruzizi 1 et 2) et bientôt un autre méga-barrage hydroélectrique (Ruzizi 3) ainsi que le développement des activités agro-pastorales, reflètent une concentration des enjeux humains, sociaux et économiques importants, expliquant le caractère stratégique de la zone. Cette région est soumise à différents types d'aléas naturels aggravés par le contexte régional. Située dans le prolongement de la vallée du rift, la zone d'effondrement est limitée à l'Est et à l'Ouest par des escarpements aux pentes abruptes. Ceux-ci favorisent les mouvements de masse, essentiellement les écroulements et les glissements de terrain. Ils engendrent de graves conséquences dont les pertes en vies humaines et infrastructures.

Si les inondations résultant de la rupture des barrages construits constituent l'une des catastrophes les plus dévastatrices de ces deux derniers siècles (XIONG, 2011), la situation se complique en cas des barrages naturels qui se forment accidentellement après les glissements de terrain.

Pourtant, tel est le cas dans la région étudiée où des glissements de terrain ferment parfois les vallées avec formation de véritables retenues dont la rupture conduit à la destruction des habitations et des infrastructures avec des pertes énormes en vies humaines. On citerait par exemple l'inondation du centre d'urgences gynéco-obstétriques de l'ONG "Médecins Sans Frontières - Belgique", à Kabezi (Moeyersons et Tréfois, 2012), à Bujumbura, en 2010 (il y a eu 7 morts) et du débordement de la Kalimabenge (Uvira, 42 morts) en 2002. Ce problème lié aux phénomènes hydrologiques et géologiques est récurrent dans toute la région du Sud Kivu.

La réactivation d'un glissement de terrain au port de Kalundu (Uvira) en 1986 a détruit une vingtaine de maisons, ainsi que l'ancienne route bordière du Lac Tanganyika. Le couple inondation-glissement de terrain est pourtant rarement pris en compte lors des études des risques qui, là où elles existent, tendent à traiter ces aléas indépendamment. Les éléments qui précèdent expliquent à plus d'un titre que les risques géologiques et hydrologiques et surtout leurs influences mutuelles sont une réalité dans cette région d'Afrique Centrale et qu'une étude à ce sujet restait plus qu'une nécessité.

L'objectif global de ce projet de thèse est de contribuer à la mise en lumière du risque lié aux interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique. Notre approche couplée à des stratégies multidimensionnelles pourrait contribuer à une réduction du risque dans la région et ainsi au développement durable des populations locales en particulier et de la vallée du Rift Est-Africain en général. En décryptant les interactions multiples parfois cachées ou mal connues, sa contribution dans l'élargissement des connaissances des risques naturels constitue un coup de pouce indéniable à la recherche.

Les objectifs spécifiques sont :

- Donner un état des lieux des aléas hydrologiques et géologiques couplés entre les lacs Kivu et Tanganyika ;
- Contribuer à la connaissance du contexte de la plupart des catastrophes déjà enregistrées ou déclarées dans la région au moyen des études de cas ;

- Ressortir le niveau d'exposition générale face au risque d'impacts directs et/ou indirects des glissements de terrain ;
- Produire des outils d'éclairage aux décideurs en matière de gestion du territoire, de l'environnement et de l'énergie.

La structure et le contenu de cette thèse tient compte de ces objectifs. Comme spécifié par Van Westen et al. (2008), la procédure d'évaluation du risque lié aux glissements de terrain doit tenir compte des différents facteurs environnementaux (géologie, lithologie, morphologie, etc.) et des facteurs d'initiation des glissements. C'est pourquoi, au-delà de l'inventaire des glissements de terrain, d'autres aspects en lien avec les glissements de terrain sont traités et mis en relation avec ceux-ci tout au long de cette thèse. Ainsi, l'introduction générale est suivie de six chapitres répartis en deux grandes parties.

La première partie parle des aléas naturels climatiques, géologiques et hydrologiques et comprends trois chapitres. Le premier chapitre établit les premières bases de contact avec le terrain d'étude, en offrant une description du contexte géographique et géomorphologique de la vallée du Rift Est Africain. Il est suivi du deuxième chapitre qui porte sur les tendances et les conséquences des événements climatiques extrêmes. Le troisième se concentre sur l'analyse géo-spatiale des glissements de terrain. Celle-ci a été réalisée en confrontant les différents paramètres reconnus comme potentiellement influençant les glissements de terrain.

La deuxième partie est quant à elle consacrée à la modélisation numérique axée sur deux volets. Il s'agit d'une part du processus des glissements de terrain pour en comprendre les mécanismes de déclenchement et/ou de réactivation ainsi que de leur évolution. Ainsi, le quatrième chapitre concerne une étude de cas basée sur un glissement communément appelé « Glissement de Bananeraie » situé sur la rive Sud de la rivière Kanyosha, à Bujumbura, capitale du Burundi.

D'autre part, les effets des glissements de terrain sur le réseau hydrographique sont étudiés au moyen des simulations de rupture des barrages naturellement formés par les glissements de terrain. C'est ce qui fait objet du cinquième chapitre dédié à l'analyse des conséquences possibles du glissement de Kanyosha sur le risque d'inondation.

Ce volet a été développé sur base des cas réels qui se sont déjà produits dans la région et qui ont coûté cher à la population de la sous-région en termes de pertes en vies humaines et en infrastructures.

Le principe de la modélisation se fonde sur la représentation numérique d'une réalité de terrain pour en étudier les mécanismes au moyen des simulations. La manipulation d'un modèle offre l'avantage de permettre la réalisation de deux ou plusieurs scénarii, ce qui enrichit la compréhension du phénomène physique et la prévision des situations futures. Si la modélisation a besoin d'un cas concret du phénomène physique pour des raisons liées à la validation de ses résultats, son application peut viser un domaine beaucoup plus vaste, bien au-delà de ses frontières.

C'est pourquoi, le sixième et dernier chapitre est consacré aux apports des études de cas sur la compréhension globale des risques naturels entre les lacs Kivu et Tanganyika. La deuxième partie est suivie par une conclusion générale et les annexes afférentes aux différents chapitres.

Les contributions relatives des six chapitres aux objectifs de cette thèse formulés plus haut sont établies comme suit :

Au premier objectif relatif à l'état des lieux des aléas hydrologiques concourent les 3 premiers chapitres. Au deuxième objectif participent les études de cas abordés par les quatrième et cinquième chapitres tandis que les troisième et sixième chapitres permettent d'atteindre à la fois le troisième et le quatrième objectif au moyen notamment de la carte de susceptibilité.

Le contexte de non disponibilité des données (Michellier, 2017) reste une entrave majeure dans les travaux de recherche dans la région des grands lacs. C'est pourquoi, la méthodologie adoptée pour mener les études relatives à cette thèse a tenu compte de cette réalité. En effet, à cause des trous observés dans la répartition tant spatiale que temporelle des données disponibles, il a été question de partir d'une vue d'ensemble afin de déceler la connectivité globale des paramètres environnementaux dans la zone d'étude. Par la suite, les différentes analyses ont été réalisées par études des cas, sur des zones représentant le maximum de données. Les conclusions y relatives ont par la suite été discutées d'abord dans les zones d'études puis conceptualisées au niveau globale, sur base des similitudes et dissemblances recensées dans la configuration globale.

Enfin, il convient de signaler que, dans la compréhension des risques naturels, la contribution de cette thèse repose surtout sur la caractérisation de l'aléa relatif aux glissements de terrain et aux inondations. Particulièrement, l'analyse des précipitations a été réalisée pour leur double rôle direct dans la genèse des inondations et des glissements de terrain.

**PREMIERE PARTIE : LES ALEAS NATURELS CLIMATIQUES ET
HYDROGEOLOGIQUES DANS LA REGION DES LACS KIVU ET TANGANYIKA.**

I. LA ZONE D'ETUDE ET SON CONTEXTE HYDROLOGIQUE

Ce chapitre établit les premières bases de contact avec la zone d'étude et passe en revue tant son contexte par rapport aux aléas naturels en général que son complexe hydrologique en particulier. Dès lors, beaucoup des illustrations utilisées ont déjà fait objet de communication par le doctorant, dans les différentes communications scientifiques dans lesquelles il a été impliqué. C'est notamment les différents cas d'inondations qui ont déjà été évoqués dans la communication " *Assessing the vulnerability of sites in the East African Rift Valley to natural hazards: case study of Bujumbura, Burundi.* " publiée dans les actes de *Active Volcanism & Continental Rifting - AVCOR 2013*, tenue du 12 au 14 Novembre 2013, à Gisenyi/Rwanda.

C'est aussi la mention du glissement de terrain de bananeraie, communément appelé BTL (de l'anglais " *Banana Tree Landslide* ") dont les analyses ont fait objet de l'article " *Formation, breaching and flood consequences of a landslide dam near Bujumbura, Burundi* " par Nibigira, L., Havenith, H.-B., Archambeau, P. et Dewals, B., publié en juillet 2018, dans la revue *Natural Hazards and Earth System Sciences*.

Ainsi, les contributions personnelles du doctorant dans ces études seront abordées plus loin dans les chapitres qui analysent ces aspects d'une manière plus approfondie, dont notamment le chapitre 3.

1.1. La vallée du Rift Est Africain

Une vallée de rift est une zone de forme linéaire entre plusieurs hauts plateaux ou chaînes de montagnes créées par l'action d'une faille géologique. Une vallée de rift (*rift valley*, en anglais) peut être formée par un unique mais long fossé d'effondrement ou alors par une série de fossés d'effondrement. Sur base de la théorie des plaques, la vallée de rift se forme suite à une divergence aux limites des plaques. En effet, avec des forces de traction extrêmement élevées, la plaque éclate et un bloc central s'affaisse et s'intercale entre les deux blocs, en formant un fossé tectonique d'effondrement ou *Graben* (appellation d'origine allemande). La partie qui est restée surélevée s'appelle *horst*. Par la suite, la vallée de rift peut évoluer sous l'action de plusieurs facteurs définis par le contexte régional et/ou local. C'est notamment l'élargissement et le remplissage des sédiments, résultant de l'action de l'érosion sur les flancs de pentes généralement fortes.

La notion de rift intéresse particulièrement le présent travail de recherche, puisque la zone d'étude se trouve sur la branche occidentale du Rift Est Africain (REA) qui, selon Yang et Chen (2010), est l'un des plus larges rifts actifs au monde.

Celui-ci fait partie du Système du Rift Est Africain (SREA) qui lui aussi, à son tour, fait partie d'un autre système à l'échelle supérieur. La formation du SREA peut être expliquée par des panaches de manteau ascendants situés sous une zone de faible pression lithosphérique (Min et Hou, 2018).

Selon Jean Chorowicz (2005), le SREA est fait d'une série de vallées de rifts individuels adjacents. Chacun est contrôlé par des failles et forme un fossé d'effondrement d'une centaine de kilomètres de longueur sur une dizaine de kilomètres de largeur. Ces fossés peuvent être remplis de sédiments et /ou de roches volcaniques.

Le SREA s'étend sur plus de 2000 km de longueur (distance N-S) et comporte deux branches principales, la branche orientale et la branche occidentale (Figure 1.1a). La branche orientale, part de Afar (Nord - Est de l'Ethiopie) jusqu'au Nord de la Tanzanie en passant par le Kenya. Elle mesure 2200 km de long. La branche occidentale, quant à elle, mesure 2100 km de longueur et part du lac Albert au Nord au lac Malawi au Sud, en passant par les lacs Edouard, Kivu, Tanganyika et Rukwa. Il existe une troisième branche d'orientation Nord-Sud, situé dans le canal de Mozambique.

La formation de la branche occidentale aurait débuté à l'Eocène (Bellon et Pouclet, 1980). Pour celle-ci, Chorowicz (2005) distingue 3 parties qui sont, du Nord au Sud :

Le segment Nord, composé d'une succession de bassins contenant un lac pour la plupart, s'étend du lac Albert (Mobutu) au lac Tanganyika. C'est sur ce tronçon qu'on retrouve les Virunga, renfermant les volcans Nyamulagira et Nyiragongo. Le segment central, correspondant aux rifts du lac Tanganyika, s'étend sur plus de 700 km de longueur et comprend trois sous-bassins : Bujumbura, Rumonge et Kigoma.

Le maximum des dépôts sédimentaires varie de 4000 à 5000 m (Sander et Rosendhal, 1989 ; Rosendahl et al., 1992). Le segment Sud est celui du rift de Malawi qui mesure 650 km de longueur.

La figure 1.1 illustre le SREA (Figure 1.1a) et le contexte géologique de l'environnement direct de la zone d'étude sur la branche occidentale (Figure 1.1b).

La géologie de la zone est largement discutée par Delvaux et al. (2016) (figure 1.1b). Les auteurs y décrivent une zone où les roches les plus anciennes datent du paléoprotérozoïque et appartiennent au socle du Rusizien. Elles comprennent du gneiss, des mylonites et des métasédiments fortement métamorphisés. Les sédiments mésoprotérozoïques du super-groupe Karagwe-Ankole (comprenant des intrusions granitiques datant de 1370-1380 Ma) recouvrent ces roches, l'ensemble formant ainsi la ceinture de Karagwe-Ankole.

D'après Tack et al. (2010), Fernandez Alonso et al. (2012) et Delvaux et al. (2016), l'amalgamation de Rodinia d'il y a environ 1000 Ma a entraîné la déformation de toute la région et s'est suivie d'une mise en place des complexes alcalins anorogéniques (à environ 750 Ma). Par la suite, la région a connu le dépôt de sédiments du Néoprotérozoïque (Super groupe d'Itombwe) (Cahen et al., 1979 ; Walembe et Master, 2005) et de sédiments de Karoo dans les vallées glaciaires au Permien (Boutakoff, 1939). Il s'en est suivie une dernière déformation durant l'amalgame panafricain du Gondwana entre le Précambrien supérieur et le Paléozoïque ancien.

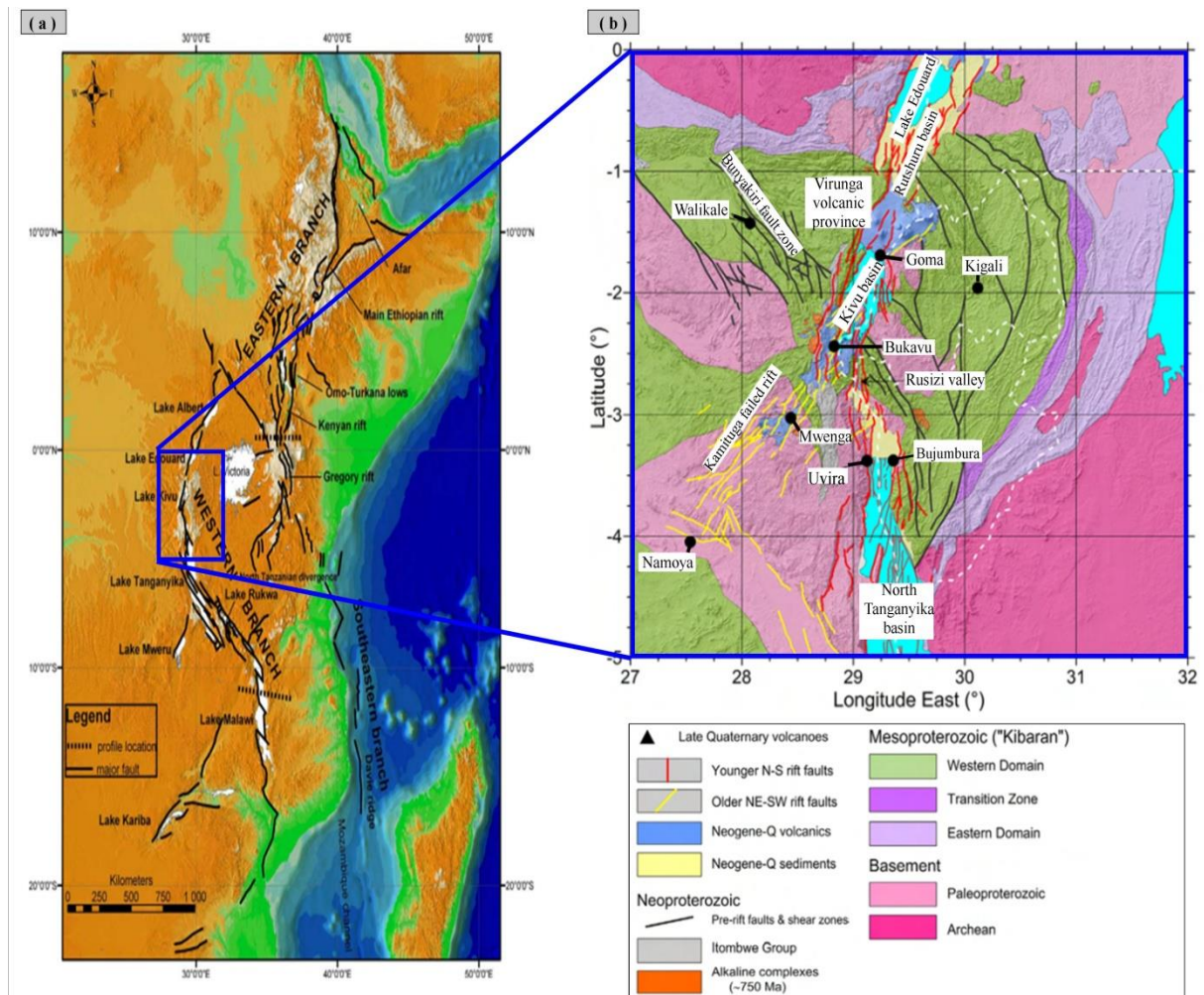


Figure 1.1. (a) Le SREA (Chorowicz, 2005) et (b) le contexte géologique de la zone d'étude (Delvaux et al., 2016).

Les formes physiques de la zone d'étude dépendent donc des transformations géologiques majeures dont elle a fait historiquement objet. Par exemple, d'après Weiss (1959), « depuis le Miocène, le socle du Congo oriental s'est déformé plusieurs fois et disloqué en un système de horsts et grabens qui caractérise l'ensemble du bourrelet montagneux de cette vaste région ». Par la suite, les soulèvements et les effondrements différentiels entre les failles ont réalisé le mouvement répété de surrection, donnant lieu à une série de gradins de failles échelonnés. Weiss (1959) estime que la forme et les dimensions actuelles du fossé du Tanganyika datent « probablement » du pléistocène.

La dissymétrie (voir l'illustration à la figure 1.2) entre les horsts Ouest (plus haut) et Est (plus bas) fait partie des traits physiques résultants de ces transformations majeures. Le reste des détails est le résultat des phénomènes tels que l'érosion et les mouvements de masse.

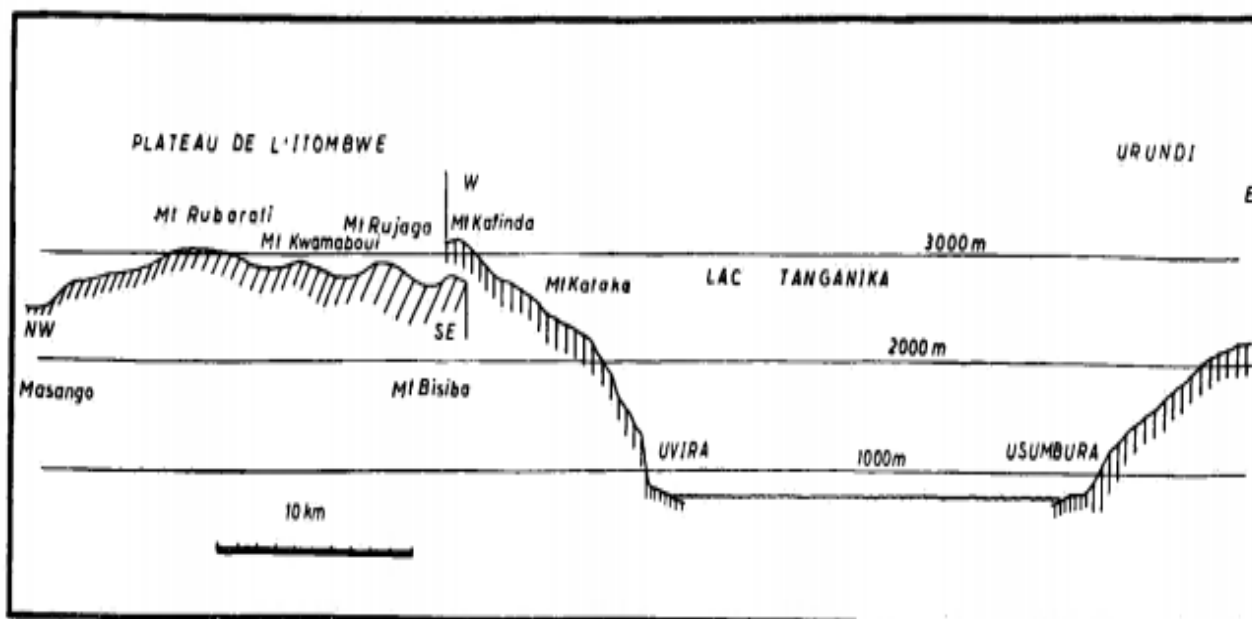


Figure 1.2. Coupe Est-Ouest au travers du lac Tanganyika (Urundi, Mont Kafinda) à la latitude d'Uvira et Sud-Est—Nord-Ouest au travers de l'Itombwe (Mont Bisiba, Masango), selon Weiss (1959).

La localisation dans le REA est à la base de la présence des risques naturels avec de conséquences sur les groupements humains. En effet, en Afrique, la vallée du REA fait partie des zones les plus particulièrement affectées par les aléas naturels. Ceux-ci concernent principalement l'activité sismique, les volcans, les glissements de terrain et les inondations.

Du point de vue sismique, plusieurs études rapportent et mettent en exergue l'activité sismique de la zone depuis plusieurs décennies. De Bremaecker (1959) et Saemundssen (2008) nous présentent une zone fortement soumise à des tremblements de terre et une tectonique active (figure 1.3).

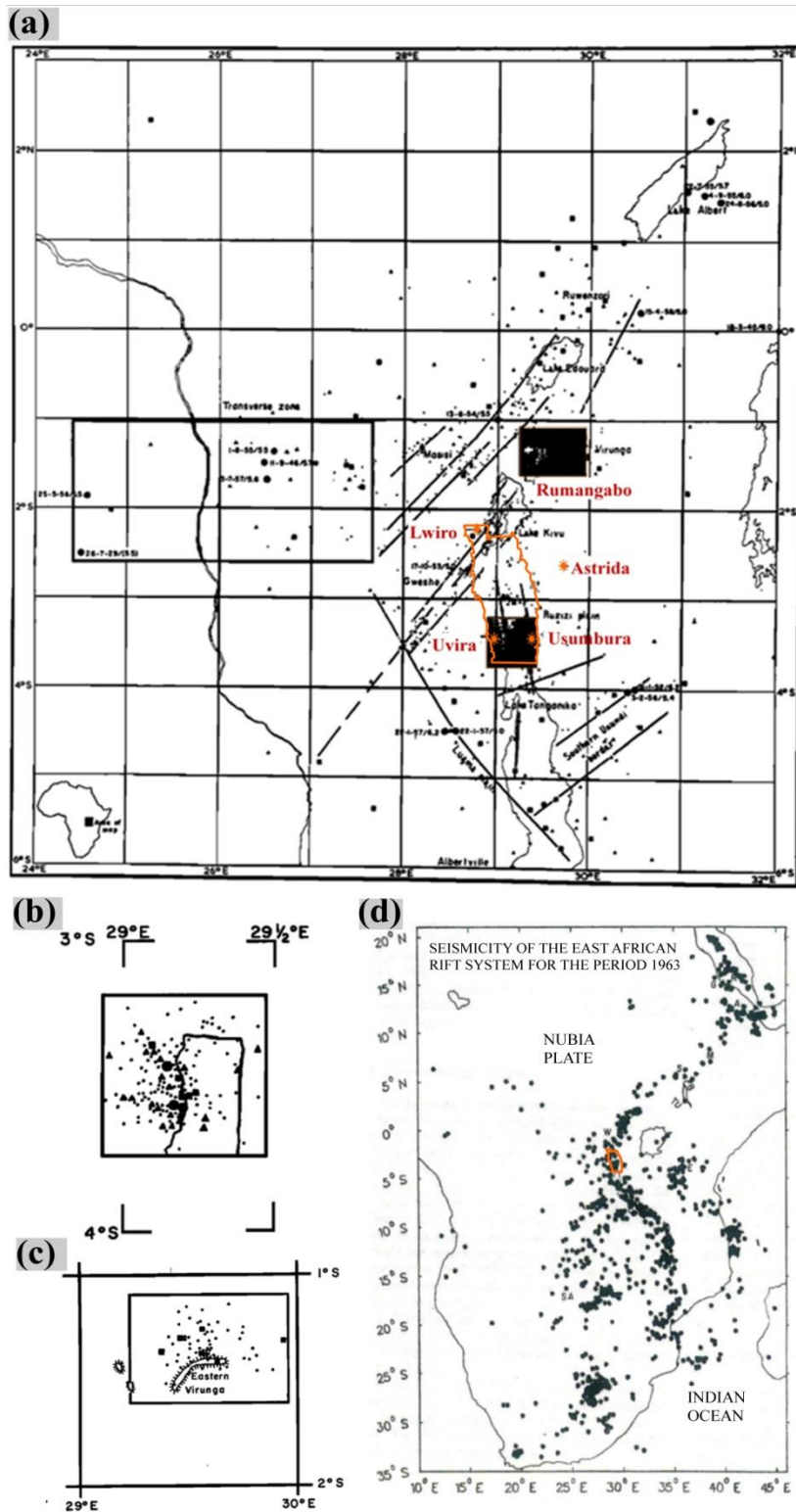


Figure 1.3. Carte globale des épencentres (a), dans la région d’Uvira et Usumbura (actuelle Bujumbura) (b) ainsi que dans les Virunga de l’Est (c). Les signaux correspondant à $M < 3$ ne sont pas indiqués ; les points et les carrés indiquent respectivement les signaux dont $4 \leq M < 5$. (De Breaeacker, 1959). La sous-figure (d) donne la sismicité du système de Rift Est-Africain et du Sud de la Mer Rouge pour la période 1963-1989. Les cercles pleins représentent les épencentres des tremblements de terre tirés du catalogue de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) par Saemundssen (2008). Le contour rouge matérialise les limites de notre zone d’étude.

La figure 1.3a et les zooms réalisés sur la zone de Bujumbura et Uvira (figure 1.3b) ainsi que Virunga et leurs alentours (figure 1.3c) font déjà état d'une sismicité démesurée depuis 1959. Cette activité reste d'actualité puisque les travaux de Yang et Chen 2010 montrent que le segment des lacs Tangayika et Rukwa possède une forte sismicité récente. Celle-ci est marquée par 2 tremblements de terre de magnitudes quasi-égales (Mw 6.8 et Mw 6.5, localisés respectivement à 17 +5 km et 37 +5 km de profondeur focale).

Les séismes contribuent à l'aggravation des autres risques naturels. Dans la zone d'étude, l'impact potentiel d'un séisme important sur la stabilité des pentes est notamment rapporté par Moeyersons et al. (2004) dans la région de Bukavu.

Le risque volcanique est aussi important dans cette région de rift. Les travaux de Verhoogen (1939) et de Coppola et al. (2016) sur les volcans de Nyiragongo et Nyamulagira au Nord Kivu, montrent l'activité et la rigueur du risque volcanique dans cette partie du SREA. Les cas les plus marquants concernent l'éruption du Nyiragongo, les 10 janvier 1977 (Tedesco et al., 2007 ; Balagizi et al., 2018) et 17 janvier 2002. La dernière a causé la mort de 140 personnes, les coulées de lave ayant détruit entre 10-15% de la ville de Goma (Baxter et Ancia, 2002 ; Komorowski et al., 2003 ; Balagizi et al., 2018).

S'agissant des glissements de terrain, cette zone n'échappe pas au contexte général de l'Afrique qui, comme le souligne Kirschbaum et al. (2015), accuse un manque de recherches y relatives, comparativement aux autres régions du monde. La plupart des mouvements de masse sont des réactivations d'anciennes instabilités de pente (Munyo et al., 1999 cité par Moeyersons, 2004).

Les dommages occasionnés par les glissements de terrain sont aggravés par la présence de ceux-ci dans les zones à forte concentration humaine, impliquant ainsi un chiffre croissant des éléments exposés. En effet, l'implantation des maisons dans des cicatrices de glissements de terrain, sur des lobes de glissements de terrain et dans d'autres endroits dangereux est aussi rapportée dans la région (Moeyersons, 2004). La figure 1.4 donne l'illustration de quelques cas de figure au sujet des glissements de terrain.

Quelques fois, le glissement s'accompagne d'une forte instabilité en amont de l'escarpement principal occasionné par le départ de l'effet stabilisant qui était assuré par le bloc du glissement sur les tronçons amont. Cela se traduit, sur terrain, soit par l'apparition d'autres cercles de glissement en amont ou soit par une forte fissuration. Ces fissurations affectent même les infrastructures, et en particulier les maisons qui ne sont pas pour la plupart en dur. C'est le cas des fissures de la maison M2 (voir Figure 1.4.a) montrées en détails à la figure 1.4.c. La figure 1.4.c témoigne également de la vulnérabilité des infrastructures, dictée par le contexte de pauvreté (malgré la présence du danger, le propriétaire de la maison se contente d'abord de fermer, à l'aide des briques, la porte qui mène à la pièce détruite et puis, il essaye de réparer les fissures et continue à vivre quand même dans la pièce restante).

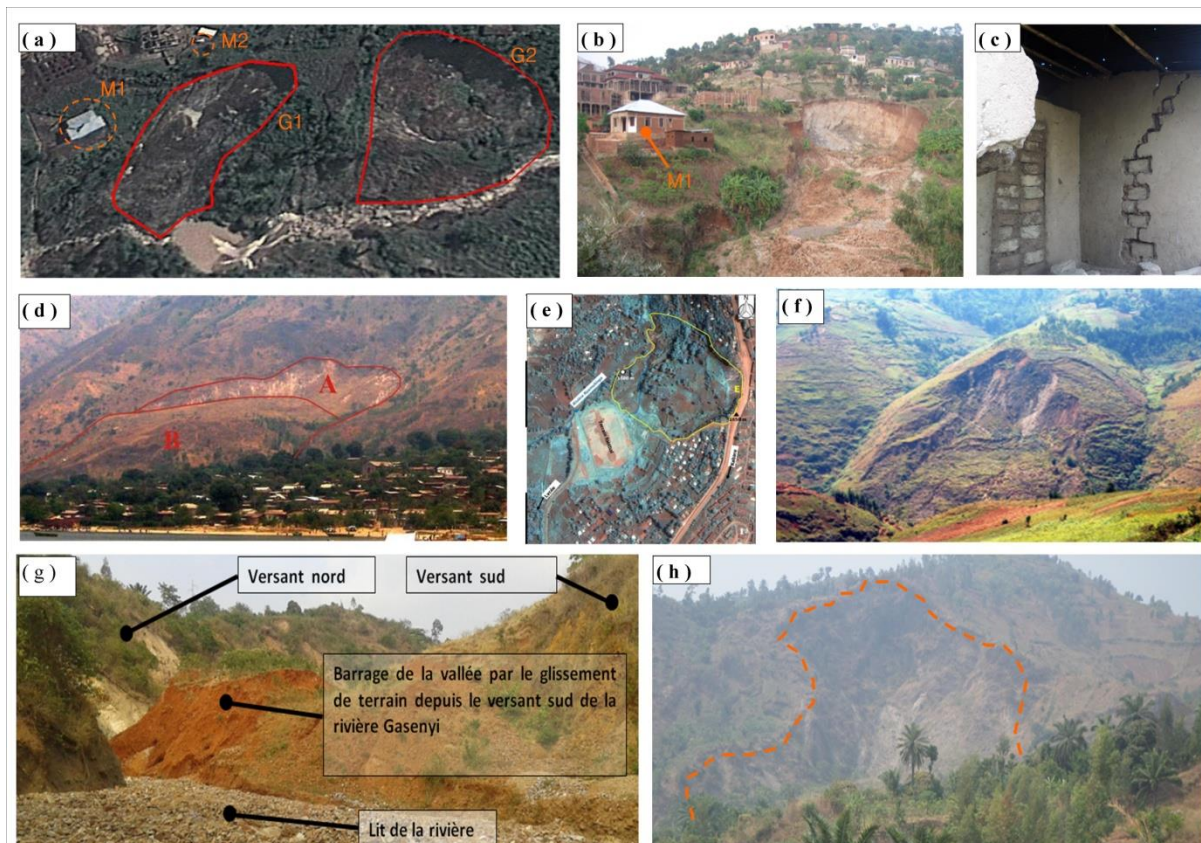


Figure 1.4. Illustration de quelques glissements de terrain dans la zone d'étude. (a) : vue d'avril 2011 montrant deux glissements de terrain le long de la rivière Muha, avec formation d'un barrage naturel temporaire et un petit lac de retenue en amont du glissement G1; (b) : Vue rapprochée du glissement G1 et de la maison M; (c) : Aperçu de l'intérieur de la petite maison M2 avec les fissures dues au tassement différentiel occasionné par le glissement; (d) : vue de la réactivation du glissement de terrain, en amont du port de Kalundu, à Uvira. A et B sont respectivement l'escarpement et le corps du glissement (source : Moeyersons et al., 2011); (e) glissement de terrain Nyakavogo, à Bukavu (Mugaruka et al., 2017); (f) : glissement de terrain d'origine sismique dans les mont Itombwe (source : projet GeoRisCa); (g) vue depuis l'aval du barrage de la rivière Gasenyi par un glissement de terrain en 2014; (h) aperçu de l'escarpement principal du glissement de Bananeraie (Nibigira et al., 2018) au Sud de la rivière Kanyosha, à Bujumbura, à partir du versant Nord de la vallée.

Le contexte de précipitations et des accélérations maximales au sol (PGA) généralement élevées dans cette région (figure 1.5) sont parmi les éléments qui aggravent les instabilités de terrain. Quant aux risques hydrologiques, ils sont marqués par les inondations, l'un des aléas naturels les plus réputés d'être responsables des pertes colossales enregistrées chaque année à l'échelle globale (Jonkman, 2005). Celles-ci sont conditionnées, pour notre cas, par les précipitations particulièrement abondantes dans un contexte tropical (Figure 1.5b). En conséquence, la ville de Bujumbura par exemple a été sujette à des scènes d'inondations récurrentes durant ces dernières décennies (Figure 1.6). En Février 2002, des crues torrentielles ont tué plus de 46 personnes et détruit des milliers de maisons à Uvira (Moeyersons et al., 2010). A Bujumbura, on recense plusieurs épisodes d'inondations récurrentes, les plus marquantes étant celles de 2010, 2011 et 2014 (Muhigirwa, 2011; Reliefweb, 2014; Nibigira et al., 2018).

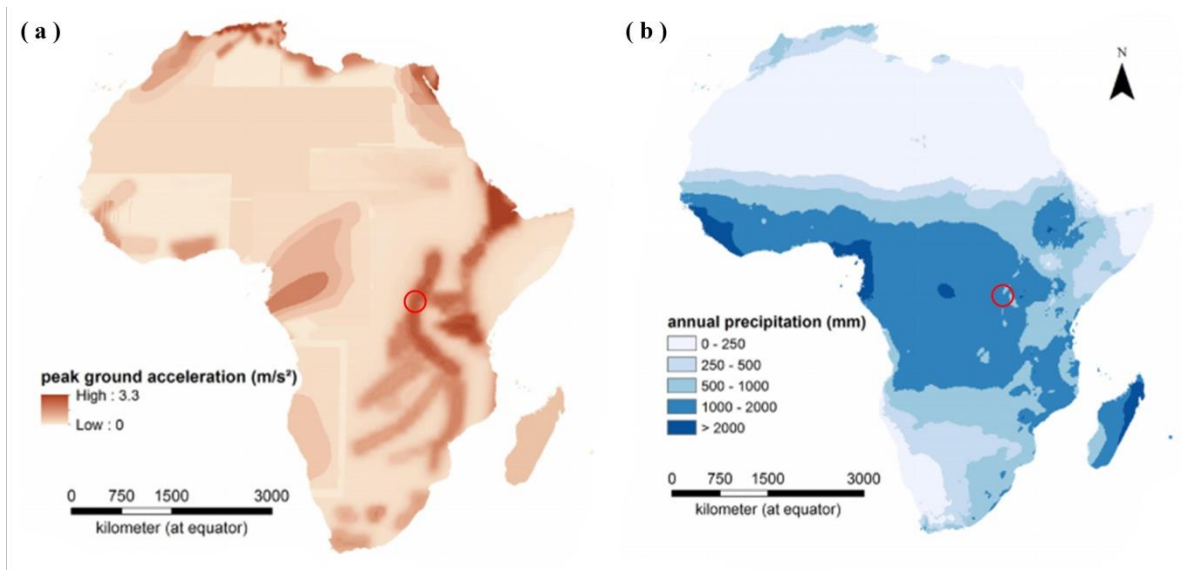


Figure 1.5. Distribution spatiale de l'accélération horizontale maximale au sol (a) et des précipitations annuelles (b) en Afrique (Source : Broeckx et al., 2018). Les cercles rouges matérialisent l'environnement direct de la zone d'étude.



Figure 1.6. (a) : inondation et coulée de boue au CURGO en 2011 (Photo MSF-OCB Burundi, 2011. Source : Moeyersons et Tréfois, 2012) ; (b) et (c) : inondation dans les quartiers Nord de la ville de Bujumbura, en 2014 ; (d) : inondation au Boulevard du 1^{er} Novembre, Bujumbura, en 2017 (Photo de Parfait Gahama/Groupe IWACU).

Au vu des risques tels que décrits plus haut, quelques éléments pouvant a priori être considérés comme des facteurs généraux d'aggravation peuvent être relevés. Le premier élément est la forte croissance démographique. A titre d'exemple, la population de Goma est passée de 50 000 habitants en 1977 à 400 000 et 1 100 000 habitants respectivement en 2002 et 2016 (Balagizi et al., 2018). De même, la population de Bujumbura a augmenté de plus de 8 fois, entre les années 1962 et 2005 (de 60.000 habitants à 500.571) (Thibon, 2005 ; IGEBU, 2006). La figure 1.7 montre les conséquences de cette forte pression démographique en s'appuyant sur l'exemple d'évolution des zones bâties près des rivières Ntakangwa et Kanyosha (Bujumbura).

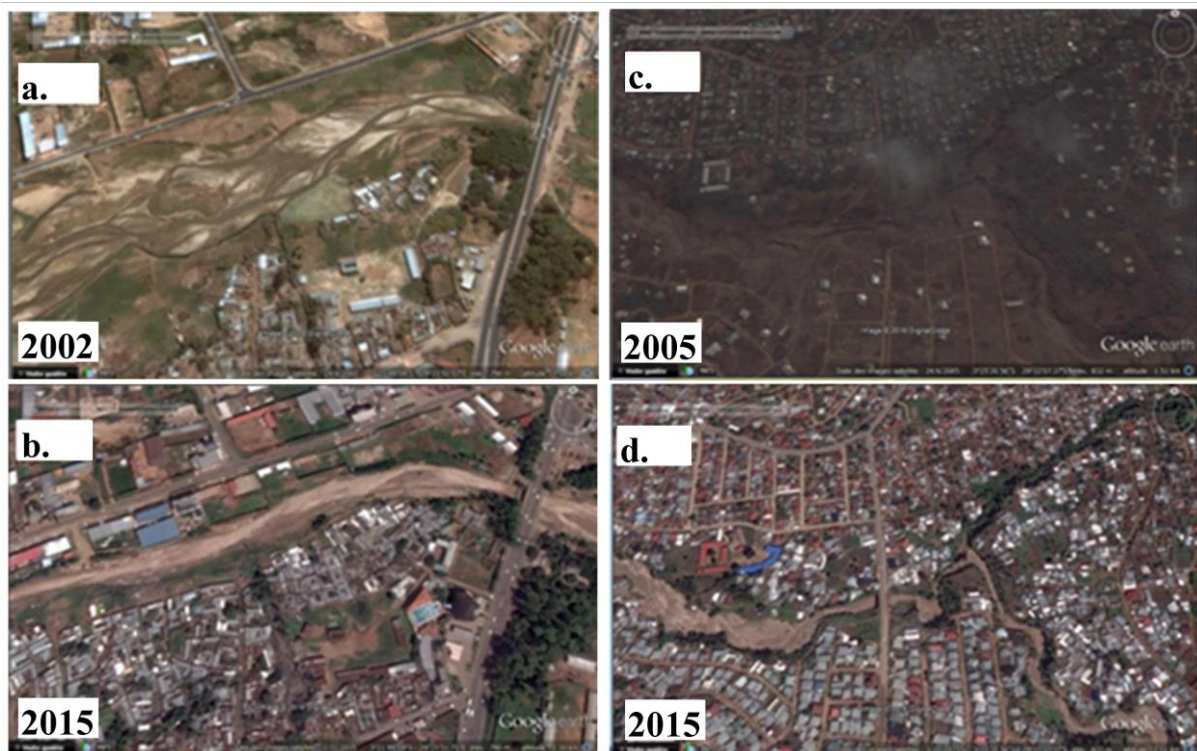


Figure 1.7. Exemple d'évolution des zones bâties près des rivières Ntakangwa [(a) et (b)] et Kanyosha [(c) et (d)] à Bujumbura. (Images reçues de Google Earth).

Le deuxième élément concerne le contexte des pentes raides imposées par la situation de rift qui accentue la vulnérabilité des populations par rapport à certains aléas comme les aléas gravitaires et les inondations (au moyen des effets des gradients de pente sur le régime d'écoulement des rivières).

Enfin, l'ouverture continue du SREA, évaluée entre 1.5 mm et 6.5 mm par an (Ebinger, 1989 ; Stamps et al., 2008), est un témoin indéfectible de l'activité de celui-ci, ce qui aggrave et tend à faire perdurer les risques liés aux conditions de rift.

Ainsi, la situation de la zone d'étude dans la vallée du rift lui confère de facto les caractéristiques d'être un cas adapté pour une étude visant la contribution à la compréhension des risques naturels et leur complexité.

1.2. Hydrographie du polygone Bujumbura-Uvira-Bukavu-Cyangugu

1.2.1. Généralités et caractéristiques des bassins versants

La zone d'étude couvre une superficie de 8366.5 km² et un périmètre de 588.5 km. La superficie correspondant aux lacs Tanganyika et Kivu sur leur étendue telle que visible sur la figure 1.8. est de 626.6 km², soit environ 7.5% de la superficie totale. Hormis la zone occupée par ces lacs, le reste du territoire se subdivise en deux grand groupes. Le premier regroupe tous les bassins versants de la Rusizi et ses affluents (contours noir sur la figure 1.8) tandis que le second regroupe ceux des rivières qui se jettent directement soit dans le lac Tanganyika au Sud, soit dans le lac Kivu au nord de la zone d'étude.

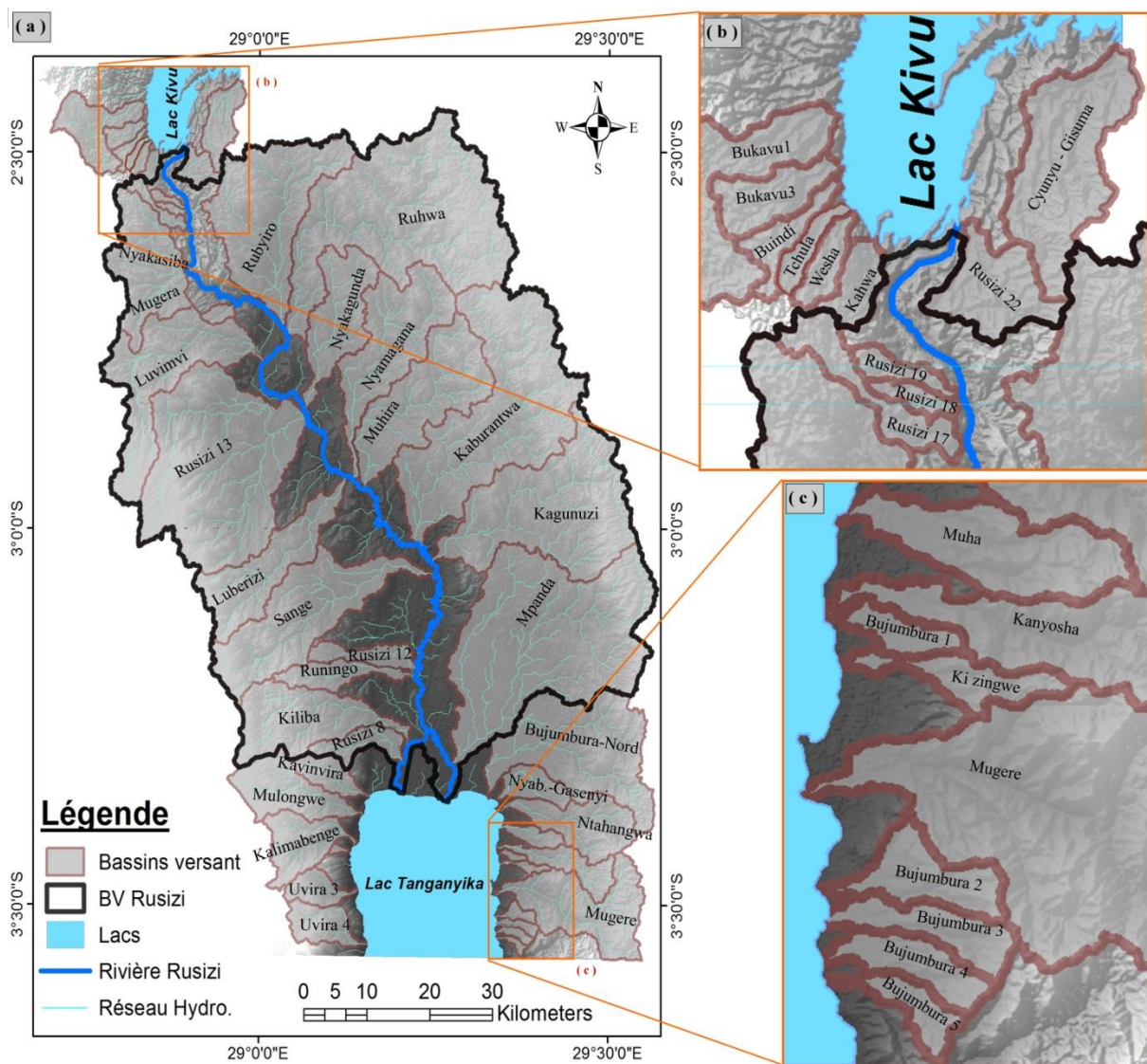


Figure 1.8. Hydrographie de la zone d'étude : Les bassins versants encadrés par le contour noir épais dans (a) constituent le groupe des affluents de la rivière Rusizi (ils forment de facto le bassin versant de la rivière Rusizi, noté « BV Rusizi » dans la figure) ; (b) & (c) sont les zooms autour des villes de Bujumbura et Bukavu tel que représenté dans la figure 1.7a. Les zones grises entre les exutoires des bassins versants correspondent aux marais et aux zones dont les eaux ne sont pas drainées par une rivière ou un ruisseau remarquable.

Le premier groupe reste le plus prépondérant et occupe à lui seul 76.64% de la superficie totale non maritime (soit 5931.8 km²).

Dans la partie Est de la zone étudiée, du Sud au Nord, nous distinguons, sur la partie burundaise, 4 petits bassins correspondant aux ruisseaux qui se trouvent au Sud de la ville de Bujumbura. Ceux-ci sont suivis par les bassins versants des rivières Mugere, Kizingwe, Kanyosha, Muha et Ntakangwa, celui des rivières Nyabagere et Gasenyi ainsi que le grand bassin versant regroupant les rivières Gikoma, Muhunguzi et Muzazi. Au Nord de ces rivières qui traversent la ville de Bujumbura, suivent les rivières Mpanda, Kagunuzi, Kaburantwa, Muhira, Nyamagana et Nyakagunda avant d'atteindre le grand bassin versant de la rivière Ruhwa qui draine les eaux du Burundi au Sud et du Rwanda au Nord. Sur le territoire rwandais, après la partie du bassin versant de la Ruhwa, la zone d'étude part du bassin versant de la Rubyiro à celui des rivières Cyunyu et Gisuma qui se déversent dans le lac Kivu.

A l'Ouest, du Sud au Nord, nos analyses partent de 3 bassins versants afférent aux ruisseaux localisés au Sud de la ville d'Uvira (en République Démocratique du Congo). Ensuite viennent alors les bassins versants des rivières Kalimabenge, Mulongwe et Kavinvira qui passent en plein cœur de la ville d'Uvira. Par la suite, toujours vers le Nord, nous distinguons 12 bassins versants, entre les villes d'Uvira et Bukavu. Ceux-ci incluent principalement les bassins des rivières Kiliba, Runingo, Sange, Luberizi, Luvimvi, Mugeru et Nyakasiba. Enfin, le grand Nord de la zone d'étude comprend 6 bassins versants dont 4 dans la ville de Bukavu (Kahwa, Weshu, Tshula et Bwindi).

En considérant toutes les rivières et tous les ruisseaux, la zone comporte 47 bassins versants de dimensions variées (leur superficie varie de 5 km² à 643 km²).

Pour caractériser les bassins versants, il existe un grand éventail de paramètres. Delahaye (2005) les classe en 4 typologies différentes et distingue les indices de forme, les indices de volume, les indices de réseau et les indices croisés.

Les indices de forme décrivent les caractéristiques du bassin versant selon le tracé de son contour. Dans cette typologie, nous avons calculé, pour chaque bassin versant, le coefficient de compacité de Gravelius, K_G (Equation 1.1), le facteur de forme de Horton (Equation 1.2) ainsi que l'allongement moyen (Rémenieras, 1965) donné par l'équation 1.3.

Le coefficient de Gravelius fut introduit par Roche (1963) (Ward, 1975 ; Bendjoudi et Hubert, 2002). Dans les mêmes conditions (climat, pédologie, couverture végétale, etc.), il permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. L'allongement moyen est une autre alternative permettant de quantifier la nature compacte ou allongée d'un bassin versant en montrant, à l'opposé du coefficient de Gravelius, le degré d'allongement.

L'indice de Horton (Horton, 1932) est quant à lui défini comme le rapport de la surface du bassin versant au carré de la longueur du cours d'eau principal.

$$K_G = 0.28 \times \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1.1)$$

Avec P et A respectivement le périmètre et la surface du bassin versant.

$$K_H = \frac{A}{L^2} \quad (1.2)$$

Avec K_H est l'indice de Horton, A est la surface et L la longueur du cours d'eau principal d'un bassin versant.

$$C = \frac{E}{\sqrt{A}} \quad (1.3)$$

Où C est l'allongement moyen, A est la surface et E la plus longue trajectoire d'amont en aval (exutoire) d'un bassin versant.

S'agissant des indices de volume, ils se focalisent sur la définition de la notion de relief et font donc intervenir les altitudes (Delcaillau, 2004 ; Douvinet et al., 2008). Dans cette catégorie et pour chaque bassin versant, les analyses sont réalisées autour de la courbe hypsométrique, l'indice de pente global (Equation 1.4) et l'indice de pente de Roche (Equation 1.5).

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (1.4)$$

$$I_r = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum \sqrt{a_i d_i} \quad (1.5)$$

Où I_g et I_r représentent respectivement l'indice de pente global (-) et l'indice de pente de Roche (%), D la dénivelée évaluée entre les altitudes correspondant aux 5^{ème} et 95^{ème} percentiles de la surface du bassin en pourcentage sur la courbe hypsométrique, L la longueur du rectangle équivalent, a_i le pourcentage de chaque superficie située entre deux courbes de niveau successives et d_i la dénivelée entre les deux courbes successives.

Les indices de réseaux donnent une description de la structure du réseau hydrographique tandis que les indices croisés trouvent leur appellation dans le fait qu'ils se construisent sur base d'au moins 2 des indices de base appartenant aux 3 premières typologies.

Dans notre étude, la longueur totale du réseau et la densité de drainage ont fait objet d'analyse, respectivement comme indice de réseau et indice croisé. La densité de drainage fait référence à la longueur totale du réseau rapporté à l'unité de surface et peut être calculée soit en m/m^2 ou en km/km^2 . La surface et le périmètre des bassins versants ainsi que la longueur et la largeur du rectangle équivalent ont été également déterminés, surtout qu'ils interviennent dans le calcul de certains de ces indices susmentionnés.

Le rectangle équivalent est une représentation d'un bassin versant idéal rectangulaire, ayant la même surface et le même périmètre que le bassin versant correspondant.

Cette transformation donne l'avantage d'avoir une forme régulière, des courbes de niveau rectilignes et perpendiculaires à la longueur, tout en n'altérant pas l'hypsométrie du bassin versant.

Partant de la surface A (Equation 1.6), du périmètre P (Equation 1.7), l'équation 1.4 permettent de mettre en relation et de définir la longueur et la largeur du rectangle équivalent à partir du coefficient de Gravelius.

Pour des valeurs de K_G supérieures ou égales à 1.12, la combinaison des relations (1.6), (1.7) et (1.8) permet de calculer la longueur et la largeur selon les équations 1.9 et 1.10, respectivement.

$$A = L \times l \quad (1.6)$$

$$P = 2(L + l) \quad (1.7)$$

$$2(L + l) = K_G \times \frac{\sqrt{A}}{0.28} \quad (1.8)$$

$$L = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1,12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right) \quad (1.9)$$

$$l = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1,12} \cdot \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right) \quad (1.10)$$

Malgré la multiplicité des indices, nous avons limité nos analyses à ceux qui, directement ou indirectement, présentent un intérêt particulier dans la compréhension de la problématique définie par les objectifs formulés par cette étude. En s'intéressant au réseau hydrographique, nous avons trouvé pertinent de faire un regard sur les caractéristiques morphométriques des bassins versants qui sont une voie incontournable de quantification des influences de la morphologie des bassins versants sur la réaction hydrologique (Douvinet et al., 2008).

1.2.2. Etat des lieux du réseau hydrographique et des paramètres morphométriques.

1.2.2.1. Les indices de forme

Cette section présente l'état des lieux des indices de forme, vu leur importance mentionnée plus haut. Les paramètres calculés pour cette section consistent en la surface, le périmètre, le coefficient de compacité de Gravelius, la longueur et la largeur du rectangle équivalent, l'indice d'allongement moyen ainsi que le facteur de forme de Horton.

Ainsi, les tableaux 1.1 et 1.2 présentent les paramètres de forme des bassins versants de la zone d'étude selon leur localisation sur les deux versants de la *Vallée du Rift*.

Tableau 1.1. Paramètres de forme des bassins versants localisés sur le versant Est du rift.

Bassin versant	Surface (km ²)	Périmètre (km)	K _G (-)	Longueur (km)	Largeur (km)	Allongement (-)	Horton (-)
Bujumbura5	5.021	11.844	1.48	5.484	0.915	2.17	0.200
Bujumbura4	7.985	12.817	1.27	5.281	1.512	2.15	0.337
Bujumbura3	8.896	14.061	1.32	6.021	1.478	2.32	0.264
Bujumbura2	10.083	15.31	1.35	6.680	1.5091	2.03	0.297
Mugere	184.346	73.221	1.51	34.253	5.381	1.75	0.241
Kizingwe	7.836	16.096	1.61	7.744	1.012	2.87	0.125
Bujumbura1	4.764	9.432	1.21	3.641	1.309	2.07	0.337
<i>*Kanyosha</i>	57.981	46.775	1.72	23.037	2.517	2.56	0.101
<i>*Muha</i>	21.959	21.255	1.27	8.757	2.507	2.25	0.233
<i>*Ntakangwa</i>	117.945	53.138	1.37	23.447	5.030	2.07	0.200
<i>*Nyabagere_Gasenyi</i>	45.084	25.899	1.15	9.474	4.759	1.72	0.313
<i>*Bujumbura_Nord</i>	354.883	73.335	1.12	21.099	16.820	1.48	0.487
<i>*Mpanda</i>	643.52	132.274	1.46	60.796	10.584	1.71	0.211
Kagunuzi	433.599	107.318	1.46	49.904	8.689	1.59	0.154
Kaburantwa	549.934	136.929	1.65	67.108	8.195	1.80	0.163
Muhira	243.342	79.92	1.42	35.768	6.803	1.90	0.167
Nyamagana	222.705	92.073	1.69	44.107	5.049	2.30	0.111
Nyakagunda	147.192	69.155	1.58	32.689	4.503	2.07	0.156
Ruhwa	617.357	141.094	1.59	67.5487	9.140	1.82	0.171
Rubiro	324.618	88.799	1.38	39.389	8.241	1.62	0.237
<i>*Rusizi22</i>	24.835	22.782	1.28	9.467	2.623	1.43	0.178
Cyunyu_Gisuma	51.9	33.448	1.30	14.120	3.676	1.99	0.203

Dans les tableaux 1.1 et 1.2, les bassins versants dont les noms sont écrits en italique précédé d'un astérisque sont ceux dont les eaux traversent une ville avant de rejoindre l'exutoire (le lac Tanganyika, la rivière Rusizi ou le lac Kivu). Les bassins versants sont classés selon leur position du Sud vers le Nord (le bassin versant en première ligne est le plus au Sud sur la figure 1.2).

Les bassins versants dont les noms commencent par « Bujumbura » ou « Rusizi » suivi par un numéro sont ceux dont les noms ne sont pas bien précis et sont en conséquence nommés selon le nom de leur zone de localisation. Pour le tableau 1.1, les données sur fond gris clair concernent les bassins versants du Burundi ; celles sur un fond gris foncé sont relatives au bassin versant partagé entre le Burundi et le Rwanda. Le fond bleu quant à lui indique les bassins versants du Rwanda.

Tableau 1.2. Paramètres de forme des bassins versants localisés sur le versant Ouest du rift.

Bassin versant	Surface (km ²)	Périmètre (km)	K_G (-)	Longueur (km)	Largeur (km)	Allongement (-)	Horton (-)
Uvira4	54.356	31.86	1.21	12.297	4.420	1.82	0.165
Uvira3	37.906	26.606	1.21	10.269	3.691	1.88	0.294
*Uvira8	3.332	7.562	1.16	2.669	1.248	2.07	0.664
*Kalimabenge	88.979	43.459	1.29	18.206	4.887	1.54	0.219
*Mulongwe	114.998	51.321	1.34	22.259	5.166	2.05	0.177
*Kavinvira	42.261	28.325	1.22	11.076	3.815	2.07	0.177
Rusizi8	47.258	40.51	1.65	19.672	2.402	2.53	0.142
Kiliba	185.439	72.951	1.50	34.014	5.451	2.15	0.120
Runingo	56.157	46.836	1.75	23.191	2.421	3.01	0.088
Rusizi12	44.57	39.58	1.66	19.262	2.313	2.64	0.119
Sange	283.784	99.872	1.66	48.604	5.838	2.32	0.112
Luberizi	175.916	75.317	1.59	36.057	4.878	2.39	0.112
Rusizi13	555.997	97.687	1.13	30.182	18.421	1.37	0.336
Luvimvi	257.118	100.218	1.75	49.622	5.181	2.36	0.101
Rusizi15	11.157	12.645	1.12	3.741	2.982	1.66	0.592
Mugera	176.781	65.055	1.37	28.707	6.158	1.26	0.490
Rusizi17	19.519	27.928	1.77	13.875	1.406	2.67	0.092
Rusizi18	5.237	11.279	1.38	5.003	1.046	2.13	0.250
Rusizi19	6.551	12.523	1.37	5.526	1.185	2.34	0.209
Kahwa	10.135	13.416	1.18	4.940	2.051	1.45	0.315
Wesha	8.334	12.166	1.18	4.479	1.861	1.90	0.239
Tshula	6.853	14.104	1.38	5.723	1.197	2.22	0.253
Bwindi	10.095	17.702	1.56	8.407	1.201	2.38	0.140
Bukavu3	16.324	17.316	1.20	6.589	2.478	1.71	0.268
Bukavu1	81.662	47.443	1.47	21.888	3.731	1.76	0.237

Les grandes conclusions des valeurs reprises dans ces tableaux se fondent essentiellement sur le coefficient de compacité qui est l'une des caractéristiques géométriques importantes pour caractériser les bassins versants. Un K_G relativement faible (proche de 1) signifie un bassin versant plus ou moins compact. A la limite, un $K_G=1$ correspondrait à un bassin versant idéalement circulaire. Ainsi, les valeurs de K_G partent de 1 et augmentent au fur et à mesure que les bassins versants deviennent plus allongés. Cela influe énormément sur la forme des hydrogrammes de ruissellement.

Les bassins versants à grand coefficient de compacité ($K_G >1.5$, par exemple) sont plus allongés et connaissent donc des hydrogrammes plus ou moins aplatis, avec des débits de pointe modérés et un temps de concentration relativement élevé.

Ainsi, du point de vue réactivité des bassins versants en lien avec la forme, la figure 1.8 offre un aperçu global, sur base de l'allongement moyen des bassins versants, un autre moyen d'exprimer le degré d'allongement.

Celui-ci (allongement moyen) s'avère plus adapté dans la discussion des résultats mieux que le coefficient de compacité de Gravelius qui lui, a été prouvé comme pouvant être entaché de subjectivité. En effet, selon Bendjoudi et Hubert (2002), les indices qui se construisent sur base du périmètre doivent faire objet d'une attention particulière, vu sa dépendance à la jauge de mesure. Tout comme K_G , les valeurs élevées de C indiquent un bassin de forme allongé. Pour en permettre une interprétation aisée, les valeurs sont regroupées en 4 classes comme l'indique la légende de la Figure 1.9, les bassins versants de classe 1 étant plus compact (moins allongés) que ceux de classe 4.

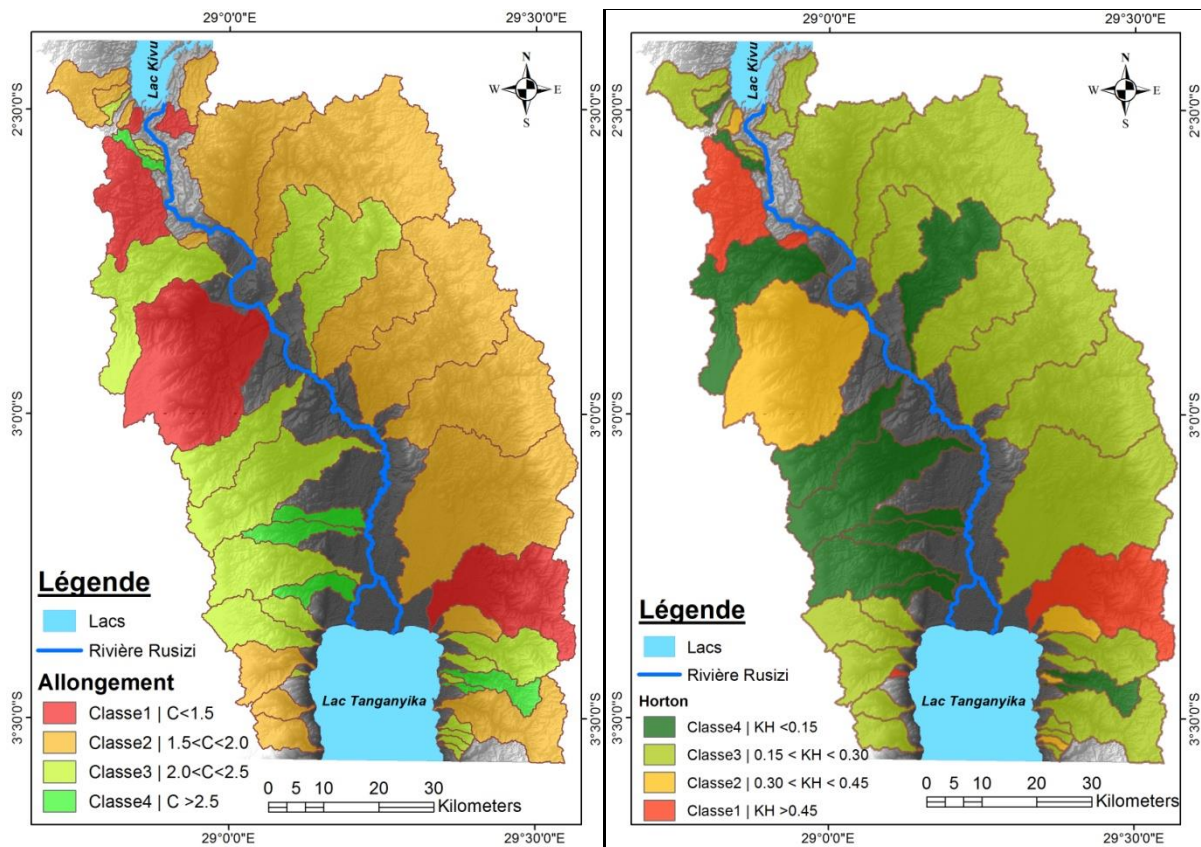


Figure 1.9. Les bassins versants de la zone d'étude et leur classification selon leur degré d'allongement moyen (a) et de facteur de forme de Horton (b).

Le rouge sur l'échelle des valeurs de la figure 1.9 signifie, ici, une situation qui n'est pas avantageuse, contrairement au vert. On trouve toutes les classes d'allongement tant sur le versant Est que sur le versant Ouest du Rift (globalement, on a 10.64 %, 34.04%, 42.55% et 12.77%, respectivement pour les classes 1, 2, 3 et 4). Par rapport au facteur de forme, il nous renvoie également aux mêmes résultats, un Horton élevé étant l'indice d'un bassin versant non allongé et donc très réactif. C'est pour cette raison que, sur base des indices de Horton, la classe de réactivité de premier degré 1 en termes de forte réactivité (c'est-à-dire plus réactive) concerne les valeurs élevées, contrairement à l'allongement (C).

Toutefois, on trouve une prépondérance des bassins versants à forte réactivité (première et deuxième classe) à l'Est de la vallée du rift.

Sur cette base, face au risque d'inondation relatif aux événements pluviométriques extrêmes, les bassins versants de la face Est présentent une tendance d'exposition élevée que ceux de la face Ouest. Leur forme peu allongée accentue leur degré de réactivité. Ils atténuent moins l'hydrogramme de ruissellement tout en raccourcissant le temps de transfert de crue. Au tour de Bujumbura, cette tendance est beaucoup plus marquée dans les bassins versants du Nord de la capitale et l'est moins dans ceux du centre (classes d'allongement 3 et 4, depuis la rivière Kizingwe à la rivière Ntahangwa). Par contre, de l'autre côté du lac Tanganyika, à Uvira (RDC), le caractère compact est plus important (classe 2) vers la partie Sud de la ville (depuis et y compris le bassin versant de la rivière Kalimabenge).

A Cyangungu (Rwanda), on retrouve toujours cette continuité d'un flanc Est du rift globalement marqué par un allongement des bassins versants moins accentué que le flanc Ouest. Cela est beaucoup prononcé pour le bassin versant localisé à l'extrémité Nord des gorges de la Rusizi. Pour Bukavu (RDC), à l'exception des bassins versants des rivières Bwindi et Tshula (classe 3 et 4, avec $c \geq 2.22$), les autres sont plus compacts (classe 1 et 2) et leur forme revêt de facto une tendance à générer des pics de débit importants et plus ou moins rapidement, en réponse à un événement pluviométrique donné. Bien évidemment, l'aspect de forme est très important mais n'est toutes fois pas suffisant à lui seul car, il faut considérer d'autres paramètres dont la pente qui sera évaluée dans la section 1.2.2.2 relative aux indices de volume.

1.2.2.2. Les indices de volume

Appelés aussi indices de pente, les indices de volume mettent en lumière la configuration de l'espace physique en trois dimensions. Dans l'ensemble, ces indices se construisent essentiellement sur base de la surface, la pente et l'altitude.

❖ Hypsométrie des bassins versants

La courbe hypsométrique (Laborde, 2000) décrit la distribution (pourcentage) de la surface d'un bassin versant selon l'altitude. C'est un indice d'importance capitale car il permet de calculer d'autres caractéristiques notamment les hauteurs caractéristiques. Les figures qui fournissent les données hypsométriques des bassins versants tant à l'Est qu'à l'Ouest de la vallée du Rift sont données aux annexes A1. Le détail des valeurs pour chaque bassin versant peut être consulté dans les annexes (voir Tableaux A1.2 de l'annexe A1). Au vu de la configuration hypsométrique des bassins versants, il ressort que la majorité de ceux-ci (53.19%) ont un caractère plutôt jeune, avec des pentes abruptes surtout en aval.

Seuls 19.15 % correspondent à des bassins vieux, caractérisés par des pentes beaucoup plus adoucies près du lit de rivière. Le reste (27%) des bassins versants sont dans une phase intermédiaire. A part Bujumbura où les bassins versants des rivières Kizingwe, Gasenyi et Nyabagere font exception, les bassins versants dans les grandes villes connaissent une configuration soit jeune ou intermédiaire. Par exemple, à Bukavu, les bassins versants sont dans leur phase intermédiaire depuis la Kahwa jusqu'à la Tshula tandis que ceux constituant la partie Nord de la ville affiche un caractère plutôt jeune, depuis et y compris le bassin de la Bwindi. Les villes d'Uvira et Cyangungu sont quant à elles à majorité jeunes.

❖ Les indices de pente

Les indices de pente, comme nous l'avons souligné plus haut, sont des bons outils contribuant dans la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants. Tant l'indice de pente globale que celui de Roche, permet d'apprécier rapidement le caractère accidenté ou pas d'un relief donné.

Si on s'en tient aux résultats tels que présentés au tableau 1.3, on trouve des valeurs variant entre 0.04% et 0.36% pour l'indice de Roche et entre 0.01% et 0.36% pour l'indice de pente global. Tout conduit à dire que les bassins versants sont majoritairement marqués par une pente relativement très élevée.

En effet, les reliefs considérés comme modérés ont généralement un indice de pente proche de 0.01% à 0.02 %. Or, les résultats pour la zone d'étude prouvent que près d'un quart des bassins versants (25.53%) ont un relief fort, avec un indice de pente de 0.05% - 0.1%. Le reste (74.47%) correspond à un relief très fort avec des valeurs allant de 0.1 % à 0.36%.

Tableau 1.3. Valeurs des indices de Roche et global

Bassin versant	I_r (%)	I_g (-)	Bassin versant	I_r (%)	I_g (-)
Bujumbura5	0.22	0.10	Uvira8	0.36	0.36
Bujumbura4	0.27	0.26	Kalimabenge	0.16	0.10
Bujumbura3	0.22	0.13	Mulongwe	0.14	0.09
Bujumbura2	0.21	0.10	Kavinvira	0.19	0.13
Mugere	0.11	0.04	Rusizi8	0.14	0.07
Kizingwe	0.19	0.09	Kiliba	0.12	0.06
Bujumbura1	0.24	0.10	Runingo	0.13	0.06
Kanyosha	0.13	0.06	Rusizi12	0.12	0.04
Muha	0.19	0.10	Sange	0.10	0.04
Ntahangwa	0.13	0.06	Luberizi	0.11	0.05
Nyabagere_Gasenyi	0.17	0.07	Rusizi13	0.12	0.06
Bujumbura_Nord	0.04	0.01	Luvimvi	0.10	0.04
Mpanda	0.08	0.03	Rusizi15	0.26	0.11
Kagunuzi	0.09	0.03	Mugera	0.10	0.02
Kaburantwa	0.08	0.02	Rusizi17	0.14	0.04
Muhira	0.10	0.03	Rusizi18	0.19	0.04
Nyamagana	0.10	0.03	Rusizi19	0.20	0.07
Nyakagunda	0.10	0.02	Kahwa	0.23	0.09
Ruhwa	0.08	0.02	Wesha	0.24	0.11
Rubyiro	0.09	0.03	Tshula	0.21	0.10
Rusizi22	0.15	0.03	Bwindi	0.17	0.06
Cyunyu_Gisuma	0.13	0.03	Bukavu3	0.18	0.06
Uvira4	0.20	0.15	Bukavu1	0.12	0.04
Uvira3	0.22	0.18			

Il est aussi important de remarquer des pentes élevées près des villes, malheureusement. Ainsi, à Uvira, par exemple, tous les bassins versants ont un indice de Roche au de-là de 0.14%, avec un accent particulier vers la partie Sud de la ville ($I_r > 0.2\%$ pour tous ceux situés au Sud de la rivière Kalimabenge). Cette situation est presque pareil à Bujumbura, où les bassins sud de la Mugere sont particulièrement accidentés ($I_r > 0.2$). Cette partie du territoire burundais a connu par ailleurs des épisodes d'inondations, la plus récente et marquante étant celle de 2010 avec inondations du Centre Gynéco Obstétrique de Kabezi (Moeyersons et al., 2010, Nibigira et al., 2018).

En plein cœur de la ville de Bujumbura, les valeurs particulièrement élevées concernent les bassins versants des rivières Muha, Nyabagere et Gasenyi ($0.17 < I_r < 0.19$). Pour triste mémoire, la rivière Gasenyi a occasionné des pertes énormes tant en vies humaines qu'en infrastructures, en février 2014.

1.2.2.3. Indices de réseau et indices croisés

Dans cette section, nous présentons 2 indices, la longueur totale du réseau hydrographique (Llomas, 1993) et de la densité de drainage. Le premier fait partie des indices dits « *de réseau* ». Le deuxième est quant à lui classé dans les « *indices croisés* ». Il fut introduit par Horton (1945) et représente la longueur totale du réseau de drainage par unité de surface. Ces 2 indices sont parmi les éléments clés dans l'analyse des bassins versants, car ils mettent en lumière l'importance du réseau de drainage et par conséquent, celle des interactions entre le réseau hydrographique et les autres facteurs environnementaux à l'échelle du bassin versant. Les résultats sont donnés au tableau 1.4.

Tableau 1.4. La longueur totale et la densité moyenne de drainage par bassin versant.

Bassin v.	L. tot. (km)	Densité (km/km ²)	Bassin v.	L. tot. (km)	Densité (km/km ²)	Bassin v.	L. tot. (km)	Densité (km/km ²)
Bujumbura5	5.40	1.08	Nyamagana	175.94	0.79	Sange	235.54	0.83
Bujumbura4	9.74	1.22	Nyakagunda	114.81	0.78	Luberizi	135.46	0.77
Bujumbura3	9.16	1.03	Ruhwa	438.32	0.71	Rusizi13	472.6	0.85
Bujumbura2	7.86	0.78	Rubyiro	275.93	0.85	Luvimvi	205.69	0.80
Mugere	136.42	0.74	Rusizi22	19.37	0.78	Rusizi15	7.70	0.69
Kizingwe	8.00	1.02	Cyunyu_Gis.	39.44	0.76	Mugera	160.87	0.91
Bujumbura1	5.19	1.09	Uvira4	38.05	0.70	Rusizi17	16.20	0.83
Kanyosha	49.28	0.85	Uvira3	20.90	0.55	Rusizi18	5.45	1.04
Muha	19.54	0.89	Uvira8	2.25	0.68	Rusizi19	6.10	0.93
Ntahangwa	65.00	0.55	Kalimabenge	57.00	0.64	Kahwa	8.00	0.79
Nyabagere_G.	40.00	0.89	Mulongwe	94.30	0.82	Wesha	7.44	0.89
Bujumbura_N.	205.00	0.58	Kavinvira	32.12	0.76	Tshula	5.83	0.85
Mpanda	572.73	0.89	Rusizi8	43.50	0.92	Bwindi	8.90	0.88
Kagunuzi	342.54	0.79	Kiliba	157.62	0.85	Bukavu3	18.40	1.13
Kaburantwa	434.45	0.79	Runingo	47.80	0.85	Bukavu1	74.31	0.91
Muhira	184.94	0.76	Rusizi12	41.30	0.93			

1.3. Conclusion partielle

Ce chapitre trace les contours du contexte géo-hydrologique de la zone d'étude, conditionné en grande partie par la localisation sur le Rift Est Africain. Celui-ci, toujours en activité, est à l'origine du relief très accidenté sur la plus grande partie du territoire. En conséquence, les caractéristiques physiographiques sont en général propices au développement du caractère torrentiel des cours d'eau. Cela passe par l'effet que ceux-ci entraînent sur la réactivité des bassins versants et par conséquent, sur la forme des hydrogrammes de crue en réponse aux événements pluviométriques qui sont par ailleurs très marqués dans le contexte tropical.

Il convient de souligner que, au moment où la plupart des indices et paramètres des bassins versants ne posent aucun problème par rapport à leur calcul et à leur interprétation, certains peuvent être soumis à des discussions en fonction des méthodes et des objectifs poursuivis par les analyses. Par exemple, la longueur totale du réseau et par conséquent la densité de drainage dépend de la configuration du réseau. Pourtant, cette notion comporte une certaine subjectivité quant à l'appréciation du degré de détail (par exemple, on peut décider de ne considérer que des cours d'eau allant du premier au 3^{ème} ordre tout comme on peut aller jusqu'à l'ordre 4 ou plus). Pour notre cas, les paramètres présentés dans cette section ont été déterminés sans imposer des restrictions liées à l'ordre des cours d'eau. Dans le souci de plus d'exhaustivité, seule la permanence du cours d'eau a été prise en considération. Par contre, les ravins qui, bien que temporairement secs dans certaines périodes de l'année, contribuent fortement au contexte hydrologique durant les saisons pluvieuses, sont pris en compte et analysés au chapitre 3.

En somme, les résultats de cette analyse préliminaire auraient permis déjà l'éclairage sur l'état des lieux des processus morphologiques et hydrologiques d'une partie de la branche occidentale de la vallée du rift Est Africain. Ils auraient en outre permis de dégager quelques conclusions importantes au sujet des conditions de prédisposition de la zone par rapport aux risques naturels et seront d'une utilité de taille dans la discussion globale des résultats, en confrontation avec ceux des chapitres 2-5. C'est par ailleurs pour cette complémentarité entre résultats que, après le contexte de prédisposition des bassins versants, le chapitre 2 se focalise quant à lui aux sollicitations de ceux-ci, c'est-à-dire les événements pluviométriques. Les autres aspects jusqu'ici non encore élucidés, alors qu'ils sont nécessaires dans la compréhension globale des risques naturels, seront mis en lumière au chapitre 3 et appuyés par les études de cas faisant objet des chapitres 4 et 5.

II. LES EVENEMENTS CLIMATIQUES EXTREMES : TENDANCES ET CONSEQUENCES

Ce chapitre est basé sur les résultats d'un article en cours de finalisation pour la revue Geo-Eco-Trop intitulé “ *Température et précipitations extrêmes à Bujumbura, Burundi (1980-2014) : tendances récentes et impacts sur les inondations*” par Nibigira, L., Ozer, P. et Havenith, H.-B.

Une partie de ceux-ci a également fait objet de présentation dans la communication “ *La responsabilité climatique dans les défis urbains contemporains : évaluation et mise en contexte pour la ville de Bujumbura, Burundi* ”, publiée dans les actes du 3ème colloque de l'Association Francophone de Géographie Physique : *La géographie physique et les risques de pertes et préjudices liés aux changements climatiques*, tenue du 19 au 21 Mai 2016, à Castelsardo, Sardaigne/Italie.

En guise de contribution personnelle, le doctorant a d'abord réalisé la collecte des données climatiques et a participé dans le calcul des indices et paramètres impliqués dans les analyses. Ensuite, il a participé tant dans la discussion des résultats que dans la préparation de la communication. Enfin, il en a assuré la présentation.

2.1. Introduction

Dans le contexte global tel que décrit par les objectifs de cette thèse, la situation multirisque de la zone d'étude nécessite une bonne compréhension de la problématique liée à la conjonction des glissements de terrain et le réseau hydrographique. Or, la compréhension du réseau hydrographique implique inévitablement celle de tous les paramètres qui en conditionnent le comportement. Cela met en jeu une combinaison des paramètres incluant aussi bien la morphologie (les pentes par exemple), l'occupation et la texture des bassins versants (élément pouvant contrôler le taux d'infiltration par exemple) ainsi que le lit mineur (géométrie des sections transversales, pente et rugosité du fond, etc.). Toutefois, ceux-ci peuvent être considérés comme des facteurs définissant les conditions initiales qui conditionnent le comportement du réseau hydrographique face à un volume d'eau donné qui lui est soumis. L'écoulement dans les rivières dépend donc fondamentalement des précipitations, bien que d'autres paramètres viennent en amplifier ou en atténuer l'impact sur le réseau hydrographique. A côté des précipitations, la température ne peut pas non plus être ignorée, vu sa relative implication en passant notamment par son rôle dans la diminution de la quantité d'eau au moyen de l'évaporation. L'effet conjugué des températures et des précipitations sur le comportement hydrographique via le ruissellement est souligné par Song et al. (2015). Ainsi, les paramètres climatiques, essentiellement les précipitations et les températures ont fait l'objet d'analyse compte tenu de leur rôle dans la définition des caractéristiques du réseau hydrographique. Les précipitations sont également un des facteurs de prédisposition aux glissements de terrain dont l'analyse fera objet du prochain chapitre (chapitre 3). Ainsi, les résultats de l'analyse des paramètres climatiques contribueront à améliorer la connaissance du contexte général de la zone d'étude et à comprendre tant le réseau hydrographique que les mouvements de masse.

A côté de cela, leurs connaissances permettent la compréhension de l'état des lieux des risques naturels en général et en particulier, les changements climatiques. La connaissance de ces derniers est d'une importance de taille car, en effet, leurs impacts sur les systèmes naturels et humains sur tous les continents et à travers les océans ne sont plus à douter (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), 2014). Pire encore, des alertes sont lancées au sujet d'une augmentation imminente de la fréquence et l'ampleur des phénomènes météorologiques extrêmes dans le monde entier (Field et al., 2012, Gemenne et al., 2014).

Ainsi, cette analyse est très utile d'abord pour la compréhension des autres sections, mais reste aussi un élément fondamental pour élargir le niveau des connaissances au sujet des autres risques naturels.

Dresser un état des lieux des paramètres climatiques tels qu'ils se présentent actuellement pourrait être facile en donnant une image actualisée des aléas naturels.

Par contre, dans un but préventif et prédictif, il devient fondamental de faire une analyse permettant d'avoir une appréhension anticipée des scénarios extrêmes possibles auxquels pourra faire face la société de demain. De même qu'il est difficile-sinon impossible- de savoir les sens de déplacement d'un objet sur son trajectoire sans avoir comparé au moins 2 de ses positions relatives pour 2 dates différentes, il en est ainsi des tendances climatiques. C'est pour cette raison que, sur base des données historiques, l'évolution et les tendances relatives des paramètres climatiques ont été réalisées pour comprendre et prévenir efficacement les risques naturels y relatifs.

C'est cette situation qui constitue le fondement de ce chapitre consacré aux événements climatiques (précipitations et températures) extrêmes. En guise des liaisons avec les autres chapitres, les précipitations seront utilisées dans l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain (chapitre 3) et dans le chapitre 6. La température sera quant à elle discutée dans le chapitre 6, particulièrement en termes de sa contribution à l'aggravation des conséquences des inondations.

L'étude des paramètres nécessaires à la compréhension de ces risques naturels nécessitent une disponibilité des données suffisantes pour avoir des résultats fiables. Cette disponibilité doit idéalement être assurée dans les zones de forte concentration humaine, car la notion de risque fait aussi référence aux enjeux exposés, en particulier les enjeux humains. C'est pourquoi, au lieu d'une analyse globale mais légère due à la rareté des données climatiques sur certaines localités, notre approche privilégie une mise en contexte approfondie sur un sous-ensemble du domaine ayant suffisamment de données. C'est ainsi que la ville de Bujumbura a été retenue pour plusieurs raisons.

En effet, Bujumbura est dans la zone d'étude et offre le plus de données suffisantes tant en terme de longueur des séries qu'en fréquence des observations. Les observations régulières à l'échelle journalière permettent des analyses plus fines.

Les périodes d'observations relativement longues ont été d'une importance capitale pour une analyse diachronique suffisamment détaillée, tout en remplissant les conditions de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) qui recommande notamment un minimum de 30 ans d'observation pour des analyses statistiquement valides.

En plus, en fonction de la définition et des objectifs de chaque étude et du paramètre étudié, il peut s'avérer qu'un seul point spatial (station météorologique) ne soit pas suffisant pour les analyses. Dans ce cas, d'autres points d'observations sont nécessaires. Pour le cas des inondations, il est important d'avoir une valeur qui reflète aussi les marques de toutes les zones formant le bassin versant.

Ainsi, à Bujumbura, la disponibilité des données des différents sites environnants permet une analyse spatiale menant à la synthèse d'une pluie globale pondérée. En matière de gestion des risques hydrologiques, les stations localisées le long de la crête Congo-Nil offrent un avantage particulier. En effet, la crête constitue la limite amont des bassins versants et c'est là que les rivières responsables des inondations récurrentes dans la plaine prennent leur source.

En plus de la disponibilité des données, Bujumbura constitue un cas-type pour une étude des risques naturels.

Le changement climatique ainsi que le contexte géographique et géomorphologique de la ville de Bujumbura sont autant de facteurs contribuant à cette situation au niveau local. En effet, la ville est située à l'Ouest du Burundi qui, lui-même, est classé par Fang et al. (2015) dans la catégorie 5 sur une échelle de 1 à 5 considérant le risque de perte économique annuel dû aux inondations et dans la catégorie 4 concernant le risque de mortalité annuelle provoqué par les inondations dans le monde (la catégorie 5 correspond à la pire des situations). Cela est conforme à la réalité de terrain. En effet, en plus des cas d'inondation décrits ci-dessus dans la section d'introduction, l'analyse était basée sur plusieurs autres cas rapportés par Muhigirwa (2011), certaines ONG et institutions locales (Tableau 2.1).

Tableau 2.1. Vue d'ensemble de quelques inondations enregistrées à Bujumbura

Année	Zones affectées	Nature des dégâts	Source
1983	Buyenzi et le quartier industriel	maisons, machines et autres équipements industriels détruits	<ul style="list-style-type: none"> • Muhigirwa (2011) • Témoins locaux
1991	Kajaga	Beaucoup de personnes sans abri	<ul style="list-style-type: none"> • Muhigirwa (2011) • Témoins locaux
2009	Toute la ville	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Maisons, écoles, ponts détruits ▪ Plusieurs victimes ▪ Coupure électriques ▪ Le cimetière Mpanda endommagé 	<ul style="list-style-type: none"> • Muhigirwa (2011) • Témoins locaux
2010	Les zones du Nord et celles du Sud	Inondation de l'aéroport, destruction du centre gynéco-obstétrique	MSF-Belgique
2011	Les quartiers Ngagara, Cibitoke et Kinama	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Maisons détruites ▪ Épidémies des mains sales 	<ul style="list-style-type: none"> • Muhigirwa (2011) • Témoins locaux
2014	Le Nord de la ville	<ul style="list-style-type: none"> ▪ 20,000 sans abris (1000 maisons détruites), 77 décès, écoles, marché, ponts et réseaux d'AEP détruits 	<ul style="list-style-type: none"> • Ministère des Finances et de la Planification du Développement Economique du Burundi (2014) • Témoins locaux

Cette zone connaît des alternances entre les saisons sèches et pluvieuses. La saison sèche s'étend de juin à septembre tandis que les fortes pluies de la saison des pluies sont enregistrées en février, mars, avril et décembre.

Du Sud au Nord, on rencontre respectivement les rivières Kizingwe, Kanyosha, Muha, Ntawangwa, Nyabagere et Gasenyi. Celles-ci traversent la ville dans la direction Est-Ouest (figure 2.1). Elles prennent source dans les hautes montagnes constituant la crête Congo-Nil et se jettent dans le lac Tanganyika.

Comme le montre la figure 2.1, leur topographie aux pentes raides combinées aux fortes pluies de la saison des pluies favorisent l'instabilité des pentes et l'action des crues torrentielles.

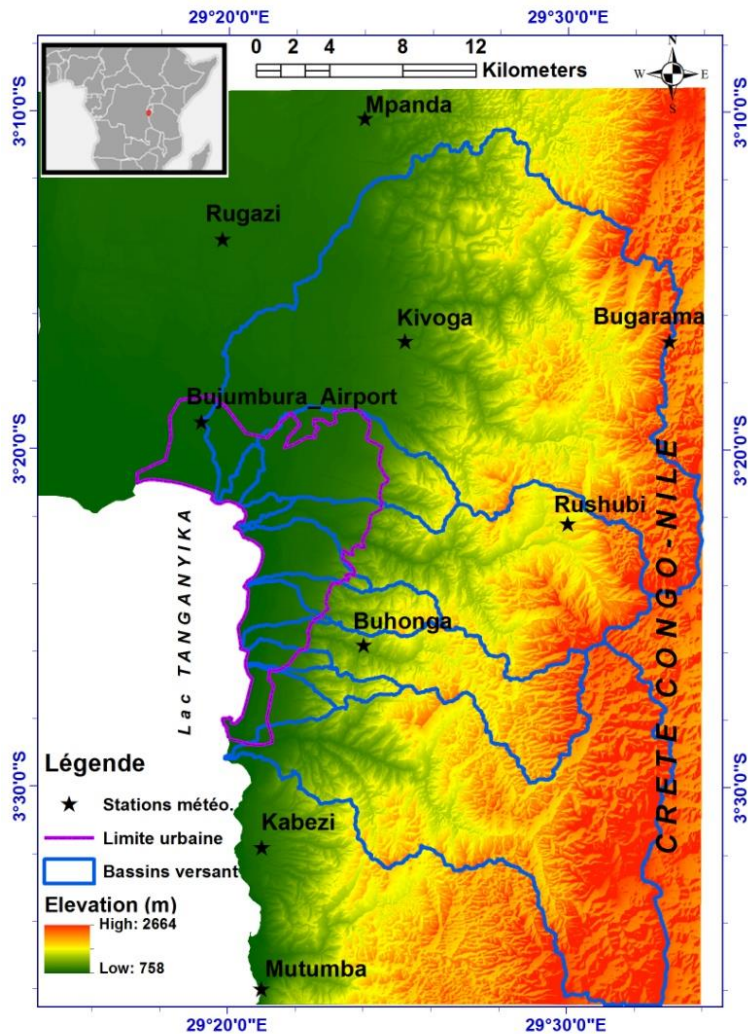


Figure 2.1. Vue de la ville de Bujumbura (à l'intérieur de la limite urbaine marquée par une ligne violette sur la carte) et des stations météorologiques. La topographie du paysage depuis la Crête Congo-Nil au Lac Tanganyika est également présentée.

A côté du fait de servir d'étude de cas pour comprendre la dynamique des risques naturels dans la configuration globale, l'étude des paramètres environnementaux à Bujumbura constitue également une contribution à la recherche des solutions aux défis environnementaux locaux qui sont des plus nécessaires.

En effet, en novembre 2009, Bujumbura a connu des inondations catastrophiques. Selon un rapport du PNUD paru cette même année, les pertes économiques connexes encourues par différentes entreprises et usines dans la zone industrielle de Bujumbura ont été estimées à 4.5 millions de dollars américains.

Le rapport soulignait également l'urgence que le Burundi adopte un plan d'adaptation aux inondations pour réduire les impacts économiques et environnementaux dus au changement climatique.

Très récemment, des inondations catastrophiques se sont produites en février 2014 à Bujumbura et ont fait de nombreuses victimes et des pertes énormes en terme d'infrastructures (UNITAR / UNOSAT, 2014, Reliefweb, 2014). Une mission conjointe des agences et différents programmes des Nations Unies, de l'Union Européenne, de la Banque Africaine de Développement et de la Banque Mondiale a été déployée pour évaluer la catastrophe. L'objectif de l'évaluation était de déterminer les facteurs de risque sous-jacents, de quantifier les dommages et d'identifier les activités contribuant à la réhabilitation durable et à la reconstruction des infrastructures.

Une fois de plus, en plus de la recommandation du PNUD de 2009, le rapport d'évaluation de la mission conjointe a également fait état de l'ultime nécessité de développer des informations de base sur les risques, pour ces zones où les risques restent encore peu documentés.

Conformément à ces recommandations, ce chapitre aborde le problème en discutant de certains aspects importants pour un plan d'adaptation aux inondations. Sur le plan global, elle permet de comprendre le contexte des risques hydrologiques dans la sous-région et de confirmer ou infirmer d'une part si oui ou non les changements climatiques sont bien une réalité. D'autre part, l'étude permet la détermination du degré de dépendance des catastrophes naturelles au changement climatique et pour notre cas, les glissements de terrain et les inondations.

2.2. Données et méthodes

Dans notre approche, l'analyse des valeurs climatiques extrêmes a été motivée par le fait qu'elles sont désignées comme une expression-clé de la variabilité climatique, selon le rapport du GIEC (2013). Bien que différents auteurs donnent une appréhension différente au caractère extrême d'un événement climatique, il a fallu se positionner pour savoir quelle méthodologie adopter dans l'analyse. En effet, Hountondji et al. (2011) définit les événements extrêmes par l'impact d'un événement sur la société, ce qui peut impliquer des pertes de vie excessives, des pertes économiques ou monétaires excessives, ou les deux. Pour le GIEC (2007), un événement climatique extrême est « un phénomène rare dans sa distribution de référence statistique à un endroit précis ».

On comprend donc que la différence est de taille. Au moment les premiers s'appuient sur l'impact, les seconds insistent sur l'aléa lui-même, c'est-à-dire l'ampleur du phénomène climatique lui-même. C'est cette dernière définition que nous avons adoptée pour nos recherches car, une bonne compréhension du problème passe par un décryptage des fréquences de l'aléa en soi. Nous considérons par exemple qu'une pluie de loin supérieure à la normale reste quand même extrême, peu importe le nombre de victime qu'elle occasionne.

La notion d'impact est n'est pourtant pas perdue car elle entre en jeu au niveau supérieur qui est celui du risque à travers la vulnérabilité qui elle, se rapporte au niveau des enjeux et leur exposition. Il fallait donc réaliser l'étude de la distribution des paramètres au moyen des méthodes d'analyse statistiques.

Pour quantifier les changements au niveau des distributions, il existe de nombreuses méthodologies en fonction du paramètre d'intérêt et des échelles spatiales et temporelles considérées (Scherrer et al., 2005).

La méthodologie utilisée pour quantifier les tendances d'un événement dépend de la taille de l'ensemble de données disponibles.

Par exemple, une méthode de découpage peut être utilisée pour faire la distinction entre les changements de variabilité intrinsèques et ceux induits par la tendance, comme cela a été développé par Scherrer et al. (2005) et appliqué à l'analyse des changements de distribution de la température dans les observations et les scénarios de changement climatique. Pour les distributions relatives aux grands échantillons de données, telles que les données quotidiennes, les méthodes basées sur des quantiles non paramétriques sont plus robustes que les approches paramétriques.

Pour les petits échantillons de données, comme la température moyenne saisonnière, les méthodes basées sur les moments sont recommandées en raison de leur plus grande efficacité statistique (Ferro et al., 2005).

L'étude a consisté à calculer 13 indices climatiques (Tableau 2.2) relatifs aux précipitations et à la température (8 indices de précipitations et 5 indices de température). Cette méthode a déjà été largement utilisée (Manton et al., 2001 ; Griffiths et al., 2003 ; Haylock et al., 2006 ; New et al., 2006 ; Aguilar et al., 2009 ; Hountondji et al., 2011 ; Sahani et al., 2012 ; Ozer et Mahamoud, 2013 ; Omondi et al., 2014). Elle consiste en le calcul de certains indicateurs dont l'analyse donne un aperçu de l'évolution et des tendances des événements climatiques extrêmes pour une région donnée.

L'analyse des tendances des différents indicateurs est effectuée sur la base de la valeur de P qui reflète le niveau de significativité. Cette valeur est donnée par un modèle de régression linéaire. Un niveau de P compris entre 0,01 et 0,05 indique une tendance significative tandis qu'une valeur supérieure à 0,05 fait référence à une tendance non significative.

Tableau 2.2. Indices de précipitations et de température utilisés dans l'analyse des événements extrêmes

ID	Indice	Définition	Unité
PTOT	Précipitations annuelles	Précipitation totale annuelle	[mm]
JP	Jours de pluie	Nombre total de jours humides (précipitations ≥ 1 mm)	[jours]
Px1J	Pluie journalière maximale	Précipitation maximale quotidienne	[mm]
P95p	Fréquence des pluies intenses	Nombre annuel de jours avec des précipitations $\geq 95^{\text{ème}}$ percentile	[jours]
P99p	Fréquence des pluies extrêmes	Nombre annuel de jours avec des précipitations $\geq 95^{\text{ème}}$ percentile	[jours]
P99.5p	Fréquence des pluies très extrêmes	Nombre annuel de jours avec des précipitations $\geq 99.5^{\text{ème}}$ percentile	[jours]
P10mm	Fréquence des pluies ≥ 10 mm	Nombre annuel de jours avec des précipitations ≥ 10 mm	[jours]
P20mm	Fréquence des pluies ≥ 20 mm	Nombre annuel de jours avec des précipitations ≥ 20 mm	[jours]
SDII	Simple day intensity index	Hauteur moyenne de pluie journalière	[mm/jour]
TX1j	Température journalière maximale	Temperature maximale annuelle	[°C]
TX1p	Jours très frais	Nombre annuel de jours avec des Tmax $\leq 1^{\text{er}}$ percentile (25.1 °C)	[jours]
TX5p	Jours frais	Nombre annuel de jours avec des Tmax $\leq 5^{\text{ème}}$ percentile (27.1°C)	[jours]
TX95p	Jours chauds	Nombre annuel de jours avec des Tmax $\geq 95^{\text{ème}}$ percentile (32.5°C)	[Jours]
TX99p	Jours extrêmement chauds.	Nombre annuel de jours avec des Tmax $\geq 95^{\text{ème}}$ percentile (33.6°C)	[Jours]

Comme indiqué ci-dessus, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) recommande le calcul sur une période de 30 ans, car elle est supposée être suffisamment longue pour révéler toute variation ou anomalie interannuelle (Arguez et Vose, 2011). Dans cette étude, nous avons exploité une base de données couvrant la période 1982-2011 pour la température et la période 1980-2014 pour les précipitations. À côté de ces indices, nous avons utilisé la distribution de Gumbel pour caractériser les valeurs seuils qui permettent la classification d'un événement donné dans l'une des quatre catégories : normale, anormale, très anormale et exceptionnelle.

Ces valeurs-seuil correspondent respectivement à une période de retour inférieure à 6 ans, 6 à 10 ans, 10 à 30 ans et supérieure à 30 ans sur la courbe de distribution. Pour comprendre l'influence des précipitations précédentes sur les effets d'une pluie journalière donnée, nous avons calculé de nouvelles séries de précipitations.

Ainsi, chaque valeur d'une nouvelle série dn est la somme des précipitations des $(n-1)$ jours précédents, augmentée de la valeur des précipitations enregistrées ce jour-là. Ensuite, les séries $d1$, $d3$ et $d10$ ont été calculées.

Les données de température et des précipitations quotidiennes ont été fournies par l'Institut Géographique du Burundi (IGEBU). Parmi les 10 stations météorologiques situées à Bujumbura et dans la zone environnante, seule la station de Bujumbura- Aéroport dispose de données suffisantes en termes de régularité et de longueur des séries d'observations. Cependant, en particulier pour les paramètres pluviométriques, il était nécessaire de discuter des résultats en tenant compte des estimations pour les emplacements environnants.

En effet, la station météorologique de Bujumbura-Aéroport est située dans la plaine de l'Imbo, à basse altitude. Les autres stations météorologiques correspondent à des altitudes élevées, sur la crête Congo-Nil. Certaines atteignent même 2203 m d'altitude près de Bugarama (voir Fig.2.1). Ces dernières enregistrent de facto des précipitations beaucoup plus importantes par rapport à celles des basses terres. Si l'on considère seulement les données de l'aéroport de Bujumbura, les paramètres des précipitations risquent d'être sous-estimés, étant donné que les rivières responsables des inondations catastrophiques à Bujumbura proviennent de la crête Congo-Nil.

Afin de fournir une conclusion cohérente, nous avons effectué une étude comparative des séries des différentes stations sur les périodes où les données sont disponibles dans toutes les stations. Ensuite, des coefficients ont été calculés, donnant des corrélations et le rapport approché entre la série Bujumbura-Aéroport et les autres stations météorologiques. L'usage de tels coefficients est reconnu par l'OMM (2011) qui en suggère l'estimation sur base des valeurs annuelles. En effet, elle estime que cette méthode est efficace surtout pour les valeurs synthétisées (valeurs mensuelles ou annuelles, par exemple) plutôt que pour des valeurs correspondant à des périodes relativement courtes (données quotidiennes notamment). Cette méthode a aidé à combler les vides dans toutes les stations météorologiques, sur la base des valeurs qui sont disponibles uniquement à Bujumbura-Aéroport.

Une fois les valeurs au niveau des différentes stations estimées, il devient possible de calculer les valeurs à prendre en considération au niveau des différents sous bassin de Bujumbura. Cela peut être une valeur ponctuelle (annuelle par exemple) ou alors une succession des valeurs pour l'étude de l'évolution d'un paramètre au niveau du bassin versant). Plusieurs méthodes existent. L'une d'elles consiste à faire la moyenne des stations proches du bassin versant considéré. Cette méthode comporte beaucoup des lacunes. D'une part, il est difficile de déterminer les stations qui doivent être tenu en considération. D'autre part, la contribution de chaque station est fonction de la valeur du paramètre climatique et non de la proximité du bassin versant. Toutes ces préoccupations sont résolues par l'utilisation de la méthode des polygones de Thiessen. Celle-ci permet de déterminer l'espace du bassin versant influencé par chaque station, conduisant au calcul de sa pondération dans la détermination de la valeur globale. Cette méthode a été choisie pour sa convenance particulière aux réseaux de stations pluviométriques spatialement non homogènes. Dans la zone d'étude, elle a notamment déjà été utilisée par Hakiza (2002), pour estimer la pluviométrie des bassins versants.

2.3. Résultats et discussion

2.3.1. Indices climatiques et valeurs extrêmes

2.3.1.1. Indices climatiques

❖ Analyse des précipitations

Pour Bujumbura, le bassin versant a été subdivisé en 7 sous-bassins. En effet, si on considère l'extension de la ville de Bujumbura sur le littoral du lac Tanganyika, on dénombre 7 points d'entrée des eaux drainées depuis les montagnes surplombant la ville. Ces 7 points ont été pris comme exutoires et les bassins versants y relatifs ont été matérialisés. Ils sont désignés du Sud au Nord comme suit :

- Mugere
- Kizingwe
- Kanyosha
- Muha
- Ntakangwa
- Nyabagere-Gasenyi
- Nord

Les 5 premiers sous bassins correspondent chacun à une rivière, à l'exception des deux derniers qui comprennent chacun deux ou trois rivières faisant jonction avant d'arriver à l'exutoire au niveau du lac Tanganyika. Ainsi, le bassin versant Nyabagere-Gasenyi regroupe les rivières Nyabagere et Gasenyi tandis que le bassin versant Nord draine les eaux des rivières Gikoma, Muhunguzi et Muzazi. La Figure 2.2 ci-dessous montre les bassins versants et les polygones de Thiessen montrant la part des stations météorologiques.

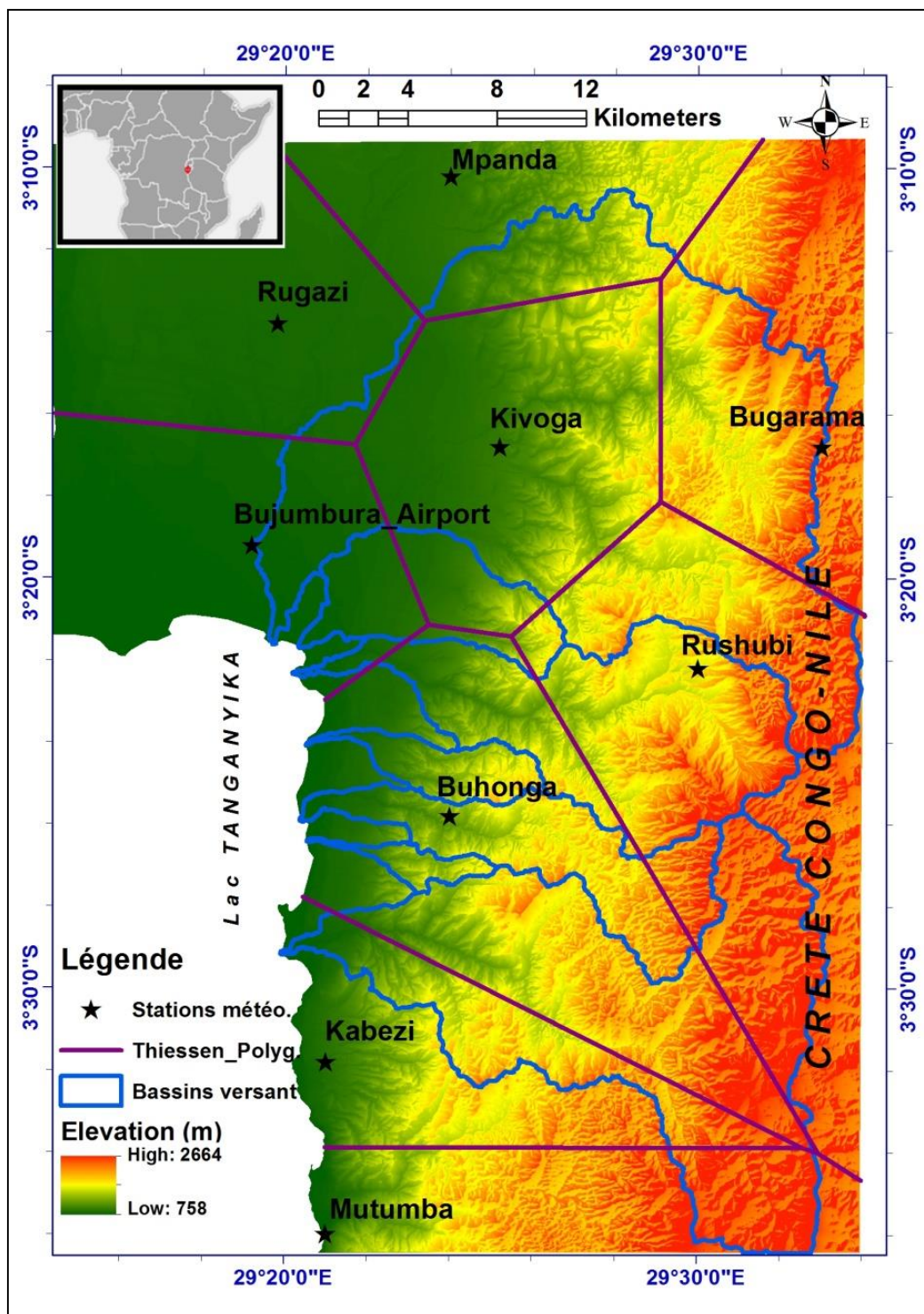


Figure 2.2. Polygones de Thiessen, montrant les stations météorologiques ainsi que les bassins versants correspondant à toutes les rivières traversant la ville de Bujumbura.

Cette technique a permis la détermination des coefficients de pondération correspondant au rapport de la surface mobilisée par une station et de la surface totale du bassin versant concerné. Les valeurs des coefficients sont données au tableau 2.3.

Tableau 2.3. Détermination des coefficients de pondération dans les différents bassins versants.

STATIONS METEO.				BASSINS VERSANTS								
Nom	Long. (°)	Lat. (°)	Alt. (m)	Surf. (km ²)	MUGERE	KIZINGWE	KANYOSHA	MUHA	NTAHANGWA	NYABAGERE- GASENYI	NORD	TOT. BUJUMBURA
					Coefficient de pondération							
Mutumba	29.35	-3.60	971	207.2	0.13							0.03
Kabezi	29.35	-3.53	867	7.1	0.24							0.06
Buhonga	29.40	-3.43	1350	59.4	0.43	1.00	0.82	1.00	0.29	0.07		0.25
Rushubi	29.50	-3.37	1680	17.9	0.21		0.18		0.68	0.11	0.20	0.25
Buj_Aéro.	29.32	-3.32	783	114.0					0.03	0.40	0.08	0.06
Kivoga	29.42	-3.28	877	45.1						0.42	0.40	0.20
Bugarama	29.55	-3.28	2203	354.9							0.20	0.10
Rugazi	29.33	-3.23	1590	780.6							0.02	0.01
Mpanda	29.40	-3.17	890								0.10	0.04

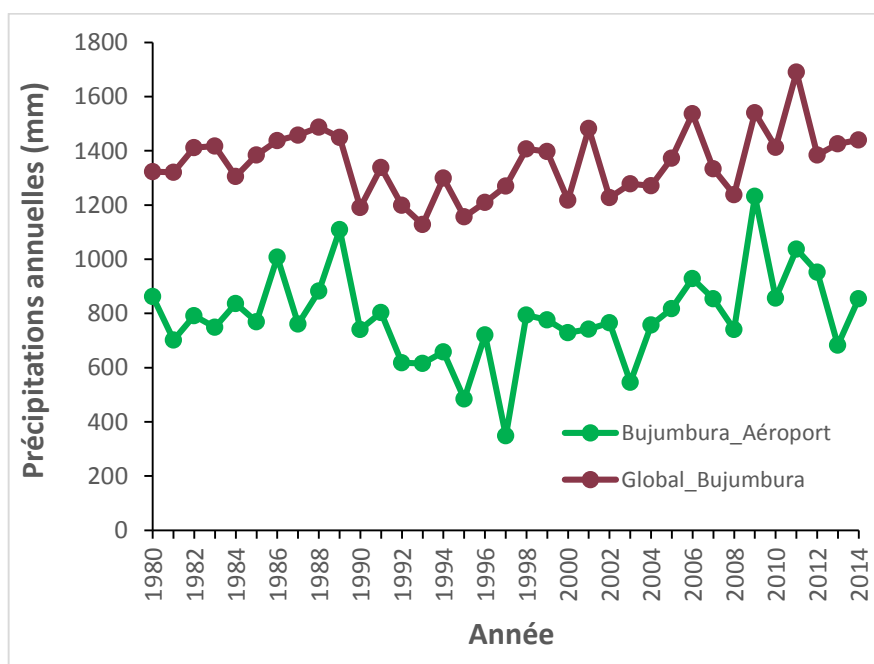


Figure 2.3. Comparaison entre les précipitations annuelles pour les séries de Bujumbura-Aéroport et la pluie globale pondérée.

En termes de pluviométrie annuelle, on remarque que la pluie enregistrée à Bujumbura-Aéroport reste nettement inférieure à celle tenant compte de toutes les stations qui, pour la plupart, sont situées sur la crête Congo-Nil et qui conditionnent la dynamique des rivières de Bujumbura.

Il existe cependant un rapprochement au niveau des tendances globales, bien qu'il existe de nettes différences pour certaines parties de la période 1980-2014.

Les valeurs des indices de précipitations calculées pour Bujumbura-Aéroport et Bujumbura en général (pluie pondérée, considérant les valeurs des autres stations environnantes) sont présentées dans le tableau 2.4. Les valeurs seuils pour les 95ème, 99ème et 99.5ème percentiles sont respectivement 19.2 mm, 31.9 mm et 37.2 mm pour Bujumbura-Aéroport (28.1 mm, 54.2 mm et 61.8 mm pour la pluie pondérée).

Tableau 2.4. Caractéristiques des précipitations à Bujumbura et celles pondérées selon les stations situées sur la crête Congo-Nil, entre 1980 et 2014.

ID	Valeur d'indice		Unités	Tendance	Significativité	
	Bujumbura (en général)	Bujumbura (Aéroport)			Bujumbura (en général)	Bujumbura (Aéroport)
PTOT	1329.0 ± 123.2	786±178.9	[mm]	+	0.80	0.39
JP	187.0 ± 19.0	94.7±15.5	[jours]	-	0.02	0.86
Px1J	95.8±21.7	59.3 ± 16.3	[mm]	+	0.16	0.62
P95p	9.4	4.73	[jours]	+	0.02	0.20
P99p	2.0	0.93	[jours]	+	0.42	0.24
P10 mm	41 ± 7.0	22.8±6.4	[jours]	+	0.13	0.95
P20 mm	9.0 ± 3.0	8.8±3.3	[jours]	+	0.004	0.60
SDII	13.4 ± 2.0	8.1±1.3	[mm/ jour]	+	0.01	0.16

Sur base de la station Bujumbura-Aéroport, la figure 2.4 montre qu'il y a eu un changement en terme du nombre de jours pluvieux au fil des années avec des records remarquables en 1986, 1991, 2006 et 2011 alors que l'année 1997 n'en a connu que très peu.

L'évolution des précipitations journalières maximales enregistrées annuellement au cours de la période 1980-2014 a connu une alternance des minima et maxima, avec une périodicité variable. Ces valeurs oscillent autour d'une moyenne de 59.3 mm (tableau 2.4), avec une valeur remarquablement élevée en 2009. Les années très humides sont 1986, 1989, 2006, 2009 et 2011 (figure 2.4.a). Leur ajustement linéaire révèle une légère tendance à la hausse. Les années particulièrement sèches sont 1995, 1997 et 2003 avec des valeurs significativement faibles par rapport à la moyenne de 786 mm. Selon la figure 2.5, il apparaît que P10 mm et P20 mm n'ont subi aucun changement important.

Cependant, la fréquence des précipitations extrêmes et très extrêmes est en augmentation, bien que celle-ci ne soit pas statistiquement significative.

Hormis la majoration des valeurs, la prise en compte des stations situées sur la crête Congo-Nil a montré en général les mêmes tendances pour les indices climatiques calculés.

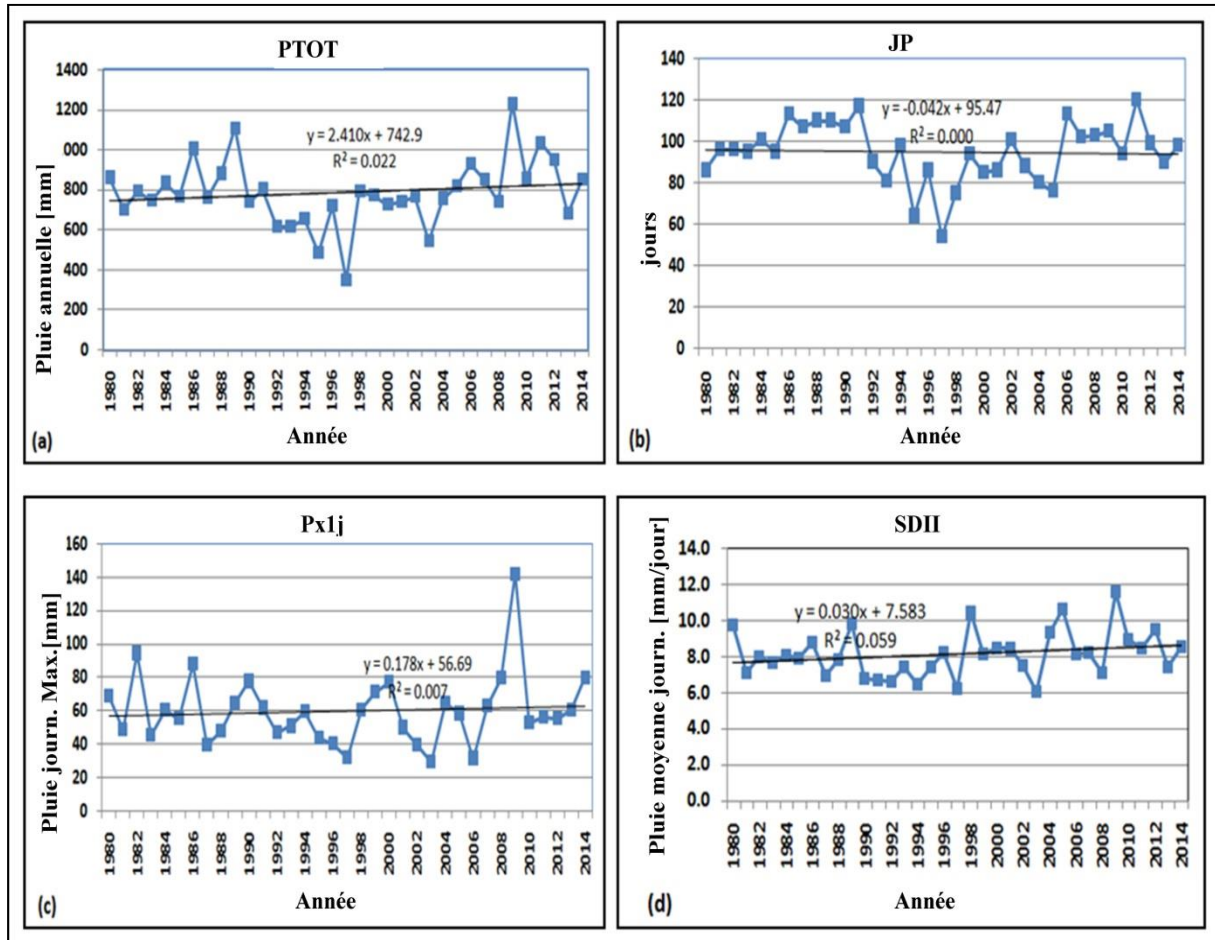


Figure 2.4. Évolution et tendances des précipitations annuelles (PTOT), du nombre annuel des jours humides (JP), des précipitations journalières maximales (Px1J) et de l'indice d'intensité journalière simple (SDII) à Bujumbura-Aéroport entre 1980 et 2014.

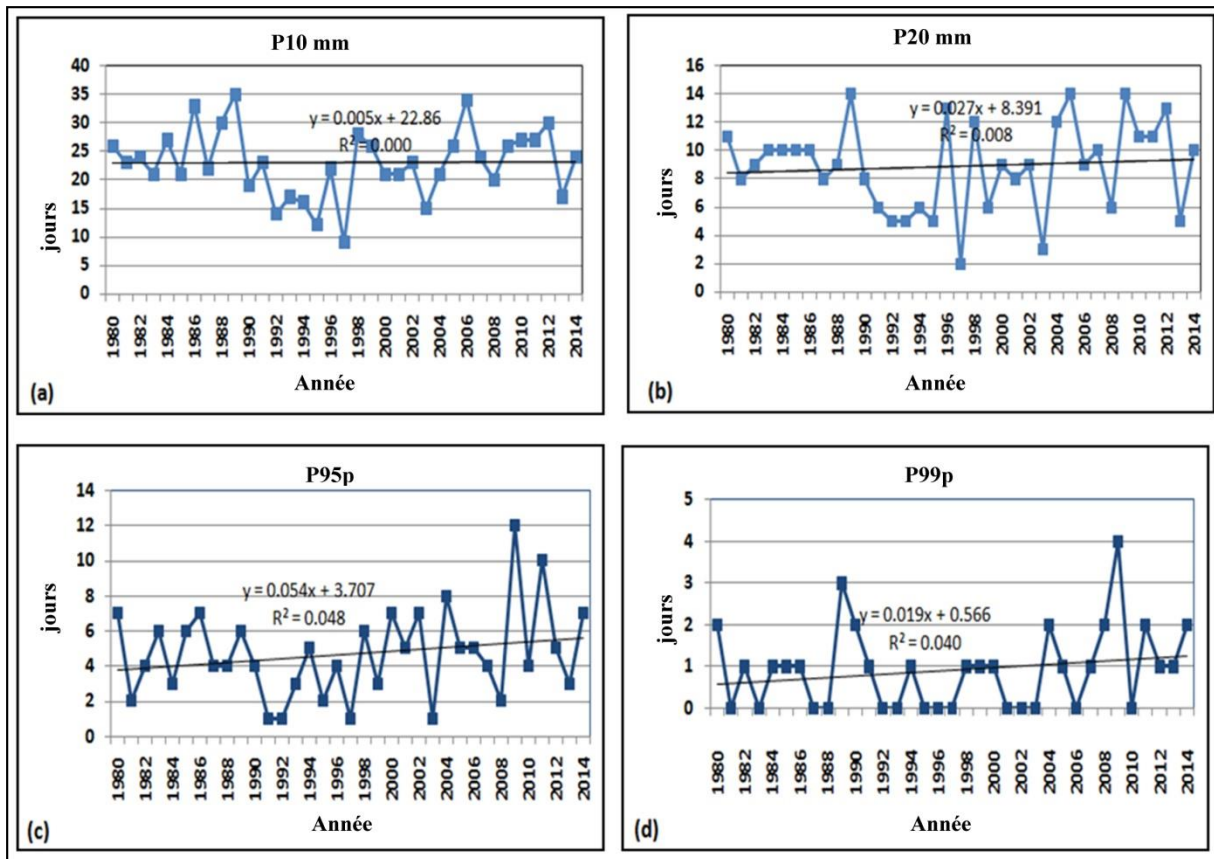


Figure 2.5. Evolution et tendances de : (a) le nombre de jours avec des précipitations ≥ 10 mm (P10 mm) ; (b) le nombre de jours avec des précipitations ≥ 20 mm (P20mm) ; (c) la fréquence des journées très humides (P95p) et (d) la fréquence des précipitations extrêmes (P99p) à Bujumbura-Aéroport entre 1980-2014.

❖ Analyse des températures

Comme le montre la colonne relative au niveau de significativité (Tableau 2.5), l'étude montre des tendances significatives à la hausse pour la température journalière maximale annuelle (Tx1j), le nombre de jours chauds (TX95p) et le nombre de jours extrêmement chauds (TX99p). Des tendances à la baisse ont été observées pour les jours frais et ceux extrêmement chauds (TX5p et TX1p). La variation interannuelle est donnée à la Fig. 2.5. La température maximale annuelle (Tx1j) a une moyenne de 34.2°C .

La figure 2.6 révèle des valeurs élevées de Tx1j en 1997, 2000 et 2006 ; les valeurs les plus basses sont observées en 1983 et en 1989. Le nombre de jours extrêmement chauds (TX99p) a augmenté tout au long de la période 1982-2011 et sa moyenne est d'environ 3 jours de chaleur extrême par an. Des valeurs élevées ont été enregistrées en 1997, 2006 et 2008, tandis que les valeurs les plus faibles ont été recensées en 1983, 1985, 1989, 2002 et 2011. Le nombre de jours extrêmement froids (TX1p) montre une tendance décroissante avec des valeurs maximales en 1988 et 2001. Sa moyenne est d'environ 4 jours extrêmement froids / an. Les valeurs seuils pour TX1p, TX5p, TX95p et TX99p sont respectivement de 25.1°C , 27.1°C , 32.5°C et 33.6°C .

Tableau 2.5. Caractéristiques de la température enregistrée à la station Bujumbura-aéroport entre 1982 et 2011.

ID	Valeur d'indice	Unités	Tendance	Significativité
TX1j	34.2 ± 0.79	[°C]	+	0.015
TX1p	4.0	[Jours]	-	0.74
TX5p	19.9	[Jours]	+	<0.01
TX95p	16.8	[Jours]	+	<0.01
TX99p	3.0	[Jours]	+	<0.01

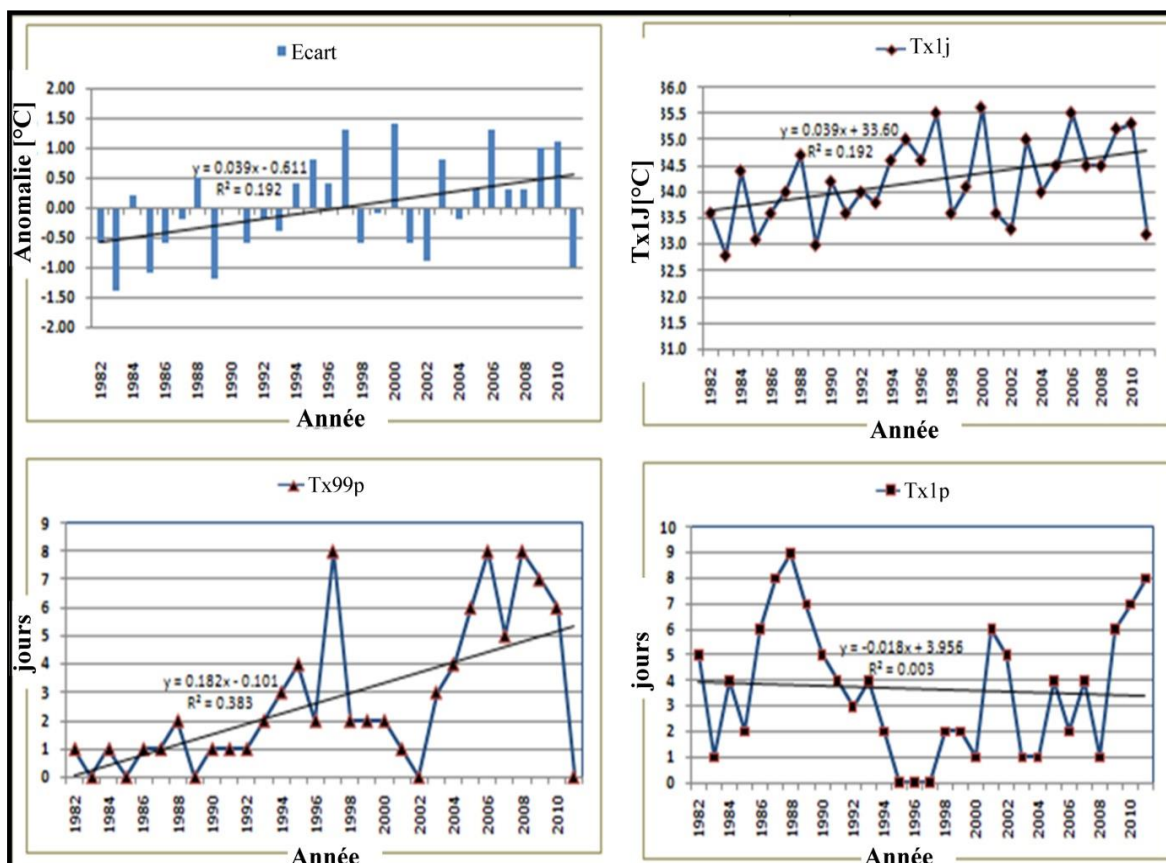


Figure 2.6. Évolution et tendances de la déviation de la température maximale annuelle, de la température maximale annuelle (TX1j), du nombre de jours extrêmement chauds (TX99p) et du nombre de jours extrêmement froids (TX1p) à Bujumbura (1982-2011).

2.3.1.2 Valeurs extrêmes

La caractérisation de la fréquence des événements extrêmes est réalisée sur la base des statistiques au sujet des précipitations et de la température. Il apparaît que les valeurs pour les différentes périodes de retour correspondent à une distribution logarithmique. La figure 2.7a ci-dessous montre des seuils matérialisant les limites des événements pluvieux anormaux, très anormaux et exceptionnels, pour chacune des 3 séries étudiées. Ils reflètent, en effet, les valeurs de la lame d'eau précipitée correspondant respectivement à 6 ans, 10 ans et 30 ans de période de retour.

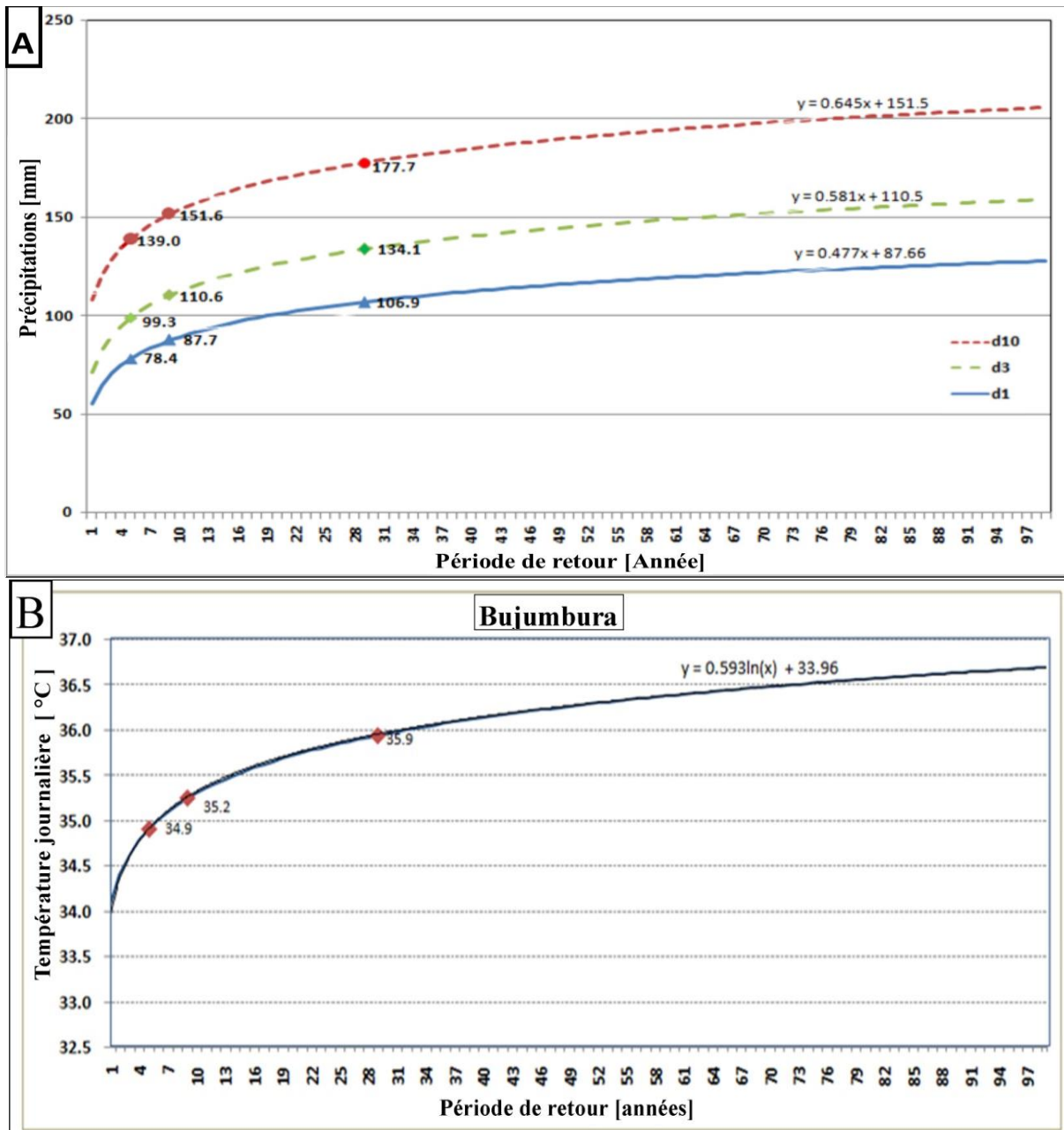


Figure 2.7. a. Période de retour pour les séries de précipitations journalières (d1), d3 et d10 à Bujumbura (1985-2014) ; b. Période de retour de la température quotidienne à Bujumbura (1982-2011).

Comme cela a été fait pour les précipitations, il est nécessaire de déterminer des seuils pour caractériser la fréquence des températures extrêmes (Figure 2.7b). Les valeurs de température correspondant à 6 ans, 10 ans et 30 ans de période de retour sont respectivement : 34.9 ° C, 35.2 ° C et 35.9 ° C.

2.3.2. Rôle des valeurs extrêmes dans la genèse et les conséquences des inondations : réalité ou illusions ?

Pour les précipitations, l'analyse annuelle donne une image globale des changements de 1985 à 2014. Les valeurs telles qu'elles sont décrites ci-dessus n'ont pas montré de grandes variations inter-annuelles. Dans notre cas, bien que non statistiquement significatifs, il est important de souligner que tous les indices, à l'exception du nombre de jours de pluie (JP), ont eu une tendance à la hausse. Le degré de significativité reflète les valeurs (amplitude) et leur fréquence relative. Ainsi, certaines valeurs individuelles élevées peuvent ne pas avoir une grande influence sur la valeur p . Par conséquent, étant donné la tendance générale à la hausse, la détermination des valeurs seuils est très importante pour caractériser puis classer chaque valeur individuelle de précipitation enregistrée dans une période correspondant à un événement d'inondation majeure. Cela a donné des informations supplémentaires. Le tableau 2.6 fournit une meilleure compréhension des résultats basés sur la série d'observation initiale et les séries cumulatives d3 et d10.

Tableau 2.6. Nombre d'événements pluviométriques extrêmes pendant les périodes où les inondations catastrophiques ont eu un impact sur Bujumbura. (A : événement anormal, TA : événement très anormal, E : événement exceptionnel).

DATES	NOMBRE MENSUEL D'ÉVÉNEMENTS EXTREMES								
	Selon la série initiale			Selon la série d ₃			Selon la série d ₁₀		
	A	TA	E	A	TA	E	A	TA	E
Avril 1986	0	1	0	0	2	0	2	0	0
Avril 1989	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Décembre 2006	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Janvier 2007	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Juin 2008	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mai 2009	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Novembre 2009	0	0	1	0	0	3	0	1	9
Décembre 2009	0	0	1	0	2	1	0	7	1
Janvier 2010	0	0	0	0	0	0	2	2	0
Février 2010	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Février 2014	1	0	0	0	0	0	0	0	0

Seuls 5 des 11 cas d'inondations (45.5%) mentionnés ci-dessus peuvent être expliqués par le caractère extrême des précipitations. Ainsi, les valeurs des limites calculées montrent que certains cas d'inondations (avril 1986, novembre 2009, décembre 2009 et février 2014) se sont produits dans un contexte de précipitations quotidiennes extrêmes. Toutefois, celles de janvier 2010 sont relatives aux extrêmes pluviométriques dans les séries d3 et d10 (donc au cumul, c'est-à-dire à la succession des jours relativement humides).

Il est crucial de comprendre que seules les valeurs extrêmes données par les analyses basées sur les séries initiales du tableau 2.6 (1ère, 2ème et 3ème colonnes) correspondent aux précipitations enregistrées à Bujumbura entre 1980 et 2014. Les autres valeurs des séries dérivées représentent des seuils anormaux en termes de valeurs cumulatives rendant possible l'inondation dans le bassin versant. Par exemple, en décembre 2009, sur base de la série d10, le système a enregistré 8 valeurs qui prouvent qu'il était possible de subir des inondations selon le principe d'accumulation des précipitations, mais ces valeurs sont toutes liées à un seul événement de précipitations extrêmes. De même, en janvier 2010, aucune quantité de pluie journalière extrême n'a été enregistrée, tandis que l'analyse des précipitations décadaires (d10) a détecté 2 cas de précipitations cumulatives anormales et 2 cas de pluies très anormales.

Par conséquent, le calcul des séries d3 et d10 est très important, car celles-ci peuvent détecter certains détails qui ne sont pas nécessairement évidents à travers les séries de précipitations quotidiennes. Les effets des précipitations cumulées peuvent s'expliquer par la superposition des hydrogrammes générés (pour les pluies successives suffisamment rapprochées dans le temps) ou soit par la saturation du sol qui augmente le ruissellement.

Les inondations ne sont pas toujours expliquées par l'anomalie des valeurs des précipitations sur une période relativement courte. Parfois, un léger changement après une longue période de précipitations normales peut entraîner des inondations catastrophiques. C'est le cas d'avril 1989 et de mai 2009 où aucune valeur journalière ou au niveau des décades n'a dépassé le seuil normal des précipitations, mais l'analyse montre un contexte d'une année très humide. Selon les valeurs enregistrées à Bujumbura-Aéroport, les années 2009 et 1989 occupent respectivement la première et la deuxième position en termes de précipitations totales (1231,7 mm et 1108,8 mm respectivement, alors que la moyenne est de 786 mm). Les 2 années demeurent parmi les plus humides si on considère la pluie moyenne pondérée, sur base des autres stations environnantes (1540.9 mm et 1449.9 mm respectivement, alors que la moyenne est de 1329 mm). Cependant, 54.5% des inondations étudiées n'étaient pas susceptibles d'être expliquées sur la base de l'un des paramètres calculés dans cette étude. La figure 2.8 donne un aperçu de la situation.

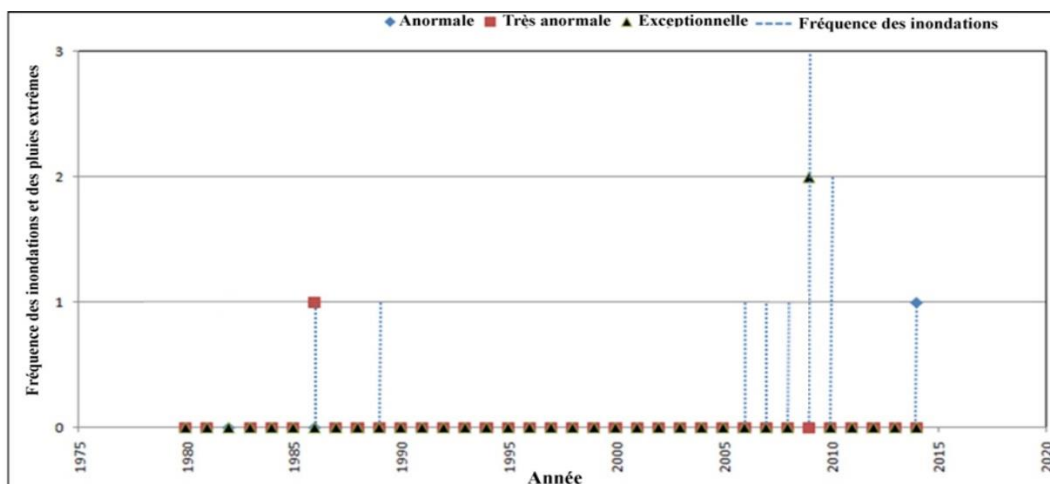


Figure 2.8. Évolution de la fréquence des précipitations extrêmes et des inondations à Bujumbura (1980-2014).

Sur les 11 inondations analysées, 2 se sont déroulées dans un contexte climatique exceptionnel (≥ 30 ans de période de retour), 1 dans un contexte très anormal (période de retour ≥ 10 ans et <30 ans) et 1 dans un contexte anormal (période de retour ≥ 6 ans et <10 ans), si on considère la série journalière d1.

Depuis 2006, certaines inondations se sont produites même en l'absence de pluies extrêmes (exemples : 2006, 2007, 2009). Cela révèle que d'autres facteurs liés à la vulnérabilité doivent être analysés. Thibon (2005) et le rapport de l'IGEBU (2006) mentionnent que la population de Bujumbura est passée de 60 000 habitants en 1962 à 500 571 en 2005. La forte croissance démographique (Thibon, 2005 et IGEBU, 2006) affecte fortement le risque d'inondation, particulièrement dans le contexte africain tel que mentionné par Li et al. (2016). L'illustration donnée plus haut dans la figure 1.7 met en exergue la pression démographique et l'installation progressive des habitations près des rivières, augmentant ainsi leur niveau d'exposition.

Une telle situation produit un double effet sur le risque d'inondation : augmentation du ruissellement (par imperméabilisation des espaces) et la vulnérabilité (en augmentant l'exposition aux inondations). D'autres facteurs peuvent être l'expansion rapide de la ville vers les zones périphériques et la déforestation dans les zones rurales. Cela nous permet de confirmer qu'à côté des fortes pluies, d'autres facteurs augmentent le risque d'inondation. Outre le changement climatique, l'augmentation de l'exposition contribue à l'augmentation du niveau de risque. Dans le même ordre d'idées, le chapitre 4 présente une évaluation de l'influence des autres aléas naturels dont les glissements de terrain sur le risque d'inondation.

2.4. Validité et limites des résultats

Malgré toute l'attention accordée à l'analyse des données, certaines sources d'incertitudes ne peuvent pas manquer. On citerait par exemple des erreurs émanant des processus d'interpolation des données pour combler les vides dans les séries d'observation. Cela n'est pourtant pas jugé comme compromettant au rendu final des résultats qui, eux, visent une information axée sur les tendances globales.

Mais dans tous les cas, la rigueur des méthodes offre des résultats robustes de qualité suffisante pour aboutir aux conclusions permettant d'appréhender l'évolution des paramètres climatiques et leurs impacts sur les risques naturels et leurs conséquences dans la région.

2.5. Conclusion partielle

Nous avons exploré les tendances des précipitations et des températures extrêmes enregistrées à Bujumbura ainsi que leurs impacts sur les inondations et leurs conséquences. Conformément au rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 2014), l'analyse des valeurs extrêmes a révélé une tendance générale à la hausse, en particulier pour la température. Cependant, cette tendance n'était pas particulièrement significative pour les précipitations et seulement 45,5% des cas d'inondations catastrophiques à Bujumbura ont été causés par des précipitations extrêmes. Le reste est attribué à d'autres facteurs : la saturation du sol due à l'effet cumulé des pluies journalières successives (9%), la déforestation en amont des bassins versants urbains, la démographie galopante et les défauts d'aménagement.

Sur base des résultats obtenus pour Bujumbura et compte tenu du contexte géographique et topographique de toute la zone d'étude, il est clair que les décideurs doivent rester conscients des liens directs entre les plans d'aménagement urbain et les inondations. Par conséquent, des efforts devraient être faits pour promouvoir une planification tenant compte des conditions environnementales afin de réduire la vulnérabilité aux inondations. L'analyse de l'impact de la forte augmentation démographique et de l'imperméabilisation des espaces sont également des paramètres à explorer davantage pour prévenir les catastrophes naturelles.

Concernant les conséquences des inondations, les résultats ont montré des impacts négatifs sur la santé humaine, étroitement liés à l'augmentation significative des températures extrêmes. Des mesures doivent être prises pour éviter de graves problèmes de santé après les inondations. Celles-ci concernent notamment les mesures permettant d'éviter toute création des étangs de stagnation des eaux.

Les inondations s'accompagnent souvent des épidémies des maladies des mains sales, suite aux conditions de promiscuité qu'elles induisent.

Les conclusions de ce chapitre, quoi que partielles, posent déjà les premières bases vers une compréhension du quadruplet « précipitations-démographie-aménagement-inondations ». Certes, d'autres chapitres permettront d'élargir les dimensions de ce groupe d'analyse, enrichissant ainsi les discussions qui feront objet du chapitre 6. C'est pour cette raison que le chapitre suivant (chapitre 3) posera sa contribution en intégrant une cinquième dimension, les glissements de terrain.

III. ANALYSE SPATIALE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Ce chapitre est basé en partie sur les résultats relatifs aux facteurs de susceptibilité aux aléas naturels, ayant fait objet de présentation dans la communication “ *Analysis of migration in a multi-risk context* ”, publiée dans les actes de *American Association of Geographers, AAG-2017 Annual Meeting*, tenue du 05 au 10 Avril 2017, à Boston, Massachussetts/USA.

Le doctorant s’est fortement impliqué tant dans la collecte et le traitement des données afférentes aux facteurs de susceptibilité que dans la préparation de la communication dont il a assuré lui-même la présentation.

3.1. Introduction

Ce chapitre vient en complément des précédents pour donner une lumière au sujet des glissements de terrain. En effet, les glissements de terrain sont parmi les plus coutants des risques naturels en termes de pertes tant économiques qu’en vies humaines. Des milliards de dollars de dommages et des milliers de décès sont annuellement occasionnés par les glissements de terrain à l’échelle mondiale (Robinson et Spieker, 1978 ; Nilsen et al., 1979 ; Dilley et al., 2005 ; Lu et al., 2007 ; Budimir et al., 2015). A l’échelle africaine, les glissements de terrain sont également classés parmi les risques naturels les plus meurtriers (Guha-Sapir et al., 2017, Broeckx et al., 2018).

Dans un but prédictif, les collectivités ont toujours été confrontées au besoin de pouvoir reconnaître des zones présentant un risque potentiel d’être touché par les glissements de terrain. En effet, bien que comme pour les autres aléas naturels, l’homme ne peut que très peu faire pour en éviter l’occurrence, cette connaissance peut aider au moins dans la prise des mesures, notamment **en évitant de s’installer dans les zones à haut risque**. Cette nécessité est notamment manifeste dans les conclusions de Moeyersons et al. (2004) qui disait ceci : «*Une première étape pour rendre Bukavu plus sûre consiste à prendre en compte les contraintes géomorphologiques et géotechniques posées par les failles et les glissements de terrain actifs à Bukavu et à proximité, et à guider le nouveau développement urbain dans les zones à risque réduit*». ²

Ces recommandations peuvent, dans une certaine mesure, être généralisables dans les autres villes de la sous-région. Dans le cas des glissements de terrain, la connaissance préalable du niveau de risque pour différentes zones peut se faire en dressant les cartes de susceptibilité.

² Traduit de l’anglais depuis Moeyersons et al. (2004).

Ainsi, comme le reconnaît Zêzere et al. (2017), les cartes de susceptibilité aux glissements de terrain sont d'une importance capitale pour l'aménagement du territoire et pour la sécurité publique.

Dans cette perspective, des méthodes ont été développées pour répondre à ce besoin. Cela passe par le calcul de la susceptibilité. Bien qu'il en existe différentes définitions, la susceptibilité aux glissements de terrain renvoie toujours à une connaissance anticipée des zones beaucoup plus favorables à l'occurrence des glissements de terrain que d'autres. Ainsi, pour certains auteurs, la susceptibilité aux glissements de terrain exprime la probabilité d'occurrence des glissements de terrain en tout point d'une zone donnée sur base des conditions locales du terrain (Guzzetti, 2006 ; Fell et al., 2008 ; Corominas et al., 2014). La susceptibilité quantifie donc le degré auquel un terrain donné peut être affecté par un futur mouvement (instabilité) de pente (Reichenbach et al., 2018). Ces conditions locales sont désignées sous le nom de facteurs *de prédisposition*. Ainsi, cela permet l'estimation de savoir « où ? » les glissements de terrain sont susceptibles de se produire.

Dans la région d'étude, des travaux sur la susceptibilité aux glissements de terrain ont déjà été réalisés (Nsengiyumva et al., 2018 ; Nibigira et al., 2015 ; Kubwimana et al., 2018 ; Butara et al., 2015). Toutefois, les résultats du calcul de susceptibilité dépendent de plusieurs paramètres qui en déterminent l'efficacité. Le premier élément c'est l'échelle d'analyse, renvoyant à la taille de la zone d'investigation. En effet, la susceptibilité étant liée aux facteurs de prédisposition, il y a lieu de considérer que les contributions relatives de chaque facteur varient d'une région à l'autre. Le deuxième élément à prendre en considération est la méthodologie appliquée dans l'évaluation de la susceptibilité. Le nombre, la nature et la qualité des variables tenues en considération peuvent également produire des détails différents selon le cas. Pour une zone souvent confrontée aux effets des glissements de terrain, cette étude s'avère donc d'une nécessité très marquée, en complétant les résultats des études locales antérieures par une mise en lumière de la susceptibilité aux glissements de terrain à l'échelle sous-régionale. Cela permettra d'enrichir le niveau de connaissance, en discutant de l'efficacité des méthodes, de l'échelle d'analyse et des facteurs de prédisposition considérés.

Cette partie sert également de base pour une analyse beaucoup plus poussée, particularisant cette susceptibilité au réseau hydrographique, le thème central du présent travail de recherche.

3.2. Données, outils et méthodes

3.2.1. Inventaire des glissements de terrain

Les méthodes utilisées pour inventorier les glissements de terrain sont variées et se regroupent en deux grands groupes. Le premier concerne les travaux d'identification des glissements sur base des observations directes sur terrain. Les contours des instabilités sont alors enregistrés en notant les coordonnées géographiques (généralement la longitude et la latitude) de chacun des points caractéristiques. La détermination de ces coordonnées est facilitée par l'usage des outils modernes de cartographie comme les GPS (de l'anglais « Global Positioning System », qui signifie littéralement « système de positionnement global »).

L'usage du GPS offre des avantages particuliers grâce au téléchargement aisé des données et leur usage direct dans les outils du Système d'Information Géographique (SIG). Cette méthode d'inventaire est efficace pour des zones relativement petites et faciles d'accès.

Le deuxième groupe concerne les méthodes basées sur la télédétection qui consiste en une analyse des images reçues à distance au moyen des satellites ou par des capteurs aéroportés. Par cette méthode, les contours des glissements sont digitalisés à partir de l'interface de visualisation d'un outil SIG.

Le logiciel Google Earth rentre également dans cette catégorie. Il offre également l'avantage de pouvoir réaliser une analyse diachronique en suivant l'évolution du contour du glissement de terrain pour différentes scènes correspondant à des périodes différentes. Cela est un atout particulièrement intéressant lorsqu'on veut prendre en compte certains aspects comme la période de réactivation des glissements de terrain.

La digitalisation des contours sur base des produits de la télédétection peut également se faire manuellement, en suivant les contours observés au moyen d'une vue en trois dimensions (3D) réalisée à l'aide d'un stéréoscope ou des lunettes 3D.

Il existe aussi des méthodes de détection automatique des glissements de terrains qui se basent sur des algorithmes implémentés et qui utilisent en entrée les produits de la télédétection (les images satellites par exemple).

Pour des zones relativement grandes ou difficiles d'accès, la méthode basée sur la télédétection s'avère incontournable pour une étude effective des glissements de terrain. Toutefois, pour beaucoup plus d'efficacité, les deux méthodes se complètent. Par exemple, le travail d'identification des glissements sur terrain peut être utile, pour valider (confirmer ou nier) l'existence des instabilités dont l'identification au moyen de la télédétection n'a pas été clairement convaincante (confusion des glissements de terrain aux détails liées à l'action anthropique dont les techniques culturelles, les courbes de niveau, etc.).

Ainsi, à cause de la situation de la zone d'étude à cheval sur la vallée du Rift Est Africain et qui lui confère des pentes souvent abruptes, nous avons opté pour l'usage d'une procédure mixte, combinant à la fois des observations de terrain et des techniques de télédétection.

Certains glissements de terrain ont été identifiés sur base des photographies aériennes (1957, 1958, 1981), des images IKONOS produites en 2005, des images Landsat, des ortho-photos et des images PLEIADES de 2011. Les images satellites disponibles sur l'application Google Earth ont également été utilisées.

D'une part, elles ont permis de découvrir des glissements de terrain récents. D'autres parts, elles ont été d'une grande utilité pour valider les glissements de terrain visibles sur les anciennes photos aériennes et pour certains, en suivre l'évolution. Google Earth a été d'une grande utilité en offrant une vue multi-temporelle de certaines instabilités pour une analyse beaucoup plus documentée. Les fortes précipitations accompagnées souvent des brouillards et une forte nébulosité et la présence d'une végétation parfois très dense, peuvent dissimuler totalement ou partiellement certaines instabilités de terrain.

C'est pour cela que des travaux de terrain ont été réalisés pour combler ces lacunes, en validant la présence et la taille de certains glissements sur place.

Ce fût aussi une occasion pour des prospections sur terrain pour comprendre d'avantage des mécanismes de formation et le contexte de certains glissements-clés. La phase d'inventaire des glissements de terrain a bénéficié d'une forte collaboration des autres institutions. Nous faisons mention notamment au Musée Royal d'Afrique Centrale (MRAC) basé à Tervuren qui nous a fourni une bonne base de données constituée essentiellement d'images satellites et de photos aériennes. Le projet GéoRisCA a également appuyé cette phase, notamment en partageant une bonne partie des inventaires des glissements de terrain. Certains détails notés avec des équipes mixtes lors des travaux de terrain dans le cadre de ce projet ont été pris en considération.

3.2.2. Méthodologie de calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain

3.2.2.1. Les méthodes

Il existe plusieurs techniques quantitatives pour étudier la susceptibilité aux glissements de terrain. Les unes se basent sur une approche qualitative (approches heuristiques, la cartographie géomorphologique directe, etc.) et sont fondées sur une connaissance personnelle du chercheur qui évalue la susceptibilité (Wan, 2009). D'autres sont plutôt quantitatives. Dans cette dernière catégorie se trouvent par exemple les méthodes statistiques (Suzen et Doyuran, 2004) et les méthodes déterministes (Lee et al., 2004).

Les méthodes statistiques prennent de plus en plus le devant de la scène de calcul de susceptibilité. Celles-ci se basent sur des analyses statistiques en considérant chaque facteur de prédisposition comme une variable.

Selon l'approche utilisée, on distingue les analyses statistiques bivariées et les méthodes statistiques multivariées (Budimir et al., 2015). Les premières étudient les variables deux à deux en visant la détermination de la nature et la grandeur des liens entre elles. La détermination de ces liens se réalise également au moyen de différentes méthodes, selon que les variables concernées sont quantitatives (l'analyse des coefficients de corrélation, par exemple) ou catégorielles (la méthode de l'écart à l'indépendance, par exemple).

Le coefficient de corrélation est donné par la formule 3.1 :

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_{x_i} \sigma_{y_i}} \quad (3.1)$$

Cette valeur doit appartenir à l'intervalle [-1, +1]. La valeur absolue proche de zéro indique l'absence de liaison ou liaison faible tandis que celle proche ou égale à 1 symbolise une forte liaison entre les variables. Un coefficient de corrélation négative signifie une liaison négative entre deux variables, par opposition au signe « + » qui indique une liaison positive (variation de même sens).

Dans le cas particulier de calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain, les couples de variables peuvent être formés en comparant une variable caractérisant les glissements de terrain (variable expliquée) et chacune des variables représentant les différents facteurs de prédisposition (variable explicative). La présence d'une corrélation implique une possible expression de la variable expliquée en fonction de la variable explicative au moyen d'une liaison linéaire.

Dans ce groupe, la méthode basée sur les indices des glissements de terrain est la plus largement utilisée (Van Westen et Soeters, 2003 ; Castellanos Abella et Van Westen, 2007). La méthode compare chaque variable représentant le facteur de prédisposition à la distribution des glissements de terrain. Des poids sont attribués aux différents facteurs selon plusieurs techniques dont par exemple, la méthode des fonctions de favorabilité (Tangestani, 2009) et les méthodes matricielles (Fernandez et al., 1999 ; Irigaray et al., 2007).

Les analyses statistiques multivariées quant à elles impliquent, en même temps, les interdépendances entre les variables explicatives représentant la prédisposition aux glissements de terrain et la variable caractérisant les instabilités (variable expliquée ou dépendante). Zezere et al (2017) dénombre parmi ces analyses la régression logistique (telle qu'on la retrouve par exemple dans Felicísimo et al., 2012 ; Das et al., 2010 ; Gorsevski et al., 2006), les méthodes dites « forêts aléatoires » (Goetz et al., 2015) qui sont des méthodes qui permettent d'obtenir des modèles prédictifs pour la classification ainsi que l'analyse discriminante (Lee et al., 2008) ainsi que l'analyse factorielle (Ercanoğlu et al., 2004).

Ainsi, dans tous les cas, la mise en jeu d'un côté subjectif à travers notamment le niveau de compréhension du phénomène de chaque expert à l'échelle de la zone d'étude et de son expérience personnelle. Cet aspect est très important, non seulement dans le choix de la méthode appropriée, mais aussi et surtout dans l'appréciation et la validation des résultats.

Par ailleurs, il n'existe pas de critères standards strictement appliqués dans le choix des variables (Ayalew and Yamagishi, 2005). Leur détermination, impliquant une connaissance rigoureuse et logique du terrain restent l'apanage de chaque chercheur (Budimir et al. 2015).

3.2.2.2. Méthodes de production des cartes thématiques de susceptibilité

L'une des méthodes utilisées dans le calcul de susceptibilité est la méthode statistique basée sur le calcul de l'indice de susceptibilité (Chalkias et al., 2014). Elle utilise la fréquence des glissements de terrain dans chacune des classes d'un facteur de prédisposition faisant objet d'une carte thématique. Pour chaque catégorie j du facteur de prédisposition i , l'indice de susceptibilité $LSI_{i,j}$ (de l'anglais « Landslide Susceptibility Index ») est donné par l'équation 3.2 comme suit:

$$LSI_{i,j} = \ln\left(\frac{N_{i,j}}{A_{i,j}} / \frac{N_T}{A_T}\right) \quad (3.2)$$

Avec $N_{i,j}$ le nombre de glissements de terrain dans la catégorie j du facteur i , $A_{i,j}$ la surface de cette catégorie, N_T le nombre total des glissements de terrain et A_T la surface totale de la zone d'étude.

Il existe aussi une autre approche basée sur le calcul des poids, désignée souvent par WHOE (de l'anglais *Weights Of Evidence*). Cette méthode, basée sur la loi de Bayes et introduite dans les analyses spatiales par Frederik Agterberg, est fondée sur le calcul de deux poids distincts (Agterberg et al., 1990 ; Bonham-Carter, 1994 ; Agterberg et Cheng, 2002 ; Van Westen et al., 2003 ; Armas, 2012). Le poids positif W^+ est donné par la relation :

$$W^+ = \ln \frac{P(F | Af)}{P(F | \bar{A}f)} \quad (3.3)$$

Avec $P(F | Af)$ le quotient de la surface des glissements dans la classe i sur la surface totale des glissements ; $P(F | \bar{A}f)$ égale au quotient de la surface des zones stables dans la classe i et la surface totale des zones stables.

$$W^- = \ln \frac{P(\bar{F} | Af)}{P(\bar{F} | \bar{A}f)} \quad (3.4)$$

Avec $P(\bar{F} | Af)$ étant le quotient de la surface des glissements dans les autres classes sur la surface totale des glissements ; $P(\bar{F} | \bar{A}f)$ étant égale au quotient de la surface des zones stables dans la classe i et la surface totale des zones stables.

Les poids W^+ et W^- permettent d'évaluer les corrélations respectives entre la présence d'une ou non d'une variable donnée et les glissements de terrain. Les valeurs élevées de W^+ et W^- signifient une forte corrélation positive et négative respectivement (voir tableau 3.1).

Tableau 3.1 : Signification des différentes valeurs de W^+ et W^- .

Valeur du poids	Signification	
	Pour W^+	Pour W^-
Positif	La présence du facteur est favorable aux glissements de terrain	L'absence du facteur est favorable aux glissements de terrain
Négatif	La présence du facteur n'est pas favorable aux glissements de terrain	L'absence du facteur n'est pas favorable aux glissements de terrain
Elevé	Facteur utile dans la carte de susceptibilité	
Faible (proche de zéro)	Facteur sans ou en faible liaison avec les glissements de terrain	

La méthode définit par la suite une valeur de contraste, notée C , définit par la relation suivante :

$$C = W^+ - W^- \quad (3.5)$$

La différence obtenue entre les poids (C) fournit une mesure du degré de corrélation entre chaque variable et les glissements de terrain (Barbieri et Cambuli, 2009 ; Armas, 2012). La susceptibilité est alors donnée par la somme des cartes factorielles individuelles.

La littérature propose d'autres méthodes basées sur la densité, opérant également sur base des classes de chacune des cartes thématiques. C'est par exemple celle tenant compte d'une densité mise à l'échelle (Chung et Fabbri, 2003). Elle consiste en le calcul, pour chaque classe d'un facteur donné, d'une densité notée Dm et obtenue à l'aide de la relation :

$$Dm = \frac{q}{r} / \frac{\alpha}{t} \quad (3.6)$$

Avec q le nombre de pixels correspondant aux glissements de terrain dans cette classe pour le facteur donné, r le nombre total de pixels des glissements de terrain dans toute la zone d'étude, α le nombre total de pixels de cette classe dans toute la zone d'étude et t le nombre total de pixels de la carte thématique.

On se rend compte que les différentes méthodes proposées partagent certaines analogies. Ainsi, la méthode d'indice de susceptibilité utilisée par Chalkias et al. (2014) (cfr. Eq.3.2) est quasi la même que celle donnée par l'équation 3.6 (Chung and Fabbri, 2003). L'unique différence est que la première utilise la fréquence (nombre de cas) pour caractériser les glissements de terrain et la surface pour caractériser les classes et la zone totale d'étude tandis que la dernière méthode utilise le nombre de pixels pour caractériser chacun de ces 3 éléments. Le choix entre la méthode est évidemment assez délicat, la fréquence et le nombre de pixels donnant tous l'ampleur des glissements de terrain.

Cependant, si les méthodes basées sur la fréquence ne peuvent pas causer de problèmes majeurs pour la plupart des facteurs surtout environnementaux qui varient moins localement, elles peuvent toutefois être délicates par exemple pour les glissements s'étendant sur deux classes différentes. Il devient alors difficile de savoir à quelle classe appartient le glissement de terrain et il ya risque de le compter deux fois et occasionner des redondances dans le calcul de susceptibilité.

Il est vrai que l'on peut utiliser des centroïdes pour trancher de l'appartenance d'un glissement de terrain à telle ou telle autre des classes contigües, mais on a aussi tendance à sous-estimer la présence des instabilités pour la classe en dehors de laquelle tombe le centroïde.

C'est pour cette raison que, pour notre étude, nous avons opté pour la méthode basée sur la densité des glissements de terrain.

Considérant que les valeurs trouvées concernent chaque classe d'une carte thématique donnée, la relative prédominance de chaque carte thématique par rapport aux autres reste moins mise en jeu. C'est pourquoi, par la suite, nous avons complété l'analyse par pondération des cartes thématiques.

Pour permettre une comparaison efficace, les valeurs de chaque carte thématique ont été standardisées puis ramenées dans l'intervalle $[0,1]$ à l'aide des fonctions *Fuzzy Membership*, avant d'être soumises à la pondération.

La pondération suppose le calcul préalable des poids qui peut être réalisé de plusieurs façons. Cela peut impliquer des analyses statistiques basées par exemple sur l'ampleur de la liaison entre chaque variable correspondant à une carte thématique donnée et une variable caractéristique donnant une quantification des glissements de terrain. Cette dernière peut être exprimée soit en termes de surface ou en nombre de pixels ou soit alors sous forme de densité des glissements de terrain.

Pour cette étude, nous avons simplement fait usage d'une méthode particulière, la méthode de Saaty (Saaty, 1980 ; Marrapu et Jakka, 2014) qui est employée dans les processus analytiques hiérarchisés.

3.2.2.3. Pondération des cartes thématiques : la méthode de SAATY

La méthode fonctionne comme si on devrait ressortir une classification des cartes thématiques, selon l'ordre d'importance. Ceci rentre évidemment dans notre contexte, cherchant à trouver l'importance et donc le degré de contribution de chaque facteur représenté par sa carte thématique, dans la susceptibilité globale aux glissements de terrain. Ainsi, chaque facteur de prédisposition est considéré comme un critère permettant de décider du degré d'importance de la carte thématique y relative.

La première étape consiste à produire les poids qui sont condensés dans une matrice de comparaison. La matrice comporte m colonnes et m lignes, m étant le nombre de facteurs mis en jeu. Elle ressemble à la matrice de corrélation dans ce sens qu'elle opère une comparaison des facteurs 2 à 2, à la seule différence qu'elle montre clairement le sens de surclassement, prouvant la supériorité / infériorité relative des facteurs formant chaque paire.

Les valeurs accordées à cette comparaison sont choisies sur une échelle de 1 à 9 (Marrapu et Jakka, 2014). Les valeurs 1,3, 5, 7 et 9 correspondent respectivement à un critère aussi important, légèrement plus important, plus important, fortement plus important et absolument plus important qu'un autre critère à qui il est comparé. Le détail de cette attribution des valeurs est fourni dans l'annexe A3.1.

Par la suite, la matrice est normalisée en égalisant chaque colonne à l'unité. Cela signifie donc que chaque valeur de la nouvelle matrice normalisée représente la fraction de l'ancienne valeur par rapport à la somme de la colonne. Finalement, les poids globaux accordés aux différents critères sont donnés dans un vecteur- colonne dont chaque valeur correspond à la moyenne des lignes de la matrice normalisée.

Le calcul des poids pour relativiser le degré de participation de chaque carte thématique à la carte globale de susceptibilité peut également se faire au moyen des poids globaux tels que utilisés par Cevic et al. (2003) et Oztekin et al. (2005) sur base des valeurs minimales et maximales des cartes factorielles.

Bien que cette méthode, fait intervenir a priori la position de l'expert sur les liens entre chaque paire de facteur, elle se montre plutôt bénéfique du fait qu'elle part des réalités de supériorités entre les critères 2 à 2 et offre un score final intégrant déjà les relations de chaque facteur par rapport à tous les autres.

La construction de la matrice initiale permet à l'expert une certaine auto-évaluation et lui offre une possibilité d'éviter des inconsistances.

En effet, si un critère A surclasse un autre critère B avec une valeur 3 et C avec une valeur 5, le décideur remarquera qu'il est incohérent de considérer par exemple que B et C sont de même importance et en tiendra compte dans la définition des relations entre ces derniers.

Les poids fournis par la méthode de Saaty ont été par la suite appliqués aux cartes thématiques par les fonctions *Weighted Overlay* pour produire la carte de susceptibilité.

3.2.2.4. Choix des facteurs de prédisposition

Comme spécifié dans Van Westen, C.J. et al. (2008), la procédure d'évaluation du risque lié aux glissements de terrain doit tenir compte des différents facteurs environnementaux (géologie, lithologie, morphologie, etc.) et des facteurs d'initiation des glissements, l'inventaire des glissements ainsi que les éléments à risque.

Il existe plusieurs facteurs de prédispositions aux glissements de terrain. Statistiquement, on préfère les désigner sous l'appellation de variables, pour éviter toute confusion avec l'analyse factorielle. Suzen et Kaya (2012) a donné une liste quasi-exhaustive des variables qu'il classe en 4 grands groupes. Le premier est le groupe des variables environnementales composé des paramètres anthropogéniques, la position dans le bassin versant, les précipitations et l'occupation du sol. Le deuxième concerne la géotechnique et renferme la texture du sol, l'épaisseur du sol et les autres paramètres géotechniques. Le troisième et avant dernier est le groupe des variables topographiques comportant le drainage, la rugosité de la surface, les indices topographiques, l'altitude, l'orientation de pente, la longueur de pente, l'angle de pente et la courbure de pente.

Enfin vient le groupe des variables géologiques et revoie à tout ce qui est lié à la stratigraphie, les linéaments /failles et la géologie/lithologie.

D'autres auteurs ont également enrichi la littérature, soit en détaillant certains de ces aspects ou en donnant d'autres noms selon leur propre groupement de variables. Ainsi par exemple, Reichenbach et al. (2018), dans sa revue des méthodes statistiques utilisées dans les modèles de susceptibilité, a inventorié jusqu'à 23 classes de variables groupées à leur tour dans 5 thématiques : géologie, hydrologie, occupation du sol, morphologie et les autres cas (détails dans l'Annexe A3.2).

Ses conclusions se basent sur une compilation d'une vaste base de données de 565 articles de 1983 à 2016. Brunsten (1979) a, quant à lui, classé les causes des glissements de terrain en 5 groupes et distingue les causes liées aux changements de géométrie, au déchargement des pentes, au chargement, aux chocs et vibrations ainsi qu'aux changements de régime hydrique.

Le changement en régime hydrique peut agir sous plusieurs formes. Cela peut être, par exemple, les phénomènes de retrait/gonflement qui se manifeste dans les terrains argileux. L'ouverture des fissures due au départ de l'eau durant les saisons sèches met souvent les pentes en position de faiblesse et peut conduire au glissement durant la grande saison pluvieuse.

Les perturbations liées aux variations du niveau d'eau dans les rivières peuvent également, dans une certaine mesure, aboutir à des instabilités des berges de la rivière, suite au déséquilibre consécutif au départ de la pression hydrique de l'eau sur les parois. Dans nos analyses, cette dernière partie est prise en compte par le biais de l'analyse de la proximité aux rivières.

Cependant, bien que toutes ces variables mentionnées soient multiples, elles ne sont pas nécessairement utilisées toutes à la fois. Cela dépend avant tout du contexte de chaque zone étude, de l'objectif poursuivi et de la distribution spatiale de chaque variable. Ainsi, un paramètre qui ne varie que très faiblement (quasi-constante) sur toute l'emprise du domaine d'étude n'offre aucun atout dans les analyses.

En effet, cela est dû à l'absence des différences remarquables au niveau des valeurs qui permettraient d'expliquer la présence des glissements dans certains endroits et non dans d'autres. Ce n'est donc pas le fait qu'un paramètre soit reconnu dans la littérature qui explique son implication dans le calcul de susceptibilité, d'où l'expérience du chercheur tire sa prépondérance pour une évaluation réussie de la susceptibilité.

Un autre élément fondamental reste la disponibilité des données. Certes, une confrontation de plusieurs variables et une analyse conséquente permet de mieux comprendre presque toutes les dimensions du phénomène étudié (ici les glissements de terrain). Il convient toutefois de garder à l'esprit que l'usage d'une variable dont on ne maîtrise que très peu la distribution spatiale ne conduirait qu'à des résultats erronés. D'où la disponibilité des données reste un paramètre déterminant. Le tableau 3.2 illustre quelques cas d'études ayant impliqué le calcul de susceptibilité et les variables considérées.

Tableau 3.2. Exemple de variables déjà utilisées dans les autres études. Les variables écrites en gras & italique sont celles impliquées dans cette étude.

Variables	Etudes dans lesquelles les variables ont été utilisées												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Distance aux rivières</i>	V		V		V			V	V				V
Distance aux routes	V			V	V			V	V				
<i>Distance aux failles</i>			V					V					V
<i>Précipitations</i>	V			V	V		V						V
NDVI					V					V			
Densité de drainage		V					V						
<i>Occupation du sol</i>				V	V		V	V			V	V	V
<i>Altitude</i>		V		V	V	V		V	V	V		V	V
<i>Angle de pente</i>	V	V	V	V	V	V	V	V		V	V	V	V
<i>Orientation de pente</i>	V	V	V			V		V	V	V	V	V	V
<i>Longueur de pente</i>							V						V
<i>Courbure de pente</i>	V							V	V	V			V
Courbure en plan						V			V	V			
Courbure en profil						V			V	V			
Indice de position topographique						V							
<i>Lithologie</i>		V	V					V			V	V	V
Texture du sol		V	V										
Géologie							V		V				
Humidité du sol										V			
Epaisseur du sol				V									
<i>PGA</i>							V					V	V
Fracturation		V											
<i>CTI</i>													V
<i>SPI</i>													V

Les détails sur chaque étude mentionnée dans le tableau 3.2 sont donnés par le tableau 3.3 ci-dessous :

Tableau 3.3. Précisions sur les études citées dans le tableau 3.2

Numéro de l'étude	Références	Zone d'étude
1	Nibigira et al. (2015)	Bujumbura, Burundi
2	Kubwimana et al. (2018)	Bassin versant de la rivière Kanyosha, Bujumbura, Burundi
3	Butara et al. (2015)	Commune d'Ibanda, Bukavu, République Démocratique du Congo
4	Nsengiyumva et al. (2018)	Rwanda
5	Ahmed (2015)	Région métropolitaine de Chittagong, Bangladesh
6	Pourghasemi et al. (2014)	Nord de Téhéran, Iran
7	Abella et al. (2007)	Cuba
8	Pourghasemi et al. (2012)	Bassin versant du Haraz, Iran
9	Akinci (2011)	Samsun, Turquie
10	Arif et al. (2014)	Quartier d'Ulus, Bartın, nord de la Turquie
11	Zêzere et al. (2017)	Bassin de Silveira, Région de Lisbonne, Portugal
12	Chalkias et al. (2014)	Péninsule du Péloponnèse, Grèce
13	Cette Thèse	Région des lacs Kivu et Tanganyika, Afrique des Grands Lacs.

Sur base des différentes études et la littérature mais aussi et surtout des conditions spécifiques à la zone d'étude et de la disponibilité des données, 13 variables ont été retenues et utilisées (marquées en gras & italique puis cochées respectivement dans les 1^{ère} et dernière colonnes du tableau 3.2). Il s'agit de la distance aux rivières, la distance aux failles, les précipitations, l'occupation du sol, l'altitude, la pente, l'orientation de pente, la longueur de pente, la courbure de pente, la lithologie, l'accélération maximale du sol, l'indice d'humidité du sol et l'indice de puissance de l'écoulement. On peut remarquer leur degré d'importance relative et leur taux d'utilisation dans l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain, à travers SafeLand (2011) et les résultats de Suzen et Kaya (2012) dont les valeurs sont reprises au tableau 3.4.

Tableau 3.4. Le degré d'importance des paramètres selon SafeLand (2011) et leur taux (Nb) d'utilisation dans les SIG et les articles relatifs à la susceptibilité aux glissements de terrain, selon Suzen et Kaya 2012. Les notations M, H et C indiquent respectivement une pertinence moyenne, haute et critique.

	VARIABLES												
	CTI	SPI	Or. Pente	Litho	D. Rivières	D. Failles	Topo.	PGA	Pente	Cour. Pente	Pluie	Fact -LS	OC SOL
Nb (%)	11.2	11.2	59.4	42	72.8	48.3	34.3	-	97.9	35.0	8.4	2.1	75.5
Degré	M	M	H	H	-	H	C	M	H	H	M	H	H

Pour la fréquence d'utilisation, CTI et SPI ne sont pas mentionnés individuellement par Suzen et Kaya (2012). Nous avons alors considéré les valeurs du groupe auquel ils pourraient appartenir, celui que les auteurs ont désigné sous le nom d'« indices topographiques ».

Quant à leur degré d'importance tel que défini dans SafeLand (2011), les valeurs relatives à l'accumulation des débits ont été considérées.

C'est pourquoi nous en avons retenu 2 indices (CTI et SPI) puisqu'ils sont dérivés principalement de l'accumulation des écoulements de surface. Le cheminement du croisement des valeurs de toutes ces variables et l'inventaire des glissements de terrain pour produire la carte de susceptibilité selon les techniques mentionnées plus haut est présenté en détail dans la figure 3.1.

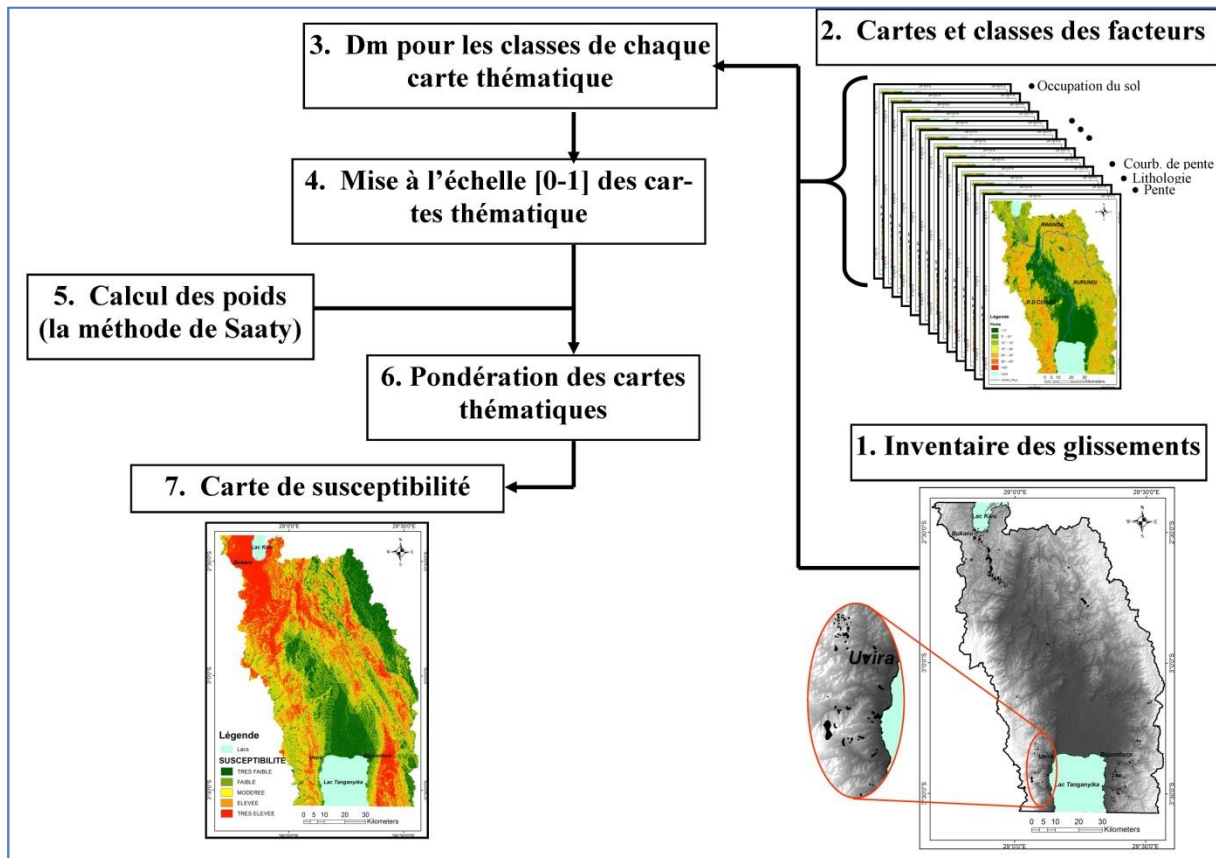


Figure 3.1. Schéma global utilisé pour produire la carte de susceptibilité aux glissements de terrain.

3.3. Résultats et discussion des résultats

3.3.1. Inventaire des glissements de terrain

Comme il est bien spécifié plus haut, la compilation des inventaires provenant des observations de terrain et ceux découlant de la télédétection à aboutit à une large base de donnée. Le croisement des données depuis plusieurs sources présente l'avantage d'avoir un inventaire le plus exhaustif possible. Certains glissements de terrain qui n'ont pas été visibles par une telle technique peuvent être bien évidents au moyen d'une méthode.

Toutefois, cela exige également une attention bien particulière, notamment pour cerner et effacer les redondances pour les contours ayant été détectés par deux ou plusieurs sources. Dans les limites de la zone d'étude 789 glissements ont été inventoriés.

Parmi les 789 glissements de terrain, seuls 627 ont été utilisés pour réaliser la carte de susceptibilité. Les 162 restants ont servi à la validation des résultats. Les deux groupes de glissements de terrain sont repris dans la figure 3.2 qui en détaille les répartitions respectives.

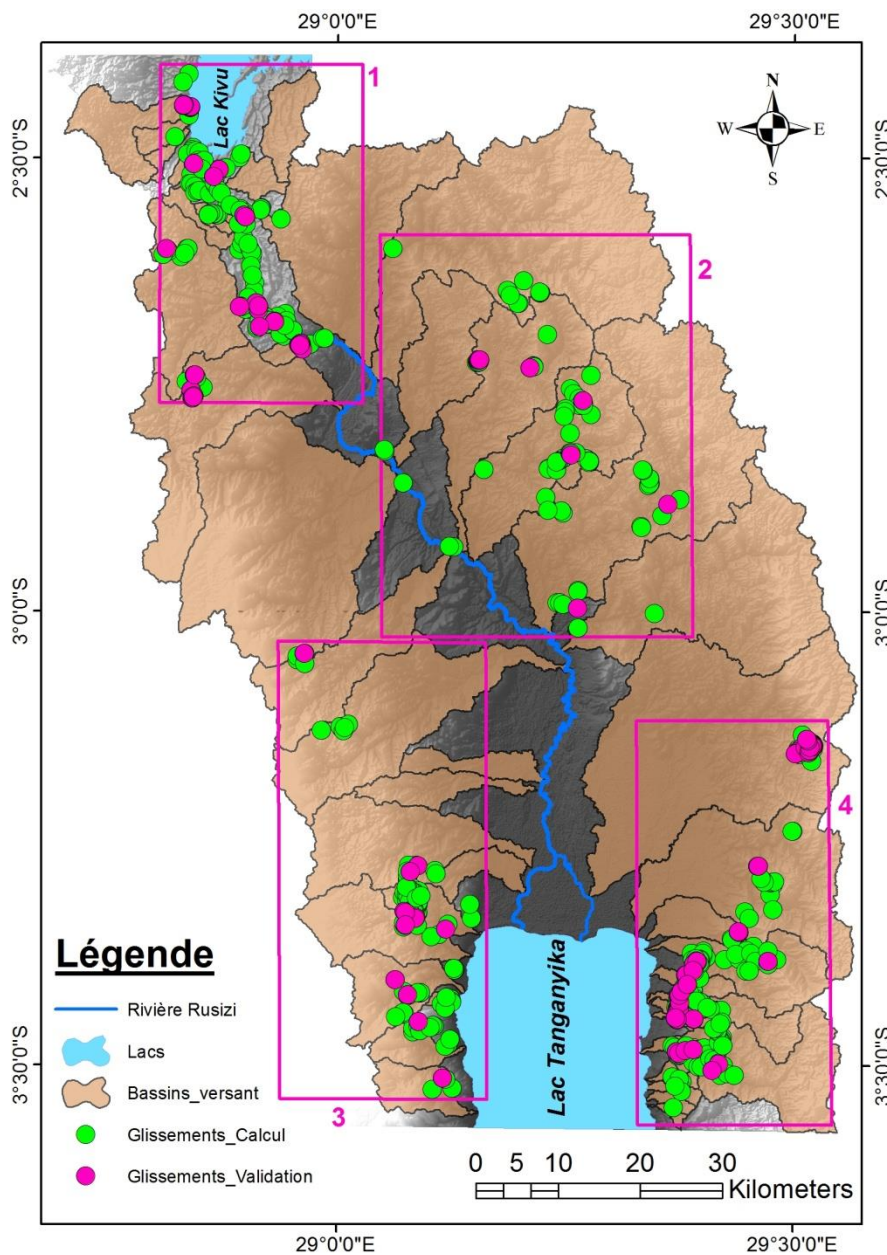


Figure 3.2. Présentation des 2 groupes de glissements de terrain au sein des bassins versants.

Les glissements de terrain semblent avoir une tendance au groupement spatial préférentiel. Ainsi, on a 4 groupements (cadres rouges dans Fig. 3.2) : 228, 94, 128 et 338 respectivement dans le 1^{er}, 2^{ème}, 3^{ème} et 4^{ème} groupe. On trouve une grande concentration des glissements de terrain au nord, dans les gorges de la Rusizi (groupe 1).

A l'exception du deuxième groupement, on remarque une proximité des groupements aux zones de forte concentration humaine (la ville de Bukavu pour le groupement 1, la ville d'Uvira pour le groupement 3, et la ville de Bujumbura pour le groupement 4).

3.3.2. Etat des lieux des facteurs de prédisposition et de déclenchement

3.3.2.1. La pente et la topographie

La situation de la zone à cheval sur le Rift East Africain fait que la grande partie des bassins corresponde aux pentes fortes. Sur la carte des pentes (Fig. 3.3), on voit des pentes relativement faibles ($<5^\circ$) au centre, à l'axe de la vallée du rift correspondant à la plaine de la Rusizi. Les valeurs élevées se rencontrent d'une part sur la côte Est dans la crête Congo-Nil (au Burundi) matérialisant les versants Est du Rift et d'autres part, à l'Ouest, dans les Monts Mitumba en République Démocratique du Congo.

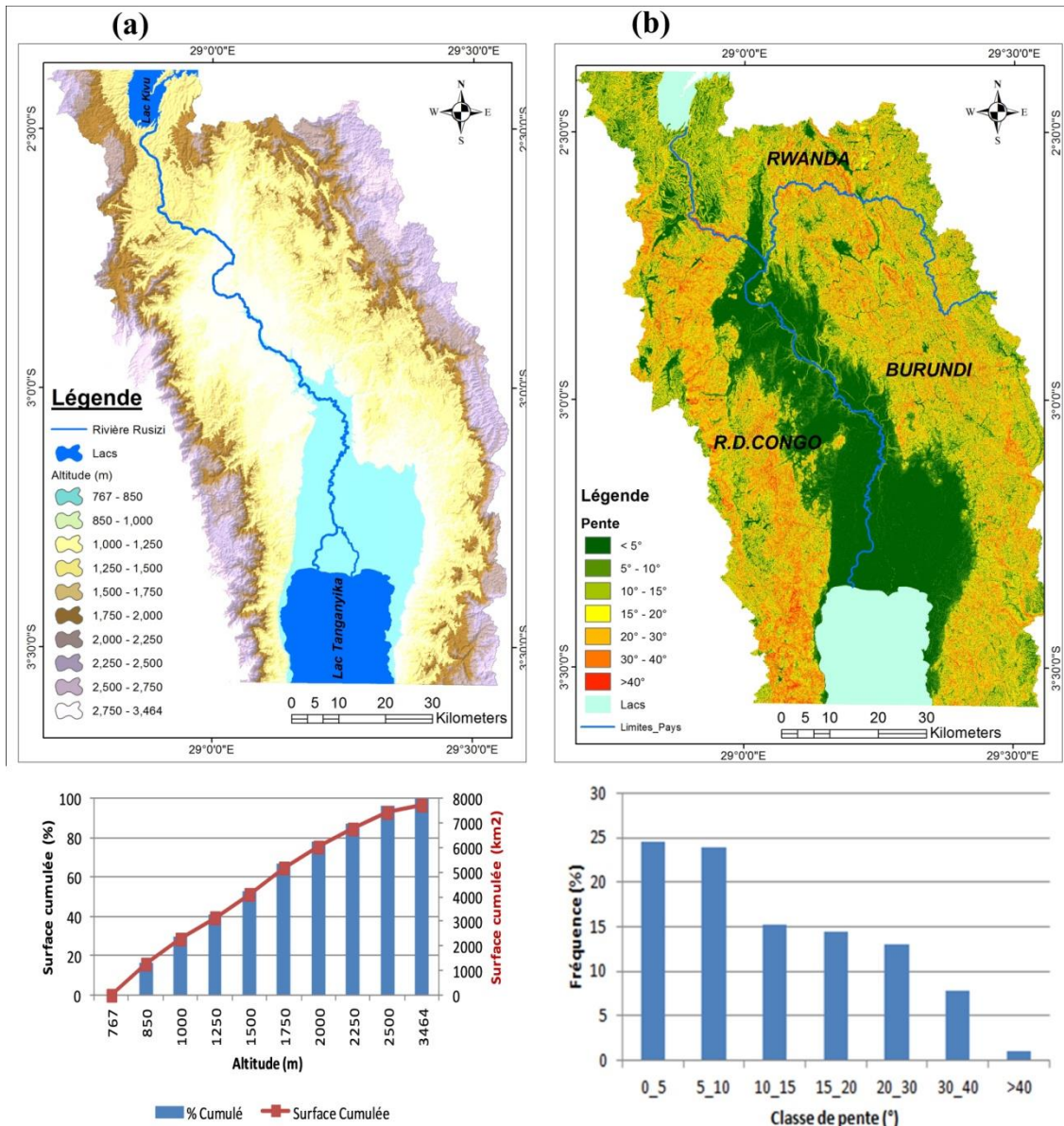


Figure 3.3. (a) Topographie et courbe hypsométrique de la zone d'étude ; (b) Carte des pentes et la distribution de la zone d'étude dans les différentes classes de pente.

Au fur et à mesure que l'on progresse vers le Nord, on rencontre un rétrécissement de la plaine jusqu'à une centaine de mètres de largeur moyenne dans les gorges de la Rusizi, entre la République Démocratique du Congo et le Rwanda. Cette configuration a permis l'installation des barrages Ruzizi 1 et Ruzizi 2 et bientôt un troisième (Ruzizi 3).

Les valeurs des altitudes et des pentes sont analysées sur la partie située en dehors des lacs, car on connaît peu sur la bathymétrie des lacs.

3.3.2.2. Les précipitations

Les données climatiques proviennent de plusieurs sources, comme souligné plus haut dans la section 3.2.1. Du côté burundais, nous avons utilisé les données des précipitations enregistrées au niveau des stations météorologiques implantées sur la partie Ouest du pays, à partir de la crête Congo-Nil. Ces stations, gérées par l'Institut Géographique du Burundi, ont un degré de détail suffisant allant jusqu'à l'échelle journalière en terme de fréquence d'acquisition. Par contre, sur le reste de la zone, essentiellement du Côté de la République Démocratique du Congo, à part quelques données sur les précipitations annuelles, la base de données disponible ne pouvait pas permettre une analyse de variation temporelle.

La distribution spatiale était aussi entravée par le manque de stations réparties sur toute la zone d'étude. C'est pour cette raison que le recours aux données en ligne a été d'une grande importance. Elles offrent l'avantage d'être étendues sur toute la zone. Par extraction des données et leur analyse au moyen des outils du système d'information géographique, on parvient à reproduire l'aperçu des isohyètes sur toute la zone. Ces isohyètes ont été comparées à celles retrouvées dans certains travaux antérieurs (Roose, 1994 ; Doumenge et Schilter (Eds.), 1997) pour une période donnée au niveau local pour amélioration.

Précipitations journalières :

Le projet SAFARI 2000 (Southern African Regional Science Initiative Project) produit des données journalières de qualité (Layberry et al., 2005 ; Layberry et al., 2006). Des images reprenant la pluie moyenne quotidienne à une résolution spatiale de 0,1 degré sont produites sur base de l'algorithme MIRA (Microwave InfraRed Algorithm). Celle-ci s'étendent sur l'Afrique australe et fournissent des données sur la période allant de 1993 à 2001.

Mira exploite les micro-ondes passives (PMW) fournies par le capteur spécial embarqué à bord des satellites DMSP F10 et F14 à 0,5 degré de résolution. Celles-ci sont combinées aux données infrarouges (IR) des satellites Météosat 4, 5, 6 et 7 dans des créneaux de 2 heures. Ces dernières sont disponibles à une résolution de 5 km. Les précipitations journalières sont alors estimées sur base de la relation IR / taux de pluie et sont disponibles sous forme d'images binaires plates sans en-tête. Les fichiers annuels disponibles au téléchargement sont sous format «.csv».

Précipitations mensuelles et annuelles :

Le portail de la Banque Mondiale sur les changements climatiques offre également des informations utiles aux praticiens du développement et les décideurs.

Ces données produites par l'Unité de Recherche Climatique (CRU) de l'Université d'East Anglia (UEA), concernent les moyennes mensuelles des températures et précipitations pour la période allant de 1901 à 2015. Ces moyennes sont données pour des tranches de 30 ans.

Ainsi, il est possible de voir, à tout point, les moyennes mensuelles de ces variables pour 4 périodes différentes : 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1991-2015. Les moyennes annuelles sont également disponibles sur demande.

Toutefois, comme on vient de le souligner plus haut, la précision des données en ligne, qui sont fournies par des capteurs à partir des distances relativement grandes n'est pas exempte d'imperfections à l'échelle locale. C'est pourquoi, la validation sur base des données enregistrées par des stations sur terrain est un élément crucial pour réduire ces erreurs techniques. Les données locales permettent de relever les différences entre elles et les données en ligne au niveau de la zone concernée pour une même période. Ces écarts peuvent être matérialisés soit par des termes de majoration ou le plus souvent par des coefficients de multiplication. La comparaison de plusieurs coefficients locaux nous ont permis d'approximer les valeurs corrigées des données sur toute la zone. Cette validation a été réalisée sur base des données de l'IGEBU. La figure 3.4 présente la distribution des précipitations moyennes annuelles dans la zone d'étude.

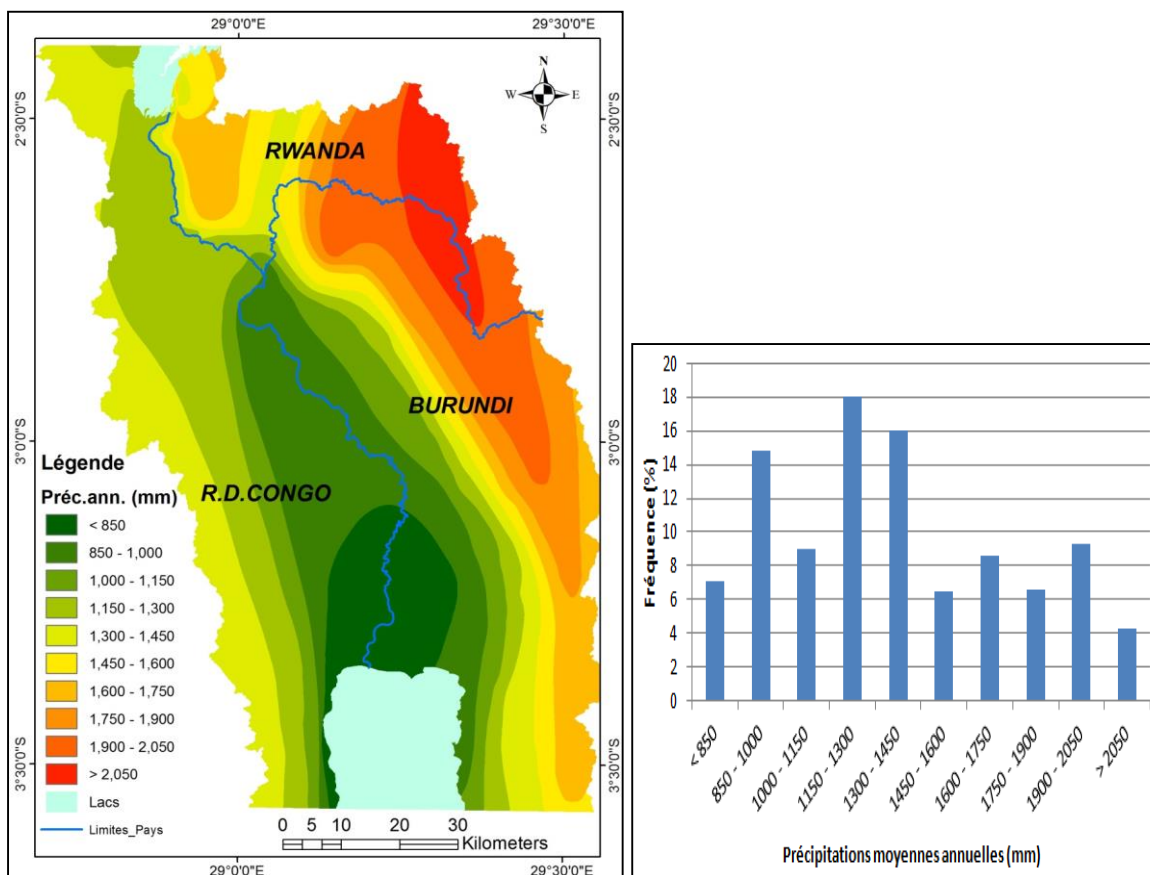


Figure 3.4. Précipitations annuelles de la zone d'étude, suivant des isohyètes de 150 m d'équidistance.

3.3.2.3. La géologie / lithologie

La zone d'étude connaît 6 formations géologiques différentes. Comme le montre la figure 3.5, le centre correspondant à la plaine de la Rusizi est essentiellement occupé par les sédiments du rift composés des alluvions lacustres, sur une bande d'une vingtaine de kilomètres de largeur en moyenne. Cette lithologie part du littoral du lac Tanganyika aux gorges de la Rusizi.

Les flancs Est du Rift sont dominés par le Mésoprotérozoïque et des arènes granitiques. Le Mésoprotérozoïque affiche une prédominance notable et occupe également une zone d'environ 300 km² au nord Est de la vallée de la Rusizi. Le granite est quant à lui l'avant dernier des 6 formations de la zone en termes de surface et occupe de petites zones parsemées dans la crête Congo-Nil.

A l'Ouest, on rencontre l'Archéen essentiellement gneissique et des phyllites du Néoprotérozoïque. L'Archéen occupe essentiellement les Mont Mitumba, depuis le Sud jusqu'à environ 35 km au sud de la ville de Bukavu où il est relayé par le Néoprotérozoïque et le Mésoprotérozoïque. Le grand Nord de la zone d'étude est occupé essentiellement par les volcans de Bukavu (Basalte).

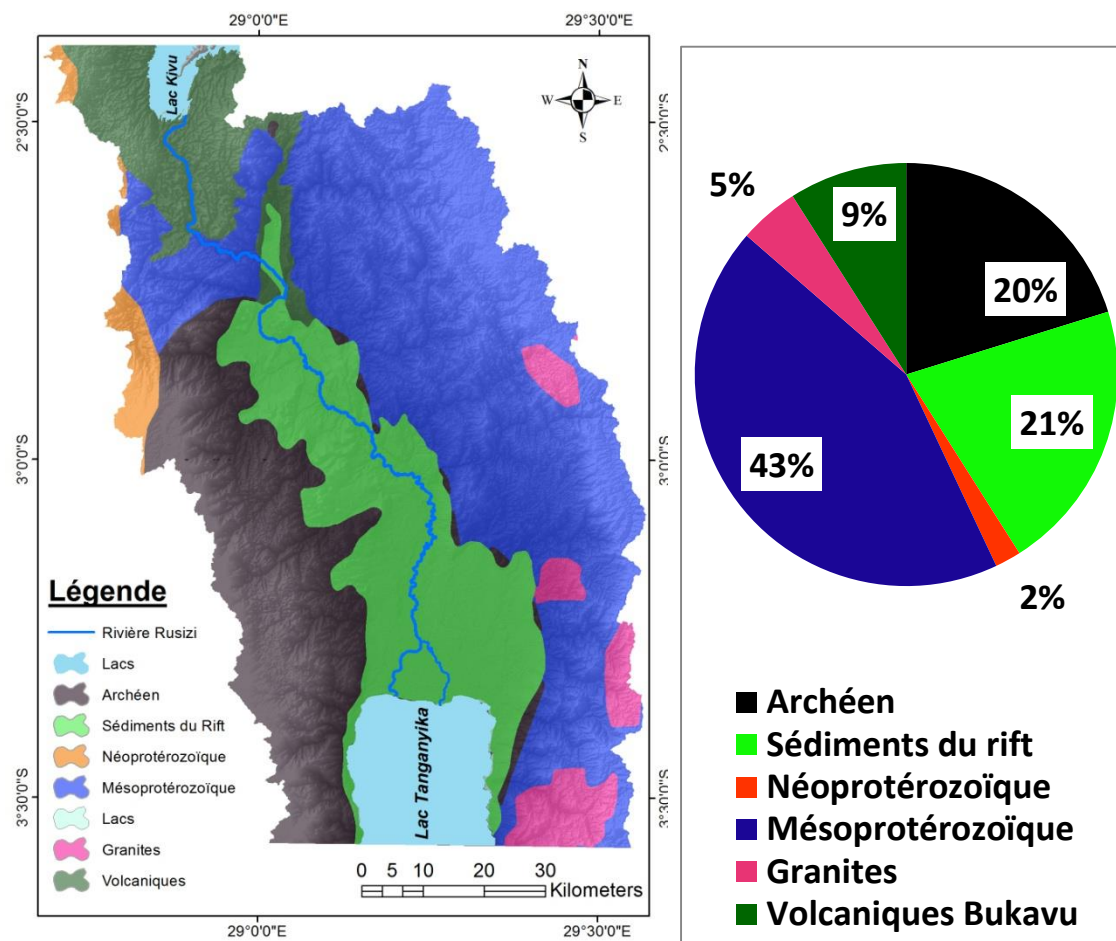


Figure 3.5. Les grandes formations géologiques et unités lithologiques de la zone d'étude.

Les caractéristiques des différentes formations sont reprises au tableau 3.5.

Tableau 3.5. Caractéristiques géotechniques des formations géologiques de la zone d'étude.

Géologie	Angle de frottement interne (°)	Cohésion (KPa)	Poids volumique (kg/m ³)	Poids volumique saturé (kg/m ³)
Archéen	28	10	1700	2000
Sédiments du rift	25	20	1600	1800
Néoprotérozoïque	20	5	1600	1900
Mésoprotérozoïque	28	10	1700	2000
Granites	26	15	1700	2000
Volcanique	25	10	1800	2500

3.3.2.4. La distance aux réseaux de drainage

C'est l'élément le plus important, surtout quand on analyse les interactions entre glissements de terrain et réseau hydrographique. Comme le montre la figure 3.6, le réseau de drainage est très dense sur toute la zone d'étude.

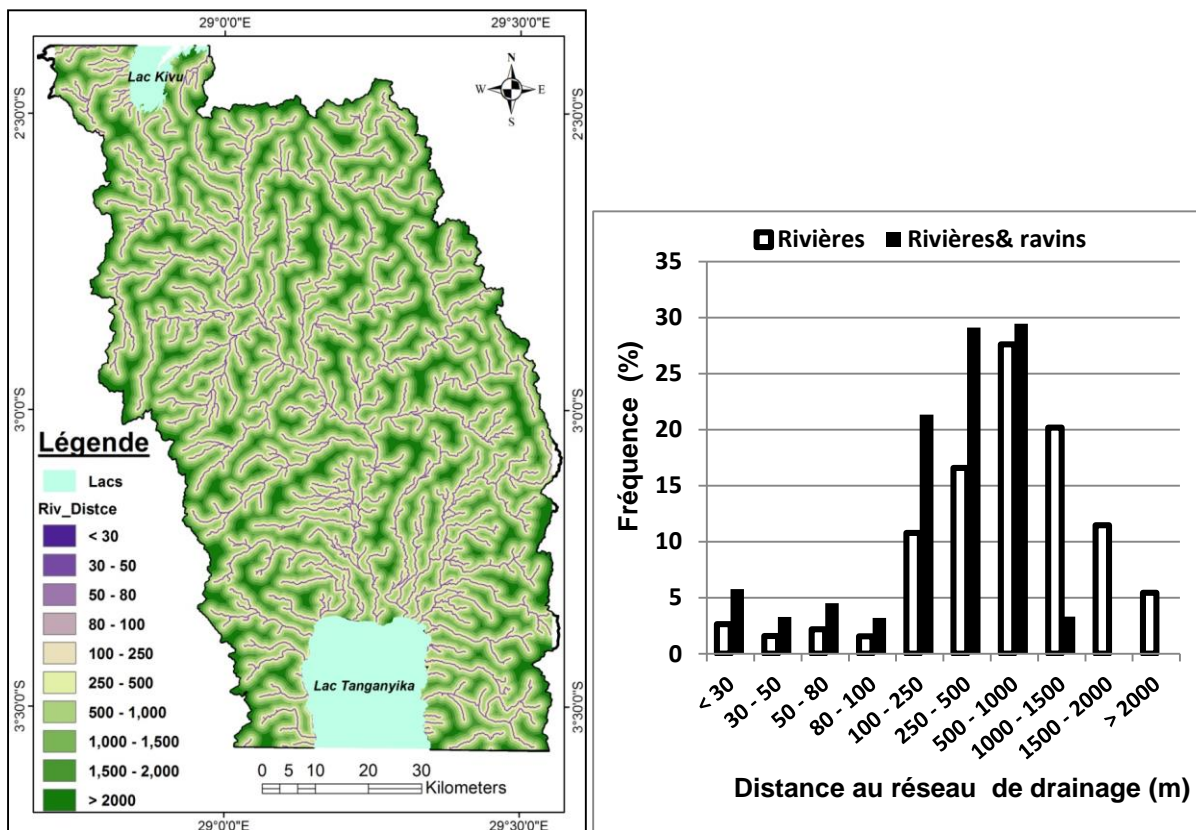


Figure 3.6. Distance du territoire au réseau de drainage en général (utilisation de rivières seulement d'une part et en considérant les rivières et les ravins d'autre part).

On constate que la majorité (96.64%) du terrain se trouve à moins de 1000 m des rivières si on ne considère que des rivières (Fig.3.6).

Toutefois, la proximité réelle au réseau de drainage est plus grande que ça. En effet, la particularité de la zone d'étude est qu'il s'est développé au fur du temps, un grand réseau de ravins dont la contribution hydrologique n'est active que saisonnièrement. Ce sont des collecteurs naturels qui se sont mis en place progressivement à partir des zones de forte accumulation du ruissellement en fonction de la topographie. L'érosion consécutive aux fortes pluies et à la puissance du ruissellement accentuée par les pentes souvent raides en a par la suite creusé les fonds et augmenté la largeur.

Le ravin Mpimba à Bujumbura, bien qu'il ne soit pas vu comme une rivière, n'en est pas si différent si on considère sa dynamique en période pluvieuse. Les instabilités corollaires à son dynamisme fluvial ont déjà provoqué une destruction d'un pont et d'autres infrastructures dans la zone urbaine de Musaga. Cette étude s'est particulièrement intéressée au rôle que ces ravins, qui ne sont pas souvent pris en compte dans l'évaluation des risques liés aux rivières, pour comprendre leur contribution dans la dynamique des glissements de terrain.

Comme le montre la figure 3.7, en ne considérant que les rivières, on a tendance à croire avoir une distribution des glissements de terrain sur une zone allant jusqu'à plus de 2000 m à partir du réseau de drainage.

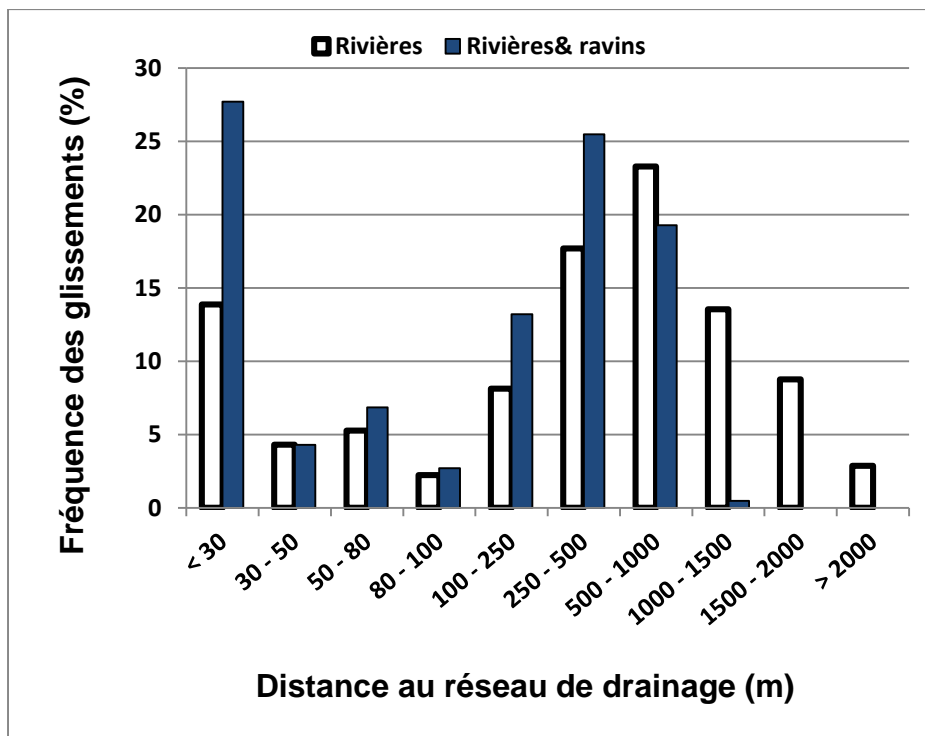


Figure 3.7. Distribution des glissements de terrain par rapport au réseau de drainage. La distribution des classes de distance au réseau de drainage est réalisée tant sur base des rivières que par rapport aux rivières et des ravins.

Néanmoins, la prise en compte des ravins conduit à remarquer qu'en réalité, presque tous les glissements de terrain inventoriés dans la zone sont concentrés dans une bande ne dépassant pas les 1500 m depuis le réseau de drainage.

Cela pousse à rehausser l'hypothèse d'une forte implication du réseau de drainage dans le développement des glissements de terrain. C'est aussi une possibilité de prendre en compte le rôle remarquable des ravins qui, en réalité, même s'ils ont l'apparence bénigne en été, produisent les mêmes effets que les rivières durant la saison des pluies. De ce fait, dans cette étude, les ravins sont pris en compte dans les analyses relatives au réseau de drainage.

La majorité (80%) du terrain se trouve entre 100 et 1000 m des rivières (Selon Fig.3.7). Toutefois, la majorité des glissements de terrain (41.56% en cas de rivières et ravins, 25.7% sur base des rivières seulement) se concentrent sur cette petite portion de moins de 100 m du réseau de drainage qui ne représente que 16.7 % du territoire.

En tout, 28% des glissements de terrain touchent le canal principal d'une branche d'un réseau de drainage (soit une rivière ou soit un ravin). On comprend donc que les rivières et ravins jouent un rôle prépondérant dans le déclenchement, réactivation et/ou évolution des glissements de terrain. La différence entre les valeurs montre que beaucoup de glissements de terrains sont validés en considérant tant le réseau de drainage permanent (rivières) que le réseau saisonnier (ravins). Cela prouve à suffisance que le régime pluviométrique de la région, marqué par des fortes précipitations influe beaucoup dans les mécanismes des glissements de terrain, en créant des ravins ayant des conditions similaires à celles des rivières. On peut donner comme hypothèse l'effet direct de l'écoulement principal de la rivière par sapement de la base des massifs ou alors la forte accumulation du ruissellement dans les fonds de vallée avant d'atteindre les rivières, etc.

On remarque également une autre concentration des glissements de terrain d'abord dans les classes inférieures de la distance au réseau de drainage, suivie d'une diminution puis d'une nouvelle augmentation dans les classes supérieures de la distance.

La cause de cette présence d'une forte concentration au-delà des 500 m est à analyser par une étude croisée des autres paramètres. Peut-être s'agit-il des effets des précipitations, sachant que la distribution de la pluie se calque sur la topographie, en étant maximale vers les crêtes ? Ce questionnement pourra revenir plus loin.

3.3.2.5. La distance aux failles

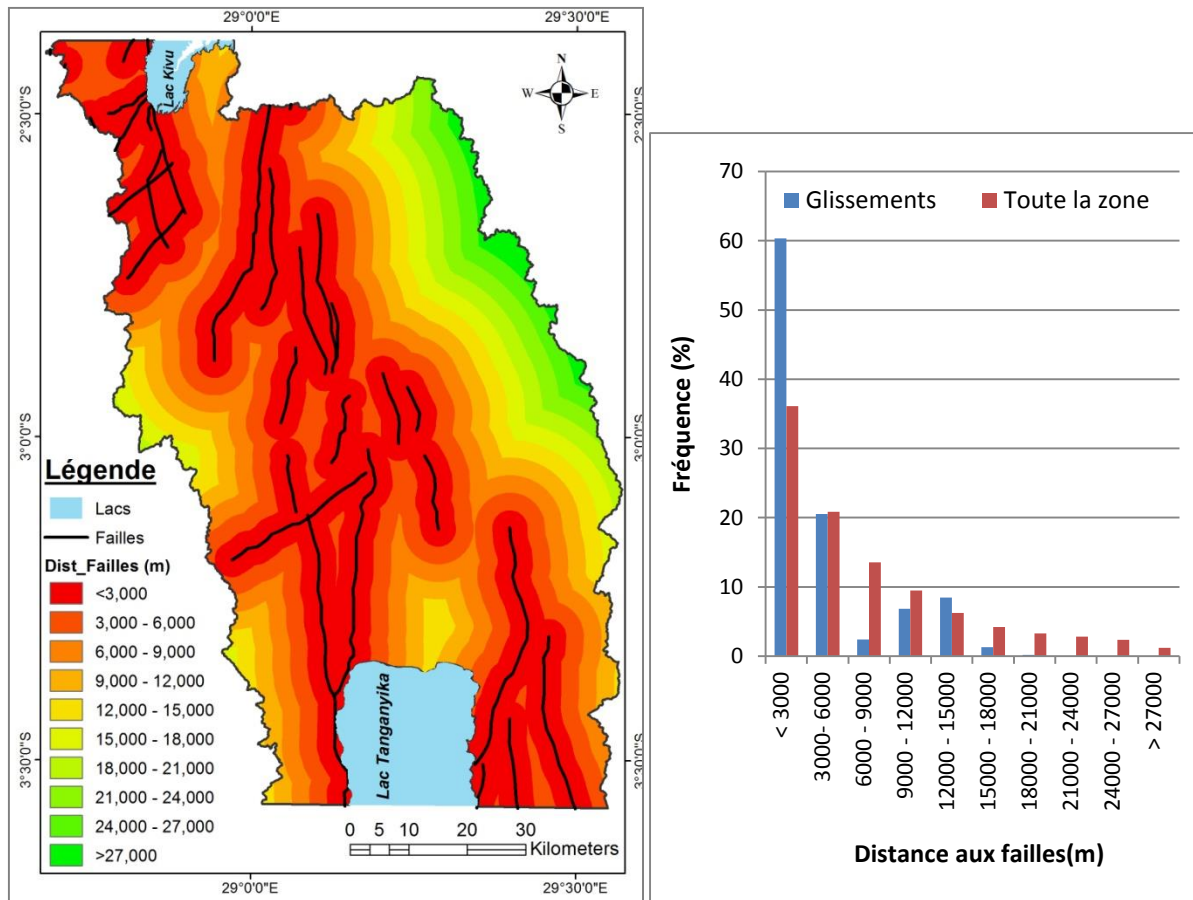


Figure 3.8. Distribution de la zone d'étude et des glissements de terrain en fonction de la distance aux failles. Le réseau de failles au sein de la zone d'étude est aussi représenté.

Les couleurs de la carte de la figure 3.8 sont choisies en fonction du sens qui leur est couramment attribué. Plus on est proche, plus la susceptibilité aux glissements de terrain est forte (rouge tout près et vert plus loin).

On remarque malheureusement qu'une grande partie de notre zone d'étude (environ 57% du territoire) est à moins de 6 Km des failles. Par contre, pour les glissements de terrain, on remarque l'influence de la distance aux failles car plus de 80.87% de glissements de terrain sont concentrés sur les 6 premiers kilomètres alors qu'aucun glissement de terrain de notre échantillon n'est présent au-delà de 21 km des failles.

Comme pour le réseau de drainage, on remarque encore un léger accroissement du pourcentage des glissements de terrain plus loin entre 9 km et 15 km.

3.3.2.6. La longueur de pente

La longueur de pente est un paramètre très important pour désigner la susceptibilité à l'érosion du sol.

Or, l'érosion possède des liens forts avec les glissements de terrain, soit directement par des modifications morphologiques conduisant aux ruptures de pente ou soit indirectement en modifiant d'autres paramètres (tel que le couvert végétal, par exemple) qui contribuent au développement des glissements de terrain. Telle qu'utilisé dans les modèles d'érosion du sol, la longueur de pente est combinée avec l'inclinaison de la pente en un seul indice souvent désigné par LS (de l'anglais « Length of Slope »).

Les détails du facteur LS sont largement discutés par bon nombre d'auteurs (Dunn et Hickey, 1998 ; Hickey, 2000 ; Van Remortel et al., 2001 ; Van Remortel et al., 2004 ; Bizuwerk et al., 2008), depuis les procédés de mesure sur terrain jusqu'aux algorithmes pouvant être utilisés par les outils informatiques.

Il peut être calculé suivant la relation :

$$LS = (X/22.1)^m(0.065 + 0.045S + 0.0065S^2) \quad (3.7)$$

Avec X la longueur de pente (m), S le gradient de pente (%). La valeur du paramètre m est donnée par Wischmeier et Smith (1978) en fonction de la gamme pente prédominante.

Pour le cas de cette étude, par rapport à la pente en %, 83% de la zone correspondent à des pentes supérieures à 5%, ce qui a conditionné l'utilisation d'une valeur de m=0.5. La répartition de ce paramètre sur toute la zone est donnée par la figure 3.9.

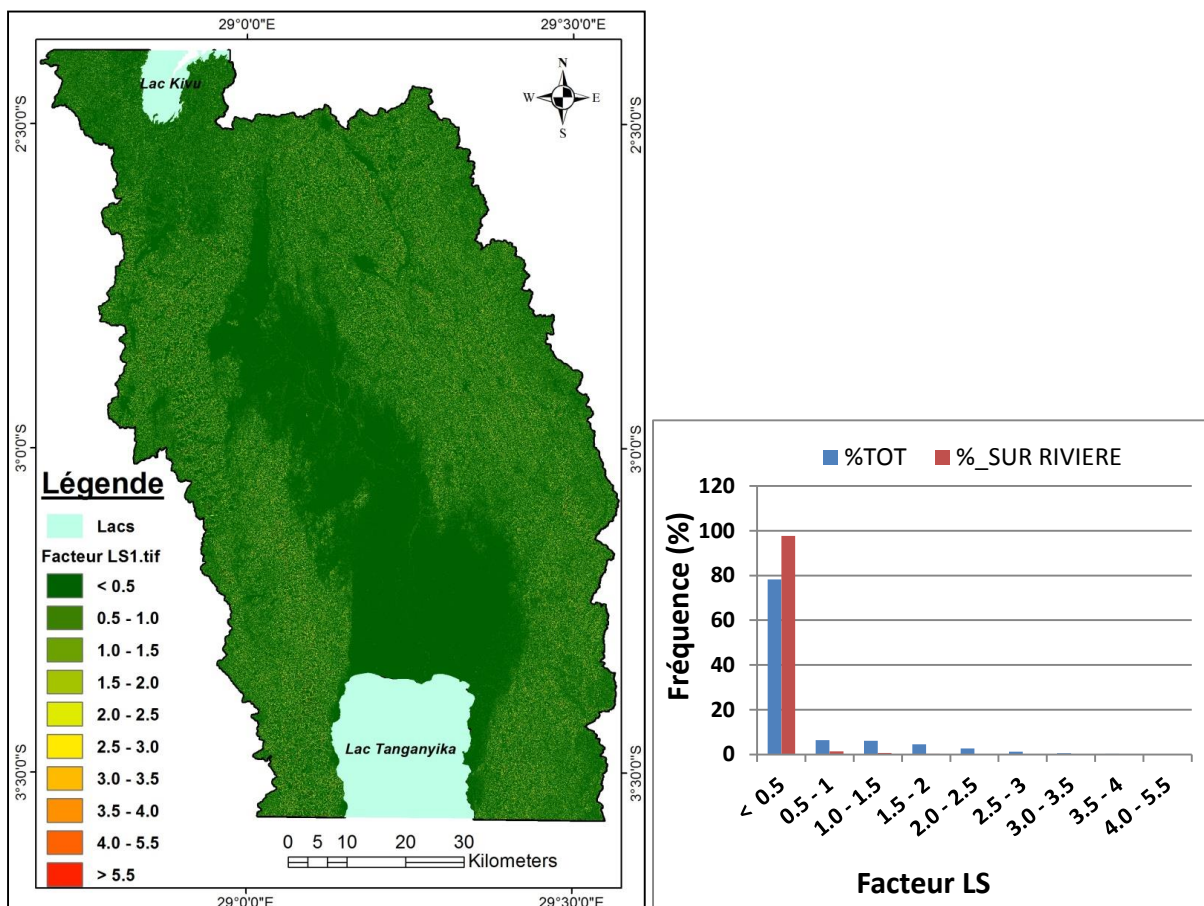


Figure 3.9. Distribution de la zone d'étude dans les différentes classes du facteur LS.

On remarque de faibles valeurs dans la plaine et des valeurs relativement élevées sur les pentes raides sur les flancs du Rift. Un autre fait frappant est la prédominance des faibles valeurs, du moins si on considère le faible pourcentage de la zone occupée par les valeurs élevées du facteur LS. Cela est dû au fait que, comme les indices topographiques décrits plus loin dans la section 3.3.2.7, les fortes valeurs des paramètres liés à l'accumulation des débits ont une distribution à tendance linéaire, suivant le tracé du réseau de drainage. Ces pourcentages devraient fortement augmenter si on considérait des bandes tampons le long du réseau de drainage.

3.3.2.7. Indice topographique composé et la puissance de l'écoulement

L'indice topographique composé désigné sous le sigle CTI (de l'anglais « Compound Topographic Index ») est le quotient de la pente et de l'accumulation l'écoulement. Il peut montrer des zones de stagnation ne fût-ce que temporaire de l'eau, et est donc utile pour localiser les emplacements potentiels des zones humides. L'eau étant un des éléments très influents dans les mécanismes de rupture de pente, le CTI revêt donc un caractère important dans l'évaluation des possibilités de formation des glissements de terrain.

Dans la littérature, on le rencontre aussi sous le nom d'indice topographique d'humidité, TWI (de l'anglais « Topographic Wetness Index »).

La puissance de l'écoulement, SPI (de l'anglais « Stream Power Index »), est quant à lui l'un des paramètres couramment utilisés pour estimer la susceptibilité à l'érosion des rivières (Sklar et Dietrich, 1998 ; Whipple et Tucker, 2002 ; Jain et al., 2006 ; Barker et al., 2009 ; Bizzi et Lerner, 2015). Il caractérise la puissance de l'écoulement de surface au sein des bassins versants (Wilson et Gallant, 2000). Ses valeurs élevées témoignent des zones correspondant à des pentes élevées et des fortes accumulations de l'écoulement, et dénotent donc un grand potentiel érosif. Certains utilisent aussi ses dérivées, le TSP et le SSP, correspondant respectivement à l'indice total et l'indice spécifique de puissance d'écoulement.

Le SPI et le CTI (Figures 3.10 et 3.11) sont des variables secondaires obtenues par calcul, en fonction de l'accumulation de l'écoulement et de la pente, qui sont toutes dérivées de la topographie. C'est pourquoi ces indices sont appelés communément des indices topographiques. Tout comme le LS, ces indices sont très importants pour quantifier la susceptibilité aux glissements de terrain d'une zone donnée. Pour reprendre l'idée déjà formulée plus haut à la section précédente pour le facteur LS, l'application d'un zoom sur une zone de la carte montre une distribution à tendance linéaire. Les zones blanches n'ont pas des valeurs nulles, mais plutôt infinitésimales, vu que l'écoulement adopte un certain tracé préférentiel en fonction de la topographie.

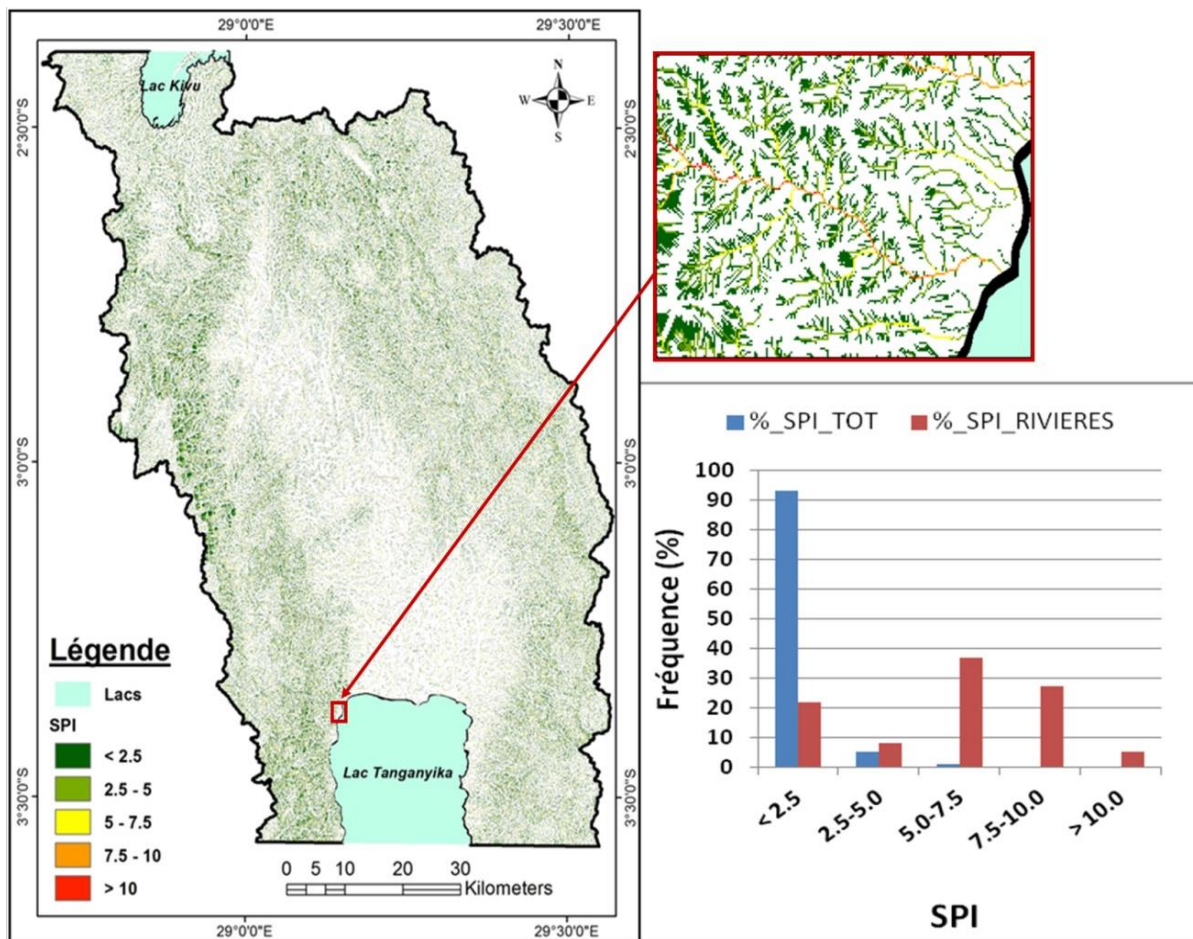


Figure 3.10. Carte de l'indice de puissance de l'écoulement et les prépondérances relatives des classes dans la zone d'étude. Pour cet indice, comme pour la plupart des paramètres relatifs à l'écoulement, les grandes valeurs ont une disposition qui ressemble à celle du réseau de drainage, suivant le parcours préférentiel de l'écoulement de surface. Les autres valeurs, quoique non nulles deviennent moins remarquables. Ainsi, le zoom permet de bien se rendre compte de cette réalité.

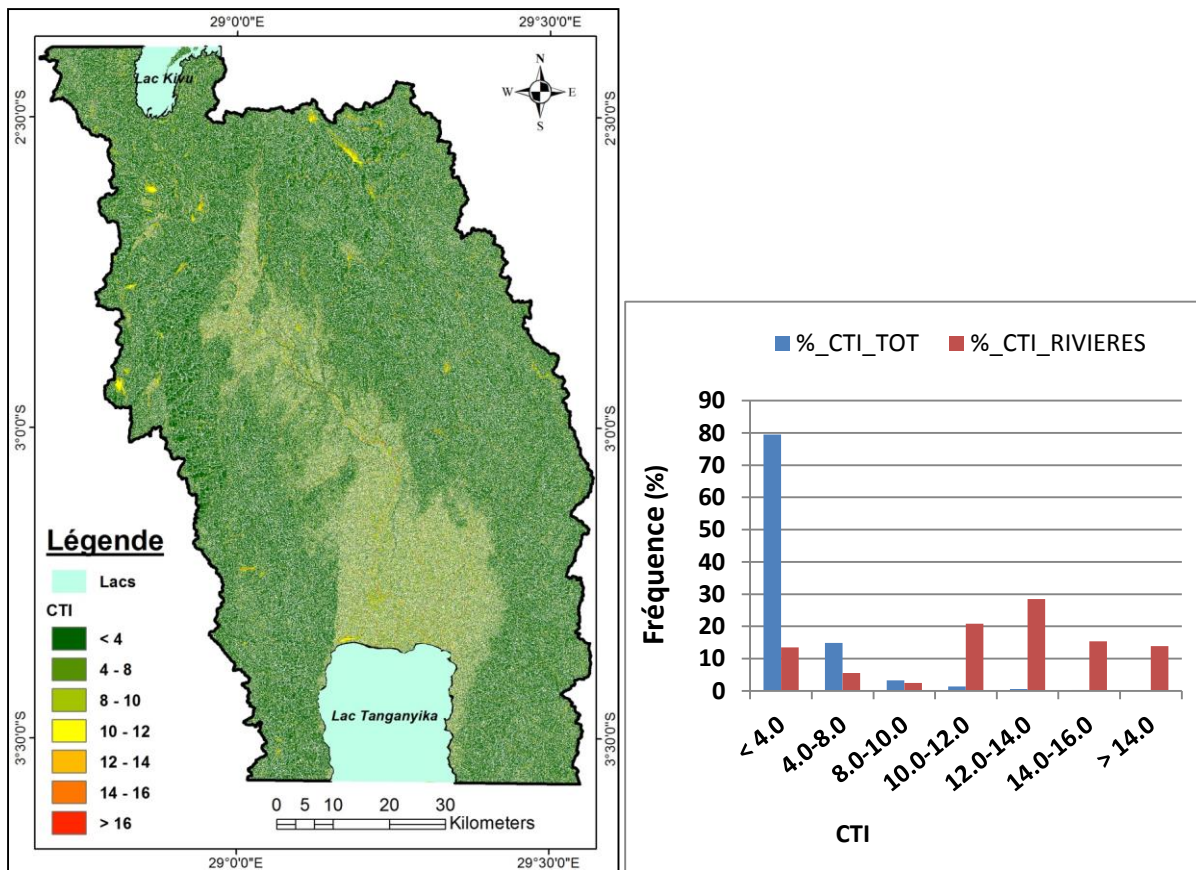


Figure 3.11. Carte de l'indice de puissance de l'écoulement et les prépondérances relatives des classes dans la zone d'étude.

3.3.2.8. L'occupation du sol

En termes d'occupation du sol, la Figure 3.12 réalisée sur base des images de 2013 permet de distinguer 5 grands groupes. Le premier correspond aux zones urbanisées. C'est dans ce groupe que nous retrouvons les villes de Bujumbura, Bukavu, Uvira et Cyangugu, des centres sémi-urbains et certains des chefs-lieux des communes et zones rurales. Le deuxième groupe est celui des prairies, zones cultivées et des arbustes. C'est le plus grand des autres en termes de superficie et occupe essentiellement la plaine et les moyennes altitudes.

Au niveau des hautes altitudes, ce groupe disparaît progressivement pour laisser la place aux forêts. Celles-ci sont essentiellement faites de la réserve naturelle de la Kibira et dans les Monts Mitumba, au-delà des 2000 m d'altitude. Dans la plaine, on s'aperçoit également des points parsemés de ce groupe, notamment la réserve naturelle de Rukoko le long de la rivière Rusizi, à une dizaine de km au nord du lac Tanganyika.

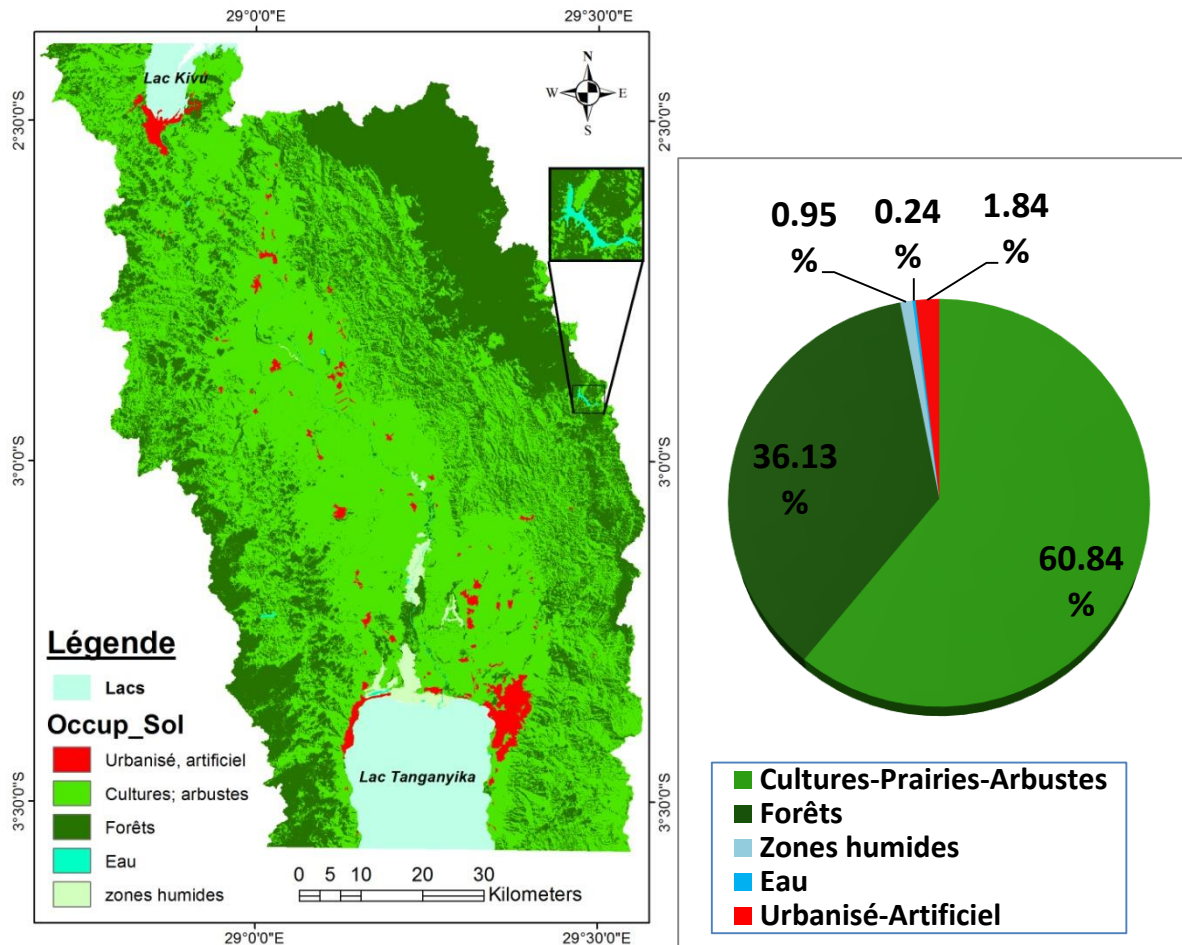


Figure 3.12. Carte d'occupation du sol, rendant compte des zones marécageuses au Nord du lac Tanganyika et de la réserve naturelle de la Kibira au Nord-Est de la zone d'étude.

Le reste du territoire est fait de l'eau et des zones humides. Les zones humides sont faites des marécages et des rizicultures le long de la Rusizi. Les pourcentages donnés aux étendues d'eau ne tiennent pas compte des lacs Tanganyika et Kivu (comme c'est par ailleurs pareil pour les autres cartes thématiques). On y retrouve les rivières, les étangs comme Dogodogo, les lacs de retenue pour les centrales hydroélectriques (à l'instar de celle du barrage hydroélectrique de Rwegura en zoom dans la figure 3.12), etc.

3.3.2.9. L'orientation de pente

En termes d'orientation des pentes, vu que le Rift est orienté dans la direction Nord-Sud, il est clair que, dans l'ensemble, on trouve une orientation vers l'Ouest pour la zone située sur les flancs Est du Rift et une orientation vers l'Est pour celle des flancs Ouest. Par contre, avec les détails du paysage au niveau de chacune des deux flancs, on ne trouve vraiment pas de prédominance d'une quelconque orientation de pente par rapport aux autres. Ainsi, comme le montre la figure 3.13, les pourcentages sont très serrés, allant de 10.90 % à 13.88 % respectivement pour les orientations Nord-Ouest et Est.

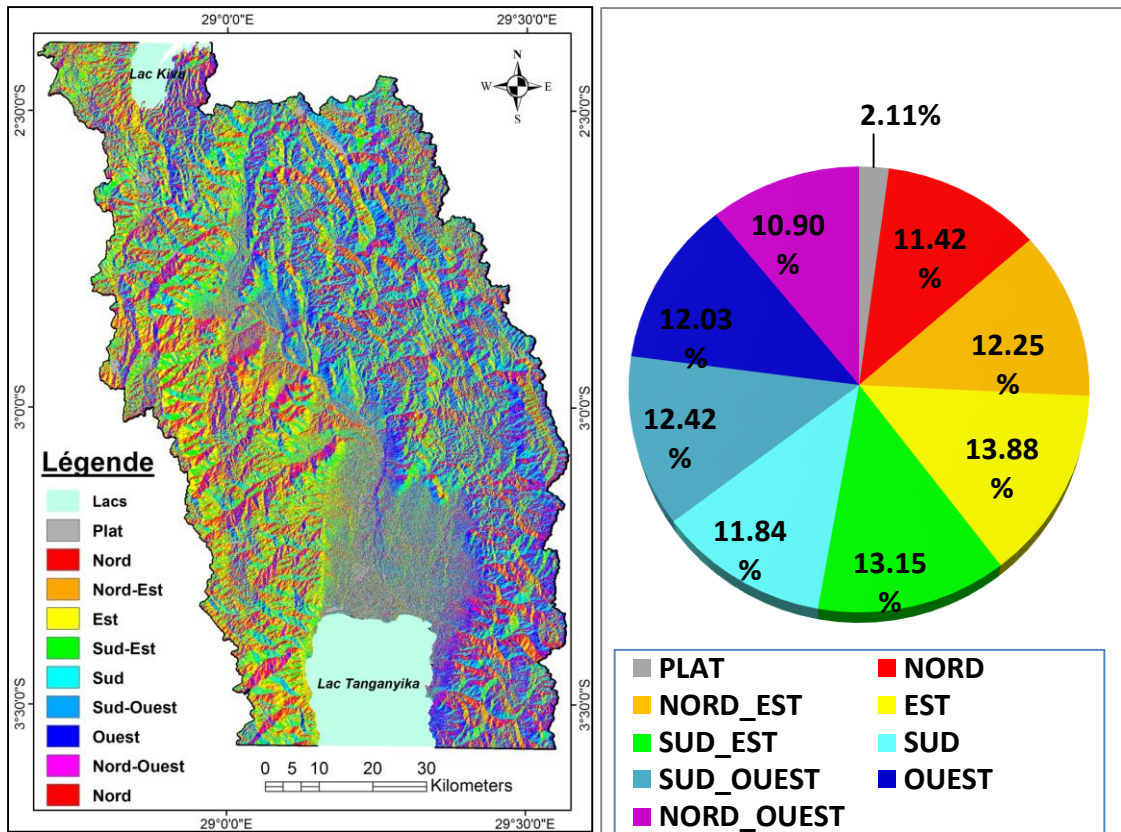


Figure 3.13. Carte d'orientation des pentes et les détails de sa distribution dans la zone d'étude.

3.3.2.10. La courbure de pente

Comme le montre la figure 3.14, les valeurs de la longueur de pente sont faibles dans la plaine. Elles augmentent globalement au fur et à mesure que l'on remonte les flancs du rift, tant vers l'Est que vers l'Ouest. Tout comme pour l'orientation de pente, il existe de petites disparités locales, selon la morphologie spécifique.

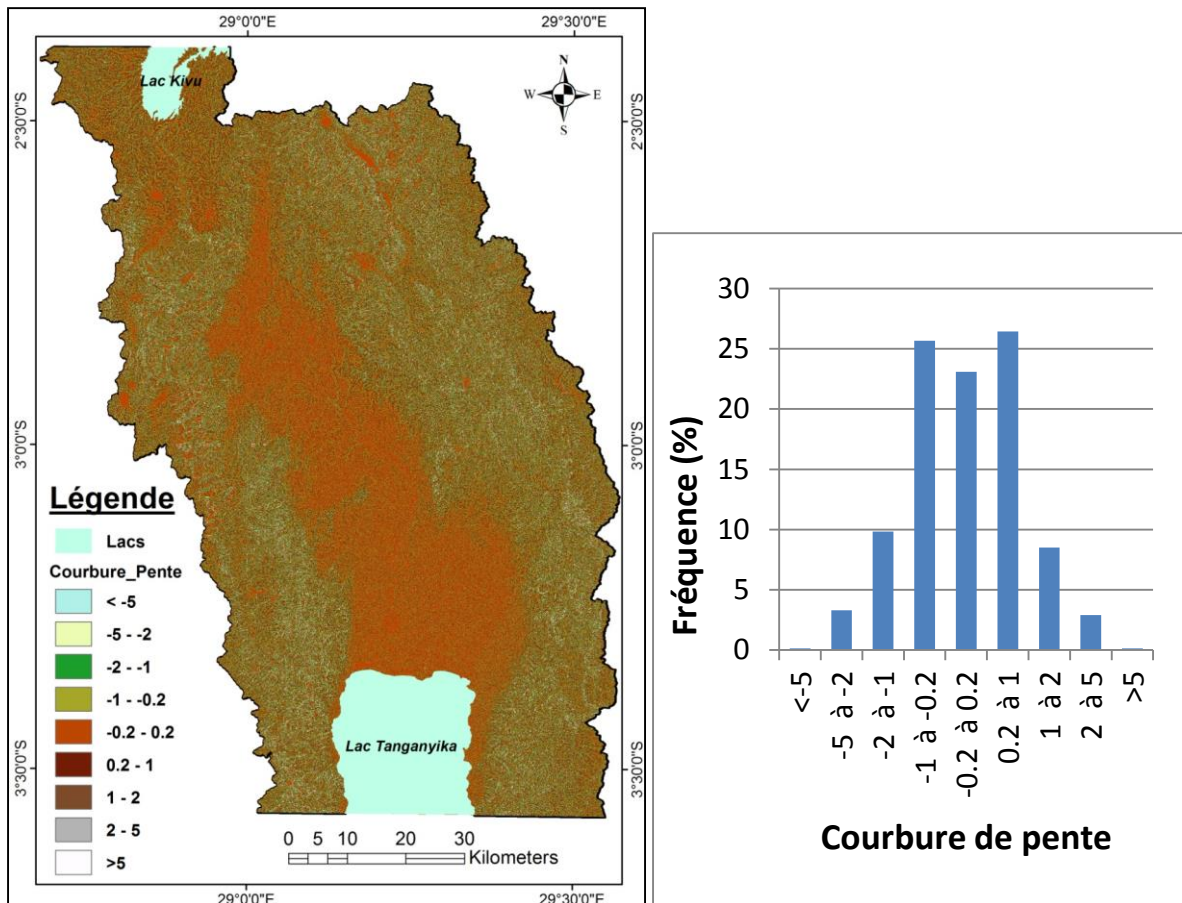


Figure 3.14. Carte de la courbure de pente

On trouve une prédominance des longueurs de pente allant de -1 à 1 et un taux de fréquence quasi nul en dessous de -5 et au dessus de 5.

3.3.2.11. L'accélération maximale du sol

La carte de l'accélération maximale provient d'une autre carte plus globale, venant des travaux de Delvaux et al. (2016). Le risque sismique a été évalué pour la zone cible pour une période de retour de 475 ans en termes d'accélération maximale sur le substratum rocheux (PGA) à l'aide de la loi d'atténuation de Twesigomwe (1997). La zone d'étude connaît des valeurs allant de 246.5 cm/s à 364.8 cm/s². La figure 3.15 montre la distribution de ses valeurs qui sont élevées vers l'axe du rift et décroissent au fur et à mesure que l'on s'en éloigne.

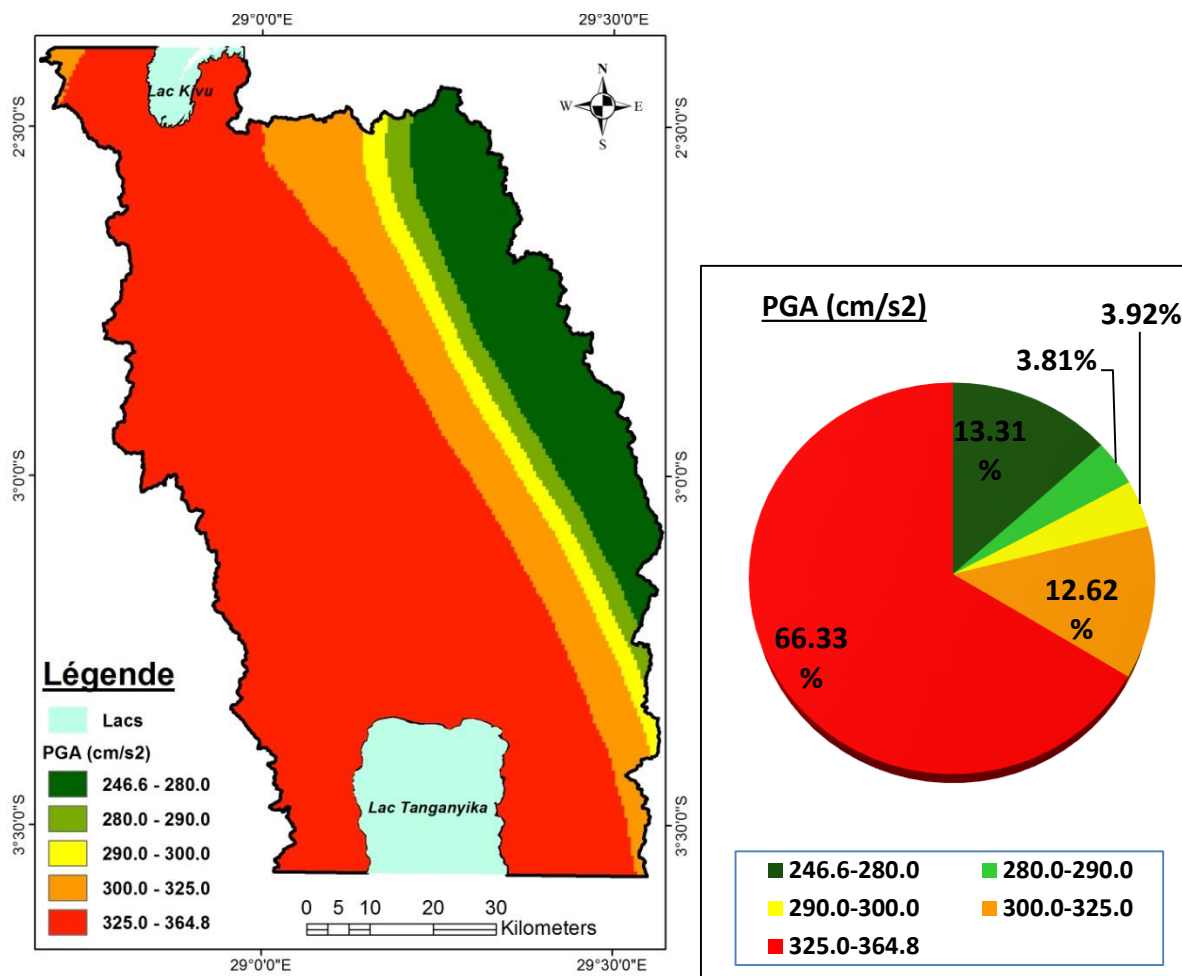


Figure 3.15. Accélération maximale (PGA) sur le substratum rocheux selon la loi d'atténuation de Twesigomwe (1997) et calculée par Delvaux et al. (2016).

3.3.3. Analyse des facteurs environnementaux : calcul des Dm

Dans cette section nous présentons les résultats de calcul de la densité selon la technique énoncée plus haut dans la section 3.2.2.2. Les classes utilisées sont celles qui ont servi à décrire la distribution de chaque variable plus haut.

Il découle de nos résultats que la répartition de la densité des glissements de terrain pour les différentes classes des cartes thématiques donne une idée des classes de valeurs préférentielles, favorables aux glissements de terrain. Ainsi, au moyen de la figure 3.16, nous présentons une illustration de quelques cas saillants, en menant une discussion notamment autour de la pente et de sa courbure, de la lithologie, de la puissance de l'écoulement de surface et de la distance tant aux failles qu'au réseau de drainage.

Pour appuyer la discussion des résultats, chaque graphique de la figure 3.16 est appuyé un autre qui reprend la prépondérance des classes de chaque variable sur toute l'étendue de la zone d'étude, en ligne avec les figures 3.3-3.15, en termes de pourcentages. Ceci est très important pour donner une vue synthétique de l'état des glissements de terrain dans les classes et celui de ces dernières dans toute la zone d'étude.

Pour éviter le malaise lié à la différence d'échelles, les informations relatives à la distribution des classes (%) sont présentées sur un axe secondaire.

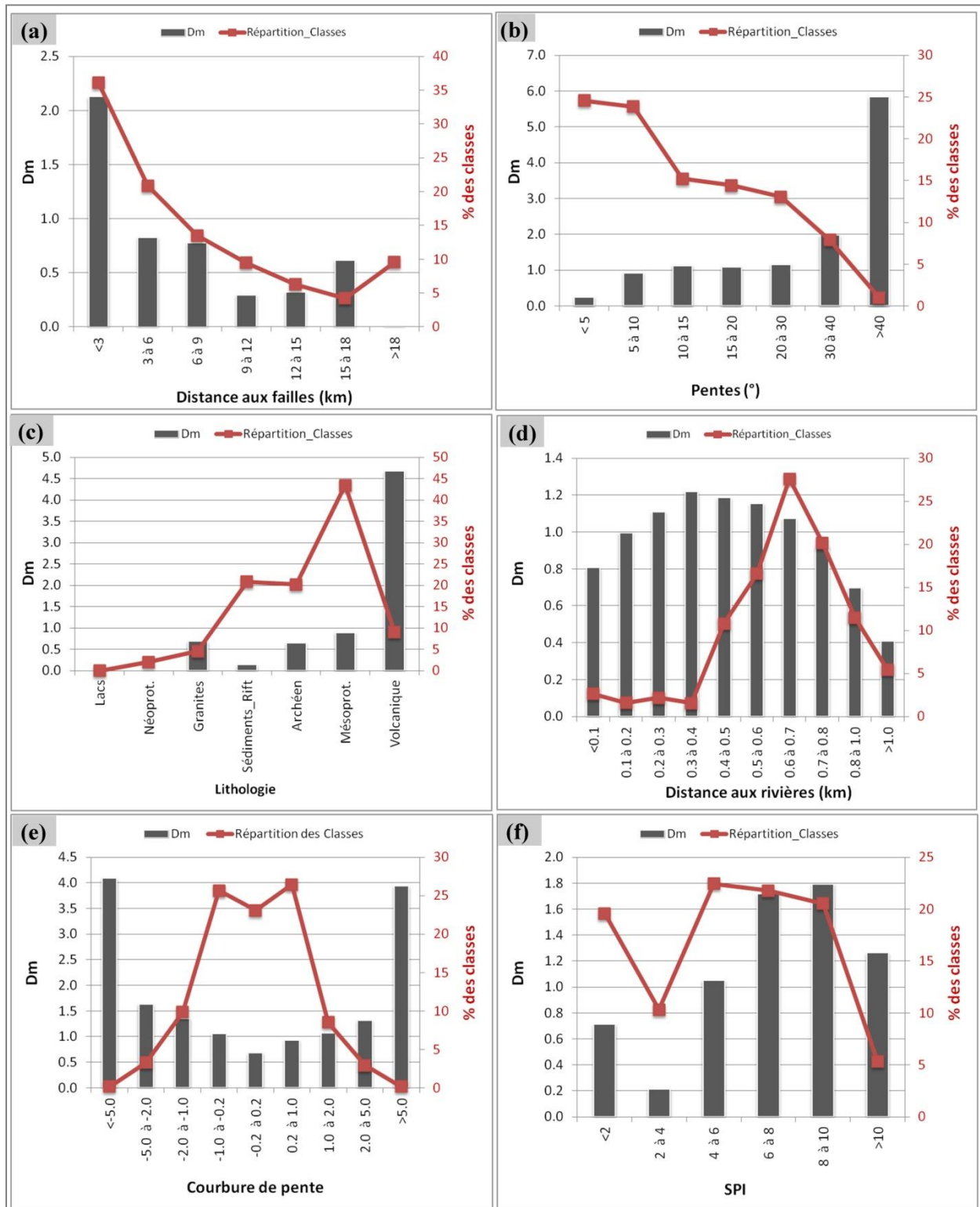


Figure 3.16. Carte des indices de densités relatives des glissements de terrain pour les différentes classes des facteurs de glissement

Globalement, la figure 3.16 montre que, la corrélation entre les classes des variables n'est pas proportionnelle au pourcentage de celles-ci sur toute l'emprise de la zone d'étude. Cela se remarque notamment pour la pente et la courbure de pente où on observe une distribution quasi-inverse.

En effet, pour la pente (Figure 3.16b), on observe une forte corrélation entre les glissements de terrain et les pentes élevées (généralement supérieures à 30°) au moment où ces dernières sont moins fréquentes par rapport aux faibles pentes. Cela est dû à la présence de la plaine de la Rusizi qui occupe une grande partie de la zone et qui prend une largeur considérable surtout depuis la jonction Ruhwa-Rusizi au lac Tanganyika. A cela s'ajoute l'effet similaire joué par les replats des littoraux des lacs (surtout plus manifestes pour le lac Tanganyika).

Ainsi, les glissements de terrain restent concentrés sur les contreforts de la vallée du rift où les pentes sont fortes et ne se trouvent dans les plaines que sur des bandes très minces le long des rivières (cette présence des instabilités de terrain le long de rivière sera explorée plus tard au chapitre 6 dans l'analyse des interactions entre glissements de terrain et réseau hydrographique).

Quant à la courbure de pente (Figure 3.16e), la répartition des classes montre une grande prépondérance au milieu du graphique, avec des valeurs proches de zéro, ce qui signifie que la majorité de la zone est quasi-plate. Par ailleurs, on remarque que le pic de valeurs n'est pas localisé au juste milieu, mais plutôt sur deux valeurs symétriques de part et d'autre de zéro, car des pentes absolument plates sont en principe rares. Cette majorité des classes proches de zéro peut s'expliquer par la même hypothèse formulée pour la compréhension de la distribution des pentes, car une courbure localement faible (tant en concavité qu'en convexité) veut dire aussi une pente locale très faible.

Par contre, on trouve que, si on regarde la densité des glissements de terrain, elle est plutôt faible pour des courbures de pentes proches de zéro et maximale pour les parties correspondant aux valeurs absolues importantes (concaves et convexes), du fait de la présence de pentes fortes sur les parois de toute forme concave et convexe. En d'autres termes, la notion de concavité renvoie aussi et agit selon les mêmes principes que celle de la pente.

Toutefois, un autre trait caractéristique supplémentaire propre à la courbure de pente est que les formes concaves favorisent la concentration des eaux de ruissellement, ce qui a tendance à augmenter la saturation du sol et créer des conditions mécaniques et géotechniques favorables aux glissements de terrain.

C'est de cette façon que s'explique la relative supériorité de densité de glissements de terrain pour les valeurs élevées de concavité (extrémité gauche de la figure 3.16e) que pour les parties très convexes (extrémité droite de la figure 3.16e). Cette supériorité s'observe au niveau des autres valeurs, si on compare deux à deux la densité de chaque classe positive à celle de sa symétrique négative.

Par contre, des distributions quasi-identiques tant des classes que de densité de glissements de terrain se remarque pour la distance aux failles (fortes valeurs pour de faibles distances, figure 3.16a).

On trouve de fortes densités de glissements de terrain pour de faibles distances au réseau de failles, ce qui traduit l'influence de la proximité des failles sur l'occurrence des glissements de terrain. Par ailleurs, on trouve une densité nulle de glissements de terrain au-delà de 18 km alors qu'on voit que cette espace occupe environ 10% du territoire (voir courbe rouge et axe secondaire de la figure 3.16a). La prépondérance des classes de faible distance aux failles (voir la courbe rouge, relative à la distribution des classes de distance aux failles) peut s'expliquer par la densité du réseau de failles dans la zone d'études. La présence d'un léger relèvement de la courbe de densité des glissements de terrain entre 12 km et 18 km peut être expliquée par l'hypothèse de l'interférence des autres facteurs.

La figure 3.16 montre également qu'existe une grande densité de glissements de terrain tout près des rivières (Figure 3.16d).

Le faible pourcentage des classes de distance aux rivières inférieures à 400 m témoigne de la majorité des vallées encaissées quasi en V, ne laissant que de fines bandes planes (quelques fois même inexistantes) le long des rivières, ce qui rend leur pourcentage relativement bas par rapport à l'immensité de la zone. Néanmoins, le fait que le reste du territoire soit très important (soit 86.6% du territoire) et confiné entre 400 m et 1 km des rivières, témoigne de la forte densité du réseau de drainage.

La densité élevée des glissements de terrain sur les petits tronçons près des rivières (pourtant moins fréquents) prouve le lien fort entre la proximité des rivières et la fréquence des glissements de terrain.

Ainsi, on peut donc pressentir l'implication de la proximité des rivières dans le processus des glissements de terrain. L'un des aspects de celle-ci implique l'action de l'écoulement des rivières sur les talus situés à proximité, en commençant par l'érosion et l'instabilité des berges des rivières. C'est notamment ce qui est mis en exergue par la figure 3.16f qui démontre de fortes densités de glissements de terrain sur des tronçons où la puissance de l'écoulement est très importante.

Cependant, si cette implication reste loin d'être linéaire, c'est l'hypothèse des artefacts liés aux interférences des autres facteurs qui fait effets, conduisant des fois à l'occurrence ou non des glissements dans des conditions imposées par la satisfaction d'autres facteurs autres que la puissance de l'écoulement.

S'agissant de la lithologie, les fortes densités s'observent pour les formations volcanique, mésoprotérozoïque et archéenne. On remarque néanmoins que la situation est telle, alors que la formation lithologique volcanique ne représente que 9 % environ de la zone d'étude. Ceci se justifie par la présence de beaucoup de grands glissements de terrains au Nord, dans les gorges de la Rusizi.

En somme, nous remarquons que le calcul des indices de densités des glissements de terrains pour les différents facteurs est très important. Le rôle de la description réalisée préalablement au calcul des densités au sujet des pourcentages relatifs des classes est aussi manifeste. Ceci constitue le gros du décorticage des résultats, le détail des résultats du calcul de D_m pour toutes les variables impliquées est présenté plus loin dans le tableau A3.1 de l'annexe A3.3.

3.3.4. Analyse des facteurs environnementaux : pondération par la méthode de Saaty

Cette analyse commence par la production de la première matrice de comparaison. Celle-ci traduit, comme nous l'avons souligné plus haut, la connaissance du terrain, l'expérience personnelle du chercheur et la répartition des glissements de terrain dans les classes des différentes cartes thématiques. Cette dernière intègre les corrélations directes entre la variable caractérisant les glissements de terrain et chacune des variables. Les résultats ressortent les relations de surclassement entre les variables, comme présentées dans le tableau 3.7.

Cette matrice de comparaison doit ultérieurement être soumise à une standardisation avant son intervention dans la pondération finale afin de normaliser ses valeurs.

Cette opération aboutit à la matrice de comparaison standardisée des facteurs présentée en détail au tableau 3.8.

On remarque une grande prépondérance des indices topographiques, suivis par l'orientation de pente et la lithologie. La longueur de pente vient en dernière position, comme le montre en détail le tableau de pondération des facteurs (Tableau 3.9).

Après la pondération des variables par la méthode de Saaty, la carte de susceptibilité est prête à être calculée.

Tableau 3.7. Matrice de comparaison des facteurs

	CTI	SPI	Or. Pente	Litho	D.Rivière	D.Failles	Topo.	PGA	Pente	Cour_pente	Pluie	Facteur-LS	OC_SOL
CTI	1	1	3	3	5	5	7	7	8	8	7	9	3
SPI	1	1	3	3	5	5	7	7	8	8	7	9	3
Or. Pente	1/3	1/3	1	1	3	3	5	5	6	6	5	7	1
Litho	1/3	1/3	1	1	3	3	5	5	6	6	5	7	1
D. Rivières	1/5	1/5	1/3	1/3	1	2	3	3	4	4	3	5	1/3
D. Failles	1/5	1/5	1/3	1/3	1/2	1	3	3	4	4	3	5	1/3
Topo.	1/7	1/7	1/5	1/5	1/3	1/3	1	1	2	2	1	3	1/5
PGA	1/7	1/7	1/5	1/5	1/3	1/3	1	1	2	2	1	3	1/5
Pente	1/8	1/8	1/6	1/6	1/4	1/4	1/2	1/2	1	1	1/2	2	1/6
Cour. Pente	1/8	1/8	1/6	1/6	1/4	1/4	1/2	1/2	1	1	1/2	2	1/6
Pluie	1/7	1/7	1/5	1/5	1/3	1/3	1	1	2	2	1	3	1/5
Facteur-LS	1/9	1/9	1/7	1/7	1/5	1/5	1/3	1/3	1/2	1/2	1/3	1	1/7
OC_SOL	1/3	1/3	1	1	3	3	5	5	6	6	5	7	1

Tableau 3.8. Matrice de comparaison standardisée des facteurs

	CTI	SPI	Or. Pente	Litho	D.Rivière	D.Failles	Topo.	PGA	Pente	Cour_pente	Pluie	Facteur-LS	OC_SOL
CTI	0.2387	0.2387	0.2793	0.2793	0.2252	0.2110	0.1780	0.1780	0.1584	0.1584	0.1780	0.1429	0.2055
SPI	0.2387	0.2387	0.2793	0.2793	0.2252	0.2110	0.1780	0.1780	0.1584	0.1584	0.1780	0.1429	0.2055
Or. Pente	0.0796	0.0796	0.0931	0.0931	0.1351	0.1266	0.1271	0.1271	0.1188	0.1188	0.1271	0.1111	0.1114
Litho	0.0796	0.0796	0.0931	0.0931	0.1351	0.1266	0.1271	0.1271	0.1188	0.1188	0.1271	0.1111	0.1114
D. Rivières	0.0477	0.0477	0.0310	0.0310	0.0450	0.0844	0.0763	0.0763	0.0792	0.0792	0.0763	0.0794	0.0628
D. Failles	0.0477	0.0477	0.0310	0.0310	0.0225	0.0422	0.0763	0.0763	0.0792	0.0792	0.0763	0.0794	0.0574
Topo.	0.0341	0.0341	0.0186	0.0186	0.0150	0.0141	0.0254	0.0254	0.0396	0.0396	0.0254	0.0476	0.0281
PGA	0.0341	0.0341	0.0186	0.0186	0.0150	0.0141	0.0254	0.0254	0.0396	0.0396	0.0254	0.0476	0.0281
Pente	0.0298	0.0298	0.0155	0.0155	0.0113	0.0105	0.0127	0.0127	0.0198	0.0198	0.0127	0.0317	0.0185
Cour. Pente	0.0298	0.0298	0.0155	0.0155	0.0113	0.0105	0.0127	0.0127	0.0198	0.0198	0.0127	0.0317	0.0185
Pluie	0.0341	0.0341	0.0186	0.0186	0.0150	0.0141	0.0254	0.0254	0.0396	0.0396	0.0254	0.0476	0.0281
Facteur-LS	0.0265	0.0265	0.0133	0.0133	0.0090	0.0084	0.0085	0.0085	0.0099	0.0099	0.0085	0.0159	0.0132
OC_SOL	0.0796	0.0796	0.0931	0.0931	0.1351	0.1266	0.1271	0.1271	0.1188	0.1188	0.1271	0.1111	0.1114

Tableau 3.9. Tableau de pondération des facteurs

	CTI	SPI	Or. Pente	Litho	D. Rivière	D. Faille	Altitude	PGA	Pente	Cour. Pente	Pluie	Facteur-LS	OC_SOL
POIDS	0.2111	0.2111	0.1100	0.1100	0.0604	0.0554	0.0274	0.0274	0.0183	0.0183	0.0274	0.0132	0.1100
POIDS (%)	21.11	21.11	11.00	11.00	6.04	5.54	2.74	2.74	1.83	1.83	2.74	1.32	11.00

3.3.5. Carte de susceptibilité aux glissements de terrain et sa validation

Après le calcul et l'application des poids globaux aux cartes thématiques normalisées, la carte de susceptibilité a été réalisée. Elle a été subdivisée en 5 classes correspondant respectivement à une susceptibilité très faible, faible, modérée, élevée et très élevée ayant pour limites supérieures respectives de 3, 4, 5, 6 et 10.52. La carte de susceptibilité et la distribution du territoire dans les différentes classes de susceptibilité sont données par la figure 3.17.

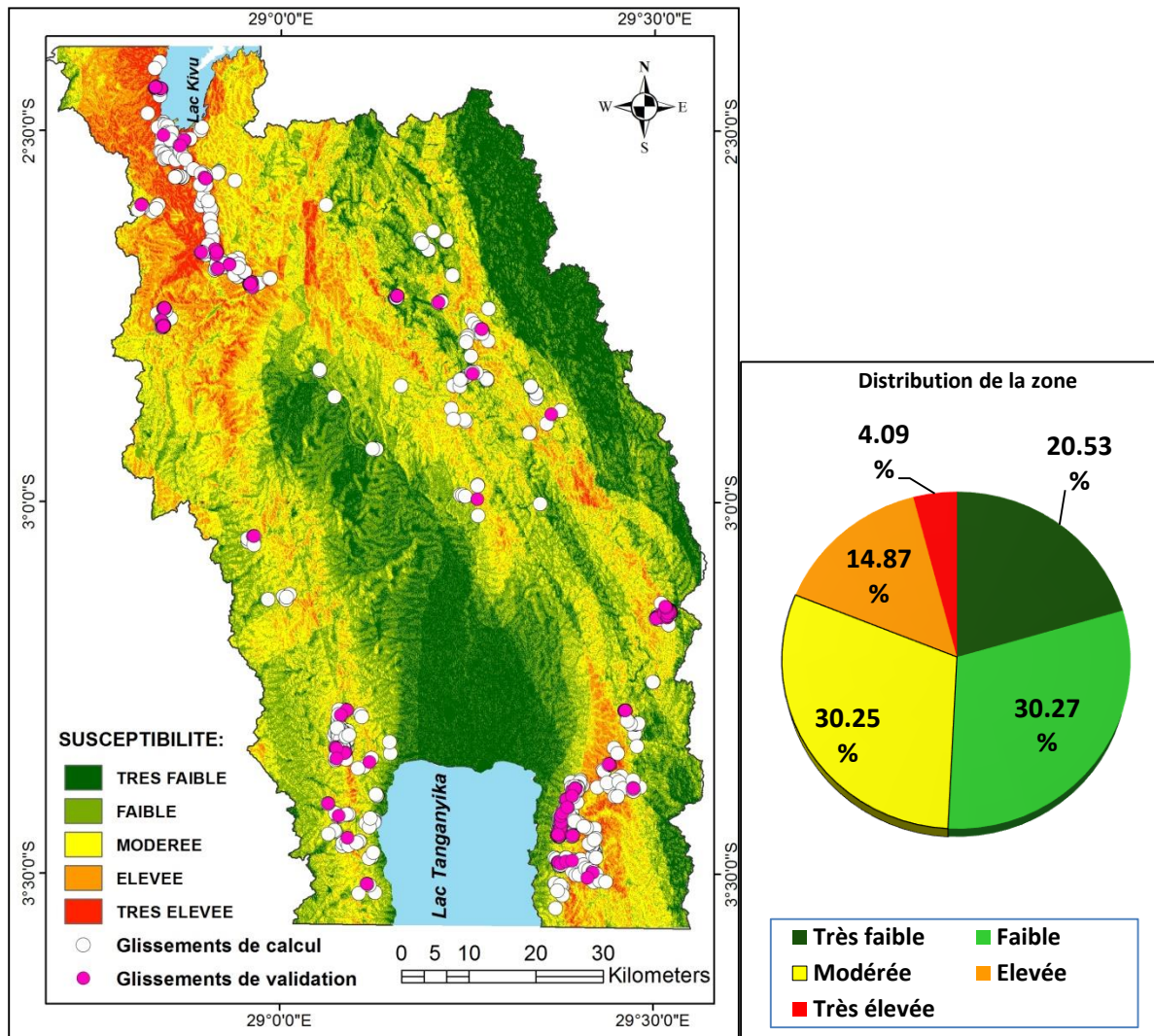


Figure 3.17. La carte de susceptibilité aux glissements de terrain, avec mention de la localisation des glissements de terrain tant de calcul que de validation ainsi que les pourcentages relatifs des différentes classes de susceptibilité au sein de toute la zone d'étude.

Les résultats montrent que 18.96 % de la zone d'étude sont localisés dans les classes de susceptibilité « élevée » et « très élevée » tandis que 30.25 % correspondent à une susceptibilité modérée. Le reste, soit environ 50.79 % connaissent une susceptibilité faible ou très faible.

Globalement, la carte de susceptibilité produite montre une répartition quasi symétrique des valeurs autour du rift représenté ici par la vallée de la rivière Rusizi.

L'hypothèse formulée pour ce fait est que la répartition des facteurs des glissements de terrain est pareille. Si on considère par exemple les variables liées à la topographie, elle varie quasi-identiquement au fur et à mesure que l'on quitte la Rusizi vers les Monts Mitumba (à l'Ouest) et vers la crête Congo-Nil (à l'Est). Ainsi, une grande susceptibilité sur les crêtes peut être justifiée par les fortes pentes et les précipitations (qui se calquent proportionnellement à l'altitude). Par contre, on remarque que les valeurs élevées de la susceptibilité ne sont pas exactement au sommet des crêtes, mais plutôt à partir d'une certaine distance en dessous. Une hypothèse à cela peut être recherchée au niveau de la force de l'écoulement de surface qui conditionne aussi l'érosion. Cette force est proportionnelle au débit qui est fort sur les fortes pentes (ce qui explique le fait que ce soit sur les hauteurs) et qui doit attendre des concentrations suffisantes (celles-ci dépendent des surfaces contributives qui sont nulles à la ligne de crête). Ce n'est donc qu'à partir d'une certaine distance que l'écoulement acquiert une force suffisante capable de provoquer et/ou d'accélérer des mouvements de terrain. Le fait que cette répartition soit surtout observée à l'Est du rift, du côté du Burundi et du Rwanda peut être justifié par la présence des réserves naturelles de la Kibira. La forêt régule les l'écoulement de surface en favorisant l'infiltration. En plus, elle limite les vitesses d'écoulement en lui opposant des obstacles qui deviennent des dissipateurs physiques d'énergie.

En guise de validation du modèle de susceptibilité calculé, on a procédé au classement des glissements dans les 5 classes de susceptibilité. La figure 3.18 en donne le résultat tant sur base de tous les glissements de terrain inventoriés que sur base de ceux de validation.

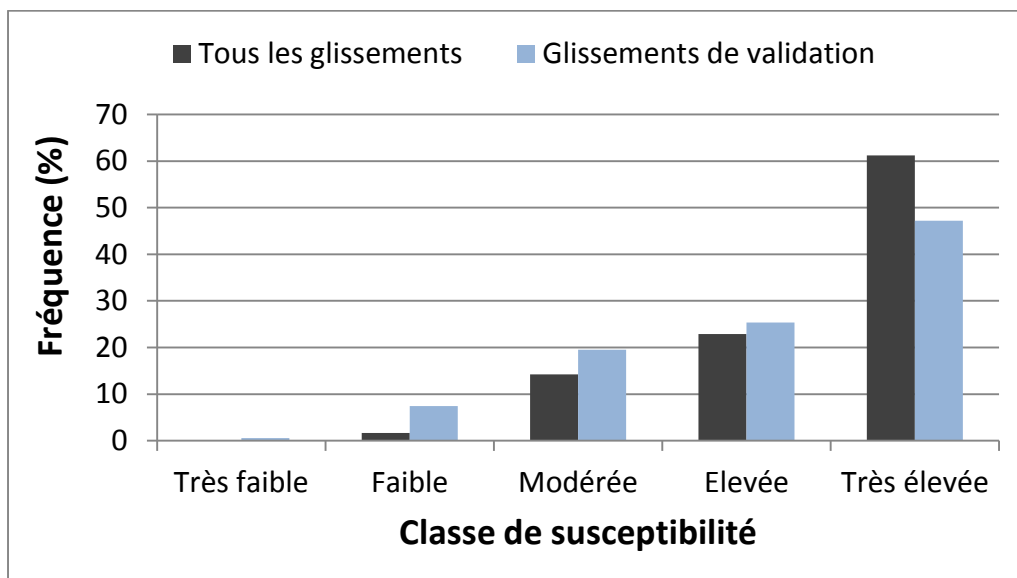


Figure 3.18. Aperçu des résultats de validation de la carte de susceptibilité aux glissements de terrain, selon qu'on utilise soit tous les glissements de terrain ou soit uniquement ceux de validation.

On remarque que 84.06 % de pixels des glissements de terrain tombent dans les classes de susceptibilité élevée et très élevée. Par contre, si on considère uniquement les glissements de validation, cette valeur diminue pour devenir 72.53 %.

A côté de cette première approche qui tient compte du nombre de pixels des glissements de terrain, nous présentons dans les lignes qui suivent les autres techniques possibles dont nous explicitons par la même occasion les limites pour notre cas.

En effet, il est également possible de faire une validation en termes du nombre de glissements. Ce cas distingue 3 possibilités différentes en fonction du mode de détermination de l'appartenance de chaque glissement de terrain dans les différentes classes de susceptibilité.

Dans un premier temps, chaque glissement a été caractérisé par la valeur de pixel la plus fréquente (première possibilité) ou alors la moyenne des valeurs de ses pixels (deuxième possibilité).

En fin, nous avons considéré la valeur du centroïdes de chaque glissement de terrain comme valeur caractéristique (troisième alternative). Ainsi, le niveau de susceptibilité correspondant à la valeur caractéristique est automatiquement attribué à tout le glissement pour servir de classement.

Les résultats montrent que, sur base de tous les glissements inventoriés, les pourcentages des glissements classés dans les catégories de susceptibilité élevée et très élevées sont de 34.59%, 43.66% et 40.85% si on se base sur les centroïdes, les valeurs majoritaires (les plus fréquentes) et la moyenne respectivement.

Ceci prouve à suffisance, qu'il faut beaucoup de prudence quant à la méthodologie à utiliser. La figure 3.19 illustre bien l'origine de ce biais, sur base d'un exemple de trois glissements de terrain tirés de l'échantillon de validation dans la partie Nord de la zone d'étude.

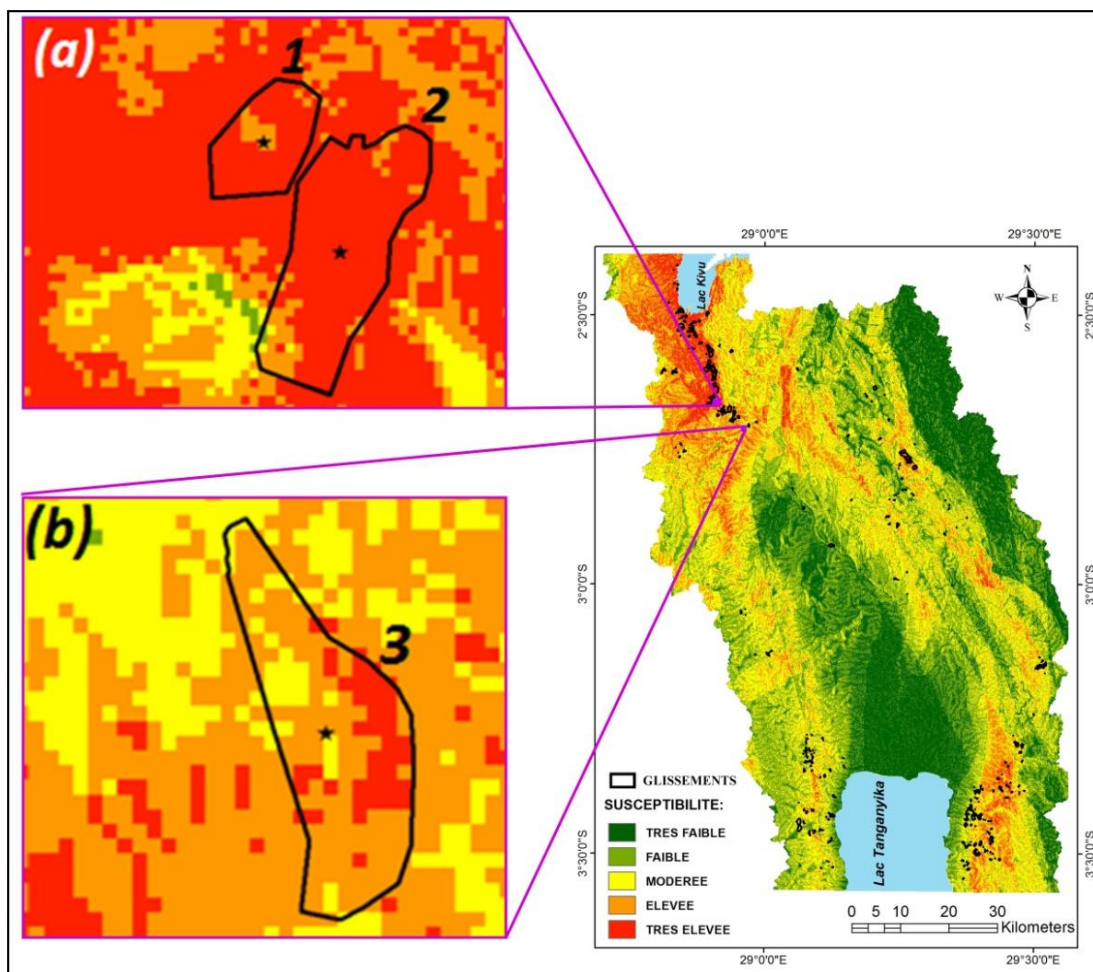


Figure 3.19. Trois glissements de terrain choisis pour servir d'exemples dans l'analyse de biais pouvant survenir selon la méthode de validation utilisée.

On voit que si on regardait le nombre de pixels, le glissement 1 de la figure 3.19a appartiendrait à la classe de susceptibilité « très forte ». Ce qui est évident même si on regardait uniquement son environnement proche. Ceci serait le cas si sa classe était déterminée par la moyenne des valeurs de ses pixels. Pourtant, l'usage des centroïdes lui confère une susceptibilité « forte ». Si on se penche sur le glissement de terrain 2, on trouve que sa classe n'est pas influencée pourtant par la méthode d'affectation.

De même, l'usage des centroïdes classerait le glissement 3 (Figure 3.19b) dans la classe de susceptibilité modérée, alors que la moyenne lui donnerait une classification au moins élevée. Par contre, la moyenne, bien que relativement mieux que les centroïdes, n'est pas sans inconvénients. Elle exige une prudence dans son exécution et dans son interprétation. En effet, il vaut mieux travailler sur la carte de susceptibilité non classifiée, calculer la moyenne et classer le glissement en fonction de la moyenne trouvée.

Ce procédé peut fausser l'information car la présence d'un petit groupe de grandes valeurs peut complètement dominer la majorité de pixels de faibles valeurs et conduire à des conclusions erronées. La méthode de considérer la valeur la plus fréquente est la mieux adaptée pour décider de quelle classe relève un glissement de terrain donné. Par contre, elle reste différente de la méthode qui considère une validation globale, considérant ensemble tous les pixels appartenant aux glissements de terrain pour en effectuer les statistiques.

Cela permet la prise en compte de chaque pixel contenu dans un glissement de terrain, sur toute la zone d'étude. Ceci n'est pas le cas pour le premier cas où la présence des autres pixels non retenus pour cause de minorité ne sera jamais sentie.

La validation globale par pixels est de loin la plus effective car chaque pixel d'un glissement donné est pris en compte dans le bilan global. Elle suivie par la validation tenant compte des valeurs les plus fréquentes puis celle des valeurs moyennes et enfin celle basée sur les centroïdes. C'est pour cette raison que, dans nos analyses, nous nous sommes souvent basés sur une validation basée sur le nombre des pixels (ou bien indirectement via le % de pixels) pour quantifier chaque entité, surtout dans l'appréciation des résultats.

En somme, on déduit de ces analyses que les valeurs permettant l'évaluation des résultats dépendent des échantillons utilisés dans la validation (tous les glissements de terrain utilisés dans les calculs ou alors un échantillon de validation n'ayant pas servi) et des procédés impliqués dans la caractérisation des glissements de terrain. Les valeurs que nous avons retenues et qui ont servi dans l'élaboration de la figure 3.18 sont basées sur la technique des pixels.

L'utilisation d'un échantillon réservé d'avance à cet effet (échantillon de validation) et n'ayant pas servi aux calculs permet de mieux rendre compte du degré d'efficacité des calculs car avant tout, anticiper les comportements possibles des autres zones sur base des comportements observés chez certaines zones constitue l'objectif même de calcul de susceptibilité.

3.4. Validité et limites des résultats

SafeLand (2011) décrit quelques éléments pouvant conduire à des erreurs dans le calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain. Nous nous en sommes servis pour appréhender la validité et les limitations de nos résultats. Pour réduire les erreurs liées à l'utilisation des données cartographiques d'échelles différentes, comme les cartes des courbes isohyètes, nous nous sommes servis du géo-référencement pour corriger les erreurs de positionnement.

Un autre élément qui est souvent pointé du doigt concerne l'utilisation de fausse échelle de données (déduire un MNT de haute résolution à partir d'une autre source à faible ou moyenne résolution). Sur ce, même en cas d'utilisation de cette technique peut être pour des raisons techniques, surtout pour les simulations numériques selon les exigences de l'outil utilisé, il faut renseigner cette situation et en tenir compte dans l'interprétation des résultats.

Mais jusque-là, on n'a pas eu recours à un échantillonnage de haute vers la basse résolution, mais plutôt l'inverse. Comme on travaillait à l'échelle régionale, la résolution horizontale globale de notre étude a été fixée à 30 m*30 m. Par rapport aux soucis relatifs aux lacunes dans certaines bases de données, nous nous devons de rapporter des cas des vides rencontrés dans les séries d'observation, essentiellement pour les précipitations.

Toutefois, ceux-ci ont été gérés selon les règles d'art, conformément aux techniques recommandées par l'Organisation Météorologique Mondiale. Un autre élément à souligner dans ce volet concerne les inventaires des glissements de terrain.

On doit souligner que la base de données initiale telle qu'elle, comptait plus de 1000 glissements de terrain. Mais nous nous sommes résolus d'utiliser les glissements de terrain qui remplissent certains critères pour des raisons techniques. Ce choix était guidé notamment par la résolution globale de travail. En effet, la plupart des outils d'analyse fonctionnent sur base des algorithmes qui accomplissent les opérations d'une manière automatique. C'est notamment le calcul des pentes, des accumulations de débits, du calcul des surfaces, de recouplement des cartes thématiques, etc. C'est ainsi qu'entre en jeu le nombre de pixels minimum pour pouvoir reconnaître une forme.

Ce nombre renvoi alors automatiquement à la surface minimale admissible pour des résultats rigoureux. Nous avons fait appel à un algorithme qui ne retient que les formes pouvant intercepter au moins un carré de 30 m de côté. Ainsi, la largeur de chaque glissement est d'au moins 121.1 m² sur toute la base de données des 627 glissements de terrain utilisés dans les calculs.

Par contre, dans l'échantillon de validation, nous avons levé la discrimination, en ré-échantillonnant la carte de susceptibilité sur 10 m de résolution, pour évaluer les résultats par rapport à toute la base de donnée.

L'évaluation des résultats de cette étude par rapport à ceux des autres travaux a aussi été réalisée pour évaluer le degré des dispersions ou de rapprochement par rapport aux autres études. Ainsi, elle a été menée en comparaison avec quelques-unes des études mentionnées plus haut dans la section, tout en donnant la priorité à celles réalisées dans la sous-région.

Une bonne approximation de la susceptibilité est logiquement celle qui place la majorité de glissements de terrain dans la plus grande susceptibilité établie, du moment où la carte peut servir à reconnaître d'avance les zones où l'apparition des glissements de terrain est la plus probable.

Une appréciation d'ensemble montre que nos résultats sont suffisamment cohérents, présentant de moins en moins des glissements au fur et à mesure que l'on descend l'échelle de susceptibilité établie. Le pourcentage des glissements présents passe graduellement de 47.18 % pour la classe « susceptibilité très élevée » à 0.55 % dans celle correspondant à la susceptibilité très faible. En cas de prise en compte de tous les glissements inventoriés, ces valeurs deviennent 84.06 et 0.06 respectivement.

La validation utilisant l'échantillon réservé uniquement à la validation montre des valeurs légèrement inférieures à celle utilisant tous les glissements dans les classes de forte susceptibilité et l'inverse dans la faible susceptibilité. Ceci témoigne donc de la relative légère précision plus accentuée pour le dernier cas, ce qui est, selon nous, compréhensible car ce deuxième groupe renferme déjà les données ayant servi à la construction du modèle au moment où le premier (groupe de validation) est exempt de toute implication antérieure.

Mais, dans tous les cas, même la validation liée à l'échantillon reste largement satisfaisante, plaçant environ 72.53% des glissements dans les classes de susceptibilité « élevée » et « très élevée ».

Ensuite, si on se situe par rapport aux autres, on trouve quelques différences relatives, vu que ceux-là mêmes présentent des traits de différences, comme le présente le tableau 3.10 ci-dessous.

Tableau3.10. Comparaison des résultats de validation de notre étude et ceux des autres travaux réalisés dans la région d'étude. Les signes « * » et « ** » indiquent respectivement une validation réalisée sur base de tous les glissements de terrain et celle se basant uniquement sur l'échantillon de validation.

ETUDE	SUSCEPTIBILITE				
	TRES FAIBLE	FAIBLE	MODEREE	ELEVEE	TRES ELEVEE
Cette étude*	0.06	1.66	14.22	22.87	61.19
Cette étude**	0.55	7.44	19.49	25.35	47.18
Kubwimana et al. 2018	0.00	0.00	11.80	26.50	61.00
Butara et al. 2015	13.28	3.40	33.56	14.68	34.96
Nsengiyumva et al. 2018	0.00	4.69	17.86	27.96	49.49
Moyenne des 3 auteurs	4.43	2.70	21.07	23.05	48.48

Comme le tableau 3.10 le montre, dans la classe « très faible », on se rend compte qu'on n'est pas très loin des valeurs trouvées par Kubwimana et al. (2018) et Nsengiyumva et al. (2018). Ce rapprochement est beaucoup plus manifeste pour les classes de susceptibilité « modérée », « élevée » et « très élevée ».

Dans cette même gamme de susceptibilité, les écarts de nos résultats par rapport à la moyenne de ceux des autres travaux restent significativement réduits. Notre étude n'est donc pas très différente des autres en termes de sa validation, donnant tout de même une légère augmentation de présence des instabilités de terrain dans les classes inférieures de la susceptibilité.

En guise d'hypothèse, la taille de la zone d'étude pourrait avoir quelques bribes d'influence. En effet, à cause de la présence de beaucoup de particularités locales compte tenu des dimensions de la zone d'étude, il devient de plus en plus difficile de trouver un compromis pour un si grand territoire qu'il ne l'est pour une analyse opérée à l'échelle du bassin versant. Par ailleurs, ce phénomène se remarque aussi si on compare Nsengiyumva et al. (2018) et Kubwimana et al. (2018).

On trouve que pour le premier, ayant travaillé à l'échelle nationale, les pourcentages d'instabilités trouvées dans les classes allant de « très faible » à « modérée » sont supérieurs à ceux du second qui opère à l'échelle d'un bassin versant. L'équilibre entre les valeurs se rencontre vers la classe « élevée » pour s'inverser dans la classe « très élevée ». Ainsi est-il pour nos résultats par rapport à ceux de ces deux études pour qui on trouve également le même ordre ascendant des pourcentages depuis les classes « très faible » et « très élevée ».

3.5. Conclusion partielle

Une étude de calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain a été réalisée dans l'une des zones les plus sollicitées par les aléas naturels, à cheval sur la vallée du rift Est Africain.

Bien que plusieurs méthodes de calcul de la susceptibilité aient été présentées, nous avons fait usage d'une d'entre elles, basée sur le calcul des densités relatives des instabilités dans chacune des classes des variables favorisant les glissements de terrain. A partir de la carte des densités, des techniques allant de la normalisation à la pondération des facteurs ont abouti à une carte qui montre la susceptibilité relative de chaque point de la zone d'étude par rapport aux glissements de terrain. On découvre une forte susceptibilité, malheureusement, aux environs de certaines zones à forte concentration humaine. C'est le cas des villes de Bukavu, en République Démocratique du Congo, de la ville de Bujumbura au Burundi et la partie Est de Cyangugu au Rwanda.

On rencontre également une forte susceptibilité sur une bande moins large d'orientation Nord-Sud dans les montages surplombant la ville d'Uvira en République Démocratique du Congo. La situation de ces zones de forte susceptibilité, généralement dans les fortes pentes sur les versants de la crête Congo-Nil à l'Est et des Monts Mitumba à l'Ouest, peut contribuer beaucoup à l'aggravation des pertes consécutives aux glissements de terrain. Cette imbrication entre les glissements de terrain et les autres aléas naturels dont les inondations sera explicitée en détails plus tard dans les études de cas, dans la deuxième partie dédiée à la modélisation numérique.

En marge de cette étude, nous avons pu discuter des différences entre le degré de susceptibilité de notre terrain d'étude à celle des autres régions. De plus, la comparaison de ceux-ci à d'autres études menées dans la sous-région permet de mettre en lumière les effets liés à l'échelle d'analyse, aux données et à la méthodologie utilisée, etc.

Il a été constaté que l'usage d'une grande variété de données permet des analyses beaucoup plus poussées mais que, pourtant, la région en accuse un manque non négligeable, conduisant les chercheurs à user des moyens à bord souvent compliqués pour combler ce vide. C'est pourquoi des efforts particuliers doivent être déployés par les pouvoirs publics pour permettre la disponibilité des données. Cela peut passer par la constitution d'une base de données régionale dont la gestion peut être confiée à des organes compétents pour en assurer la sécurité et la disponibilité aux chercheurs.

**DEUXIEME PARTIE : MODELISATION NUMERIQUE : DU GLISSEMENT DE
TERRAIN AUX INONDATIONS**

IV. DU GLISSEMENT DE TERRAIN AU BARRAGE NATUREL : CAS DU GLISSEMENT DE BANANERAIE SUR LA RIVIERE KANYOSHA

Ce chapitre est basé sur la partie relative à l'analyse de stabilité du glissement de terrain, dans l'article "*Formation, breaching and flood consequences of a landslide dam near Bujumbura, Burundi*" par Nibigira, L., Havenith, H.-B., Archambeau, P. et Dewals, B., publié en juillet 2018, dans la revue *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Il se base aussi sur la communication "*Geohazards and flood risk assessment in Bujumbura / Burundi : contribution of numerical modeling*", publiée dans les actes de *The Belgium Geographers Day*, tenue à Liège, le 17 novembre 2017.

Pour cette partie, la contribution personnelle du doctorant consiste en sa participation aux travaux de terrain en collaboration avec le projet GEORISCA (mesures topographiques ainsi que les prospections géophysiques incluant la tomographie électrique et la microsismique), la construction du modèle numérique du glissement de terrain et la définition des scénarii de simulation sous UDEC (en collaboration avec Dr.Ir. Hans-Balder Havenith du laboratoire *Géorisques et Environnement* de la Faculté des Sciences). Il a également réalisé l'extraction et l'analyse des paramètres de sortie (accélérations horizontales, accélérations maximales au sol, déplacements horizontaux et verticaux, les vecteurs-vitesses et vecteurs-déplacement, les contraintes verticales et horizontales, les coefficients de sécurité, etc.). Enfin, il a participé dans la discussion générale des résultats et était l'interlocuteur principal avec les équipes de la revue *Natural Hazards and Earth system Sciences* dans les processus de publication des résultats de cette étude.

4.1. Introduction

La ville de Bujumbura est confrontée à des problèmes liés aux risques naturels. Eu égard aux pertes occasionnées, les inondations, aggravées par le contexte des fortes pluies tropicales, constituent le défi naturel le plus important. Cependant, l'implication des autres aléas naturels commence à faire écho dans l'aggravation du risque d'inondation. En février 2014, les inondations résultant de la rupture d'un barrage temporaire formé par la fermeture de la vallée par un glissement de terrain le long de la rivière Gasenyi, en amont de la ville de Bujumbura, ont fait 64 victimes. Plus de 940 maisons ont été détruites, ce qui a eu pour effet plus de 12 500 personnes sans-abri (UNITAR / UNOSAT, 2014 ; Reliefweb, 2014).

Ainsi, une évaluation complète du risque d'inondation devrait mettre en jeu celle des glissements de terrains qui sont par ailleurs, parmi les aléas naturels prédominants dans la sous-région. Comme l'illustre bien le cas des inondations du 14 février 2014 susmentionné, l'une des formes d'interaction des glissements de terrain avec le réseau hydrographique est la formation des barrages naturels.

Plusieurs facteurs peuvent être à la base de la formation des barrages naturels. Les cas les plus documentés font état de l'implication des tremblements de terre parmi les principaux éléments déclencheurs (Adams, 1981 ; Cui et al., 2012). A titre d'exemple, le tremblement de terre de Wenchuan (en Chine) en 2008 a causé 828 barrages liés aux glissements de terrain (Fan et al., 2013 ; Chen et al., 2015).

A côté des tremblements de terre, on cite également les précipitations abondantes (Li et al., 2011) et les autres paramètres environnementaux conduisant à l'instabilité des pentes et talus. D'une part, les pertes liées aux barrages naturels peuvent être enregistrées au moment-même de leur formation. C'est le cas de l'enfouissement en 2011 du village entier de Hsiaolin par un flux massif de débris et un glissement de terrain dans le sud de Taiwan (Li et al., 2011) ou encore le balayage des villages d'Attabad et Sarat dans le Nord du Pakistan en 2010 (Butt et al., 2013).

De nombreuses études se sont particulièrement intéressées à l'étude des barrages naturels formés par les glissements de terrain (Cui et al., 2006 ; Wells et al., 2007 ; Downs et al., 2009 ; Wang et al., 2016 ; Costa et Schuster, 1988 ; Li et al., 2002 ; Chen et al., 2004) et à leurs effets (par exemple les inondations après la rupture) qui, parfois, peuvent être supérieurs à ceux occasionnés par le glissement de terrain dans la phase de formation du barrage.

Bien que différentes méthodes soient proposées et appliquées pour comprendre leurs mécanismes de formation et de rupture (Korup, 2004 ; Corominas et Moya, 2008 ; Crosta et Clague, 2009 ; Dong et al., 2009 ; Nandi et Shakoor, 2009), chaque cas de barrage naturel garde ses propres spécificités. Il s'agit notamment des réalités liées au contexte local ; d'où l'importance des études de cas. Malheureusement, la zone d'étude connaît un manque tant en études de cas qu'en termes de données requises par les analyses.

Ainsi, les études statistiques basées sur les événements antérieurs sont quasi impossibles ; d'où l'importance des études faisant recours à des simulations soutenues par l'usage des outils modernes de modélisation. En Afrique centrale (où se localise également la ville de Bujumbura), malgré certains travaux sur la problématique des inondations et des glissements de terrain (Ilunga, 2006 ; Moeyersons et al., 2010 ; nibigira et al., 2015 ; Michellier et al., 2016 ; Jacobs et al., 2016), les études fournissant des analyses de scénarios quantifiés en termes de contribution des différents facteurs impliqués dans le mécanisme de glissement de terrain restent une nécessité. Par ailleurs, l'absence d'études basées sur un contexte multi-aléas en Afrique équatoriale a été récemment mise en évidence par Jacobs et al. (2016), Michellier (2017) ainsi que Monsieurs et al. (2018).

Dans les conditions de la ville de Bujumbura telles que décrites plus haut, une étude multirisque, combinant les mécanismes de formation des barrages naturels et leurs impacts sur le réseau hydrographique renferme donc une double nécessité. D'abord, elle permet une évaluation complète du risque d'inondations en mettant en lumière le rôle des mouvements de masse et les autres facteurs environnementaux. Et puis et surtout, une telle étude constitue une contribution indéniable à l'atténuation du défi régional souligné plus haut, en augmentant la compréhension des risques naturels en Afrique centrale.

Localement, elle contribue à la prise de conscience collective et la prise en compte du contexte multirisque dans les plans d'aménagement du territoire en général et des centres urbains en particulier, surtout dans un contexte où le rapprochement des habitations près des lits des rivières devient de plus en plus préoccupant. Nous avons étudié le mouvement de masse existant appelé « Glissement de Bananeraie » (appelé BTL ci-dessous), en référence à sa dynamique complexe en plein champ de bananiers.

Ce glissement de terrain a été choisi pour sa taille (il est parmi les plus grands des glissements de terrain à Bujumbura : 500 m de largeur avec un volume de plus de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$) et pour sa position le long de la rivière Kanyosha, en amont de la ville de Bujumbura (Fig.4.1), ce qui en fait un danger potentiel pour les personnes et les infrastructures dans la région.

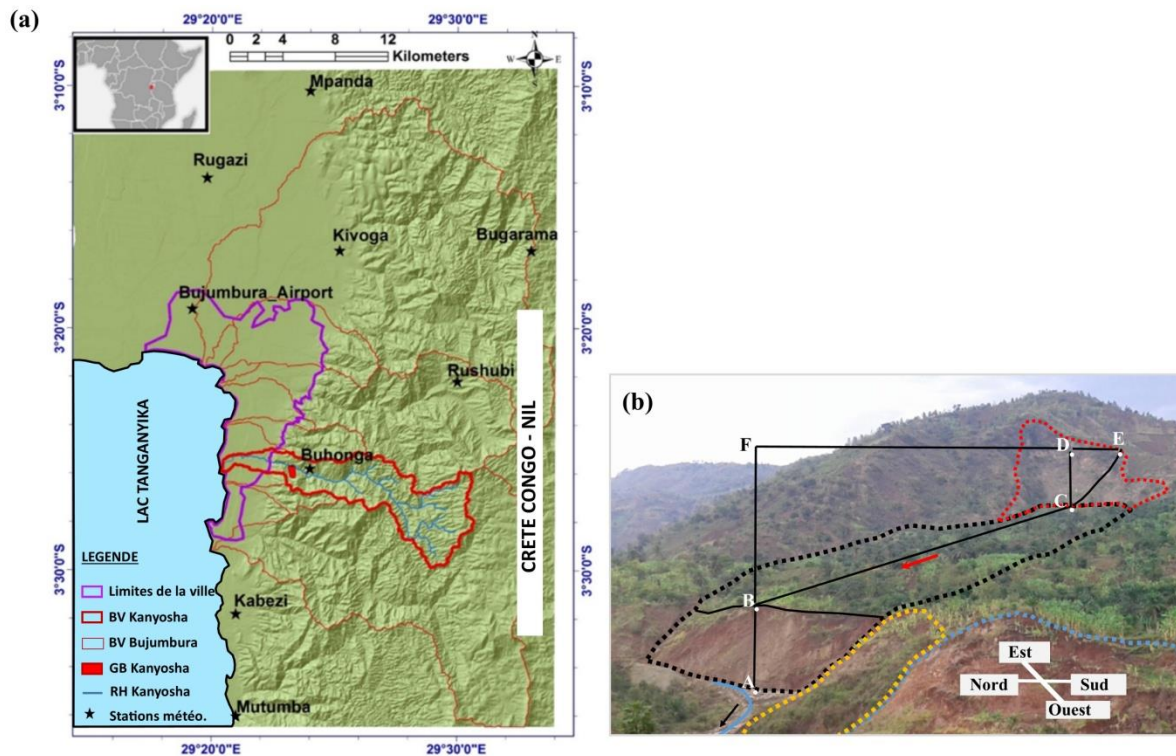


Figure 4.1. (a) Bujumbura et ses environs, avec indication des bassins versants des principales rivières et les limites de la ville, au bord du lac Tanganyika. Le bassin versant de la rivière Kanyosha est mis en évidence (en trait rouge épais) dans la partie centrale, avec le réseau hydrographique (noté RH dans la légende) à l'intérieur. Les stations météorologiques dans et autour de Bujumbura (marquées par des étoiles), le glissement de terrain de Kanyosha (dans le texte appelé « Glissement de Bananeraie », en abrégé « BTL », représenté par un contour plein rouge) et la crête Congo-Nil sont également montrés. « BV » signifie « Bassin versant ». (b) Vue du BTL (contour pointillé noir) et de l'escarpement principal (contour pointillé rouge) ainsi que de ses instabilités locales latérales (contours pointillés orange et bleu clair). La direction de glissement du GB et celle de l'écoulement de la rivière Kanyosha sont indiquées par les flèches rouge et noire, respectivement. AB indique la hauteur (= 26 m) de la partie frontale du glissement de terrain près de la rivière ; BC indique la longueur du GB dans la direction de glissement (~ 750 m); CD montre la hauteur de l'escarpement principal (~ 75m) le long du profil B-C-E. La ligne bleue continue indique l'axe du chenal de la rivière.

En effet, un déplacement du BTL de quelques mètres en direction de la rivière suffirait pour former un barrage naturel et la formation d'un lac réservoir qui pourrait rompre ultérieurement avec tous les risques qu'un tel évènement comporte pour la partie de la ville située en aval. Ceci vient donc renforcer la nécessité d'une étude approfondie en termes de ses mécanismes de déclenchement et d'évolution.

Nos observations récentes montrent que la partie Ouest du glissement (au premier plan de la figure 4.1b), avec des pentes relativement faibles, est marquée par des instabilités de pente très locales (contours pointillés en jaune et bleu clair) qui ne contribuent pas au mouvement général de glissement.

Cependant, la partie Est (points noirs sur la figure 4.1b) présente des pentes raides près de la rivière ; cette zone active mesure à peu près 250 m en largeur et pourrait bientôt se déplacer pour former un barrage naturel causé par l'interposition du glissement de terrain dans le lit de la rivière. La présence des étangs d'eau dans cette partie orientale (Fig.4.2a) est susceptible de contribuer activement à l'instabilité du glissement qui pourrait se développer le long de l'axe principal BC (représenté sur la figure 4.1b).

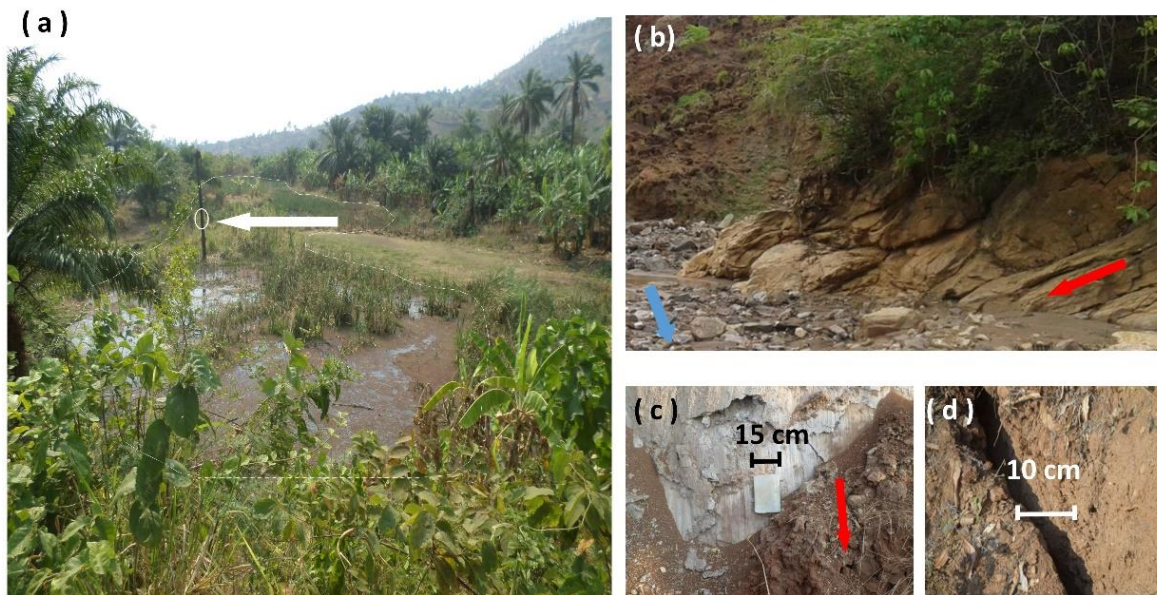


Figure 4.2. Observations de terrain mettant en évidence l'état de stabilité critique du GB : (a) Étang sur le glissement de terrain avec un palmier à huile désigné par la flèche blanche. Cela montre que ces étangs sont récents (les palmiers à huile ne poussent pas dans l'eau, son feuillage particulier par rapport aux autres montre que sa croissance a été anéantie récemment). (b) Vue du pendage des couches au pied du glissement. Celles-ci sont généralement inclinées vers le Nord (côté gauche de la figure), parallèlement à la direction de glissement (flèche rouge). La flèche bleue indique la direction de l'écoulement de la rivière. (c) Vue d'une fissure le long d'une surface de glissement dans une couche d'argile. La flèche rouge indique la direction de glissement de la partie en avant plan le long de la couche d'argile. (d) Une fissure trouvée sur la surface du glissement de terrain. Les effets de cette forte fissuration seront discutés plus loin dans la section 4.4.

Afin de comprendre les mécanismes du glissement de terrain en termes de facteurs de déclenchement, d'évolution et des conséquences possibles, un modèle numérique a été réalisé pour analyser sa stabilité, également dans des conditions dynamiques (sismiques). Cependant, les effets du barrage et sa rupture sur le potentiel d'inondation le long de la rivière Kanyosha et les conséquences notamment en aval dans la zone urbaine ne sont pas inclus dans ce chapitre mais seront étudiés plus tard à travers un modèle hydraulique développé à cet effet, au chapitre 5. Ce chapitre vise également et surtout une contribution aux discussions du chapitre de synthèse (chapitre 6), pour extrapoler sur les implications des connaissances véhiculées par ces résultats à la connaissance de l'état des lieux des risques naturels sur toute la zone d'étude.

4.2. Données et méthodes

4.2.1. Données topographiques

Les données topographiques sont très nécessaires dans le suivi d'un glissement de terrain. En effet, la topographie est requise pour multiples raisons. D'abord, elle est utilisée par le dispositif de prospection du sol par tomographie électrique, en donnant l'altitude de chaque électrode faisant partie du profil. En plus, elle est très utile dans la construction du modèle 2D dans l'analyse de stabilité du glissement de terrain. Dans l'ensemble, un modèle numérique de terrain (MNT) de 10 m de résolution horizontale a été utilisé. Il a été produit en 2012 dans le système de coordonnées UTM35S et en format raster et fourni par le Bureau de Centralisation Géomatique du Burundi (BCG). Une vue du MNT le long de la rivière Kanyosha sera présentée plus loin au chapitre 5 (Fig. 5.2).

Les données topographiques nécessaires pour les profils de la tomographie électrique devaient avoir en principe une résolution de 5 m, ce qui correspond à la distance entre deux électrodes successives du dispositif. Ainsi, un levé topographique a été effectué sur une grande partie du site du glissement de terrain pour compléter le MNT de 10 m de résolution, et particulièrement dans les emplacements des profils pour obtenir le degré de précision requis.

4.2.2. Prospection géophysique

4.2.2.1. La tomographie électrique

La tomographie électrique est une méthode géophysique dont le but est de donner une caractérisation du sous-sol, sur base de la résistivité des couches composant la profondeur d'investigation. Dans notre cas, cette technique était très nécessaire pour mettre en lumière la compacité et le degré d'altération des couches. L'analyse des résultats peut aussi montrer des zones de faiblesse, offrant de ce fait la possibilité de détecter la surface de glissement du GB.

Nous avons utilisé le *SYSCAL Junior Switch 48* (Fig. 4.3). Avec ses 24 électrodes correspondant à 24 sorties et placées à 5 m d'intervalle, le dispositif complet mesure 115 m. Les 24 électrodes sont reliées par un câble.

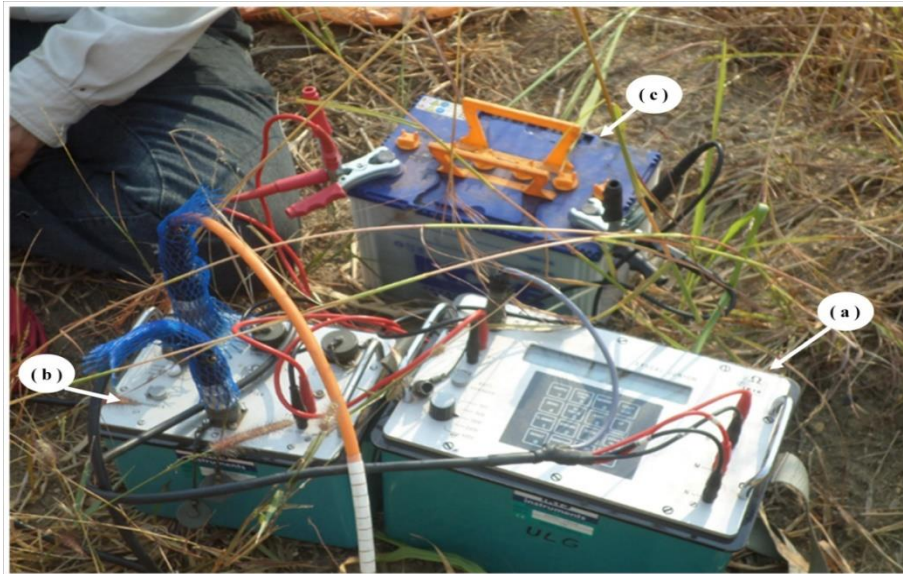


Figure 4.3. Aperçu du matériel utilisé pour la tomographie électrique : on voit les deux unités (a et b) du SYSCAL Junior Switch 48. L'unité de droite (a) offre à l'opérateur une interface de visualisation pour le réglage des paramètres d'investigation. Celle de gauche (b) est connectée aux électrodes au moyen d'un câble. Les deux sont connectées et sont alimentées en courant électrique au moyen d'une batterie (c).

Le principe de la méthode est d'injecter dans le sol un courant électrique d'intensité I entre deux électrodes A et B et de mesurer par la suite la différence de potentiel V induite entre une autre paire d'électrodes M et N. A partir du rapport V/I et de l'écart entre les différentes électrodes, on peut déterminer la résistivité qu'aurait un sous-sol homogène générant la même mesure. Les dispositifs d'électrodes couramment utilisés sont Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-pôle, Wenner, etc. Pour construire une image électrique du sous-sol (c'est-à-dire une coupe de la résistivité du sol en fonction de la profondeur), on mesure le profil de résistance pour différentes combinaisons d'électrodes de courant et de potentiel. Le dispositif de mesure le plus fréquemment utilisé en tomographie électrique est le dispositif Wenner ($AM=MN=NB$). Avec ce dispositif, les résistivités apparentes sont moins affectées par les variations latérales superficielles.

La première étape dans l'interprétation des données en tomographie électrique consiste à construire la pseudo-section qui est obtenue en reportant au centre du dispositif, à une profondeur dépendant de l'écartement utilisé entre électrodes, la valeur de résistivité apparente mesurée. Cette présentation conduit à une image fictive où ni valeurs de résistivité, ni celles de profondeur ne sont correctes.

Pour la configuration Wenner, la profondeur d'investigation nominale est, en principe, égale à la moitié du plus grand écartement utilisé entre deux électrodes successives, mais peut varier suivant la nature des terrains et leur résistivité. L'écartement entre électrodes détermine donc la profondeur d'investigation ainsi que la résolution horizontale et verticale. Par rapport aux autres configurations, le dispositif Wenner rend les structures plus facilement reconnaissables sur la pseudo-section.

Pour obtenir une image quantitative, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section obtenue pour obtenir les variations de résistivité réelle (et non apparente) en fonction d'une vraie profondeur. L'inversion des données est réalisée suivant un processus itératif qui essaie de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et la pseudo-section recalculée à partir d'un modèle. Ce modèle est modifié à chaque itération jusqu'à atteindre une concordance acceptable entre données mesurées et données calculées, ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible. Les données sont calculées sur base d'un modèle 2D qui est supposé constant dans la troisième direction. Il est donc important d'orienter le profil perpendiculairement aux structures géologiques majeures.

Il convient d'ajouter que la tomographie électrique comme tous les essais géoélectriques est affectée par les principes d'équivalence et de suppression :

- Une couche conductrice mince située entre deux terrains résistifs n'est définie que par le rapport épaisseur/résistivité ;
- Une couche résistante mince située entre deux terrains conducteurs n'est définie que par le rapport épaisseur/conductivité ;
- Une couche, même épaisse, de résistivité intermédiaire entre les résistivités de couches qui l'encadrent, peu passer inaperçue.

4.2.2.2. La prospection microsismique

La microsismique est une méthode d'investigation qui permet de déterminer les épaisseurs relatives des différentes couches du site au moyen des mesures des composantes du bruit de fond ambiant. Selon l'origine du bruit de fond, on distingue les ondes de basse fréquence (< 1 Hz) et les ondes de haute fréquence (> 1 Hz). Ces dernières sont généralement rattachées à l'activité humaine et trouvent leur source proche de la surface. Quant aux ondes de basse fréquence, elles sont souvent relatives aux phénomènes naturels tels que les vents, les tempêtes, les marées, etc. Le dispositif est composé d'une station sismique et d'un sismomètre qui capte et enregistre les vibrations du sol. Celles-ci consistent en trois composantes dont une verticale (V) et deux horizontales (H) N-S et E-O. Ainsi, la méthode est souvent désignée sous le nom de « *H/V* » du fait que l'interprétation des données se fait sur base du rapport entre la moyenne des spectres de Fourier de H et de V. C'est pour cette raison que les données numériques brutes enregistrées par le dispositif doivent subir un prétraitement informatique sur base de logiciels appropriés pour pouvoir être dans un format qui en permet une interprétation aisée. Dans le cadre de ce travail, on a fait usage du logiciel Geopsy, qui permet de mesurer la fréquence de résonance du sol et peut donc être utilisée dans la détermination des vitesses sismiques du sol. Dans notre étude, l'investigation microsismique était destinée à fournir l'épaisseur du glissement de terrain. Pour cet effet, un sismomètre Lennartz 5s (Fig. 4.4a) et une station sismique City Shark II (Fig. 4.4b) ont été utilisés.

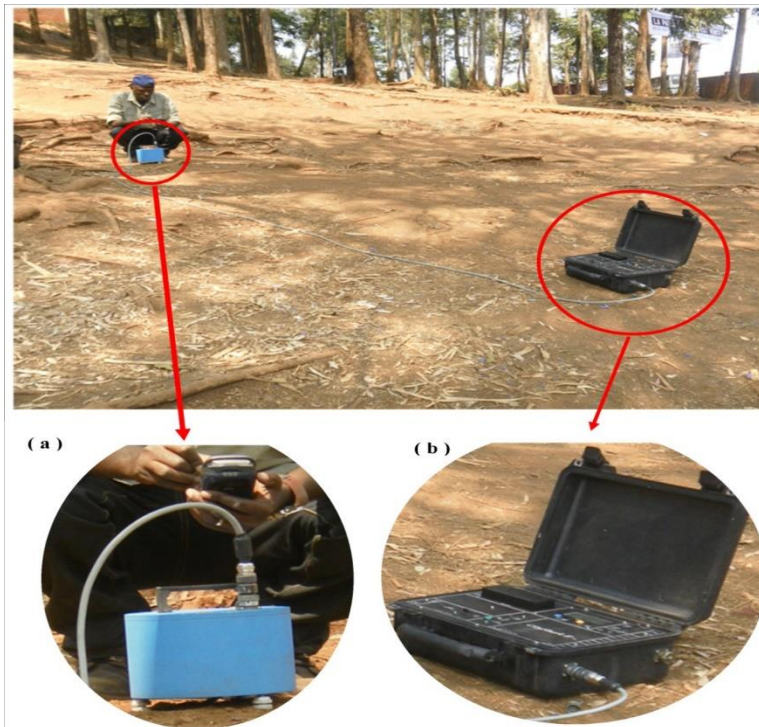


Figure 4.4. Présentation du matériel microsismique utilisé : (a) aperçu du sismomètre Lennartz et de l'opérateur tenant un GPS pour prendre les coordonnées géographiques de l'emplacement du sismomètre ; (b) station sismique City Shark II. Un câble (voir le câble gris dont on voit les extrémités aux figures 4.4a et 4.4b) sert de connexion et assure le transfert de données depuis le sismomètre à la station sismique. On note que cette photo est mise pour illustration, mais elle a été prise sur un autre site d'investigation où le même matériel a été utilisé, à Bukavu (en République Démocratique du Congo), dans le cadre du projet GEORISCA.

Cette technique a été choisie pour ses multiples avantages essentiellement pour la légèreté et le volume réduit des équipements et surtout ses effets neutres sur l'environnement et les écosystèmes.

4.2.2.3. Résultats géophysiques

Pour caractériser le sous-sol du site du BTL, 6 profils de mesure de résistivité par tomographie électrique ainsi qu'une trentaine de mesures H/V ont été réalisés, selon la configuration donnée par la figure 4.5g. Les résultats de la tomographie électrique ont permis d'appréhender la compacité et la disposition des matériaux dans les différentes parties du glissement, tout en mettant en exergue la plupart des discontinuités au sein du glissement de terrain.

Les discontinuités sont par exemple visibles dans les profils électriques Ba1, Ba4 et Ba5 (sous figures a, d et e de la figure 4.5a) où on voit des résistivités relativement élevées entre lesquelles s'intercalent des bandes intermédiaires de très faible résistivité. Cela a permis d'avoir une idée de l'emplacement des poches d'argiles ou des zones de forte altération et parfois même des matériaux meubles fortement saturés en eau. Ces zones de faiblesse correspondent aussi aux démarcations entre les blocs, vu que le corps du glissement de terrain connaît également des cercles de glissement secondaires au sein du glissement principal.

Les résultats du profil électrique Ba1 sont révélateurs des démarcations jusqu'en surface, organisant le site en 4 blocs juxtaposés d'Est en Ouest.

Ainsi, il est beaucoup probable que la zone de faiblesse (nuancée en bleu) vers l'extrémité Est du profil Ba5 corresponde à la continuité de la zone de faiblesse localisée au milieu du profil Ba1, en direction de la rivière. C'est cette discontinuité qui marque la séparation entre les blocs Ouest et Est. Le bloc Est est le plus actif par rapport au mouvement de glissement vers la rivière.

Les mesures électriques (ERT) ont permis également de remarquer que la zone de forte altération va jusqu'à une profondeur d'environ 20 m. Par contre, les mesures ERT ne permettent pas de situer la profondeur du *bedrock*.

Quant aux mesures *H/V*, elles ont servi à approximer l'épaisseur des couches. Toutefois, l'interprétation des résultats était très délicate du fait de l'hétérogénéité des terrains telle que mentionnée plus haut et qui fait que pour la plupart, les pics étaient peu clairs, rendant difficile l'estimation des fréquences fondamentales.

Dans l'ensemble, les résultats tels que montrés dans la figure 4.5b permettent de constater des courbes avec des pics d'amplitude globalement supérieures à 2.

Un autre élément saillant dans ces analyses consiste en la présence des pics à de faibles fréquences fondamentales ($< 0.4\text{Hz}$) pour certaines mesures. Une telle situation peut avoir plusieurs significations. Soit le substratum rocheux est trop profond ou soit ces valeurs sont attribuables à la présence de sources naturelles de bruit de fond. C'est le cas des mesures B21 et B24 dont les pics correspondent à une fréquence de résonance de 0.3Hz , pouvant être rattachés selon la localisation des mesures, au bruit de l'eau dans le ruisseau proche et dans la rivière Kanyosha respectivement.

Les valeurs qui sont retenues dans l'approximation des épaisseurs des couches sont celles des mesures qui ne présentent pas des anomalies de tailles et qui sont de facto jugées fiables.

Banana tree landslide Electrical tomography profiles

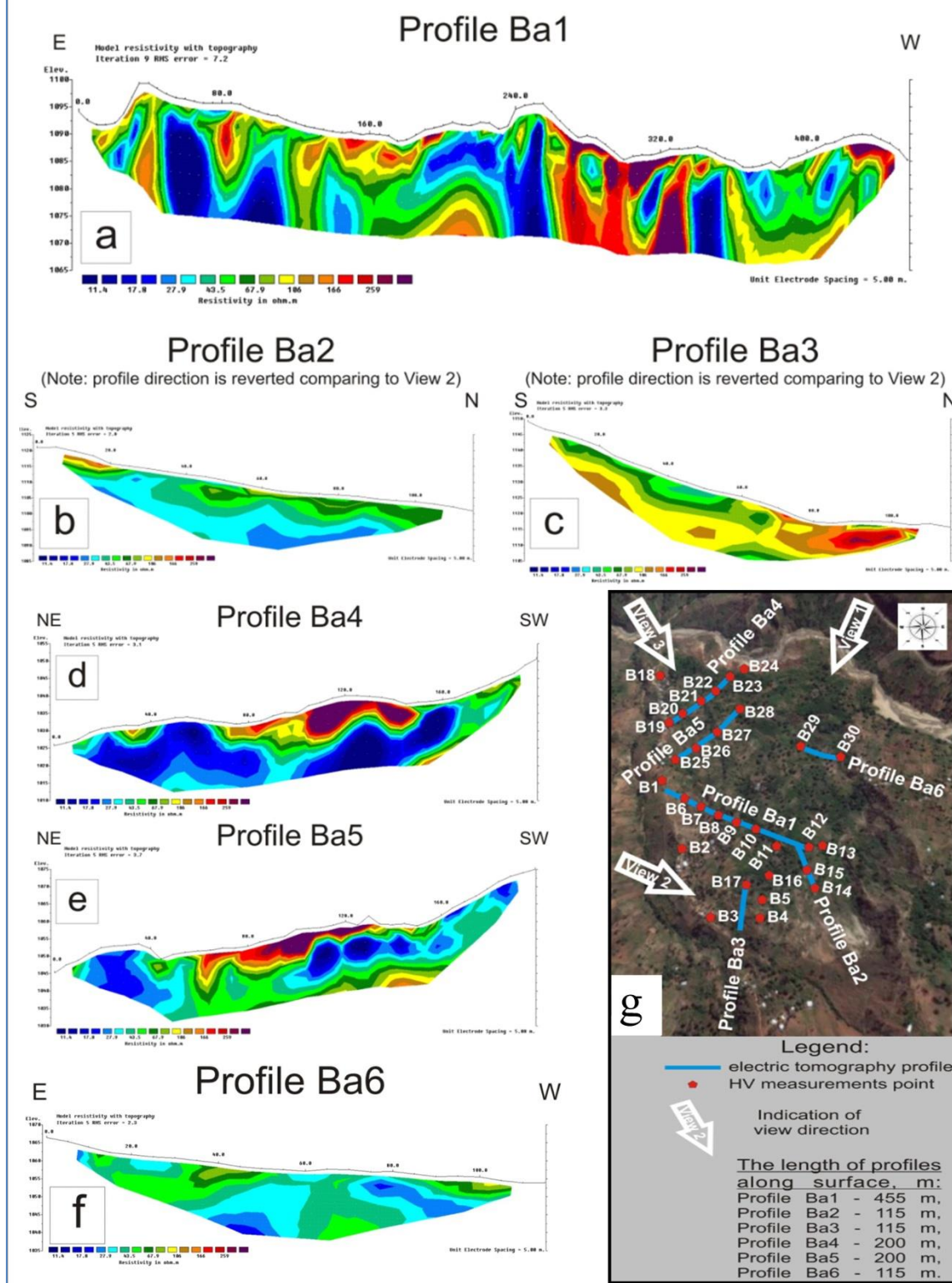


Figure 4.5a. (a) – (f) résultats des profils électriques ; (g) aperçu global des emplacements des mesures géophysiques ainsi que les longueurs de profils (Source des figures : Rapport du projet GEORISCA, 2013). La profondeur atteinte par cette prospection est d'environ 23 m, 19 m, 19 m, 20 m, 20 m et 19 m respectivement pour les profils Ba1, Ba2, Ba3, Ba4, Ba5 et Ba6.

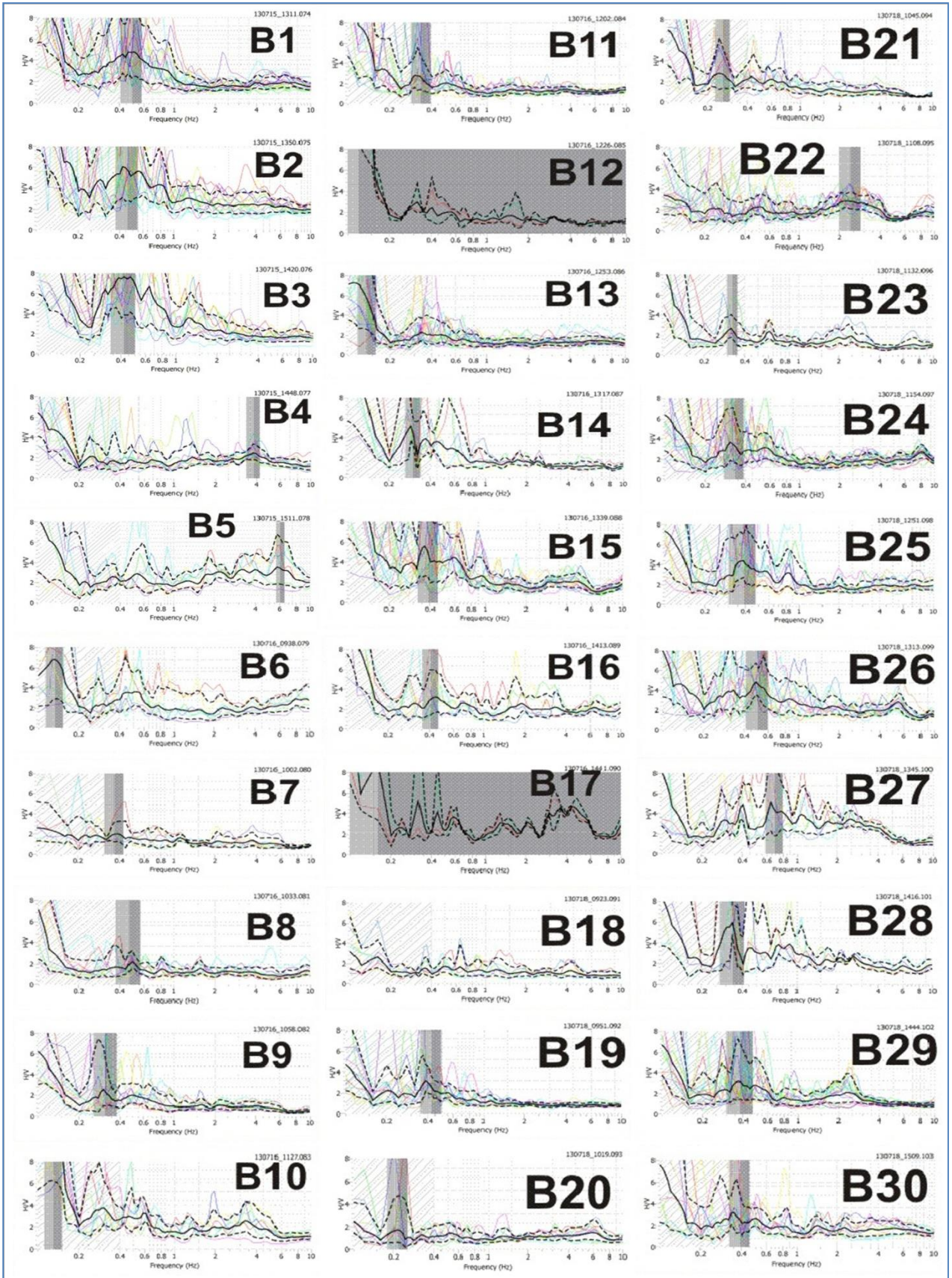


Figure 4.5b. Les résultats des mesures H/V . (Source des figures : Rapport du projet GEORISCA, 2013).

Les épaisseurs sont calculées à l'aide de la relation 4.1 (Bard et al., 2005) formulée comme suit :

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (4.1)$$

Où f_0 est la fréquence fondamentale, V_s la vitesse des ondes sismiques de cisaillement et h l'épaisseur de la couche.

Avec une vitesse de propagation de l'onde de cisaillement estimée à 800 m/s pour l'ensemble du site, les épaisseurs dans la masse du glissement varient entre 25 m et 66 m.

4.2.3. Analyse de la stabilité du glissement de terrain : construction du modèle

Pour construire le modèle du glissement de terrain, les données de surface fournies par le DEM et le levé topographique ont été combinées à des informations souterraines obtenues par les mesures géophysiques décrites ci-haut, réalisées localement durant l'été 2013. C'est ainsi que, à partir de ces investigations, l'épaisseur de la masse du glissement de terrain et certaines de ses propriétés géophysiques (notamment les propriétés élastiques) ont été déterminées.

Par la suite, un modèle du glissement de terrain a été établi. La figure 4.6 correspond à une coupe 2D le long de l'axe principal du mouvement de masse et montre la topographie actuelle (réelle) du glissement de terrain en trait continu, la topographie initiale reconstruite (estimée) avant l'apparition des premières instabilités marquées par une ligne en tirets) ainsi que la surface de glissement principale (ligne pointillée). La situation initiale est caractérisée par une pente moyenne d'environ 15° tandis que le profil actuel est marqué par un escarpement remarquable dans la partie supérieure. En dessous de cet escarpement, le glissement a une épaisseur d'environ 15 m. La situation actuelle est également marquée par des dépôts du glissement plus massifs (épaisseur d'environ 50 m) au milieu et au niveau de la partie inférieure vers la rivière Kanyosha.

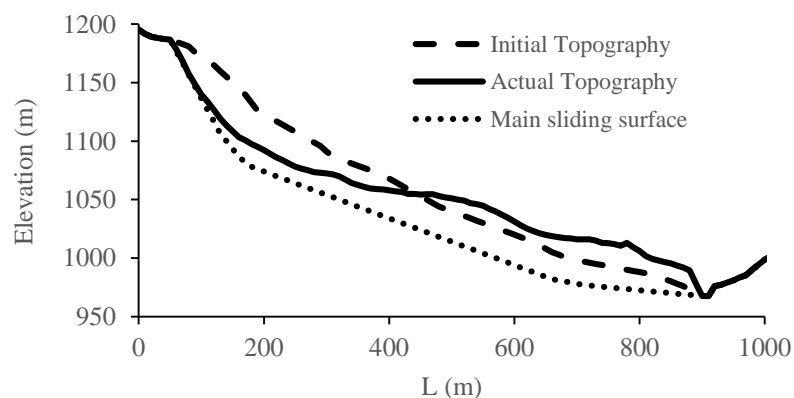


Figure 4.6. Profils initial et actuel du GB. La grande épaisseur du profil actuel dans la partie située en aval du modèle est le résultat de l'élévation relative après un glissement rotationnel et translationnel et une accumulation de matériaux venus des parties supérieures du profil initial.

Sur la base de cette coupe transversale du glissement de terrain, une analyse de stabilité (à la fois une rétro-analyse à partir du modèle de pré-glissement reconstruit et une analyse prédictive à partir de la situation actuelle) ainsi que la modélisation du mouvement de masse ont été réalisées en 2D en utilisant le code de calcul « Universal Distinct Element Code » (UDEC). Ce code a été développé par Cundall (1971) pour évaluer la réponse de matériaux (discrétisés en blocs) à un chargement donné dans des conditions statiques et dynamiques (par exemple sismiques).

La méthode des éléments distincts a été utilisée dans diverses études et s'est avérée adaptée aux analyses de stabilité des terrains (Kveldsvik et al., 2009 ; Kainthola et al., 2012 ; Bhasin et Kaynia, 2004 ; Esaki et al., 1999 ; Chuhan et al., 1997).

Pour la modélisation avec UDEC, le glissement de terrain a été subdivisé en trois blocs principaux (voir les points de mesure numériques 12, 13, 15, sur la figure 4.7, qui sont situés sur les blocs supérieur, central et inférieur, respectivement).

Les joints compris entre les blocs (qui représentent aussi les principales unités géomorphologiques et géophysiques observées sur le terrain) permettent de simuler un mouvement plus souple de la masse. Un même matériau (matériau 1 du tableau 4.1) a été attribué à tous les blocs du glissement de terrain. Cela correspond au type moyen du matériau trouvé dans le glissement de terrain.

Le matériau original du BTL est un gneiss qui, par altération, est partiellement transformé en argile à la surface. La profondeur de la couche altérée est d'environ 20 m. Le site est très humide, particulièrement vers les parties basses du glissement de terrain (proches de la rivière Kanyosha) où, en plus du contexte de fortes pluies tropicales, la recharge de la nappe phréatique par les étangs d'eau situés sur le glissement de terrain est très intense (Fig.4.2a).

D'autre part, la recharge en eaux souterraines suit la dynamique des saisons. Dans le contexte susmentionné, l'action de la saison des pluies dans le corps du glissement de terrain est rapidement sensible, en raison des quantités plus importantes de l'eau d'infiltration.

Le matériau 2 a été attribué au substrat rocheux (*bedrock*, en anglais) stable (tableau 4.1 et Fig. 4.7).

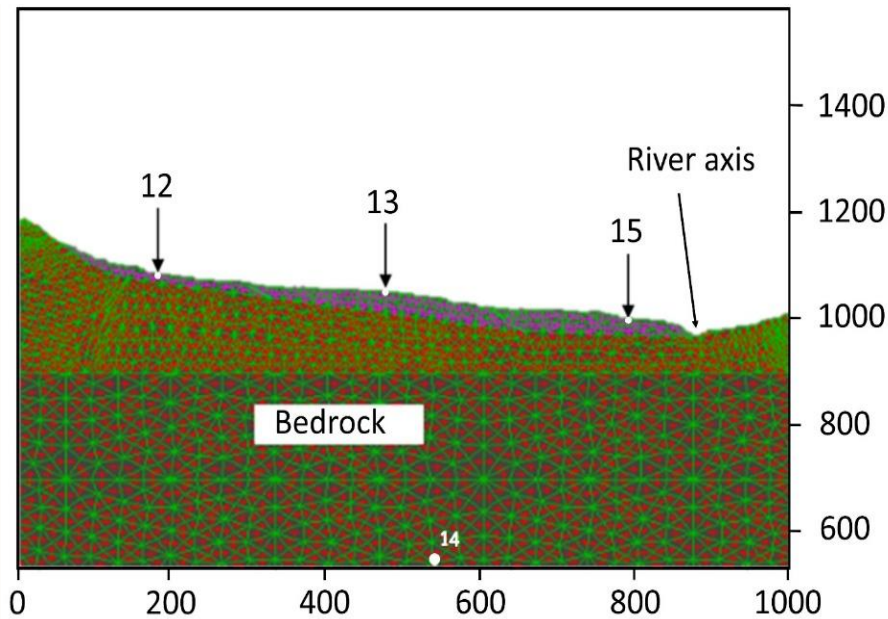


Figure 4.7. Matérialisation des blocs, des joints et des matériaux pour le modèle actuel. Les points 12, 13 et 15, où l'historique des mesures est enregistré, respectivement sur les blocs supérieur, intermédiaire et inférieur. Ils correspondent à la zone de surveillance des paramètres investigués (par exemple l'accélération horizontale). Le point 14 est situé à la base du modèle, à l'intérieur du substrat rocheux. L'axe de la rivière Kanyosha est situé à droite du point historique 15.

Les matériaux des blocs ont été considérés comme purement élastiques ; par conséquent, la déformation plastique n'a été calculée que le long des joints. Pour les matériaux des blocs, les propriétés suivantes ont été définies : densité sèche (ρ), module d'Young (E), module d'élasticité (K) et module de cisaillement (G), coefficient de Poisson (ν), (propriétés élastiques déterminées sur la base des estimations et de mesures locales de la vitesse de l'onde P, V_p et la vitesse de l'onde S, V_s).

Pour permettre une déformation plastique le long des joints, il est nécessaire de définir la cohésion et l'angle de frottement pour le matériau constitutif des joints / contacts entre les blocs.

Les propriétés au sein des blocs et des contacts sont résumées dans les tableaux 4.1 et 4.2. Les matériaux des contacts plastiques ont été utilisés le long de la surface de glissement et entre les blocs (matériau de joint 1); pour les autres contacts (auxiliaires), le matériau de joint 2 a été utilisé, ce qui ne permet que des déformations élastiques.

Tableau 4.1. Paramètres utilisés pour les propriétés des blocs

Location	V_p ($m\ s^{-1}$)	V_s ($m\ s^{-1}$)	ν	ρ ($kg\ m^{-3}$)	E (GPa)	K (MPa)	G (MPa)	Matériau
Blocs du glissement	1800	800	0.38	2200	3.88	5250.67	1408	1
Substratum rocheux	2600	1400	0.30	2500	12.27	10366.67	4900	2

Tableau 4.2. Propriétés des contacts : valeurs appliquées pour la rigidité normale (jkn), la rigidité tangentielle (jks), la plage des valeurs de cohésion utilisées (jcoh), la plage des valeurs d'angle de frottement utilisées (jfric) et la perméabilité (jperm).

Matériau des contacts	jkn (Pa m ⁻¹)	jks (Pa m ⁻¹)	jcoh (MPa)	jfric (°)	jperm
matériau des joints 1	1000	10000	0.01-0.05	10-20	0
Matériau des joints 2	1000	10000	2.00E+20	2.00E+20	0

Les scénarios ont été préparés en fonction d'une mise en contexte de la connaissance des facteurs de déclenchement et d'évolution d'un glissement de terrain. Ces scénarios ont été précédés par une analyse rétrospective ; la topographie de pré-glissement a servi de point de départ. Les calculs ont d'abord ciblé la reproduction de la situation actuelle du mouvement de masse avant de simuler les futures évolutions possibles du glissement de terrain, y compris la formation d'un barrage.

Les facteurs variables sont liés à la géométrie des pentes, à la force des matériaux, aux conditions hydrogéologiques, aux discontinuités structurales, aux altérations, au développement des zones de faiblesse, à la lithologie et aux tremblements de terre (Bhasin et Kaynia, 2004 ; Umrao et al., 2011, Singh et al., 2013, Kainthola et al., 2012 ; Sharma et al., 2017). En tant que facteur majeur de déclenchement, le niveau variable des eaux souterraines a été modélisé. En outre, pour tester l'influence sismique possible sur la stabilité initiale de la pente et l'évolution future possible du glissement de terrain, un signal synthétique (une ondelette artificielle) de tremblement de terre a été utilisé comme entrée pour certains modèles (les modèles sismiques).

Actuellement, une contribution partielle des secousses sismiques à la déstabilisation de la pente est hautement probable car le site est situé dans une zone sismiquement active (voir les dernières cartes des aléas sismiques de la branche Ouest du Rift Est-africain par Delvaux et al., 2016). La disponibilité des données permet de se référer à une base de données existante et à des études de cas dans la zone d'étude. Malheureusement, dans le contexte de la rareté de données dans la région (par exemple, il n'y a pas d'enregistrements de mouvements forts disponibles pour la zone cible), il n'est pas facile de fixer des valeurs uniques appropriées pour les prédictions. Ceci a été résolu par l'utilisation de 4 valeurs de durée d'agitation pour bien illustrer le comportement du modèle correspondant à différents scénarios.

Le contexte sismique a été analysé sur la base des données des tremblements de terre des stations du Réseau sismologique mondial des institutions de recherche IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) pour la région du lac Tanganyika. Sur base de ces informations, nous avons appliqué une ondelette synthétique (Ricker) d'une amplitude maximale de 0,105 g (environ 1.05 m s⁻²) et des fréquences centrales de 0,5 et 1,4 Hz. La variation des sollicitations était assurée en considérant une durée de vibration variable. C'est ainsi que quatre valeurs différentes ont été considérées : 14 secondes, 17 secondes, 25 secondes et 51 secondes. La figure 8 fournit les signaux correspondants.

Les effets du niveau de la nappe phréatique ont été étudiés en considérant 5 cas différents : « l'action de la nappe phréatique non prise en compte » (scénario sec), « saturation complète » (GWT4), « saturation partielle avec le niveau de la nappe phréatique à 15 m de profondeur et saturation des blocs moyen et inférieur » (GWT5), et enfin, « saturation partielle avec le niveau de la nappe phréatique à 7 m de profondeur » (GWT6). Les résultats discutés dans cet article dérivent d'un ensemble de 52 scénarios (voir les figures A4.1a et A4.1b, annexe A4).

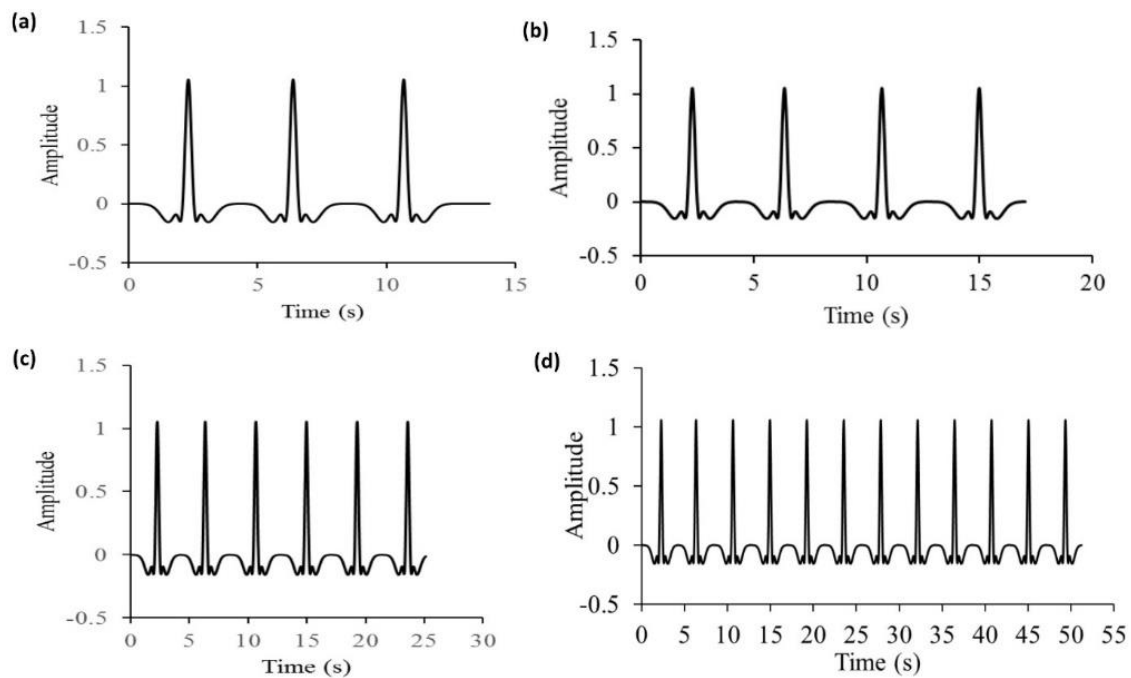


Figure 4.8. Quatre signaux de durée variable utilisés comme entrées sismiques. Ils sont composés d'ondelettes de Ricker (ici avec amplitude normalisée) correspondant à : 14 s (a), 17 s (b), 25 s (c) et 51 s (d).

4.3. Résultats

4.3.1. La genèse du glissement de terrain

Les résultats obtenus du modèle élastique avec la topographie initiale (scénarios 1 et 2 de l'annexe A4.1a) ont d'abord été mesurés en termes d'accélération maximale au sol (*Peak Ground Acceleration*, PGA, en anglais) et d'intensité Arias (*Ia*, voir Arias, 1970) dans différentes parties du profil. Cela a été calculé à partir de l'accélération horizontale dans la direction x enregistrée aux points d'historique spécifiques choisis dans le profil du modèle. La figure 4.9 et le tableau 4.3 fournissent l'accélération horizontale, l'accélération maximale au sol et l'intensité Arias pour les blocs supérieur et inférieur en considérant 14 secondes et 25 secondes. Comme nous étions intéressés à trouver dans quel contexte le glissement de terrain a été déclenché et comment il se serait développé et évolué jusqu'à la situation actuelle, nous avons suivi le déplacement du bloc supérieur et son détachement de l'escarpement, tandis que les mouvements du bloc inférieur devaient être analysés en détail pour évaluer la formation potentielle de barrage (aussi en comparaison avec la situation actuelle).

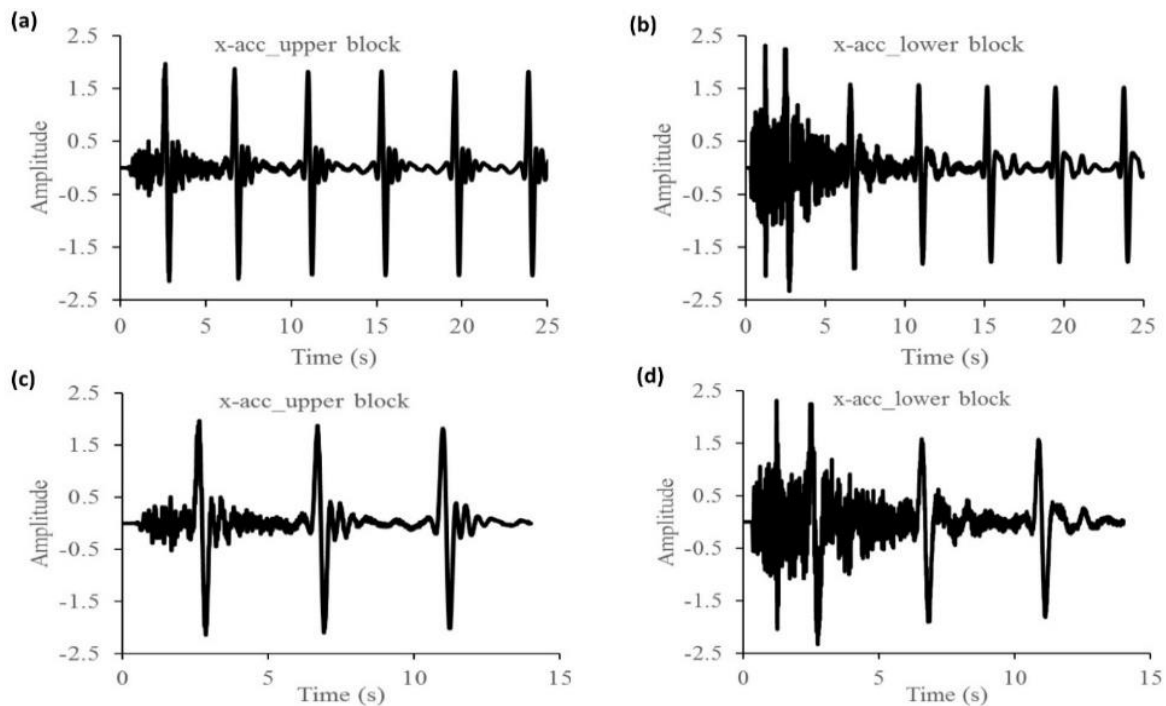


Figure 4.9. Accélération horizontale pour 25 (a, b) et 14 (c, d) secondes de simulations. Les accélérations étiquetées comme « x-acc_lower block » et « x-acc_upper block » correspondent respectivement aux points d'historique 15 et 12 situés sur les blocs inférieur et supérieur tel que mentionné sur la figure 4.7.

Tableau 4.3. Accélération maximale au sol (PGA) et I_a mesurées le long du profil pour les 14 et 25 secondes dans le substratum, dans le bloc supérieur (point 12 *), dans le bloc central (point 13 *) et dans le bloc inférieur (point 15 *).

<u>Localisation</u>	PGA, ($m s^{-2}$)	<u>Durée=14s</u>		<u>Durée=25s</u>	
		I_a ($m s^{-1}$)	PGA ($m s^{-2}$)	I_a ($m s^{-1}$)	
Substratum	1.99	0.55	1.99	0.28	
12*	1.97	0.95	1.97	0.48	
13*	2.24	1.05	2.24	0.55	
15*	2.42	0.91	2.31	0.52	

En ce qui concerne les principaux facteurs déclenchement du glissement de terrain, ils ont été évalués sur base de l'analyse du facteur de sécurité calculé. Des scénarios ont été simulés pour mettre en évidence le comportement intrinsèque du modèle dans différentes conditions de sollicitation. D'abord ceci a été accompli en l'absence d'eau et de sollicitation sismique. Ensuite, la présence des eaux souterraines et des sollicitations sismiques a été incorporée au modèle. Les données sur les niveaux de la nappe phréatique ont été enregistrées tous les 10 m le long de la surface de glissement. Les résultats de l'analyse de stabilité ont été recueillis pour différentes conditions hydrogéologiques.

Les modèles secs et non sismiques (scenarios 3-10 tels que décrit dans l'annexe A4) ont montré des résultats témoignant d'un état du glissement de terrain beaucoup plus stable.

Ainsi, il apparaît, à partir du tableau 4.4, que le modèle est globalement en stabilité absolue ($FS \geq 1.2$), en cas d'absence de nappe phréatique et des sollicitations sismiques.

Tableau 4.4. Exemple de facteurs de sécurité trouvés pour les modèles « secs et non sismiques ».

Cohesion des joints (MPa)	Angle de frottement interne (°)	Facteur de sécurité (-)
0.005	10	1.08
	13	1.44
	17	1.71
0.01	13	1.44
	15	1.59
	17	1.68
	20	2.23
0.02	17	1.75

La stabilité du modèle n'est rompue que pour des angles de frottement interne inférieurs ou égaux à 10° et pour des valeurs de cohésion inférieures ou égales à 0.005 MPa, qui sont inférieures à celles offertes par le contexte du site tel qu'appréhendé au moyen des observations et mesures de terrain.

Dans le contexte local du site du glissement de terrain de bananeraie, les résultats signalent également l'importance de l'action hydrique par rapport à celle liée aux vibrations sismiques. Cela est mis en exergue par les simulations qui tiennent en compte uniquement les séismes tout en ignorant la présence d'une nappe phréatique. Il ressort de la figure 4.10 que, dans pareilles conditions, le plus grand déplacement obtenu est de 8 cm et 40 cm seulement, respectivement pour un angle de frottement de 18° et 16° . Tout cela montre que les scénarios les plus plausibles au déclenchement initial du glissement de bananeraie tiendraient absolument compte tant des conditions de saturation en eau que des secousses sismiques.

Pour illustrer cette confirmation, nous présentons dans le tableau 4.5, une quantification des rapports entre les modèles non sismiques secs et les modèles sismiques saturés ou partiellement saturés. Ceux-ci sont exprimés en termes de facteur de sécurité. Notre analyse est basée sur les résultats du facteur de sécurité obtenu pour une cohésion de 0,01 MPa et 0,02 MPa et pour des angles de frottement de 15° , 17° et 20° .

On observe une forte dépendance du facteur de sécurité (FoS) par rapport à l'angle de frottement. De plus, nous remarquons que le FoS de la pente pour les scénarios secs et non sismiques est presque deux fois plus grand que le facteur de sécurité correspondant aux conditions saturées et sismiques.

C'est donc la piste fondée sur l'hypothèse d'une action conjuguée de la nappe phréatique et des sollicitations sismiques qui se retrouve de facto renforcée.

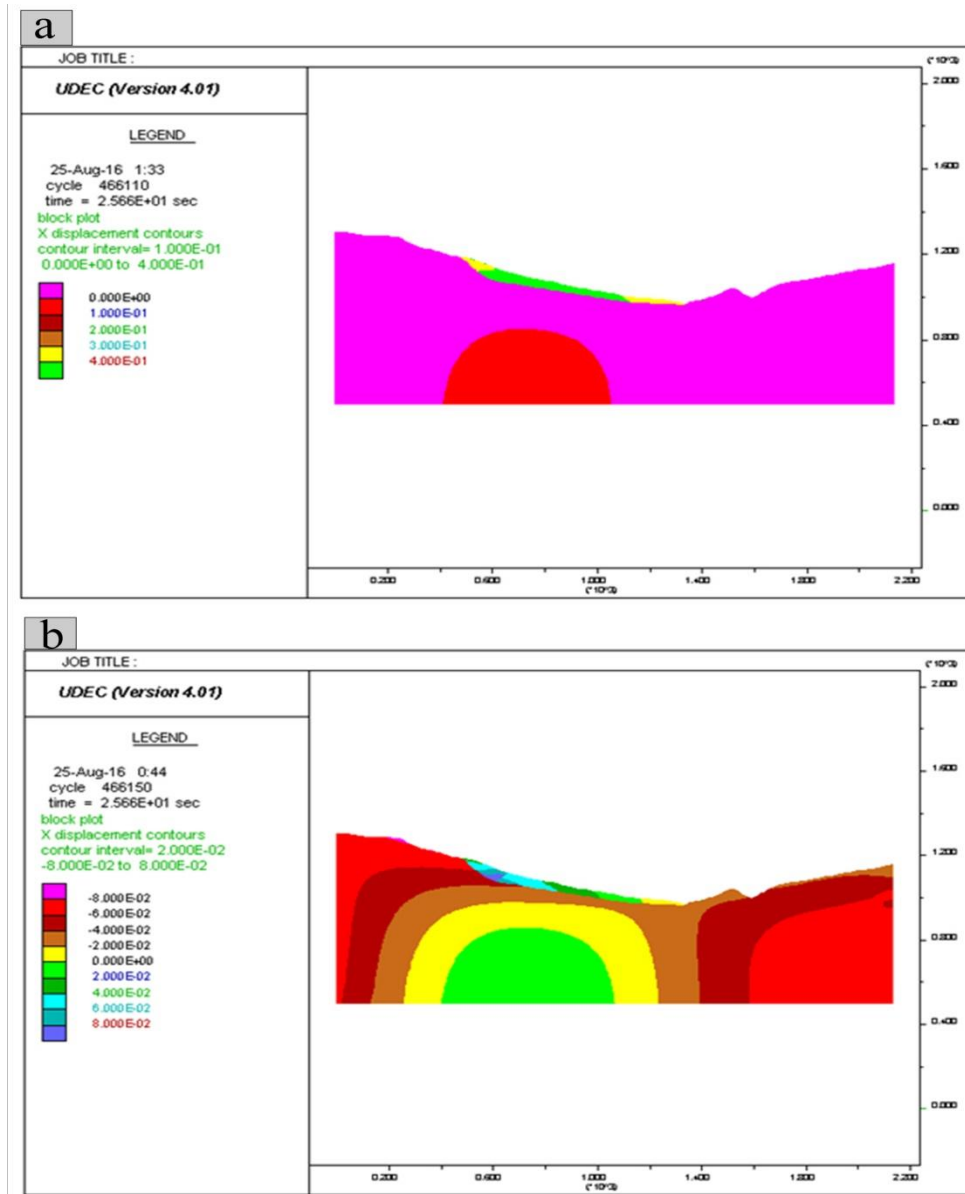


Figure 4.10. Vue étendue de la distribution des déplacements horizontaux enregistrés dans un modèle « sec et sismique », pour un angle de frottement 16° (Fig.4.10a) et de 18° (Fig.4.10b).

Tableau 4.5. Facteur de sécurité obtenu pour une cohésion de 0,01 MPa et 0,02 MPa pour différents angles de frottement ($G1$ = sec et non sismique, $G4$ = sismique et saturé). Les scénarios impliquant des secousses sismiques et des eaux souterraines ont pris en compte une saturation complète des couches glissantes (scénario additionnel GWT5) et une secousse de 25 secondes. $G4a$ et $G4b$ correspondent à la saturation partielle et complète respectivement.

Cohesion des joints (MPa)	Angle Fric. ($^\circ$)	Facteur de sécurité/ $G1$ (-)	Facteur de sécurité/ $G4a$ (-)	Facteur de sécurité/ $G4b$ (-)	Rapport $\frac{G1}{G4a}$	Rapport $\frac{G1}{G4b}$
0.01	15	1.59	0.89	0.81	1.79	1.96
	17	1.68	1.03	0.91	1.63	1.85
	20	2.23	1.22	1.09	1.83	2.05
0.02	17	1.75	1.05	0.95	1.67	1.84

Dans ce même ordre d'idées, quoi qu'il soit difficile de donner avec exactitude le contexte des origines du BT, nous avons cherché à pouvoir déceler, parmi les simulations réalisées, celles qui constitueraient les scénarios les plus probables, considérées comme étant les plus susceptibles d'avoir été à la base du déclenchement du glissement de bananeraie. Parmi celles-là, nos analyses en retiennent 5, qui correspondent aux scénarios 25, 28, 36, 40 et 41 de l'annexe A4.1. a.

Les 5 partagent la même caractéristique de se dérouler dans des conditions d'angle de frottement des joints raisonnable ($\geq 17^\circ$) et sont susceptibles de produire un déplacement horizontal considérable (12-53 m de déplacement). Le détail est fourni par le tableau 4.6.

Tableau 4.6. Présentation des scénarios les plus plausibles au déclenchement initial du glissement.

SNENARIO	Profondeur de la nappe phréatique (m)	Angle Fric. ($^\circ$)	Déplacement_ bloc sup. (m)	Déplacement_ bloc inf. (m)
25	GWT4	17	53.0	52.9
28	GWT4	20	25.0	25.0
36	GWT5	20	6.0	6.0
40	GWT6	17	12.0	11.5
41	GWT6	20	2.6	2.6

Dans le cas où on reste dans l'hypothèse d'un phénomène enclenché par un seul événement, le scénario 28 est le plus probable (angle de frottement plus soutenable et un déplacement plus ou moins important). Par contre, si on considère les conditions de nappe phréatique, le scénario 36 prend l'avantage, en considérant une nappe phréatique située à une quinzaine de mètre de profondeur sur la colline et qui remonte progressivement au fur et à mesure que l'on s'approche de la rivière. Les résultats montrent que cette situation est à mesure de produire un déplacement horizontal de 6 m en une fois, ce qui renforce l'hypothèse d'un processus de glissement qui se serait déroulé en phases. Cela suppose donc une phase de déclenchement initial suivi par des phases secondaires de réactivation qui elles, auraient eu pour effet des déplacements plus importants car se déroulant dans un contexte d'une masse déjà fragilisée.

La figure 4.11 montre les déplacements du glissement de terrain après le scénario 28. On remarque que le déplacement de la partie amont n'est pas si marqué que celui de la partie aval. Cela est dû au fait que, en amont, le déplacement vertical du glissement est le plus favorisé, conduisant à la naissance de l'escarpement marquant le détachement du glissement du reste du site. Il ressort des résultats que, quel que soit l'hypothèse considérée (glissement important durant la première phase de déclenchement du glissement ou alors les glissements après réactivations successives), le déplacement horizontal en aval excéderait 25 m en direction de la rivière, ce qui renforce l'hypothèse qu'une fermeture temporelle de la vallée par le glissement de bananeraie aurait eu lieu.

Cela est appuyé par les observations de la nature des dépôts sédimentaires en amont du site du BTL qui suggère l'existence d'un lac de retenu dans le passé.

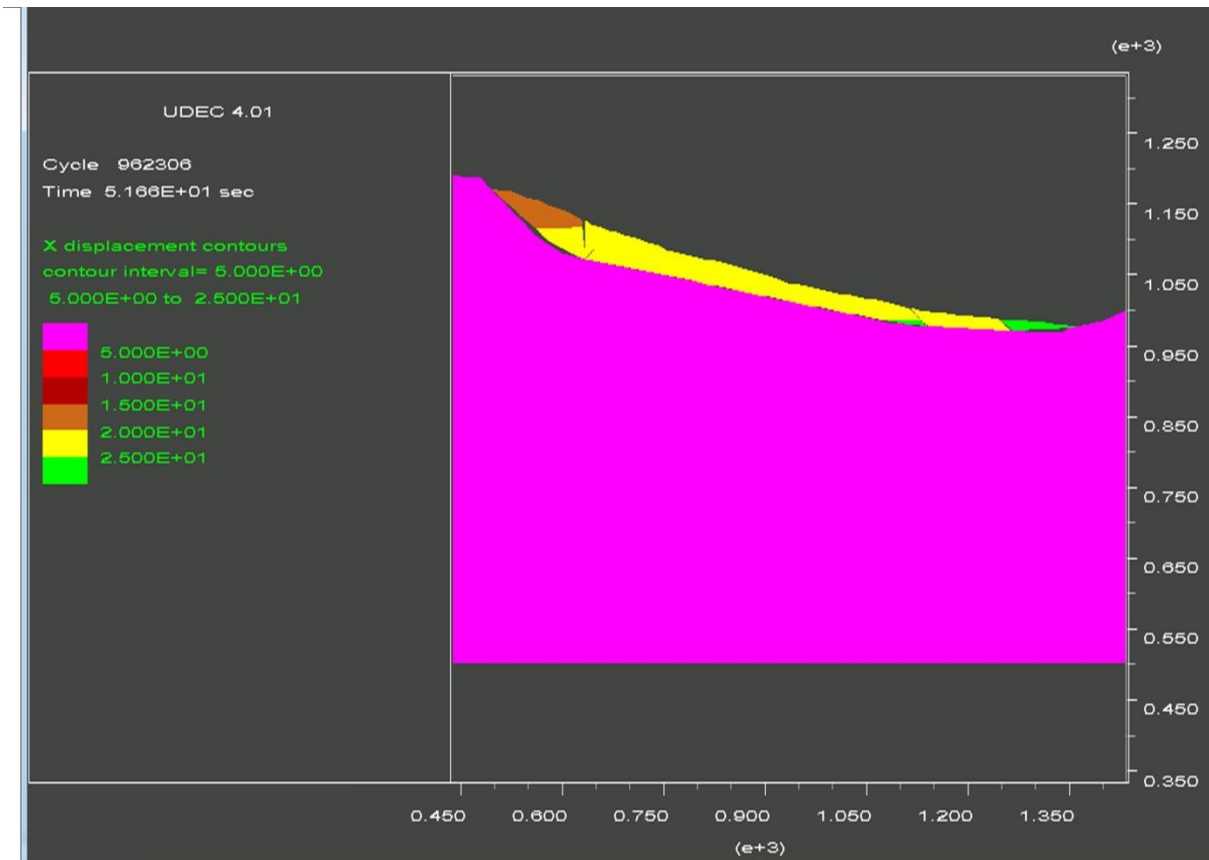


Figure 4.11. La distribution des déplacements horizontaux dans un modèle « sismique partiellement saturé », pour un angle de frottement de 20 ° (scénario 28).

Au terme de l'analyse rétrospective du GB, nous concluons qu'en l'absence d'eau et de vibrations sismiques, la pente initiale du site aurait été stable à moins de considérer des valeurs de cohésion et d'angle de frottement très faibles (ce qui est fort irréaliste dans notre contexte) (par exemple angle de frottement inférieur à 10 °).

Cela confirme nos premières estimations du rôle important de la pression des eaux souterraines et des vibrations sismiques dans la déstabilisation des pentes.

Sur base du contexte local et régional, d'autres paramètres environnementaux et anthropiques ont été identifiés comme des facteurs qui ont contribué à l'augmentation des contraintes sur le terrain, forçant le déclenchement et l'évolution du glissement de terrain de bananeraie.

Ces facteurs sont entre autres : les tremblements de terre, l'érosion de la base des talus (érosion fluviale et exploitation des moellons de rivière et du sable) et la surcharge des parties supérieures de la pente due notamment à l'installation des habitants. La présence des habitations provoque également d'autres effets comme la diminution ou simplement dans certains cas, l'enlèvement du couvert végétal.

Ces influences peuvent se faire au moyen des galeries creusées par l'homme ou en raison de certaines techniques culturelles qui peuvent évoluer vers une situation favorable au déclenchement des glissements de terrain, spécialement dans une telle zone soumises à de fortes pluies tropicales.

Ceci est en accord avec les étapes du processus conduisant à l'instabilité des pentes et au déclenchement des glissements de terrain, tel que décrit par Terzaghi (1950), Varnes (1978), Popescu (1994) et Popescu (2002). De plus, le pendage général Nord-Sud des couches pourrait avoir beaucoup contribué à l'amplification du processus. Comme illustré sur la figure 4.2b, les couches sont parallèles à la direction du glissement, ce qui permet des mouvements faciles vers le bas en cas de déstabilisations même relativement faibles.

4.3.2. Stabilité, évolution et conséquences possibles du glissement de terrain

Après l'analyse rétrospective, des simulations de la situation actuelle du glissement de terrain ont été effectuées pour étudier l'état actuel de stabilité du glissement de terrain. Dans cette section, nous nous sommes concentrés sur une analyse orientée vers le suivi des déplacements horizontaux, l'objectif principal étant l'étude des conditions dans lesquelles le glissement de terrain pourrait former un barrage. Les résultats donnés dans la Figure 4.12 et le Tableau 4.7 constituent la base de cette analyse.

Tableau 4.7. PGA et Ia dans le profil pour 14 et 25 secondes. Les emplacements 12 *, 13 * et 15 * se réfèrent aux blocs supérieur, central et inférieur, comme indiqué à la Fig. 7

Localisation	Durée des secousses=14s		Durée des secousses =25sec	
	PGA, (m s ⁻²)	Ia (m s ⁻¹)	PGA (m s ⁻²)	Ia (m s ⁻¹)
Substratum	1.97	0.30	1.90	0.57
12*	3.34	1.08	2.04	0.71
13*	2.12	0.52	2.10	1.32
15*	4.24	1.17	2.45	1.10

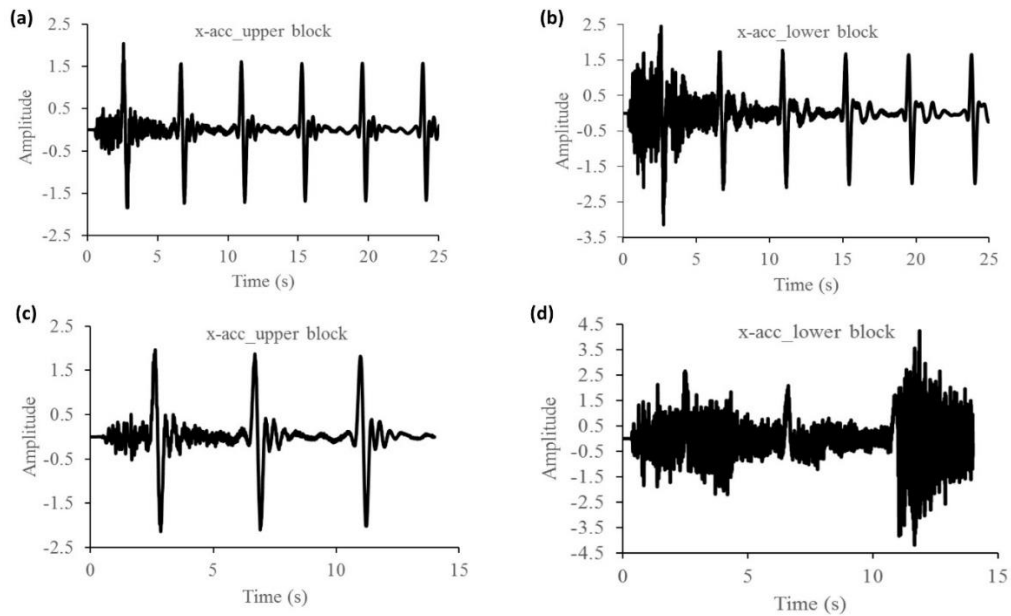


Figure 4.12. Accélération horizontale pour la situation actuelle pour une durée de 25 secondes (a, b) et 14 secondes (c, d).

Les grandes valeurs d'accélération maximale au sol et d'intensité Arias sont observées au bloc inférieur (et plus épais) du glissement de terrain. Cette différence est également observée pour les valeurs et la distribution des accélérations horizontales (suivant la direction x) pendant le temps de secousse ; et là encore avec des valeurs élevées pour le bloc situé en aval (bloc inférieur).

Les déplacements horizontaux disproportionnés des blocs (comme mis en évidence dans la Figure 4.13b) peuvent créer des zones d'extension (déplacement du bloc aval plus grand que celui du bloc amont, créant ainsi une zone de cisaillement entre les blocs) et des zones de compression (en cas de déplacement du bloc aval plus petit que celui du bloc amont).

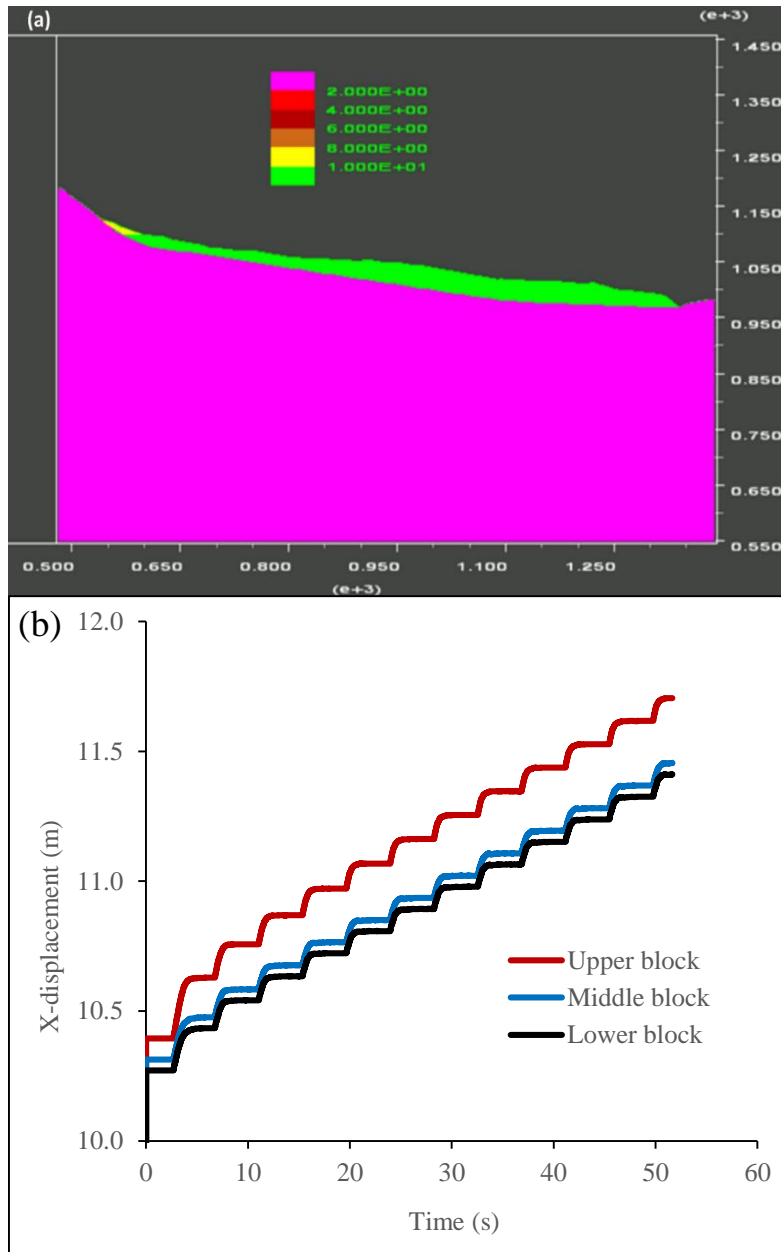


Figure 4.13. Représentation des blocs (a) et leurs déplacements (b) tels que donnés dans la sortie du modèle UDEC pour la simulation 13 (voir annexe A4a : utilisation d'une cohésion de 0,01 MPa et d'une secousse sismique de 51 secondes).

Les zones d'extension peuvent entraîner l'ouverture de grandes fissures, ce qui pourrait même probablement être la principale cause des affleurements d'eau souterraine pour former les petits lacs suspendus sur le BTL, sur les hauteurs de la rivière Kanyosha.

La situation telle que décrite par la Figure 4.13b, montre que l'augmentation de la durée de secousse entraînerait une augmentation du déplacement du BTL allant jusqu'à 12 m, ce qui conduirait à une fermeture de la vallée formant ainsi un barrage naturel. Comme illustré par le tableau 4.8, les effets de l'eau dans la dynamique du BTL sont très marqués.

Tableau 4.8. Mise en évidence du rôle des pressions d'eau dans le comportement du BTL. Les valeurs sont basées sur les déplacements horizontaux (notés ici « Xdéplacements ») enregistrés dans les scénarios 9, 10, 11, 14, 16 et 17.

	$\varphi=11^\circ$ t=25 S, c=0.01	$\varphi=15^\circ$ t=25 S, c=0.01	$\varphi=17^\circ$ t=25 S, c=0.01
	$\frac{\text{saturé}}{\text{sec}}$	$\frac{\text{saturé}}{\text{sec}}$	$\frac{\text{saturé}}{\text{sec}}$
X Déplacement_bloc supérieur	14.2	7.8	3.0
X Déplacement_bloc inférieur	5.1	2.4	2.9

Dans certaines conditions de cohésion et de durée de secousse, la présence d'eau augmente le déplacement allant de 2,4 à 14 fois. Kainthola et al. (2012) a trouvé une variation de 79,1%, correspondant à une augmentation d'environ 1,8 fois. Ceci explique pourquoi de nombreux cas de réactivation ou d'accélération de glissements de terrain se produisent pendant les périodes pluvieuses. Ces résultats sont discutés en détail dans la section 4.4.

Un blocage complet de la rivière est susceptible de se produire. En effet, les résultats montrent que les déplacements auraient été plus importants pour des secousses plus fortes et qui durent plus de 51 s ; et si nous avons également modélisé la plasticité au sein des blocs. De plus, il faut considérer que certains mécanismes de déstabilisation ne peuvent pas être calculés avec UDEC, comme la fluidisation ou la liquéfaction des matériaux argileux du glissement de terrain, ce qui produirait des déplacements encore beaucoup plus importants.

4.4. Discussion des principales conclusions de l'analyse du glissement de terrain

La question principale sur l'état actuel du BTL a déjà été posée plus haut et serait : « sous certaines conditions, le BTL risque d'être déstabilisé ; mais un blocage complet de la rivière est-il possible ? ».

En plus des résultats de modélisation ci-dessus, nous présentons ici quelques preuves directes de l'activation massive future probable du glissement de terrain - dans certaines conditions (similaires aux scénarios extrêmes simulés). Premièrement, le scénario de la formation future d'un barrage de glissement de terrain est étayé par des observations indiquant que le glissement de terrain avait déjà formé un barrage dans le passé. En effet, directement en amont du glissement de terrain, la vallée s'élargit et elle est remplie à la fois de dépôts grossiers et de dépôts fins. Surtout, ces derniers indiquent qu'un lac de retenue aurait existé en amont du glissement de terrain, probablement en raison du barrage de la rivière qui a dû durer un certain temps (probablement des mois ou des années). Deuxièmement, de nombreuses fissures au sol ainsi que des structures rocheuses favorisant le glissement le long de la pente (figures 4.2b et 4.2d) ont été trouvées sur la surface du glissement de terrain et à son pied, respectivement.

Outre le fait que ces fissures et le pendage monoclinale des couches orientées dans le sens de glissement du GB constituent des zones de faiblesse, elles contribuent également à la déstabilisation du glissement de terrain en détournant de grandes quantités d'eau de ruissellement tant vers l'intérieur du glissement de terrain que vers la surface de glissement, par d'intenses infiltrations. Cette eau peut également contribuer à la lubrification de l'argile qui peut alors former des « couches de savon » (voir la surface « couche de savon » de la figure 4.2c), ou par la recharge de l'aquifère dont la montée conduirait à l'instabilité de la pente, comme déjà signalé dans les sections ci-dessus. En raison de la morphologie de la surface du glissement de terrain, l'eau pourrait s'accumuler à sa surface et former des étangs (voir la vue de l'étang principal de la figure 4.2a). Ces bassins contribuent non seulement à la saturation du sol (dont les effets sont déjà discutés plus haut), mais constituent également une charge active supplémentaire pour le processus de glissement gravitaire. Un scénario qui, malheureusement, n'a pas pu être simulé, supposerait par exemple l'ouverture de fractures sous les étangs qui augmenterait considérablement les pressions des eaux souterraines en profondeur. Tous ces éléments permettent de valider les scénarios simulés en considérant les conditions les plus défavorables (forte pression des eaux souterraines, activation sismique) et indiquent que des mouvements beaucoup plus importants que ceux modélisés peuvent survenir : les vibrations sismiques pourraient contribuer à l'ouverture des fractures qui permettraient l'arrivée des flux important d'eau, ce qui pourrait entraîner des mouvements massifs de matériaux. Dans pareilles conditions, au moins un barrage de glissement de 15 m de haut pourrait se former : nos simulations ont abouti à un barrage de 15 m de hauteur le long de l'axe de la rivière, avec possibilité de former un blocage complet de la rivière.

La morphologie du terrain situé sur la rive Nord de la rivière Kanyosha montre une autre instabilité qui se développe en direction de la rivière (Fig. 4.14). Bien que son mécanisme n'ait pas fait objet d'analyse par nos simulations, son processus en direction de la rivière pourrait à l'avenir accentuer le risque de fermeture de la vallée par le BTL.

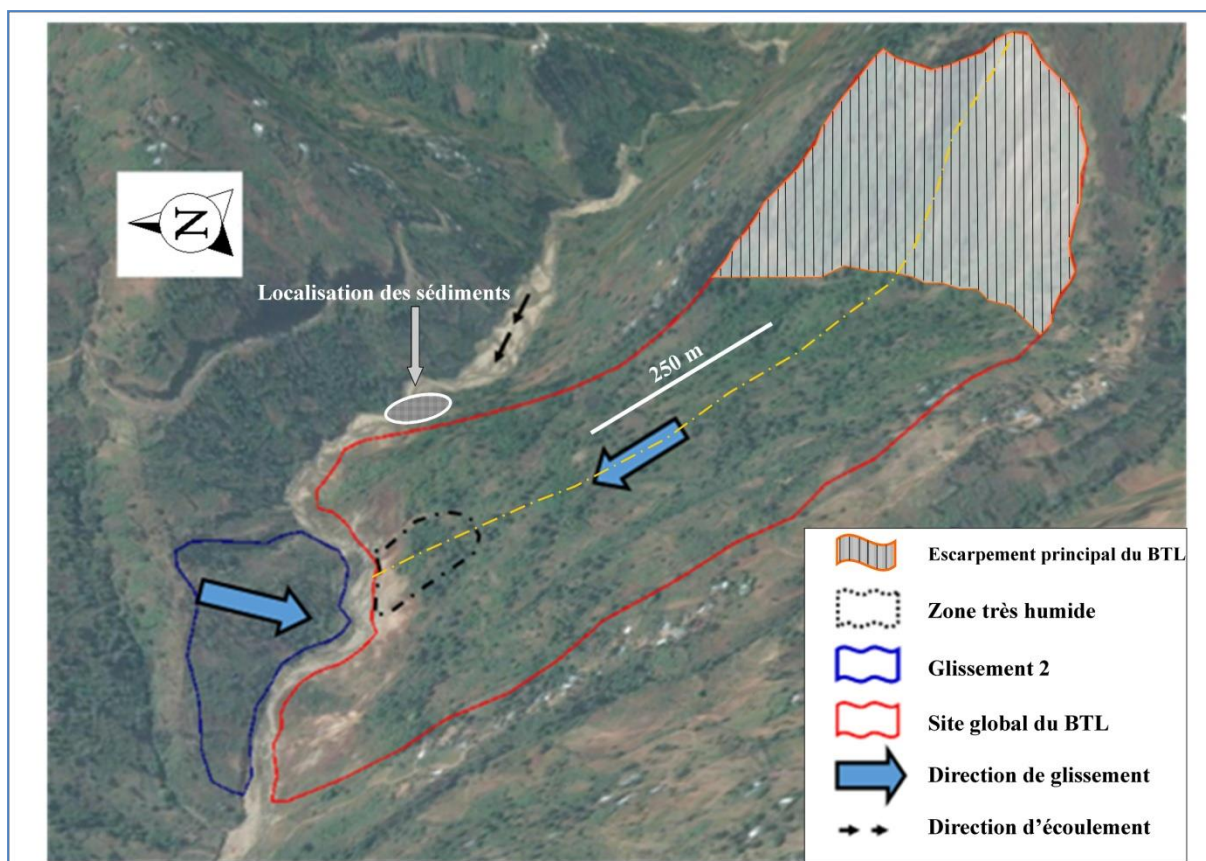


Figure 4.14. Le glissement de terrain de bananeraie et un autre glissement de terrain (noté « glissement 2 ») sur la rive Nord de la rivière Kanyosha. La ligne jaune pointillée matérialise l'axe du bloc central du GB, modélisé. (Source de l'image de fond : U.S. Geological Survey report. Google Earth gallery, consulté le 31 Août 2016).

Le volume de la retenue d'eau qui pourrait se développer derrière le barrage est d'environ $60 \times 10^3 \text{ m}^3$ ou plus. Pour l'évaluation de ce volume, nous considérons la hauteur de 15 m, la topographie et l'extension des lacs passés qui avaient été endigués par le même glissement de terrain comme le prouve la présence de sédiments lacustres directement en amont du glissement de terrain (couvrant une superficie d'environ 12000 m^2).

4.5. Conclusion partielle

Les processus de déclenchement et d'évolution du glissement de terrain de bananeraie le long de la rive Sud de la rivière Kanyosha, près de Bujumbura, ont été analysés. Un modèle numérique du glissement de terrain a été construit et plusieurs simulations ont été effectuées pour comprendre les conditions du déclenchement du glissement de terrain et son évolution de sa situation initiale à l'état actuel par une analyse rétrospective.

Les résultats ont montré que le glissement doit avoir été initialement déclenché dans des conditions extrêmes, impliquant des pressions élevées des eaux de la nappe phréatique et très vraisemblablement aussi de fortes secousses sismiques. Le déclenchement initial et l'évolution du processus par phases successives sous diverses périodes de réactivation est fort probable.

En outre, nous avons montré que le glissement de terrain de bananeraie dans son état actuel peut encore conduire à des catastrophes dans l'avenir, car la combinaison des tremblements de terre et des pressions accrues des eaux souterraines pourrait entraîner des mouvements importants et des déplacements horizontaux sans précédent et direction de la rivière.

Le glissement de terrain est toujours actif, notamment dans le bloc aval où l'érosion fluviale au pied du glissement ainsi que la saturation du sol accélèrent le glissement. L'accélération de ces processus (par des pressions plus élevées des eaux souterraines, éventuellement dues à des secousses sismiques et / ou à des fissures au sol permettant une infiltration rapide des eaux de surface) conduira inévitablement à des mouvements plus importants et à la formation d'un barrage de glissement de terrain derrière lequel un grand lac pourrait se développer. Vu le danger que comporte un tel barrage naturel sur le tronçon du réseau hydrographique en aval du barrage, notamment en cas de rupture, un modèle hydraulique y relatif a été développé et fera l'objet de discussion dans le chapitre 5.

V. IMPACTS DU GLISSEMENT DE BANANERAIE SUR LE RISQUE D'INONDATION : SIMULATION DES EFFETS DE LA RUPTURE DE BARRAGE NATUREL

Ce chapitre est basé sur la partie hydraulique de l'article "*Formation, breaching and flood consequences of a landslide dam near Bujumbura, Burundi*" par Nibigira, L., Havenith, H.-B., Archambeau, P. et Dewals, B. publié en juillet 2018 dans *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Il se base aussi sur la communication "*Geohazards and flood risk assessment in Bujumbura / Burundi : contribution of numerical modeling*", publiée dans les actes de *The Belgium Geographers Day*, tenue à Liège, le 17 novembre 2017.

La contribution personnelle du doctorant consiste d'abord en sa participation aux travaux de terrain, notamment dans la collecte des données ayant servi dans l'évaluation du débit de base et au calcul des débits d'avant la rupture du barrage naturel (pour 20 et 50 ans de période de retour). Il a également contribué dans les mesures topographiques ayant servi dans l'analyse de sensibilité du modèle numérique de terrain globalement utilisé sur tout le domaine couvert par les calculs hydrauliques. Il a également participé dans le paramétrage et l'implémentation du modèle hydraulique (en collaboration avec Dr.Ir. Benjamin Dewals et Dr.Ir. Pierre Archambeau du laboratoire *HECE* de la Faculté des Sciences Appliquées) et en a réalisé l'extraction et l'analyse des paramètres de sortie (débits, vitesses d'écoulement, hauteurs d'eau, temps de transfert de l'onde de crue, étendues d'inondation, etc.). Enfin, il a participé dans la discussion générale des résultats et était l'interlocuteur principal avec les équipes de la revue *Natural Hazards and Earth system Sciences* dans les processus de publication des résultats de cette étude.

5.1. Introduction

Tout au long du chapitre précédent (chapitre 4), nous avons réalisé une étude rétrospective du glissement de bananeraie le long de la rive Sud de la rivière Kanyosha, en amont de la ville de Bujumbura, capitale du Burundi. Une évolution du glissement a aussi fait objet d'étude pour anticiper certains scénarios susceptibles de constituer un risque majeur pour la population riveraine.

Comme détaillé dans le chapitre 4, l'un des scénarios à risque est le déplacement massif du corps du glissement de bananeraie en direction de la rivière, avec possibilité de formation d'un barrage naturel d'une quinzaine de mètre de hauteur, occasionné par la fermeture de la vallée par le glissement de terrain. Un tel barrage naturel peut s'avérer un danger potentiel imminent sur le court, moyen ou long terme. En effet, en plus des dégâts matériels et humains qui sont occasionnés par les glissements de terrain dans leur mouvement et qui sont bien documentés dans le chapitre 4 (section 4.1), il existe en aval d'autres pertes pouvant être plusieurs fois plus grandes que celles occasionnées par les mouvements de masse dans leur première phase.

D'autres part, en aval, les pertes sont liées à la rupture de ces barrages naturels (Peng et Zang, 2012 ; Li et al., 2002 ; Li et al., 2011 ; Chen et al., 2011).

A titre d'exemple, le débit de pointe estimé par Xu et al. (2009) pour la rupture du barrage du Tangjiashan le long de la rivière Jian (Province du Sichuan, au Sud-Ouest de la Chine) est de 15 474 m³/s alors que le débit normal moyen de la rivière est d'environ 90 m³/s, soit un accroissement de 171 fois.

Un des éléments qui augmentent le niveau et la sévérité du risque lié à la rupture des barrages naturels est leur imprévisibilité. En effet, la durée de vie des barrages naturels ne peut être connue avec précision et peut être relativement courte : elle est inférieure à une heure pour 34% des cas étudiés par Peng et Zang (2012) et 27% des cas investigués par Costa et Schuster (1988). De plus, compte tenu du contexte climatique tropical de la zone cible, on peut supposer que le réservoir derrière le barrage peut être rapidement rempli après des pluies très intenses qui se produisent régulièrement pendant la saison des pluies.

Tous ces paramètres réduisent considérablement le temps entre la formation du barrage et sa rupture possible, soulignant ainsi la nécessité de connaître à l'avance les conséquences correspondant aux différents scénarios, notamment pour les zones où les systèmes d'alerte ne sont pas très efficaces ou manquent. Ainsi, bien que le BTL ait déjà occasionné de nombreuses pertes dont notamment la perte des terres cultivables, l'engloutissement des récoltes, la délocalisation de plusieurs habitations, etc., le risque potentiel sur le réseau hydrographique après la formation de barrage s'avère élevé et plein de conséquences.

C'est ce contexte qui constitue le fondement et la raison d'être de ce chapitre qui est consacré à l'étude des effets du barrage et sa rupture sur le potentiel d'inondation le long de la rivière et les conséquences notamment en aval, dans la zone urbaine. Cela passe à travers un modèle hydraulique développé en complément à l'étude de stabilité du glissement de bananeraie et la formation du barrage naturel pour en évaluer les retombées sur le réseau hydrographique.

Tout au long de ce chapitre, des scénarios d'inondation sont simulés et leurs résultats discutés en termes des paramètres tels que la profondeur d'eau, la vitesse d'écoulement et l'extension de la plaine d'inondation.

5.2. Données et méthodes

5.2.1. Description du lit de la rivière Kanyosha

La rivière Kanyosha est l'une des rivières les plus importantes de Bujumbura. La plus grande partie de son bassin versant est située sur la crête Congo-Nil, dans la partie Est de la ville. Les parties amont sont constituées d'une vallée souvent encaissée en forme de V, tandis que les flancs Nord et Sud sont constitués de zones boisées et de zones agricoles aux pentes abruptes soumises à l'action érosive des eaux de ruissellement descendant les flancs Est du Rift. La granularité du lit de la rivière est très variable.

Sur base de la nomenclature étendue de l'échelle granulométrique d'Udden-Wentworth (Terry et Goff, 2014), le matériau du lit de la rivière peut être classé en trois groupes principaux.

- Le premier est constitué de galets d'environ 10 cm de diamètre ou plus (Figure 5.1b). La partie grossière de cette catégorie est constituée un matériau d'un diamètre généralement inférieur à 40 cm.
- Le second groupe est constitué de rochers moyens isolés, souvent enclins à l'action de l'homme, qui les taille en matériaux de construction (principalement en plaques de pavage). Cette catégorie est difficile à prendre en compte en raison de sa forte irrégularité.
- Le troisième groupe comprend des zones aux accumulations de limon et d'argile, généralement près des anciennes structures hydrauliques dans la partie aval de la rivière. Dans cette catégorie, on peut citer les petits îlots herbacés, souvent situés près des berges de la rivière. Comme dans le deuxième groupe, cette catégorie ne se trouve que dans de petites zones isolées et dispersées, soumises à de fortes variations saisonnières.



Figure 5.1. (a) Petite chute d'eau sur une ancienne structure de régulation des crues (situé à 270 m en aval de la section transversale 3 montrée à la Fig. 5.2). (b) Vue du lit de la rivière pendant la saison sèche avec présence de galets (d'un diamètre moyen de l'ordre de 20-30 cm) et de rochers fins déposés après les inondations pendant la saison des pluies.

Les détails sur la nomenclature de l'échelle granulométrique d'Udden-Wentworth sont fournis en annexe (Annexe A5.1).

Globalement, le premier groupe est le plus prédominant et a donc été retenu de facto pour les simulations hydrauliques.

Ici, la variabilité de la taille des grains a tout de même été prise en compte au moyen d'une analyse de sensibilité. En 2006, des structures hydrauliques ont été construites dans un but de régulation des débits de la rivière. C'est le cas des barrages multi-voutes qui étaient construits en 100 m environ en amont du pont de la route nationale 3 (RN3). Ceux-ci ont pourtant été rapidement endommagés par l'écoulement pendant les saisons des pluies si bien qu'il n'en reste que des vestiges. Les matériaux grossiers isolés résultant de la destruction de ces structures rejoignent hydrauliquement le deuxième groupe décrit ci-dessus. Quant à l'accumulation de matériaux en amont de ces vestiges, elle forme souvent des plates-formes horizontales, générant de petites cascades comme celle présentée à la Figure 5.1a.

5.2.2. Données topographiques

Nous avons utilisé un modèle numérique de terrain (MNT) de 10 m de résolution, reprenant la vallée de la rivière. Il a été réalisé dans le système de coordonnées UTM35S et en format raster (Fig.5.2). Il a été produit en 2012 puis fourni par le Bureau de Centralisation Géomatique du Burundi (BCG). Le MNT a été ré-échantillonné à une résolution de $2\text{ m} \times 2\text{ m}$, qui est la résolution utilisée pour la modélisation hydraulique. Par la suite, la géométrie du barrage y a été intégrée, en tenant compte des résultats fournis par la première partie liée à l'analyse du processus de glissement de terrain détaillé au chapitre 4.

Étant donné qu'aucune donnée n'était disponible pour définir la bathymétrie fluviale et la topographie du débordement, le débit a été calculé sur la base du DEM. La largeur moyenne de la rivière est d'environ 20 m pour un débit de $3\text{ m}^3/\text{s}$, 32 m pour $60\text{ m}^3/\text{s}$ (crue de 20 ans) et 40 m pour $120\text{ m}^3/\text{s}$ (crue de 50 ans). Par conséquent, un intervalle de 2 m (obtenu après ré-échantillonnage) pour les calculs est certainement suffisant pour représenter le champ d'écoulement sur la largeur de la rivière, puisque le nombre de cellules de calcul sur la largeur de la rivière est compris entre 10 et 20.

Bien que le ré-échantillonnage du MNT soit important pour des raisons de calcul, il est évident que seuls les détails topographiques déjà présents dans le MNT initial ($10\text{ m} \times 10\text{ m}$) restent présents. Idéalement, l'analyse hydraulique devrait utiliser un MNT à plus haute résolution, tel que les données LiDAR (Light Detection And Ranging). Cependant, dans l'environnement de la zone d'étude caractérisée par une rareté de données, ce qui est par ailleurs un point commun pour de nombreuses régions d'Afrique, une résolution de 10 m est parmi les meilleures dans la région. Cette résolution reste meilleure surtout par rapport aux SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) et aux ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model) fournis par l'institut d'études géologiques des États-Unis, USGS (United States Geological Survey). L'exemple de certains travaux récents (Jacobs et al., 2016 ; Alvarez et al., 2017) montre que l'utilisation de produits à moyenne ou basse résolution reste une étape intermédiaire précieuse pour mieux comprendre le risque d'inondation dans les zones accusant une rareté de données, à condition que les résultats soient interprétés et discutés à la lumière des incertitudes affectant les données d'entrée.

On signalerait également que Chen et al. (2004) a utilisé un MNT de 10 m de résolution et a produits de précieux résultats au sujet de la rupture d'un barrage naturel sur la rivière Da-Cu-Keng dans le Nord du Taiwan.

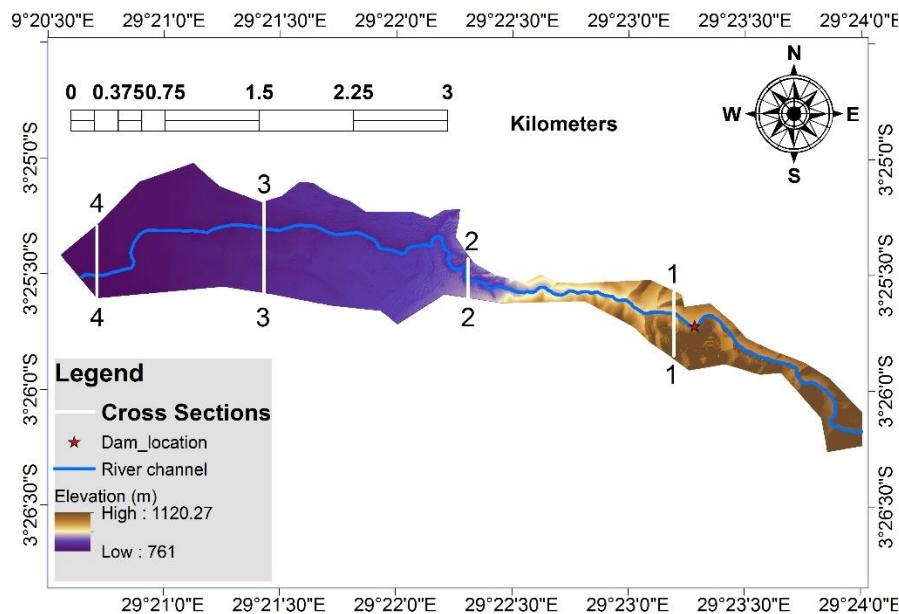


Figure 5.2. Modèle numérique de terrain (m) utilisé au sein du domaine de calcul pour la modélisation hydraulique. Cette figure représente également l'emplacement du barrage et celui des sections transversales où les hydrogrammes et autres paramètres hydrauliques ont été extraits. Le canal principal de la rivière est également mis en évidence.

De plus, pour évaluer le MNT utilisé dans la modélisation hydraulique, nous avons également considéré une étude de terrain réalisée dans la zone d'étude durant les saisons sèches (juin-septembre) en 2014 et en 2015. Les mesures sur le terrain ont couvert le lit principal de la rivière Kanyosha ainsi qu'une partie de la plaine inondable, constituée d'une bande de 10-20 m à partir des berges de la rivière. Ces mesures partent du lac Tanganyika et remontent le profil en long de la rivière jusqu'à environ 500 m en amont du barrage (voir le détail dans l'annexe A5.2). Les différences entre le MNT utilisé dans nos simulations hydrauliques et les données topographiques mesurées sur le terrain sont modérées, car elles se situent principalement entre - 0,5 m et + 0,5 m. La moyenne et la médiane sont toutes deux -7 cm. L'erreur quadratique moyenne entre le DEM 10 m × 10 m et les mesures de terrain est de 65 cm, ce qui paraît bien raisonnable. Les différences les plus significatives sont obtenues tout près des berges de la rivière. Ceci peut résulter d'erreurs de discrétisation et / ou de l'instabilité des berges due à l'évolution latérale du lit de la rivière entre 2012 (quand le MNT de 10 m × 10 m a été produit) et 2014 (quand les mesures de terrain ont été réalisées).

Dans la partie supérieure de la vallée, présentant une forme distincte en V avec des pentes latérales relativement abruptes, l'écoulement a tendance à se concentrer beaucoup plus dans le chenal principal central et ses environs.

Par conséquent, en amont, les résultats de la modélisation hydraulique devraient être moins affectés par de petites inexactitudes du MNT que dans les parties situées en aval. Une analyse de sensibilité des résultats de la simulation par rapport à la précision des données topographiques est présentée à la section 5.4.2.2.

5.2.3. Modélisation hydraulique

Pour l'analyse hydraulique, nous avons utilisé le modèle académique WOLF 2D. Celui-ci qui se base sur la résolution des équations de l'hydraulique en eau peu profonde au moyen d'un schéma stable et conservatif de volume fini. Ce modèle a été largement validé et appliqué pour simuler l'écoulement induit par la rupture des barrages et des digue (Dewals et al., 2011 ; Roger et al., 2009) ainsi que pour l'analyse des risques d'inondation (Arrault et al. al., 2013 ; Bruwier et al., 2015 ; Beckers et al., 2013; Detrembleur et al., 2015 ; Ernst et al., 2010).

Certes, nous avons uniquement inclus l'eau dans le calcul du transfert de l'onde de crue, alors que la rupture réelle du barrage induit par le glissement de terrain libérerait substantiellement une quantité importante de matériaux solides. Ainsi, le flux réel aurait un comportement intermédiaire entre l'écoulement d'eau claire et les débris ou l'écoulement granulaire. Comme le montre le Tableau 5.1, certaines études récentes ont négligé le transport des sédiments dans l'analyse des inondations induites par la rupture des barrages (Fan et al., 2012 ; Yang et al., 2013). Par contre, d'autres ont pris en compte le transport des sédiments (Li et al., 2011 ; Shrestha et Nakagawa, 2016) car elle peut avoir des implications considérables sur le volume de matériel mobilisé ainsi que sur les évolutions morphologiques du fond de la vallée (par exemple, dépôt de sédiments).

Tableau 5.1. Quelques études récentes sur les inondations induites par la rupture des barrages naturels.

	Dimensions du modèle	Morphodynamique	Rhéologie de l'écoulement	Observations disponibles
Cette étude	2D	Non	Écoulement turbulent	Aucune
Fan et al. (2012)	1D pour l'écoulement dans la rivière, 2D pour l'écoulement en dehors du lit mineur la rivière	Non	Écoulement turbulent	Débits de pointe, temps d'arrivée des débits de pointe ...
Yang et al. (2013)	Sobek-1D et -2D	Non	Écoulement turbulent	Occurrences des inondations
Shrestha et Nakagawa (2016)	1D pour l'écoulement dans la rivière	Oui	Écoulement granulaire, hyper-concentré et turbulent	Débits observés
Li et al. (2011)	1D pour l'écoulement dans la rivière, 2D pour le transport des sédiments	Oui	Equations empiriques de Mohr-Coulomb, contraintes de cisaillement visqueuses et turbulentes.	Hydrogramme en aval, épaisseur des sédiments observée ...
Mergili et al. (2012a)	2D, tenant compte de la courbure du fond et des effets de forte pente	Dépôt de matériau granulaire représenté explicitement	Écoulement granulaire (modèle type Savage-Hutter)	Axé sur les flux d'avalanche, pas d'inondation due à la rupture du barrage
Mergili et al. (2012b)	2D	Détachement des sédiments par ruissellement et acheminement du flux de débris	Modèle de frottement semi-déterministe à deux paramètres	Distance parcourue par les débris, forme des dépôts ...

Néanmoins, nous croyons que, dans le contexte de la présente étude, aller plus loin dans la complexité du cadre de modélisation (y compris le transport des sédiments) produirait principalement des résultats plus spéculatifs car les données de validation ne sont disponibles ni pour notre étude de cas, ni pour un quelconque cas similaire dans la région, qui reste largement sous-étudiée.

Le tableau 1 ci-dessus montre que les études précédentes qui ont pris en compte le transport des sédiments ont toutes bénéficié des données de validation disponibles, telles que l'historique des débits observés durant les inondations précédentes, les profondeurs des dépôts de sédiments, etc. Les implications de cette hypothèse sont discutées plus en détail dans la section 5.4.2.3 relative aux incertitudes et limitations de nos résultats.

Nous détaillons ci-dessous, dans la section 5.2.3.1, comment la friction a été paramétrée dans le modèle hydraulique, ainsi que les conditions aux limites prescrites et la procédure de modélisation, y compris le mécanisme de rupture utilisé dans les simulations d'écoulement.

5.2.3.1. Paramétrisation de la rugosité

Dans le modèle hydraulique, la résistance à l'écoulement a été paramétrée en utilisant la formulation développée par Machiels et al. (2011). Comparé à des formules de frottement plus standard (par exemple, Manning, Chezy), le modèle offre deux avantages principaux : (i) étant un modèle physique, il réduit sensiblement le besoin de recalibrage en cas de variation de la plage de débit ; (ii) le seul paramètre à définir est la taille caractéristique des irrégularités du fond, qui peut être estimée à partir des observations sur le terrain. Cette paramétrisation est donc particulièrement adaptée aux applications pour lesquelles l'historique des débits est peu documenté, comme dans le cas présent.

Ici, nous avons testé trois valeurs pour la hauteur de rugosité : 0,1 m ; 0,2 m et 0,3 m, correspondant à la classe de granulométrie prédominante dans le lit de la rivière (comme décrit dans la section 5.2.1). Dans la suite, pour montrer les effets de la rugosité du lit de la rivière, nous présentons les résultats pour les deux valeurs extrêmes de la hauteur de rugosité ($k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m).

5.2.3.2. Conditions aux limites et scénarii de simulation

The base flow was estimated using Manning equation:

La condition aux limites en amont est un hydrogramme d'écoulement prescrit, qui représente soit une onde de crue provenant du bassin versant en amont, soit un débit permanent. Dans notre cas, nous n'avons utilisé que des débits stationnaires, correspondant respectivement à un débit de base, à une crue de 20 ans et à une crue de 50 ans.

Le débit de base a été estimé en utilisant l'équation de Manning :

$$Q = \frac{1}{n} AR^{2/3}S^{1/2} \quad (5.1)$$

Avec n le coefficient de rugosité de Manning, A la section transversale de la rivière (m^2), R le rayon hydraulique (m) et S la pente de la surface de l'eau ($m m^{-1}$). L'équation de Manning a été largement utilisée pour estimer le débit d'écoulement en l'absence de données de mesures directes (Hersch, 2009 ; Jacobs et al., 2016 ; Lumbroso et Gaume, 2012 ; Moody et Martin 2001).

Le débit a été estimé sur base des mesures réalisées pendant la saison des pluies, à une section transversale située en aval du glissement de terrain, à 20 m en amont de la section transversale 3 de la figure 5.2. Dans cette section, la rivière avait une largeur de 6 m, avec une profondeur d'eau moyenne de 40 cm. Il est à noter que les 6 m ne correspondent pas à toute la largeur de la rivière. Le fond de la rivière n'est pas plat et le flux de base suit généralement une ou deux branches correspondant à la partie basse du lit mineur (figure 5.1.b).

Avec une pente hydraulique locale de $0,01 \text{ m m}^{-1}$ et une rugosité de Manning (n) de $0,041 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$, l'équation 5.1 donne un débit approximatif de $2,92 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Une valeur de $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a été utilisée pour le débit de base dans les scénarios de calcul.

Le coefficient de rugosité de Manning a été estimé à partir des descriptions données par Barnes (1967) pour différents types de rugosité du fond des canaux d'écoulement.

Les débits stationnaires correspondant à des crues de 20 et de 50 ans de période de retour utilisés dans les différents scénarios ont été calculés selon la formule rationnelle suivante :

$$Q_j = \sum_{k=1}^j C_{m,k} i_k A_m \quad (5.2)$$

Avec i_k l'intensité des précipitations (mm h^{-1}), $C_{m,k}$ le coefficient de ruissellement et A_m chacune des surfaces contributives (ha) ; m est défini comme égal à $j-k + 1$. L'intensité constante est dérivée de la loi *Intensité- Durée -Fréquence* de Bujumbura fournie par l'Institut Géographique du Burundi (IGEBU). La méthode de Huff (1967) a été utilisée pour approximer la distribution de l'intensité de la pluie de projet.

Elle a été développée sur base de l'analyse de 291 averses et est applicable pour les bassins versants allant jusqu'à une superficie de 1036 km^2 . La méthode fournit 4 distributions différentes selon le quartile dans lequel les précipitations sont les plus intenses. Pour le cas de Bujumbura, les calculs basés sur la distribution du 2^{ème} quartile ont été jugés comme étant plus proches de la variation raisonnable d'intensité, étant donné que l'intensité maximale se situe habituellement dans le premier tiers de la durée de la pluie. D'après l'équation de Kohler (1951) sur l'indice de saturation du sol et les récents travaux de Mathlouthi et Lebdi (2010) sur la relation *pluie-ruissellement*, la saturation des sols lors des averses peut être fortement influencée par les autres précipitations précédentes.

Dans un contexte de débit de base correspondant à la saison des pluies, l'utilisation d'un coefficient de ruissellement offre peu d'intérêt. Par conséquent, un coefficient de ruissellement constant a été utilisé.

Nous avons obtenu des débits de pointe initiaux de $61,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et de $123,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivement pour des débits de 20 ans et de 50 ans de période de retour. Sachant que l'utilisation du débit de pointe correspond au scénario extrême, nous avons utilisé $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour le débit de base, un débit de 20 ans et un débit de 50 ans de période de retour comme débits initiaux. Cette petite diminution est jugée comme pouvant être compensée par les infiltrations latérales fur et à mesure que l'on progresse vers l'aval.

A l'extrémité aval du domaine de calcul, l'embouchure de la rivière au niveau du lac Tanganyika n'a pas été explicitement incluse car seules des informations limitées étaient disponibles sur les données bathymétriques et hydrauliques à cet endroit. Par conséquent, cette problématique liée au comportement hydraulique de l'embouchure de la rivière est résolue au moyen de la condition limite prescrite à l'extrémité aval du domaine de calcul. La condition aux limites proposée est basée sur une équation de déversoir, reliant le débit de sortie Q_o au niveau d'eau moyen h_o près de la limite aval de chaque simulation :

$$Q_0 = \frac{2}{3} C_D L \sqrt{2g(h_0 - w)} \quad (5.3)$$

Avec g l'accélération de pesanteur (m s^{-2}), C_D un coefficient adimensionnel de débit (pris égal à 0,75). L et w représentent respectivement la longueur et la hauteur de crête équivalente (m). L'équation (5.3) permet de simuler différentes configurations (par exemple, fluctuation et forte variation du niveau d'eau en aval en cas de changement de débit). Nous avons effectué une analyse de sensibilité en faisant varier L et w . Pour des valeurs très élevées de L , h_0 reste pratiquement constant quel que soit Q_0 ; sinon il varie avec Q_0 .

Cependant, cette condition limite n'a en réalité une influence que sur une distance très limitée en amont de la frontière du domaine : dans tous les essais réalisés, cette zone d'influence ne s'étend que sur une distance de 300 mètres seulement en amont de frontière aval du domaine. Cette influence très limitée résulte de la pente relativement raide de la rivière (environ 1,5% dans la zone aval, 6% dans la partie amont). Par conséquent, la formulation particulière de la condition limite aval (Eq 5.3) peut être négligée lors de l'analyse des résultats de modélisation sur pratiquement tout le domaine de calcul (sauf 300 m plus en aval) puisqu'ils restent indépendants de L et w .

Pour analyser la sensibilité des résultats à la condition aux limites en aval, nous avons considéré les 20 scénarios décrits dans le Tableau 5.2. Nous avons principalement testé deux paires de valeurs L et W :

- Dans une première configuration (scénarios 1 à 9), le niveau d'eau à l'extrémité aval du domaine de calcul dépend sensiblement du débit ($L = 35$ m, $W = 0,185$ m) ;
- Dans un autre ensemble de modèles (scénarios 10 à 18), le niveau d'eau en aval n'est que faiblement influencé par le débit ($L = 350 \div 3500$ m, $W = 0,185$ m).

Pour chacun des deux types de conditions limites en aval, nous avons analysé trois hauteurs de rugosité différentes et considéré trois débits initiaux différents. Enfin, nous avons également testé une configuration dans laquelle le niveau d'eau en aval reste indépendant du débit d'avant-rupture ; mais qui varie dans des conditions d'écoulement transitoires (scénarios 19 et 20 du Tableau 5.2).

Cela n'a été testé que pour la rugosité du fond intermédiaire ($k_s=0.2$ m). Pour les 20 scénarios, trois valeurs de débit ont été prises en compte : le débit de base, une crue de 20 ans et une crue de 50 ans de période de retour.

Dans tous les scénarios testés, l'influence des conditions aux limites en aval s'étendait uniquement sur une distance d'environ 300 mètres depuis l'extrémité aval du domaine de calcul.

Tableau 5.2. Scénarios considérés pour les conditions d'écoulement avant rupture de barrage.

		Scénario	Rugosité (m)	Débit (m ³ s ⁻¹)	L (m)	W (m)
Niveau d'eau en aval dépendant du débit	Fond relativement lisse	1, 2, 3	0.1	3, 60, 120	35	0.1850
	Rugosité intermédiaire	4, 5, 6	0.2	3, 60, 120	35	0.1850
	Fond relativement rugueux	7, 8, 9	0.3	3, 60, 120	35	0.1850
Niveau d'eau en aval faiblement dépendant du débit	Fond relativement lisse	10, 11, 12	0.1	3, 60, 120	350 ÷ 3500	0.2754
	Rugosité intermédiaire	13, 14, 15	0.2	3, 60, 120	350 ÷ 3500	0.2754
	Fond relativement rugueux	16, 17, 18	0.3	3, 60, 120	350 ÷ 3500	0.2754
Niveau aval indépendant du débit	Rugosité intermédiaire	19	0.2	3	35	1.4088
		20	0.2	60	35	0.695

5.2.3.3. Procédure de modélisation

Les simulations hydrauliques visent à évaluer l'impact de la rupture du barrage compte tenu de la retenue de l'eau en amont du barrage et de l'eau débordant par-dessus le barrage. Ainsi, l'étape initiale de la modélisation hydraulique considère un réservoir bien rempli en amont du barrage et un écoulement régulier de l'eau sur la crête du barrage avant la rupture. En accord avec Dewals et al. (2011), la procédure de modélisation comporte deux étapes (tableau 3) :

- Étape 1 : un débit stationnaire est initialement calculé dans la rivière, avant la rupture, selon trois scénarios hydrologiques différents (débit constant correspondant soit au débit moyen dans la rivière ou soit à une crue de 20 ans, ou alors à une crue de 50 ans de période de retour) ;
- Étape 2 : en utilisant le résultat de l'étape 1 comme condition initiale, le débit induit par la rupture du barrage est calculé.

Au niveau de l'étape 1, la géométrie du barrage est incorporée dans les données topographiques utilisées pour le calcul de l'écoulement. Cela signifie que la dynamique du matériau glissant dans la rivière (le processus de formation du barrage) n'est pas explicitement reproduite dans la modélisation hydraulique. Cela tient du fait que cette étape est déjà reproduite dans l'analyse de stabilité du glissement qui a fait objet du chapitre 4.

Comme il n'est pas possible de prévoir quand la rupture du barrage dû au glissement de terrain pourrait se produire, nous considérons trois conditions différentes de débit avant la rupture comme souligné plus haut.

À l'étape 2, en utilisant une description paramétrique de la rupture, le barrage est progressivement retiré de la topographie, de sorte que l'eau qui se trouve derrière le barrage est libérée. Le modèle calcule la propagation instationnaire de l'onde de crue induite dans la vallée en aval.

Des exemples de résultats de l'étape 1 et de l'étape 2 sont donnés respectivement par les figures A5.3.1 et sur les figures A5.3.2 à A5.3.5 de l'annexe A5.3.

Tableau 5.3. Protocole de modélisation hydraulique en deux étapes

	Calcul hydraulique	Barrage
Étape 1	Simulation à l'état stationnaire	Incorporé dans le MNT utilisé pour la simulation
Étape 2	Simulation à l'état instationnaire	Graduellement retiré du DEM (topographie dépendant du temps)

5.2.3.4. Modélisation du mécanisme de rupture

Les mécanismes de rupture des barrages naturels sont complexes, très variables et partiellement compris. Par conséquent, la modélisation de la rupture du barrage peut être une source substantielle d'incertitude. Dans la présente étude, la modélisation orientée vers le processus de la rupture n'a pas été considérée comme une option viable, principalement en raison du manque d'informations détaillées sur le matériau du barrage (matériau non homogène), la complexité de la rupture des barrages naturels et l'absence de données de validation provenant d'études de cas similaires dans la région. Par contre, nous avons, en revanche, opté pour une *description paramétrique* plus simple de la rupture du barrage qui semble plus cohérente avec la qualité des données disponibles et le niveau global d'incertitude affectant la présente étude.

Parmi les différents modes de rupture possibles, nous avons choisi de considérer la rupture par débordement du barrage, qui suppose une érosion progressive à partir de la crête du barrage par l'eau se déversant depuis le réservoir amont vers l'aval du barrage. Ce mode de rupture est le plus fréquent pour les barrages naturels formés par les glissements de terrain. La rupture par débordement du barrage a été signalée pour plus de 90% de tous les barrages de glissement de terrain examinés par Costa et Schuster (1988) et pour 131 des 144 cas examinés par Peng et Zhang (2012).

Comme illustré sur la figure 5.3, le modèle paramétrique de rupture a été implémenté dans le modèle d'écoulement 2D au moyen d'une topographie variable dans le temps. Le débit sortant est ainsi explicitement calculé par le modèle, ce qui permet de représenter le couplage hydraulique entre l'épuisement du réservoir, le débit à travers la brèche de rupture et les éventuels effets de remous.

Cette procédure nécessite une géométrie initiale (figure 5.3a) et une géométrie finale (figure 5.3e, correspondant au barrage rompu) de barrage définie par l'utilisateur.

Entre ces deux géométries, l'algorithme effectue une interpolation linéaire dans le temps (Dewals et al., 2011). La durée de rupture doit également être prescrite par l'utilisateur.

Plusieurs formules de prédiction ont été testées pour estimer la durée de rupture (Froehlich, 2008 ; Peng et Zhang, 2012, modèle BREACH ...). Ils conduisent à des valeurs dispersées, comprises entre 10 min et une ou deux heures. De telles divergences résultent du nombre limité d'études de cas réels pour lesquelles des informations sur la durée de rupture sont disponibles. Par exemple, sur un total de 1 239 cas rapportés par Peng et Zhang (2012), seulement 52 contiennent des informations détaillées sur la rupture et seulement 14 cas ont des enregistrements de la durée de rupture. De plus, des incohérences existent dans ces enregistrements, de sorte que les résultats de la régression pour la durée de rupture sont généralement moins satisfaisants (en termes de R^2) que pour les autres paramètres de rupture.

Telles sont les raisons pour lesquelles nous avons considéré une gamme d'hypothèses plausibles au sujet de la durée de rupture, entre 10 min et 1 h. Nous avons également testé une hypothèse extrême (rupture instantanée du barrage) pour caractériser l'enveloppe des résultats possibles. Ce dernier scénario pourrait également correspondre à une rupture presque instantanée à la suite d'un tremblement de terre.

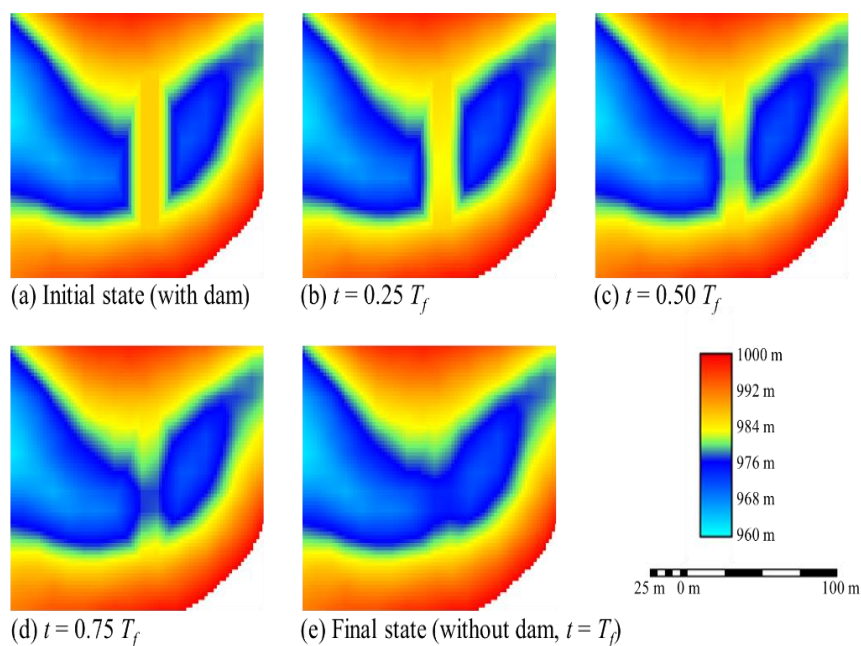


Figure 5.3. Vue en plan de l'évolution de la topographie proche du barrage depuis le temps initial avec barrage (a) à la situation finale sans barrage (e). Les situations intermédiaires (b, c, d) correspondent respectivement à 25%, 50% et 75% du temps de formation de la brèche (T_f).

5.2.4. Cartographie de l'intensité d'inondation

Les résultats des calculs hydrauliques ont été établis pour afficher l'étendue d'inondation et les informations sur la profondeur de l'eau ainsi que la vitesse d'écoulement au sein de la plaine

inondable. La méthode utilisée par Alvarez et al. (2017) a été prise en compte pour la classification de l'intensité des inondations dans les catégories *haute*, *moyenne* et *basse*.

Pour un classement dans la catégorie supérieure (haute), l'emplacement doit avoir une profondeur d'eau supérieure à 1 mètre, une vitesse d'eau supérieure à 1 mètre ou un produit de la vitesse et la profondeur d'eau supérieure à $0,5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Les conditions pour qu'une zone soit classée dans la catégorie de basse intensité sont : une hauteur d'eau inférieure à 0,5 m, une vitesse de la crête inférieure à $0,5 \text{ m s}^{-1}$ et un produit de la vitesse et de la profondeur d'eau inférieur à $0,25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La catégorie d'intensité moyenne correspond à toutes les situations intermédiaires à ces deux extrêmes (basse et haute).

5.3. Résultats

5.3.1. Effets de la rupture du barrage sur la profondeur de l'eau

Dans cette section, nous examinons dans quelle mesure les profondeurs d'eau sont affectées par la rupture d'un barrage formé par le glissement de terrain. Les profondeurs d'eau calculées sont discutées ici pour quatre sections transversales, c'est-à-dire les sections 1 à 4 représentées plus haut dans la Figure 5.2. La Figure 13 montre les profondeurs d'eau calculées pour le débit avant la rupture et pour le débit induit par la rupture, pour les sections 1 à 4, en considérant une hauteur de rugosité de 0,1 m (Figure 5.4a) et de 0,3 m (Figure 5.4b), ainsi que trois scénarios d'écoulement avant la rupture (débit de base, débit de 20 ans et celui de 50 ans de période de retour).

Les résultats dépendent fortement du temps de rupture considéré, du scénario de débit avant la rupture et de la distance au barrage, alors que les valeurs de ks ont une influence très limitée sur les résultats. Dans le cas extrême d'une rupture instantanée, la profondeur d'eau calculée dans la section 1 est environ 24 fois plus élevée lorsqu'on suppose une rupture instantanée du barrage par rapport à une situation correspondant au débit de base sans rupture de barrage. Cette valeur est ramenée à environ 5 et 4 respectivement pour les conditions d'écoulement avant rupture correspondant à une crue de 20 et de 50 ans de période de retour. De même, l'augmentation des profondeurs d'eau suite à la rupture instantanée du barrage devient plus modérée pour les sections 2, 3 et 4 situées respectivement à environ 2, 4 et 6 km en aval du barrage. Dans le cas d'une crue de 20 ans ou de 50 ans de période de retour, la profondeur maximale de l'eau est moins que le double dans la section 3 (+ 50 - 70%) et 4 (+ 20 - 30%).

Dans le cas d'une rupture graduelle du barrage en 10 minutes, des augmentations spectaculaires des profondeurs d'eau sont obtenues seulement dans le cas d'un scénario considérant le débit de base comme de débit d'avant rupture. Dans un tel cas, les profondeurs d'eau calculées sont multipliées par environ 9, 5, 4 et 3 dans les sections 1, 2, 3 et 4, respectivement. En revanche, dans le cas d'une crue de 20 ou 50 ans en tant que conditions initiales, les profondeurs d'eau calculées sont, au maximum, presque doublées. Dans la section 4, les augmentations sont limitées à 20 - 30%. Par conséquent, la sévérité de l'amplification en termes de profondeurs d'eau à la suite de la rupture du barrage est, en termes relatifs, significativement influencée par le débit considéré avant la rupture.

Dans le cas d'une rupture graduelle en 60 minutes, les profondeurs d'eau calculées sont affectées d'un facteur de 3,6 dans la section 1 et de 2.1 - 2.6 dans les sections 2 à 4 si un débit initial égal au débit de base est considéré. Par contre, si l'on suppose initialement une crue de 20 ou de 50 ans de période de retour, l'augmentation des profondeurs d'eau calculées à la suite de la rupture du barrage n'est généralement pas supérieure à environ 20%. Néanmoins, dans tous les cas, l'augmentation de la profondeur d'eau résultant de la rupture du barrage reste très élevée du point de vue du risque d'inondation.

Ces résultats montrent que la rupture du barrage exacerbe considérablement les conditions d'inondation sur les parties situées en aval de la rivière. Cette conclusion reste robuste malgré les fortes incertitudes sur le paramètre de rugosité. En effet, comme le montre le tableau 7, le changement de la rugosité a peu d'influence sur l'effet relatif de la rupture du barrage sur les profondeurs d'eau. Ceci est également confirmé par la forte similitude entre les Figures 5.4a et 5.4b.

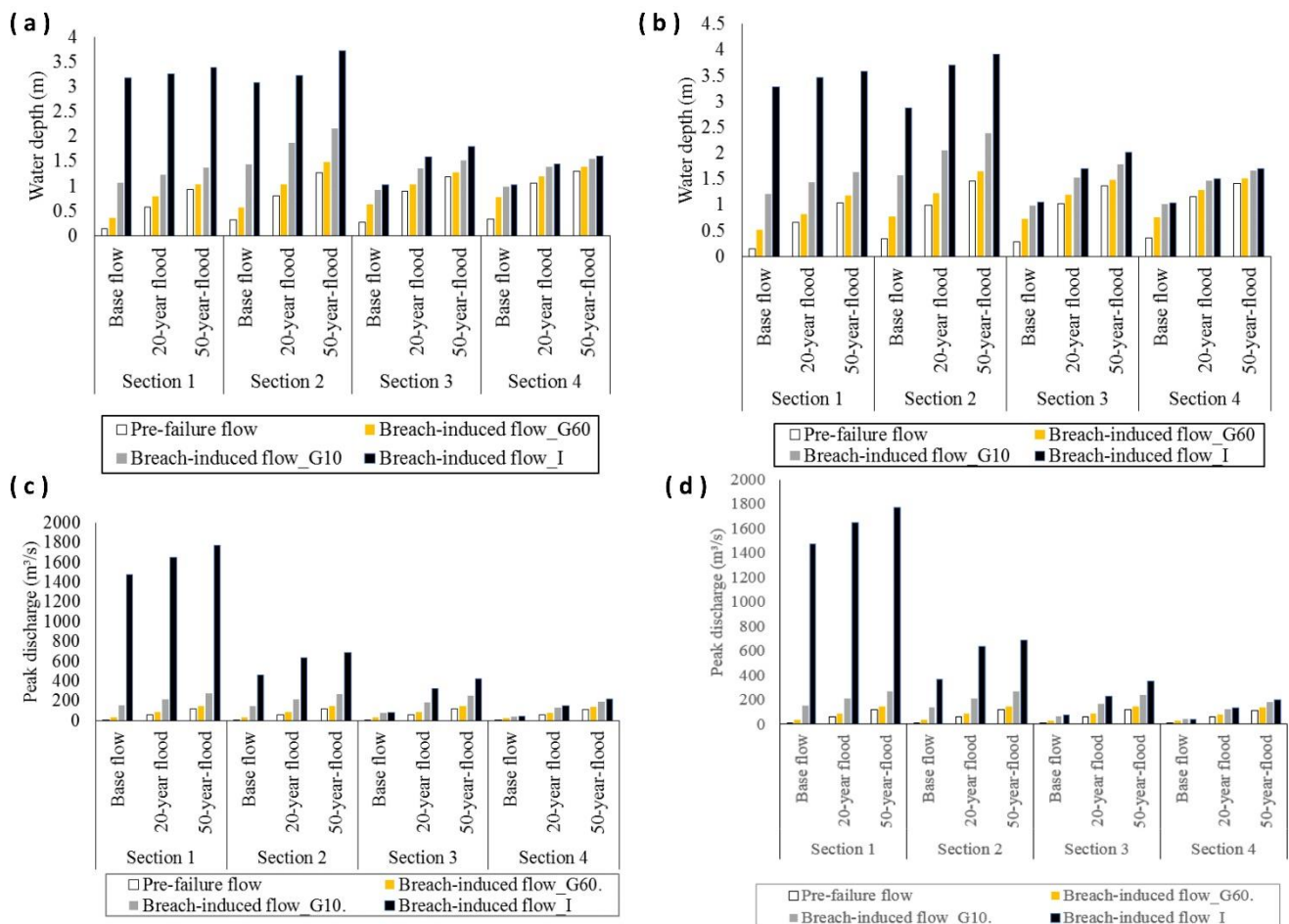


Figure 5.4. Profondeurs d'eau maximales calculées (a, b) et débits de pointe (c, d) dans les sections 1 à 4, pour diverses conditions de débit avant la rupture (débit de base, crues de 20 et 50 ans de période de retour) et pour une hauteur de rugosité $k_s = 0,1$ m (a, c) ou $0,3$ m (b, d). « G60 », « G10 » et « I » correspondent respectivement aux conditions de rupture du barrage avec, respectivement, une durée de 60 minutes, une durée de 10 minutes et une rupture instantané.

Tableau 5.4. Rapport entre la profondeur d'eau maximale (H_{max}) suivant la rupture du barrage et la profondeur d'eau dans les conditions de débit pré-rupture dans les sections 1 à 4, en considérant deux hauteurs de rugosité différentes ($k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m) et différents débits initiaux (débit de base, crue de 20 ans et crue de 50 ans). I, G10 et G60 signifient respectivement une rupture instantanée, une rupture graduelle de 10 minutes et une rupture graduelle de 60 minutes.

Section	k_s	Mode de rupture	<i>Rapport_</i> H_{max}		
			Débit de base	Crue de 20 ans	Crue de 50 ans
Section 1	0.1	I	22.60	5.70	3.60
		G ₁₀	7.57	2.16	1.47
		G ₆₀	2.57	1.39	1.12
	0.3	I	23.50	5.30	3.50
		G ₁₀	8.64	2.18	1.58
		G ₆₀	3.64	1.24	1.15
Section 2	0.1	I	9.60	4.00	2.90
		G ₁₀	4.50	2.34	1.69
		G ₆₀	1.75	1.29	1.17
	0.3	I	8.50	3.70	2.70
		G ₁₀	4.62	2.07	1.64
		G ₆₀	2.26	1.23	1.12
Section 3	0.1	I	3.80	1.80	1.50
		G ₁₀	3.41	1.53	1.29
		G ₆₀	2.37	1.17	1.08
	0.3	I	3.80	1.70	1.50
		G ₁₀	3.54	1.50	1.31
		G ₆₀	2.57	1.18	1.08
Section 4	0.1	I	3.10	1.40	1.20
		G ₁₀	2.97	1.30	1.18
		G ₆₀	2.33	1.12	1.06
	0.3	I	3.00	1.30	1.20
		G ₁₀	2.91	1.26	1.17
		G ₆₀	2.14	1.11	1.06

5.3.2. Effets de la rupture du barrage sur le débit de pointe

Les débits de pointe de l'onde de crue induite par la rupture instantanée du barrage se situent entre 1500 et 1700 $m^3 s^{-1}$, 460-570 $m^3 s^{-1}$, 77-300 $m^3 s^{-1}$ et 41-110 $m^3 s^{-1}$ dans les sections 1, 2, 3 et 4 respectivement (Figures 5.4c et 5.4d). Dans la section la plus élevée ($n^\circ 1$), qui est située près du pied du barrage, la hauteur de rugosité n'a pratiquement aucune influence sur le pic de débit calculé car le débit dans cette zone est principalement contrôlé par la rupture du barrage. En revanche, le débit de pointe est progressivement influencé par la hauteur de rugosité lorsque l'onde de crue se propage vers les sections transversales 2, 3 et 4 les plus en aval.

Les débits de pointe diminuent de manière significative en cas de rupture graduelle. Par exemple, pour un scénario de rupture graduelle d'une heure, ces plages de débit de pointe deviennent 33,4-149 $m^3 s^{-1}$, 33,3-148,4 $m^3 s^{-1}$, 28,5-147,2 $m^3 s^{-1}$ et 26,6-134,6 $m^3 s^{-1}$ dans les sections 1, 2, 3 et 4 respectivement.

Les résultats intermédiaires sont obtenus pour une durée de rupture de 10 minutes.

Dans la section transversale 1, le débit de pointe de l'onde de crue résultant d'une rupture instantanée est d'environ 500 fois plus élevé que le débit de base, 30 fois plus important qu'une crue de 20 ans et 15 fois plus important qu'une crue de 50 ans de période de retour (Tableau 9).

Dans les sections transversales situées plus en aval, ces valeurs deviennent plus petites ; mais le débit de pointe après la rupture du barrage reste au moins deux à dix fois plus important que les débits d'inondation typiques (crues de 20 ou 50 ans de période de retour) et peut être 100 fois plus grand que le débit de base dans la rivière. Ces résultats ne sont que légèrement affectés par un changement de la hauteur de rugosité. Nous constatons, encore, que négliger la rupture du barrage entraînerait une forte sous-estimation de l'intensité d'inondation en aval. Cette sous-estimation est particulièrement sévère dans les sections transversales situées à proximité du barrage, tandis que dans la zone plus en aval, cet effet est modéré par l'atténuation du débit de pointe pendant la propagation de l'onde de crue.

Tableau 5.5. Rapport entre le débit de pointe après la rupture du barrage et le débit de pointe dans les conditions de pré-rupture des sections 1 à 4, en considérant deux hauteurs de rugosité différentes ($k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m) et divers débits de rupture (débit de base, crue de 20 ans et celle de 50 ans de période de retour). I, G10 et G60 signifient respectivement une rupture instantanée, une rupture graduelle de 10 minutes et une rupture graduelle de 60 minutes.

Section	k_s	Mode de rupture	Rapport Q_{max}		
			Débit de pointe	Crue de 20 ans	Crue de 50 ans
Section 1	0.1	I	490.0	28.0	15.0
		G ₁₀	51.5	3.5	2.3
		G ₆₀	11.1	1.5	1.5
	0.3	I	490.0	28.0	15.0
		G ₁₀	51.6	3.5	2.3
		G ₆₀	11.1	1.5	1.2
Section 2	0.1	I	150.0	11.0	5.7
		G ₁₀	47.6	3.5	2.2
		G ₆₀	11.1	1.5	1.2
	0.3	I	120.0	11.0	5.7
		G ₁₀	45.3	3.5	2.2
		G ₆₀	10.9	1.5	1.2
Section 3	0.1	I	27.0	5.4	3.5
		G ₁₀	24.7	3.0	2.1
		G ₆₀	9.5	1.5	1.2
	0.3	I	25.0	3.8	2.9
		G ₁₀	20.9	2.7	2.0
		G ₆₀	9.0	1.5	1.2
Section 4	0.1	I	15.0	2.6	2.0
		G ₁₀	15.5	2.3	1.7
		G ₆₀	8.9	1.4	1.2
	0.3	I	14.0	2.2	1.8
		G ₁₀	13.0	2.0	1.6
		G ₆₀	8.1	1.4	1.2

5.3.3. Effets de la rupture du barrage sur le temps de propagation de l'onde de crue

Les résultats tels que présentés par les figures 5.5a et 5.5b montrent le temps de propagation de l'onde de crue dans les sections 1 à 4, c'est-à-dire le temps écoulé entre la rupture du barrage et le moment où l'onde de crue atteint la section correspondante. Le temps de pointe, c'est-à-dire le temps entre la rupture du barrage et l'arrivée du pic de débit (débit de pointe) dans les sections respectives est également mentionné. Les résultats sont présentés pour deux hauteurs de rugosité du fond, soient $k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m.

Dans la partie supérieure de la rivière, le temps de propagation de l'onde reste essentiellement indépendant du débit de pré-rupture considéré. L'onde de crue prend entre 2,5 et 3 min. pour atteindre la section 2, ce qui correspond à une vitesse de l'onde de l'ordre de 10 à 12 m s⁻¹. Plus en aval (dans la zone urbanisée), le débit initial (de pré-rupture) a une forte influence sur la vitesse de propagation de l'onde. Lorsque les conditions de pré-rupture dans la rivière correspondent au débit de base, l'onde prend environ 12 min pour atteindre la section 3 et 25 min pour atteindre la section 4. Ces valeurs chutent à 7-8 min et 12-14 min si la rupture instantanée du barrage a lieu pendant une crue, ce qui correspond à une augmentation de la vitesse moyenne de l'onde de 4 à 6 ms⁻¹ dans des conditions d'un écoulement de base allant jusqu'à 7-9 ms⁻¹. Dans le cas d'une rupture graduelle de 10 minutes, le temps de propagation de l'onde pour atteindre les sections 3 et 4 devient respectivement 9-10 min et 14-16 min. De 10 minutes à 60 minutes, le temps de déplacement des vagues de crue est modérément augmenté de 26% dans la section 3 et de 33% dans la section 4, lorsqu'une crue est considérée ; mais là encore, ces valeurs restent inférieures au temps de propagation correspondant en cas de scénarios de débit de base.

Par conséquent, plus le débit de pré-rupture dans la rivière est élevé, plus le temps de propagation de l'onde et le temps de propagation sont courts. Comparé à une rupture de barrage lorsque le débit dans la rivière est faible (en cas de débit de base, par exemple), le temps de propagation de l'onde de crue et le temps d'arrivée du débit de pointe sont approximativement réduits d'un facteur 2 si la rupture survient pendant une inondation, ce qui correspond au scénario le plus probable.

Bien que la rupture du barrage ait une influence relativement plus faible sur la hauteur d'eau maximale et le débit de pointe lorsque le débit d'avant rupture correspond aux conditions de crue (sections 3.3.1 et 3.3.2), les résultats obtenus démontrent que même en cas de crue, la rupture de barrage est particulièrement dangereuse en raison du temps plus court entre la rupture et l'arrivée des vagues y relatives. Dans l'ensemble, la vitesse de l'onde de crue donne peu de chance à la population de prendre des mesures de précaution telles que l'évacuation ; à moins que la population soit très bien préparée en avance et qu'un système d'alerte précoce puisse être mis en place.

La figure 5.5 montre également la diffusion de l'onde de crue lors de sa propagation dans la vallée.

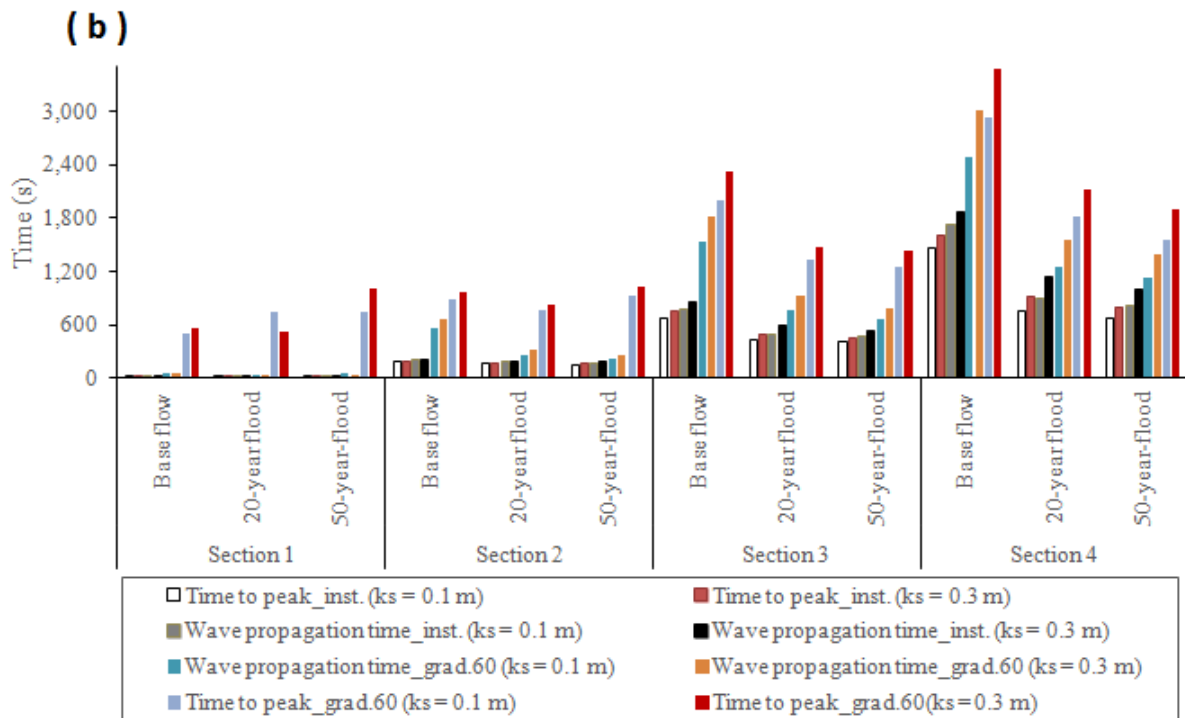
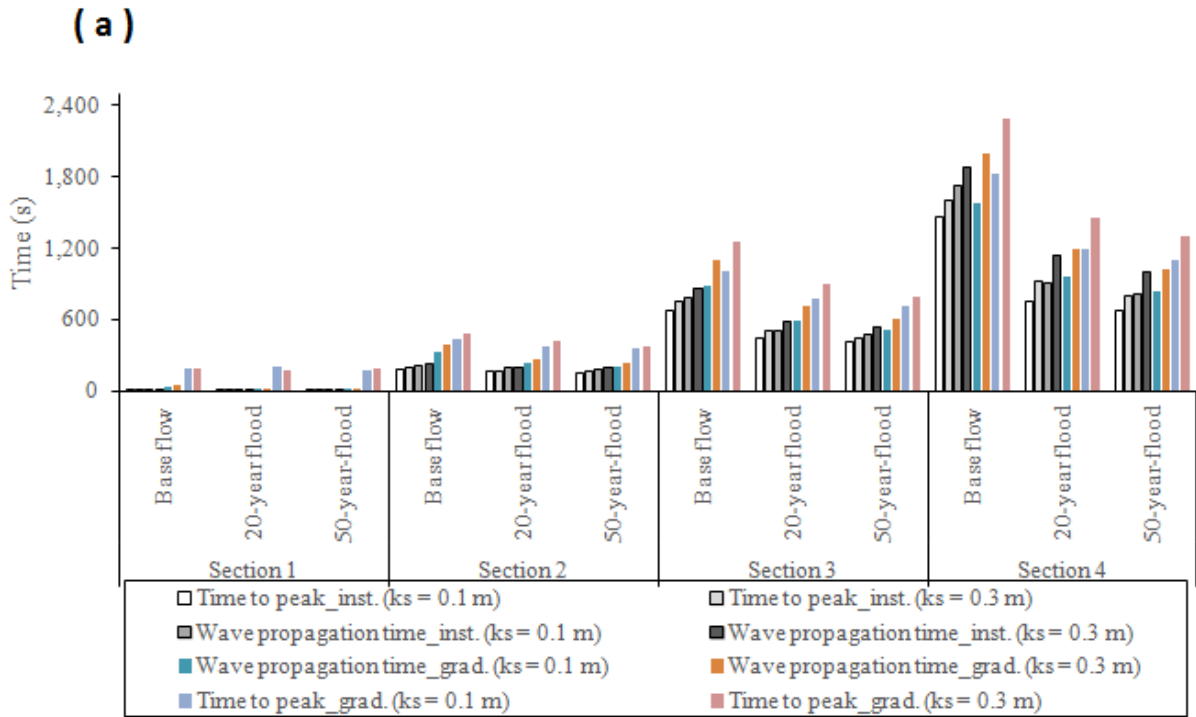


Figure 5.5 a. Temps de propagation des ondes de crue et temps d'arrivée du dépôt de pointe dans les sections 1 à 4, pour diverses conditions de débit initiaux (débit de base, crue de 20 et 50 ans de période de retour) et pour deux hauteurs de rugosité différentes ($k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m). Le temps de rupture graduelle est de 10 minutes. **b.** Temps de propagation des ondes de crue et temps d'arrivée du dépôt de pointe dans les sections 1 à 4, pour diverses conditions de débit initiaux (débit de base, crue de 20 et 50 ans de période de retour) et pour deux hauteurs de rugosité différentes ($k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m). Le temps de rupture graduelle est de 60 minutes.

Bien que la différence entre l'heure d'arrivée des vagues de crue et le temps de pointe soit faible dans les sections 1 et 2 (généralement inférieures à 0,5 min), elle atteint 1 à 2 min dans la section 3 et 2,5 à 4,5 min dans la section 4. Cela montre que l'onde de crue est nettement plus raide dans la partie supérieure de la vallée (sections 1 et 2).

En outre, la vague demeure plus raide lorsque la rupture du barrage se produit pendant une crue que lorsqu'elle survient dans un contexte de débit de base.

La valeur choisie pour la hauteur de rugosité n'a pratiquement aucune influence sur les résultats de calcul dans les sections 1 et 2, qui sont relativement proches du barrage. Cependant, elle a plus d'influence aux sections 3 et 4. Néanmoins, les principales observations détaillées ci-dessus restent valables pour les deux valeurs de la hauteur de rugosité ($k_s = 0,1$ m et $k_s = 0,3$ m).

5.3.4. Délimitation de la plaine d'inondation et cartographie de l'intensité des inondations

L'étendue spatiale de la plaine inondable, exprimée en termes de surface et sa variation pour différentes périodes de retour, est analysée ici. Pour chaque cas, comme indiqué dans le Tableau 5.6, les valeurs sont données à la fois pour les scénarios de rupture et celles de non rupture. Les changements induits par la rupture instantanée, ainsi que la rupture graduelle du barrage en 10 min et en 60 min sont également quantifiés et discutés. Sous la même hauteur de rugosité, à la fois en cas de rupture ou de non-rupture, l'étendue de l'inondation reste fortement liée au débit initial (stationnaire) considéré. Par exemple, en passant du débit de base au débit correspondant à 50 ans de période de retour, l'augmentation moyenne de la zone inondable est de 25%, avec une hauteur de rugosité de 0,1 m. Cette augmentation est d'environ 16% entre le débit de base et le débit constant de 20 ans de période de retour. Ces rapports restent presque constants tant dans les scénarios de rupture que de non-rupture.

Les variations d'étendue de la plaine d'inondation sont également liées aux changements de rugosité. Pour les scénarios de pré-rupture, en partant d'une hauteur de 0,1 m à 0,3 m, la surface de la plaine inondable augmente de 10%, 14% et 34% pour le débit de base, le débit d'une période de retour de 20 ans et 50 ans, respectivement. Ces augmentations sont de 4%, 8% et 29% ; 4%, 9% et 21% ; 6%, 7% et 19% respectivement dans le cas d'une rupture graduelle de barrage en 60 minutes, cas d'une rupture graduelle de barrage en 10 minutes et en cas d'une rupture instantanée.

Les cartes des figures 5.6 et 5.7 montrent la distribution spatiale de l'intensité de l'inondation. Les valeurs sont calculées sur base de la profondeur et de la vitesse de l'eau. Ensuite, ils sont classés selon la méthodologie décrite à la section 5.2.4. Les cartes montrent l'impact de la rupture du barrage sur l'intensité d'inondation. Ces cartes concernent les parties inférieures du bassin versant, entre les sections 3 et 4 de la figure 5.2, dans la ville de Bujumbura. Pour les figures 5.6 et 5.7, les cartes de la première colonne (colonne de gauche) représentent les scénarios sans rupture de barrage alors que ceux de la troisième colonne se rapportent aux scénarios de rupture instantanée correspondants.

Les cartes de la deuxième colonne correspondent à la situation intermédiaire : rupture graduelle en 10 minutes pour la figure 5.6 et 60 minutes pour la figure 5.7. Les sous-figures (a), (b) et (c) se rapportent aux conditions d'écoulement avant la rupture correspondant au débit de base, tandis que les sous-figures (d) à (f) sont liées à une crue de 50 ans sans rupture avec une hauteur de rugosité de 0,1 m.

Les sous-figures (g), (h) et (i) diffèrent de celles des deuxièmes rangées par le fait qu'une rugosité de 0,3 m est appliquée au lieu de 0,1 m. La comparaison entre les cartes de la première à celles de la deuxième rangée aide à analyser les changements liés au débit initial, tandis que les différences entre la deuxième et la troisième rangée sont le résultat du changement de la rugosité du fond de la rivière. Chaque fois, les cartes dans les deuxième et troisième colonnes mettent en évidence les changements dus à la rupture du barrage.

Les cartes de la première ligne correspondent aux scénarios relatifs au débit de base. Leur comparaison permet de réaliser un changement significatif surtout en aval avec une extension latérale de la zone inondée. Ainsi, des changements remarquables sont observés en termes du niveau d'intensité d'inondation. Selon les sous-figures (a), (b) et (d), presque toutes les zones classées dans la catégorie « faible intensité » dans le cas de non-rupture ont migré directement vers la catégorie « intensité élevée » en cas de scénario de rupture [(a) et B)]. C'est également le cas du débit de base vers un débit de 50 ans [(a) et (d)] mais ici, le changement dû à l'augmentation du débit avant la rupture est plus important que celui résultant de la rupture du barrage.

La comparaison verticale entre les deux premières rangées (lignes) met en évidence les variations de l'intensité d'inondation en fonction du débit initial, aussi bien en cas de rupture que de non-rupture, en considérant une hauteur de rugosité de 0,1 m. Contrairement aux précédents [(a) et (b)], le scénario sans rupture (figure 15d) inclut déjà des zones soumises à la catégorie « intensité haute ». Cependant, l'extension latérale de l'inondation est beaucoup plus évidente qu'auparavant, surtout près de la section transversale 3. Le scénario de rupture correspondant [carte (e)] montre des augmentations significatives de l'intensité des inondations sur les rives Sud et Nord. La comparaison respective entre (d), (e) et (f) d'une part et (g), (h) et (i) d'autre part révèle qu'une hauteur de rugosité plus élevée augmente substantiellement l'intensité de l'inondation estimée.

Cela passe par l'augmentation de la profondeur d'eau correspondante qui, comme nous l'avons défini plus haut, est l'une des composantes définissant le niveau d'intensité d'inondation (voir la section 5.2.4). Ces observations s'appliquent aux deux figures 5.6 et 5.7.

La principale différence observée entre les figures 5.6 et 5.7 concerne les sous-figures (b), (e) et (h) correspondant à la rupture graduelle. L'intensité de l'inondation est plus élevée pour une durée de rupture de 10 minutes (figure 5.6) que pour une durée de 60 minutes (figure 5.7). Dans l'ensemble, l'intensité de l'inondation augmente à mesure que le débit de pré-rupture augmente et que le temps de rupture diminue.

Tableau 5.6. Changement prévu en termes de superficie inondée en raison de la rupture du barrage induit par le glissement de terrain pour une hauteur de rugosité = 0,1 m et 0,3 m.

Débit initial	Surface inondée, sans rupture de barrage (m ²)	Surface inondée après rupture de barrage (m ²)			Augmentation relative de la zone inondée suite à la rupture du barrage (%)		
		Pour une rupture instantanée	Pour une rupture graduelle (10 min)	Pour une rupture graduelle (60 min)	Pour une rupture instantanée	Pour une rupture graduelle (10 min)	Pour une rupture graduelle (60 min)
Hauteur de rugosité $k_s = 0,1$ m							
Débit de base	447660	601184	577108	539536	34.29	28.92	20.52
20-ans	529204	695236	632712	590280	31.37	19.56	11.54
50-ans	556816	757300	707024	637320	36.01	26.98	14.46
Hauteur de rugosité $k_s = 0,1$ m							
Débit de base	493028	635484	599948	561700	28.89	21.69	13.93
20-ans	604988	741964	689388	636916	22.64	13.95	5.28
50-ans	747764	898048	859004	824928	20.10	14.88	10.31

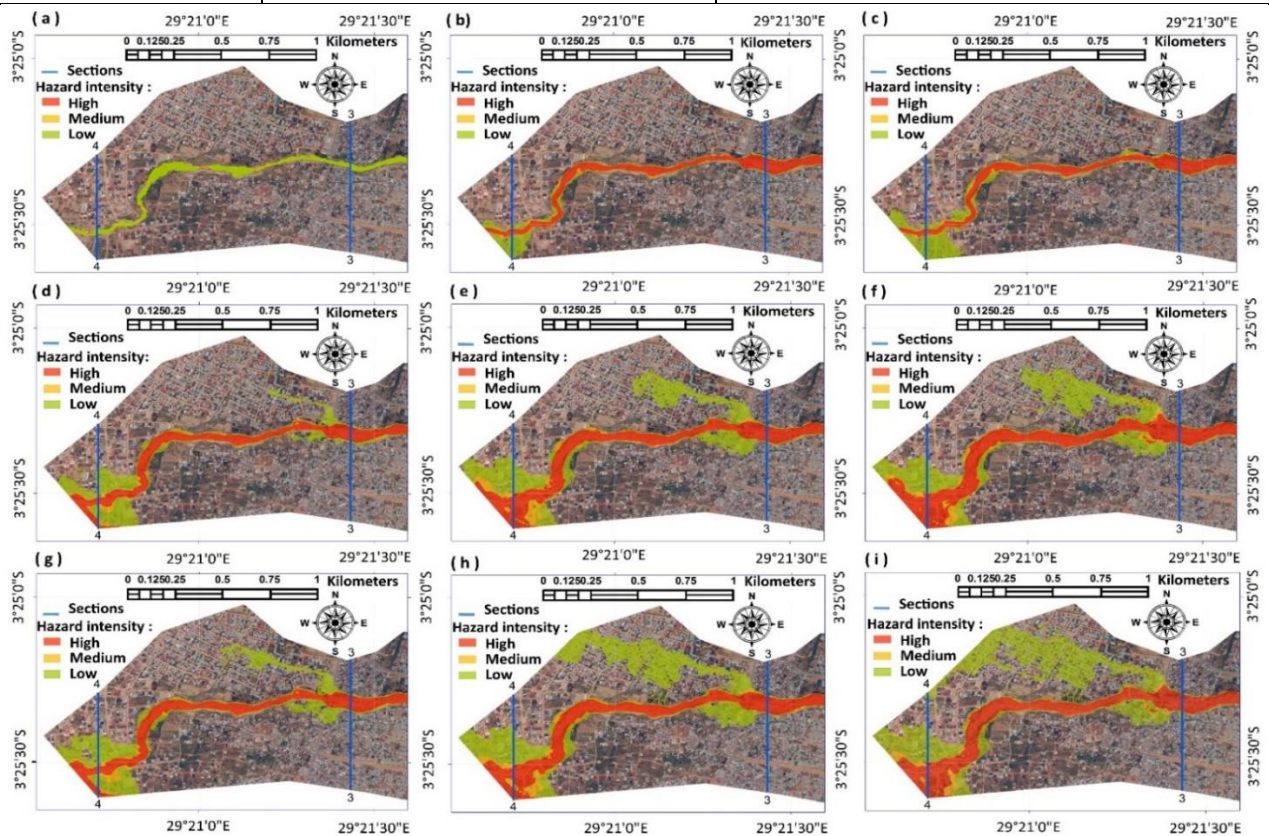


Figure 5.6. Cartes d'intensité des crues pour différentes valeurs de débits initiaux et de hauteur de rugosité : la première colonne (a, d, g) correspond aux scénarios de non-rupture tandis que les secondes (b, e, h) et troisièmes (c, f, i) concernent la rupture graduelle (10 minutes comme temps de rupture) et la rupture instantanée. La première ligne (a, b, c) est basée sur le débit de base et une hauteur de rugosité de 0,1 m. Les scénarios de la deuxième ligne (d, e, f) sont simulés en utilisant un écoulement de 50 ans de période de retour et une hauteur de rugosité de 0,1 m. La troisième ligne (g, h, i) est similaire à la deuxième, mais considère une hauteur de rugosité de 0,3 m.

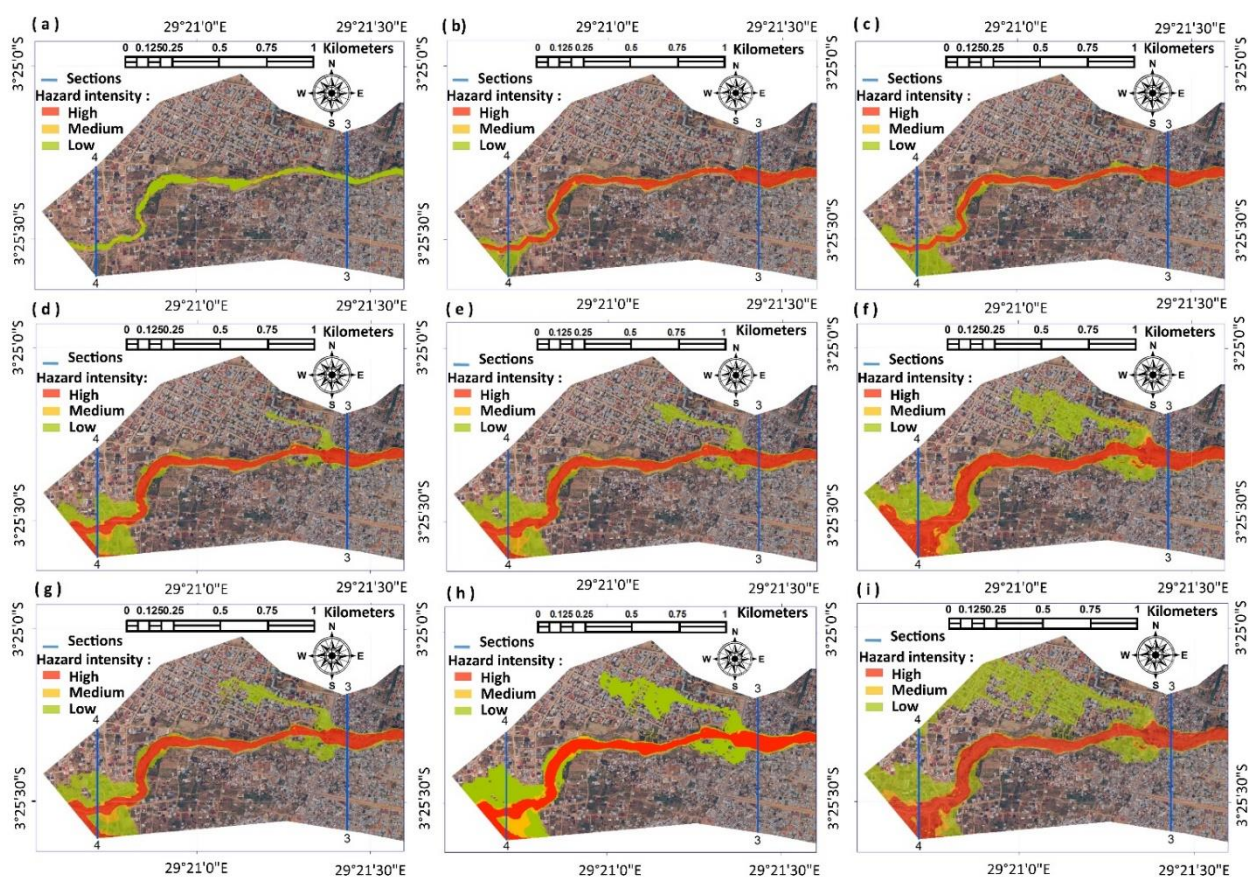


Figure 5.7. Cartes d'intensité des crues pour différentes valeurs de débits initiaux et de hauteur de rugosité : la première colonne (a, d, g) correspond aux scénarios de non-rupture tandis que les secondes (b, e, h) et troisièmes (c, f, i) concernent la rupture graduelle (60 minutes comme temps de rupture) et la rupture instantanée. La première ligne (a, b, c) est basée sur le débit de base et une hauteur de rugosité de 0,1 m. Les scénarios de la deuxième ligne (d, e, f) sont simulés en utilisant un écoulement de 50 ans de période de retour et une hauteur de rugosité de 0,1 m. La troisième ligne (g, h, i) est similaire à la deuxième, mais considère une hauteur de rugosité de 0,3 m.

5.4. Discussion des résultats

5.4.1. Principales conclusions de la modélisation hydraulique

L'un des éléments clés mis en évidence par notre analyse des scénarios d'inondation est l'influence de la rugosité du fond sur la dynamique de la rivière Kanyosha. Les scénarios de rupture de barrage étudiés complètent les résultats de l'analyse stationnaire en fournissant une meilleure compréhension du comportement hydrologique de la rivière Kanyosha.

Nous avons également constaté que, sur base des scénarios les plus défavorables, un débit important devrait arriver très rapidement près des régions habitées, ce qui pourrait ne pas permettre aux habitants de s'échapper ou d'appliquer un plan d'urgence nécessaire.

Ces résultats sont interpellants car ils montrent une certaine dépendance au changement de rugosité du lit de la rivière qui, potentiellement, a des causes multiples. Il peut être dû à des inondations antérieures qui peuvent modifier l'état de la surface du lit de la rivière soit par érosion ou dépôt de matériaux et / ou soit à des perturbations anthropiques diverses.

Ces résultats sont d'un grand intérêt, car ils peuvent aider les décideurs à promouvoir une gestion de la ville non risquée près de la rivière Kanyosha et d'autres rivières dans des conditions similaires, en contrôlant toutes les activités qui peuvent altérer la rugosité des rivières, sachant leurs effets sur la gravité de l'inondation.

Les cartes d'intensité des crues sont des outils précieux montrant les zones qui peuvent être affectées par différents scénarios et permettant de prendre des mesures adéquates pour éviter les pertes dues aux inondations. Les effets de la rupture du barrage sur l'intensité d'inondation sont bien mis en évidence. Les changements significatifs dans les scénarios de rupture calculés uniquement avec le débit de base constituent l'élément le plus important dans la prévention des risques. En effet, les systèmes d'alerte sont basés sur les données fournies par les services météorologiques analysant la probabilité d'occurrence des fortes pluies. Cependant, la rupture des barrages peut produire des inondations plusieurs fois plus sévères que celles causées par une forte concentration en écoulement de surface à la suite d'une averse. Cela montre que la rupture de barrage peut fausser les prévisions d'inondation, créant des surprises à travers des circonstances souvent inattendues. Les analyses multi-aléas restent donc d'un grand intérêt pour les environnements à risque géologique élevé, tels que ceux rencontrés le long du système du Rift Est Africain.

5.4.2. Incertitudes et limites des résultats

5.4.2.1. Influence de la paramétrisation du modèle et des hypothèses générales considérées

Les observations de terrain ont montré une forte variation de la taille caractéristique des irrégularités du fond le long du chenal. Par conséquent, bien que nous ayons testé différentes valeurs du coefficient de frottement dans nos simulations, des incertitudes demeurent quant à l'effet de la variabilité spatiale dans la rugosité du fond. Il était de facto difficile, sinon impossible, de prétendre aboutir à une représentation parfaite de cette réalité au sein du modèle. Les scénarios considérés ne peuvent donc être considérés comme une reproduction aussi proche que possible de la réalité de terrain sous cet aspect, et visent à fournir des résultats donnant une approximation aussi rapprochée du comportement hydraulique de la rivière.

Dans nos simulations, nous supposons également que le réservoir derrière le barrage est complètement rempli lorsque la rupture commence. Bien que cette situation soit la plus probable, la situation réelle pourrait fournir des cas bien différents, la rupture pouvant survenir avant le remplissage complet du réservoir. Cependant, dans un tel cas, la gravité de l'inondation induite serait plus faible, de sorte que notre hypothèse prend tout son sens du point de vue de la gestion des risques.

Le remplissage du réservoir prend respectivement environ 5,5 heures, 17 minutes et 9 minutes respectivement en cas de scénario basé sur le débit de base, le scénario considérant une crue de 20 ans et le scénario considérant une crue de 50 ans de période de retour. Cela reste du même ordre que la durée de vie typique d'un barrage occasionné par un glissement de terrain.

De plus, le mécanisme de rupture du barrage et sa dynamique dépendent d'une série de facteurs liés à la résistance du barrage naturel. Bien que cela puisse affecter considérablement la rupture réelle et l'onde de crue induite en aval du barrage, la prédiction détaillée de cette résistance est hors du champ de la présente étude et a été traitée par des hypothèses raisonnables et discutées en lien avec le temps de rupture.

5.4.2.2. Influence des données topographiques et bathymétriques sur la profondeur d'eau et le débit de pointe

Pour évaluer la sensibilité de la profondeur de l'eau et du débit de pointe au MNT utilisé, nous avons comparé les résultats des simulations basées sur le MNT initial de $10\text{ m} \times 10\text{ m}$ et ceux des simulations basées sur les mesures topographiques de terrain. Les résultats donnés sur la figure 5.8 permettent de comparer les profondeurs d'eau et les débits de pointe calculés dans les deux cas, pour divers débits initiaux dans la rivière et en considérant une hauteur de rugosité de 10 cm ou 30 cm.

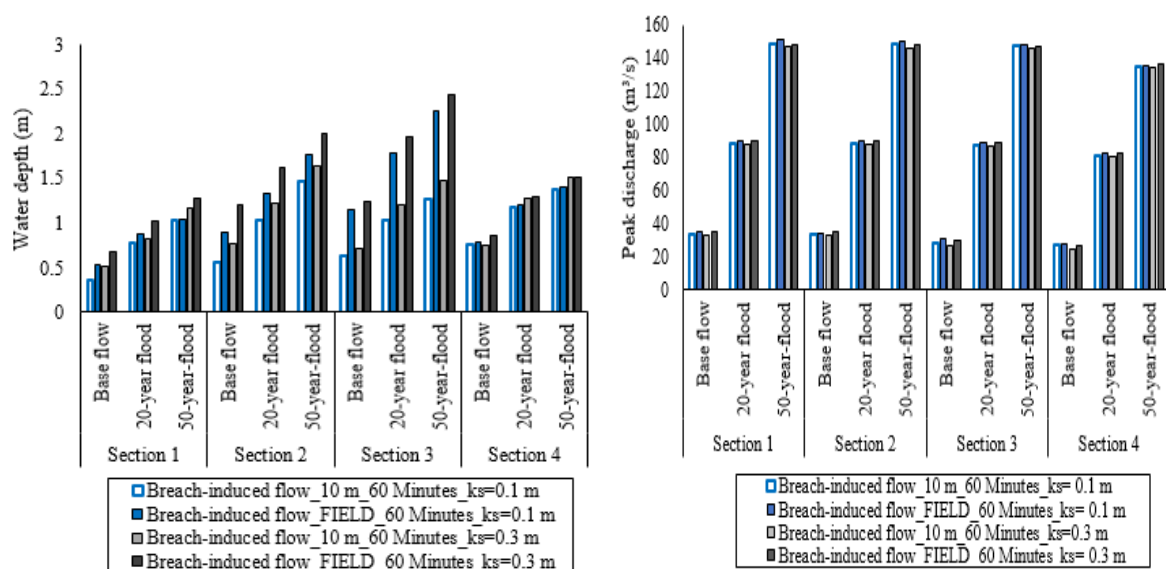


Figure 5.8. Profondeur d'eau et débit de pointe obtenus à partir de simulations basées sur le MNT de $10\text{ m} \times 10\text{ m}$ et d'un levé topographique de terrain. La durée de rupture utilisée est de 60 minutes.

Certains écarts significatifs sont trouvés pour les profondeurs d'eau calculées, indiquant que les valeurs des profondeurs d'eau sont fortement influencées par les détails locaux dans les données topographiques. Ces influences sont très variables dans l'espace. Les différences peuvent résulter de la précision limitée des données topographiques, des variations du profil en plan du lit de la rivière puisque les berges ne sont pas stabilisées et subissent fréquemment des changements dus à l'érosion et aux perturbations anthropiques.

Des changements sont peut-être survenus entre la production du DEM de $10\text{ m} \times 10\text{ m}$ (2012) et les mesures de terrain (2014-2015).

En revanche, les différences de débits de pointe restent très limitées, puisqu'elles sont égales à 3% en moyenne et ne dépassent jamais 10% (cette valeur est obtenue pour un débit de base initial et une hauteur de rugosité relativement élevée). Plus le débit initial dans la rivière est élevé, plus la sensibilité du débit de pointe est faible. Ceci suggère une influence réduite des détails topographiques sur le débit de pointe, comme le confirme également le tableau 5.7.

Tableau 5.7. Changements de débit de pointe (%) aux différentes sections transversales pour le débit de base, le débit sur 20 ans et le débit sur 50 ans de période de retour, en fonction d'une durée de rupture de 60 min.

	Changement (%)		
	50-ans	20-ans	Débit de base
Section1	1.25	1.58	4.08
Section2	1.05	1.76	4.18
Section3	0.89	2.05	7.48
Section4	1.09	1.78	5.32

Pour quantifier la sensibilité de l'étendue d'inondation aux données topographiques utilisées, un indicateur a été calculé en tenant compte des pixels inclus dans la zone inondée calculés sur base des deux ensembles de données topographiques. Cet indicateur est le rapport entre le nombre de pixels contenus dans l'intersection et le nombre de ceux qui se trouvent dans l'union des deux étendues d'inondation calculées. Sa valeur est comprise entre 0 (pas de chevauchement) et 1 (accord parfait).

Pour $k_s = 0,1$ m, les résultats montrent un indicateur de 0,82, 0,85 et 0,77 pour un débit de base, une crue de 20 ans et une crue de 50 ans de période de retour, respectivement. Pour $k_s = 0,3$ m, l'indicateur calculé correspondant est égal à 0,83, 0,85 et 0,86, respectivement. Ces résultats révèlent une sensibilité modérée de l'étendue de l'inondation par rapport aux deux ensembles de données topographiques testés. Les détails des résultats sont fournis dans le tableau 5.8, en considérant une durée de rupture de 60 min.

Tableau 5.8. Détails de l'indicateur de sensibilité de la plaine d'inondation aux données topographiques. « I » et « T » signifient « topographie Initiale » (10 m-rééchantillonné) et « topographie déduite des mesures de terrain » (corrigé par des mesures sur le terrain) ; \cap : Intersection, U : Union, \setminus : moins (contenu dans l'élément de gauche mais n'appartenant pas à celui de droite). La durée de rupture est de 60 minutes.

		Nombre	Surface en m ²	Indicateur	Indicateur moyen
$k_s = 0.1$ m					
Débit de base	I\T	12274	49096	0.82	0.83
	T\I	15244	60976		
	I \cap T	122610	490440		
	IUT	150128	600512		
Crue-20-ans	I\T	10408	41632	0.85	
	T\I	14637	58548		
	I \cap T	137162	548648		
	IUT	162207	648828		
Crue-50-ans	I\T	17529	70116	0.77	
	T\I	23916	95664		
	I \cap T	141801	567204		
	IUT	183246	732984		
$k_s = 0.3$ m					
Débit de base	I\T	13361	53444	0.83	
	T\I	11899	47596		
	I \cap T	127064	508256		
	IUT	152324	609296		
Crue-20-ans	I\T	14583	58332	0.85	
	T\I	10899	43596		
	I \cap T	144646	578584		
	IUT	170128	680512		
Crue-50-ans	I\T	21693	86772	0.86	
	T\I	9146	36584		
	I \cap T	184539	738156		
	IUT	215378	861512		

5.4.2.3. Impact du transport solide sur l'écoulement

Pour apprécier l'effet des matériaux solides mobilisés, nous avons utilisé le volume du barrage induit par le glissement de terrain comme indicateur du volume de matériaux solides libérés. Le volume V_d du barrage du glissement de terrain est d'environ 16 000 m³, tandis que le volume d'eau retenu derrière le barrage avant la rupture du barrage est d'environ 55 000 m³. Le tableau 5.9 fournit une estimation du rapport entre le volume de matériaux du barrage et le volume total d'eau contribuant à l'érosion du barrage dans les divers scénarios envisagés. Le tableau 5.9 suggère que, seulement dans le cas d'une crue de 20 ou 50 ans de période de retour et d'une érosion lente du barrage (en heures), le volume de matériaux du barrage pourrait raisonnablement être négligé par rapport au volume d'eau. Ceci est expliqué par le fait que, dans le cas de notre étude, le volume d'eau contribuant à l'érosion du barrage est environ vingt à trente fois plus important que le volume du barrage, soit un volume du barrage environ 3 à 5% du volume d'eau retenu derrière le barrage. Dans tous les autres cas d'étude, le volume de matériaux de barrage varie généralement entre 12% et 30% du volume d'eau (donc un flux de 4 à 6 fois plus concentré en matériaux solides que dans notre cas) et n'est donc pas négligeable.

Tableau 5.9. Estimation du volume d'eau au cours de la durée de rupture, évalué comme $V_l + T_c \times Q_r$. La notation V_l désigne le volume d'eau initialement retenu derrière le barrage, Q_r le débit avant la rupture du barrage et T_c est un temps caractéristique, pris égal à 60 s pour le scénario extrême de rupture instantanée du barrage et égal à T_f (la durée de rupture) dans les autres cas. La notation V_d désigne le volume du barrage.

Scénario hydrologique	Débit Q_r avant la rupture du barrage	Rupture « instantanée » du barrage	Scénario de rupture	
			Durée de rupture de 600 s	Durée de rupture de 3600 s
Débit moyen	3 m ³ /s	$5.5 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 3.5 V_d$	$5.7 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 3.6 V_d$	$6.6 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 4.1 V_d$
Crue de 20 ans	60 m ³ /s	$5.8 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 3.7 V_d$	$9.1 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 5.7 V_d$	$2.7 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \approx 17 V_d$
Crue de 50 ans	120 m ³ /s	$6.2 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 3.9 V_d$	$1.3 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \approx 8.0 V_d$	$4.9 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \approx 31 V_d$

En outre, nous pouvons évaluer les conséquences plausibles des évolutions morphodynamiques (érosion, dépôt) en s'appuyant sur les résultats de l'analyse de sensibilité menée en relation avec une modification du MNT (sous-section 5.4.2.2). Les différences entre les deux MNT considérés ne sont bien sûr pas corrélées avec les emplacements d'érosion préférentielle ou de dépôt dans la vallée ; mais l'ordre de grandeur global de ces différences est en accord avec une quantité plausible de dépôts résultant du volume de matériau solide libéré pendant la rupture. En effet, compte tenu du volume du barrage ($V_d = 16\,000 \text{ m}^3$), si l'on admet une largeur d'écoulement moyenne de 30 m et un dépôt de sédiment étalé sur seulement 1500 m, l'épaisseur des dépôts est de l'ordre de 35 cm.

Cette épaisseur reste dans la même plage que les différences entre le DEM 10 m x 10 m et les mesures topographiques réalisées sur le terrain.

Par conséquent, nous supposons que les changements dans les caractéristiques d'écoulement calculées à la suite d'une modification du MNT (sous-section 5.4.2.2) pourraient être du même ordre que ceux qui résulteraient de l'érosion et du dépôt de matériaux solides (sensibilité plus élevée pour les profondeurs d'eau par rapport aux débits). Cela nécessite évidemment une vérification approfondie au moyen des modèles d'écoulement et des modèles morphodynamiques plus sophistiqués que ceux utilisés pour cette étude.

5.5. Conclusion partielle

Un modèle hydraulique a fourni des informations quantitatives précieuses sur les caractéristiques de l'onde de crue et la propagation résultant d'une éventuelle rupture du barrage induit par le glissement de terrain. Ici, nous avons principalement considéré condition préalable d'une formation totale de barrage suivi ensuite par un effondrement plus ou moins soudain et conduisant à une libération rapide des (éventuellement toutes) eaux stockées derrière le barrage. Cela nous a permis d'évaluer quantitativement différents scénarios de rupture ainsi que l'influence de divers paramètres. L'une des conclusions les plus importantes de ce travail est que certaines zones supposées sécurisées par rapport aux crues régulières liées à la quantité des eaux de pluies concentrée ruissellement de surface pourraient être exposées à des inondations extrêmes en cas de rupture de barrage en amont.

Il est donc important de prendre en compte ces réalités dans un aménagement durable de l'espace et surtout dans les zones caractérisées par de fortes densités de population. La cartographie de l'intensité des inondations est toujours un outil précieux et peut être utilisée comme guide pour aider les décideurs dans la planification urbaine. Puisque certains paramètres hydrauliques (par exemple la profondeur d'eau) sont sensibles aux données topographiques, des efforts doivent être faits pour recueillir des données topographiques appropriées et avec une résolution aussi élevée que possible, afin de minimiser les incertitudes dans la prévision des crues. Comme souligné dans la sous-section 5.4.2.3, la présente étude devrait être poursuivie en tenant compte du volume de matériaux solides libérés et en appliquant un modèle de transport solide et morphodynamique, comme inclus dans les outils de modélisation des écoulements de débris et des écoulements granulaires plus avancés. Cela pourrait être par exemple ceux présentés par Mergili et al. (2012a, 2012b, 2017) ou autres, et adapté au flux de débris canalisés. En aval de ce chapitre va suivre directement le chapitre 6 qui fera de la confrontation des résultats des chapitres 1-5, un rendu final utile à la compréhension globale des risques hydrogéologiques dans la région des lacs Tanganyika et Kivu. La contribution des résultats de ce chapitre aux analyses du chapitre 6 sera d'une importance capitale, en éclairant la détection des autres localités de la zone d'étude potentiellement sous risque, suite à la contribution possible des glissements de terrain au risque d'inondation.

VI. APPORT DES ÉTUDES DE CAS SUR LA COMPRÉHENSION GLOBALE DES INONDATIONS DANS LA REGION DES LACS KIVU ET TANGANYIKA

Ce chapitre joue le rôle de synthèse, en combinant certains des aspects et conclusions des chapitres précédents. De ce fait, en plus de certaines illustrations qu'il utilise sans doute avec mention des références y relatives, il fait également intervenir quelques-uns des résultats des autres chapitres et, de facto, des communications dans lesquelles ceux-ci auraient été impliqués tel que décrit comme préliminaire en début des chapitres concernés.

6.1. Introduction

Au courant des chapitres précédents, les aléas climatiques et géologiques ont été abordés sous différents aspects. Ainsi, les mouvements de masse ont fait l'objet d'analyse tant par le calcul de la susceptibilité que par la modélisation de la genèse, de l'évolution ainsi que des conséquences possibles des glissements de terrain au moyen d'étude de cas. Quant aux aléas climatiques, ils ont été étudiés en termes de précipitations. Pour comprendre celles-ci en termes d'évolution et de tendance, il s'est avéré nécessaire de baser l'étude sur les valeurs enregistrées à Bujumbura et ses environs. Cette zone a été choisie pour sa conformité des séries d'observation disponibles aux normes recommandées par l'OMM. Au niveau de toute la zone d'étude, les données pluviométriques ont fait objet de description et leurs valeurs moyennes annuelles ont trouvé usage dans le calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain. Par contre, ayant déjà un cliché des tendances évolutives sur une partie de toute la zone (Bujumbura) et des valeurs moyennes (donc pas de tendance ou d'évolution) pour toute la zone (voir la section 3...), une estimation de la tendance au niveau globale reste une nécessité. Ainsi, ce chapitre vise à tenir compte des comparaisons de ces deux types de données (locales et celles globales de la Banque Mondiale) sur quelques cas où les données locales existent afin d'aboutir à une conclusion sur les tendances au niveau globale. Cela est d'une importance capitale dans la compréhension de l'évolution possible des susceptibilités dont le calcul a impliqué directement ou indirectement les données climatiques.

Certes, selon la problématique soulignée plus haut dans l'introduction, les inondations sont au cœur de ce travail de recherche. C'est pour cette raison que ce chapitre vise leur mise en lumière ainsi que leurs rapports réciproques avec les mouvements de masse. C'est pour cette raison que, après la mise en lumière des tendances des précipitations au niveau de toute la zone d'étude, la deuxième partie de ce chapitre de synthèse est consacrée à l'évaluation des interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique. Ces interactions seront abordées autour du thème central relatif aux inondations qui en assurera les connexions.

Pour une évaluation exhaustive de l'aléa inondation, nous partons d'une catégorisation de l'aléa inondation selon ces formes et origine pour enfin aboutir à une analyse tenant compte des aspects décrits par chaque catégorie.

Ainsi, ce chapitre s'appuie sur les classifications de French et Holt (1989) et celles de Berz et al. (2001) telles que mentionnées dans Jonkman (2005). Celles-ci mènent à retenir 4 types d'inondations.

Le premier type est celui des *crues-éclair* : qui se rattachent aux remontées des eaux en réponse aux événements pluviométriques locaux très intenses. Le deuxième concerne les *inondations de rivière*. Elles sont relatives à la sortie des rivières hors de leurs lits mineurs et peuvent être la conséquence des fortes précipitations (pas nécessairement localement), des ruptures de digues ou de barrages, etc. Le troisième et avant dernier se rattache aux *inondations liées aux défauts de drainage*, ayant pour cause les réseaux de drainage mal adaptés ou inexistantes. Cet aspect renvoie également aux retards ou disproportions entre l'adaptation des systèmes de drainage des eaux et la montée des pressions démographiques souvent démesurées. Enfin, le quatrième et dernier type concerne les inondations causées par les *tsunamis ou vagues sismiques*.

Bien que nos analyses se limitent sur les 4 types, il existe encore 2 types dans cette classification. Il s'agit respectivement des *inondations côtières* ou *ondes de tempête* et les *raz de marée*. Toutefois, ces 2 types concernent moins notre zone d'étude, surtout qu'ils sont fréquents aux zones situées sur les littoraux des océans et des mers, ce qui n'est pas le cas dans le contexte de la zone de la présente étude.

Ainsi, la classification des inondations va aider à décortiquer les éléments principaux sur lesquels nous nous basons pour nos analyses de synthèse. Chacun des types de cette classification interviendra chaque fois que de besoin, soit dans les calculs proprement dits, ou soit dans l'analyse de la sensibilité des résultats finaux. L'implication des résultats des chapitres précédents se fera également au fur et à mesure selon ses liaisons avec chaque type d'inondation.

6.2. Comprendre les précipitations dans l'ensemble

6.2.1. Aspect méthodologique

Les auteurs ci-haut mentionnés définissent les crues-éclair comme étant causées par les événements pluviométriques locaux très intenses. De cette définition découle la nécessité de l'implication des résultats du chapitre 2 au sujet de l'évolution récente et tendances des événements pluviométriques extrêmes.

La compréhension des tendances pluviométriques sur toute la zone à partir de celles trouvées pour Bujumbura passe par l'usage des précipitations en ligne qui, elles, possèdent une couverture spatiale globale. Pour que cela soit possible, une analyse parallèle entre les séries de Bujumbura et celles déduites du portail de la Banque Mondiale décrites plus haut dans la section 3.2.2 a été réalisée. Extrapoler les comportements d'une série sur base d'une autre série de référence exige un certain nombre de conditions. Tout d'abord nous avons vérifié le parallélisme entre les 2 types de données pour une même période.

En effet, pour la validité des données acquises par la voie de la télédétection, la comparaison de leurs valeurs à celles des stations au sol qui servent de validation pour une série de dates données doit idéalement montrer une variation de même sens.

Il est important de signaler le mot « parallèle » car une parfaite égalité peut être difficile à obtenir mais si les variations sont toujours parallèles, il devient possible d'estimer les coefficients de proportionnalités qui permettent d'avoir une idée sur les tendances ou sur les valeurs d'une série à partir de celles de l'autre dans le cas d'absence de données. Si possible, on peut aussi faire une conformité aux valeurs au sol pour 2 ou plusieurs zones différentes de la zone d'étude afin de vérifier si les valeurs en ligne ne sont pas plutôt conformes uniquement pour une région de la zone d'étude et non pour d'autres. L'usage des coefficients à l'échelle annuelle est par ailleurs reconnu et accepté par l'OMM.

C'est dans cette optique que les données de la Banque Mondiale ont fait objet d'analyse, en comparant leur évolution au moyen des moyennes mensuelles fournies pour 4 périodes différentes : 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990 et 1991-2015.

6.2.2. La validation des précipitations trouvées sur le portail en ligne et estimation de la tendance globale

Les moyennes annuelles des précipitations en ligne ont révélé une augmentation moyenne de 4.66%, 9.38%, 1.62% et 1.64% respectivement pour Bujumbura, Uvira, Bukavu et Cyangugu, entre les périodes 1901-1930 et 1991-2015 (Fig. 6.1). Dans l'ensemble de la zone d'étude, ces données en ligne indiquent une augmentation moyenne globale de 6.08% entre les deux périodes.

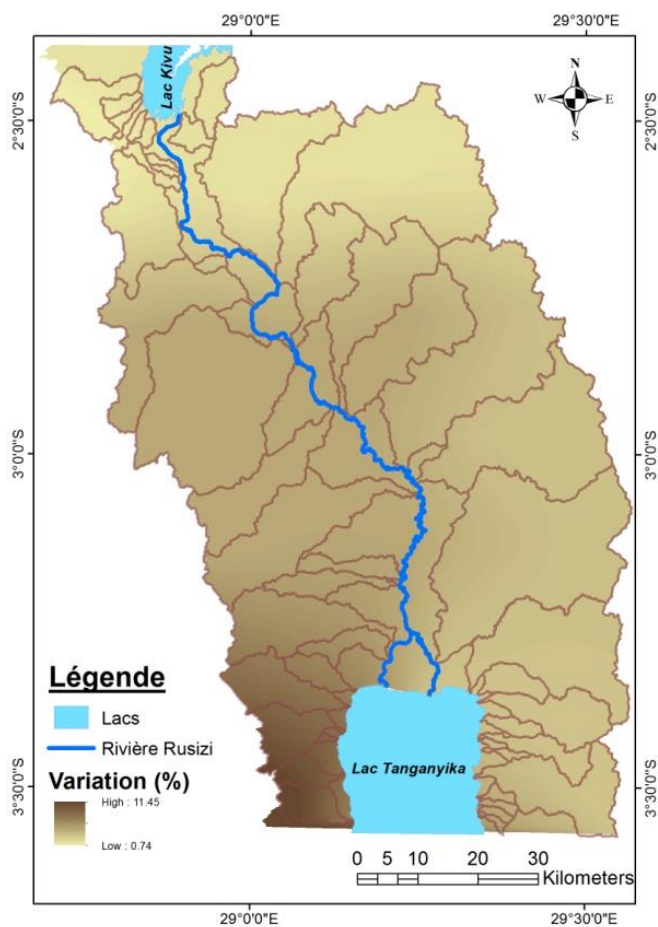


Figure 6.1. Estimation de l'évolution des précipitations moyennes annuelles dans la région des lacs Tanganyika et Kivu, entre les années 1901 et 2015. Les zones plus sombres correspondent à un taux de croissance élevé.

Pour vérifier la correspondance des tendances des données tant au Nord qu’au Sud de la zone d’étude, nous avons respectivement comparé les valeurs en ligne aux interannuelles trouvées dans Nsengiyumva et al. (2018) pour le Rwanda, couvrant la période 1972-2016 et celles de l’IGEBU (Bujumbura) pour la période 1980-2014. Les informations fournies par ces 2 dernières sources de données telles que décrites dans les figures 6.2a et 6.2b couvrent uniquement et respectivement les 4 et 5 dernières décennies.

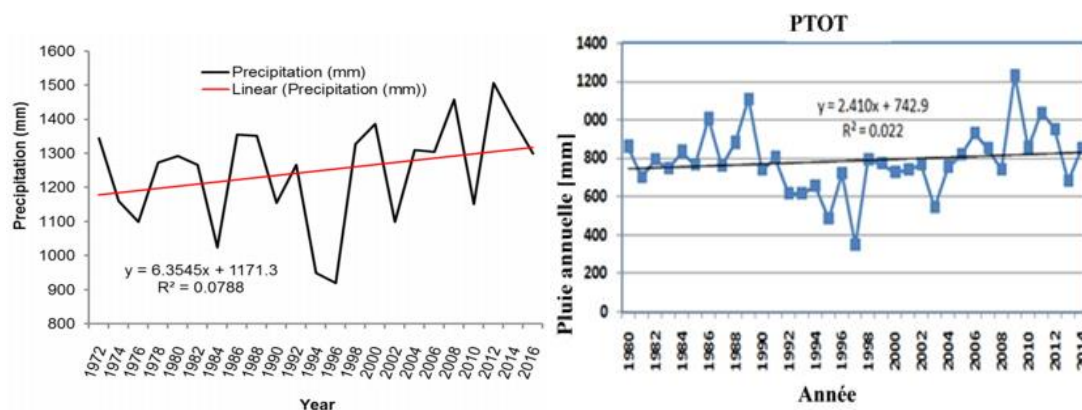


Figure 6.2. (a) Evolution des précipitations moyennes annuelles au Rwanda selon Nsengiyumva et al. (2018), (b) Evolution des précipitations moyennes annuelles à Bujumbura (selon les données de l’IGEBU).

On observe une certaine analogie entre les deux, avec une légère chute dans les années 1988-1990 et une relance remarquable à partir des années 1996. En d’autres termes, il existe une légère tendance globale et commune à la hausse. De même, une analyse croisée des 3 sources de données (Figures 6.1, 6.2a et 6.2b) permet de dégager quelques observations.

On remarque que, bien que les valeurs des données en ligne soient fournies non pas pour chaque année mais uniquement sous forme de moyenne pour différentes périodes, leurs conclusions décrites ci-haut sont en phase avec celles de la figure 6.2.

Ce parallélisme se remarque également en termes de distribution mensuelle des précipitations. Cela est réalisé sur base du croisement des valeurs mensuelles des différentes sources (tableau 6.1) et les détails fournis dans la figure 6.3.

Tableau 6.1. Données utilisées dans l’analyse des précipitations mensuelles

Période	Zone ou couverture spatiale	Source	Figure
1931-1960	Uvira	Banque Mondiale	Figure 6.3a
1952	Uvira	Germain (1952), Ilunga (2006)	Figure 6.3b
1961-1990	Uvira	Banque Mondiale	Figure 6.3c
1972-1992	Nord-Est du Burundi	Hakiza (2002)	Figure 6.3d
1972-2016	Rwanda	Nsengiyumva et al. (2018)	Figure 6.3e
1991-2015	Bujumbura	Banque Mondiale	Figure 6.3f

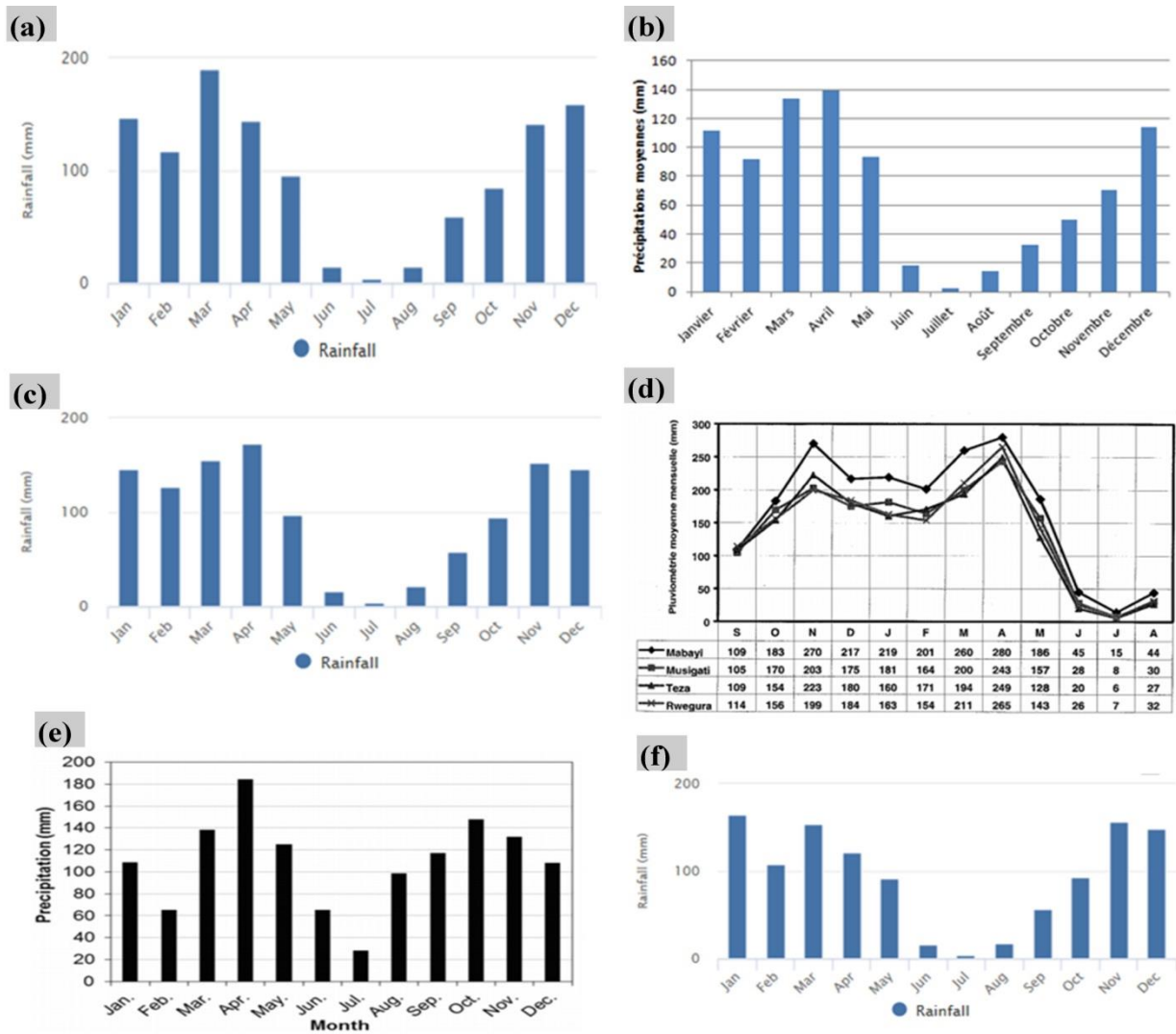


Figure 6.3. Précipitations moyennes mensuelles reçues de différentes sources et pour différentes régions de la zone d'étude, selon les détails fournis au tableau 6.1.

Comme souligné dans la section précédente (6.2.2), le parallélisme entre les allures des variations interannuelles et à l'échelle mensuelle est manifeste entre les deux types de données pour différents endroits de la zone d'étude (donc **conformité entre les 2 méthodes d'acquisition**). Autrement dit, les résultats montrent que les valeurs fournies par le portail de la Banque Mondiale peuvent servir dans l'estimation des précipitations sur toute la zone d'étude.

La situation est pareille entre les tendances des valeurs de chaque type de données pour différentes zones (**conformité spatiale**). Partant de cette conformité, on peut dire qu'on a plus de chance que les tendances des événements pluviométriques et celles des valeurs extrêmes trouvées pour Bujumbura soient, à quelques différences près, semblables à celles de toute la zone d'étude. L'évaluation des évolutions relatives en termes de précipitations totales moyennes annuelles sera basée sur la figure 6.1 et servira notamment dans les discussions des valeurs de susceptibilité trouvées plus loin dans la section 6.3.

6.3. Des précipitations aux inondations : évaluation des interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique

6.3.1. Principes méthodologiques

Dans la compréhension des risques hydrologiques et géologiques, ce point reste d'une importance capitale grâce à son rôle de poser une confrontation des conclusions et résultats précédemment discutés. Ainsi, il s'appuie sur les analyses des précipitations réalisées au point 6.2 pour décrire les inondations. Sur base de la classification des inondations susmentionnée, la discussion se fait sous deux volets principaux. Le premier se focalise sur les crues-éclair qui, elles, sont définies comme liées aux précipitations. Cette section fera aussi interagir les conclusions du chapitre 1 sur les caractéristiques physiographiques des bassins versants. Cela se justifie par le fait que celles-ci traduisant les réactions possibles relatives des bassins versants en réponse aux précipitations (ici, les sollicitations). En d'autres termes, il serait illusoire de prétendre aboutir à une évaluation de la réponse à une sollicitation sans passer par les éléments intermédiaires qui en définissent la forme. La caractéristique fondamentale qui sera prise en compte est le coefficient d'allongement des bassins versants, pour ses effets sur l'allure des hydrogrammes de ruissellement.

Le deuxième volet concerne, quant à lui, les inondations résultant de l'implication des mouvements de masse. Celui-ci revêt un caractère non discriminatoire quant à l'usage des données, vu qu'il fera aussi appel à la carte de susceptibilité calculée au chapitre 3 pour animer une discussion impliquant les différentes interactions mises en jeu dans la problématique d'inondation.

6.3.2. Estimation de la susceptibilité aux crues-éclair

Cette section concerne le premier volet annoncé dans la section précédente et se penche sur les crues-éclair qui sont liées au contexte de fortes précipitations, tout en ayant un regard sur les caractéristiques des bassins versants qui les rendent plus ou moins réactifs en cas de sollicitations par les précipitations. Pour cela, la susceptibilité totale y relative a été trouvée en combinant les facteurs liés aux précipitations moyennes annuelles et les valeurs d'allongement des bassins versants calculés au chapitre 1. Un coefficient d'allongement élevé signifie un bassin versant allongé, contribuant à produire un aplatissement des hydrogrammes de crues et de ce fait, une atténuation de l'aléa inondation. De ce fait, implication des valeurs d'allongement a été réalisée selon une loi inverse, de manière à trouver des grandes valeurs de susceptibilité pour de faibles valeurs d'allongement. Ceci ne concerne guère les valeurs des précipitations qui elles, agissent proportionnellement, les valeurs élevées conduisant à une susceptibilité élevée.

Le croisement des susceptibilités relatives à ces deux facteurs était soumis à une standardisation préalable dans une même échelle allant de 0 à 1 selon les mécanismes et pour les mêmes raisons que celles discutées au chapitre 3 dans le calcul de la susceptibilité aux glissements de terrain.

La classification guidée par un traitement sous un SIG (Ici Arc Gis) selon la méthode des quantiles a abouti aux cartes thématiques et à la carte de susceptibilité présentée respectivement dans les figures 6.3 et 6.4.

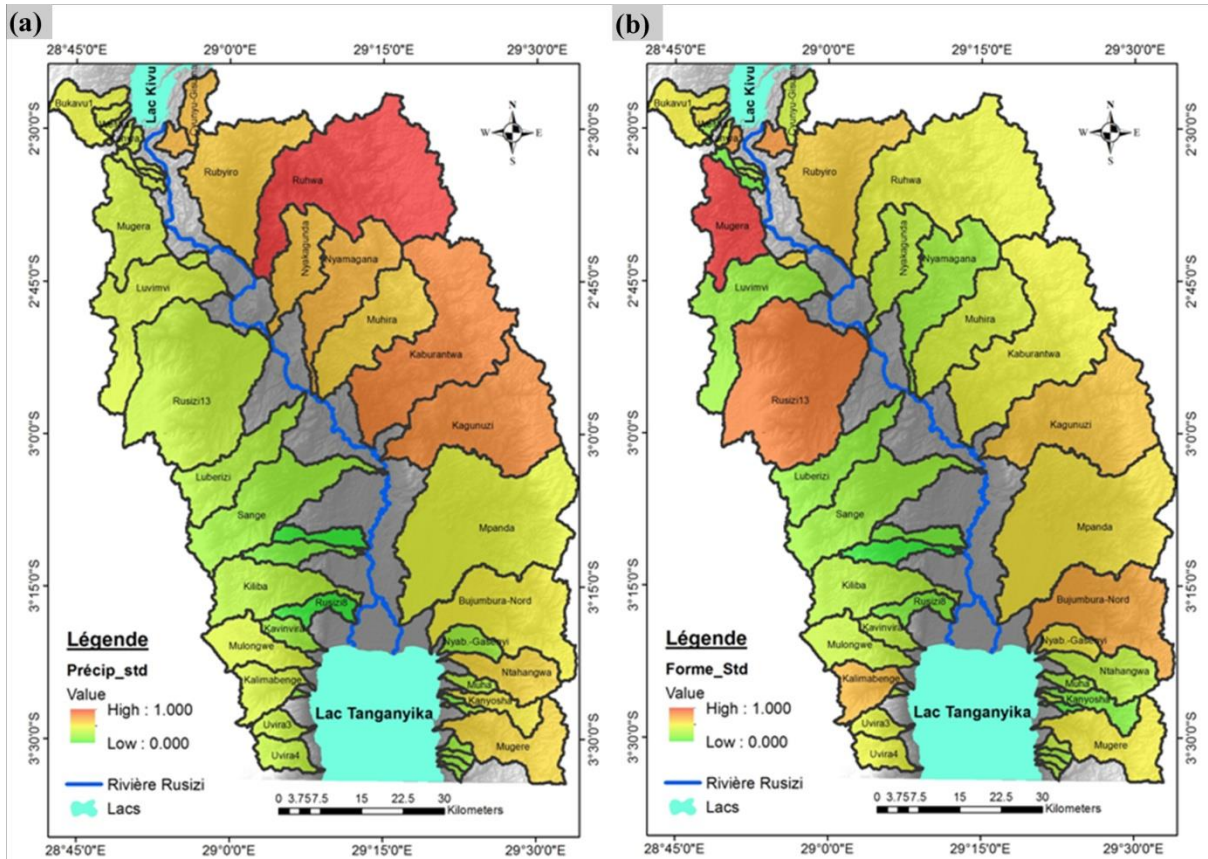


Figure 6.3. Cartes thématiques standardisées pour le calcul de la susceptibilité relative des bassins versants aux Crues-éclair : (a) selon les précipitations moyennes au sein des bassins versants et (b) sur base de la forme des bassins versants. Les zones grises entre les exutoires des bassins versants correspondent aux marais et aux zones dont les eaux ne sont pas drainées par une rivière ou un ruisseau remarquable. Ce sont donc de petites unités hydrologiques solitaires interagissant moins avec l'ensemble des bassins versants et moins sensibles aux effets du ruissellement.

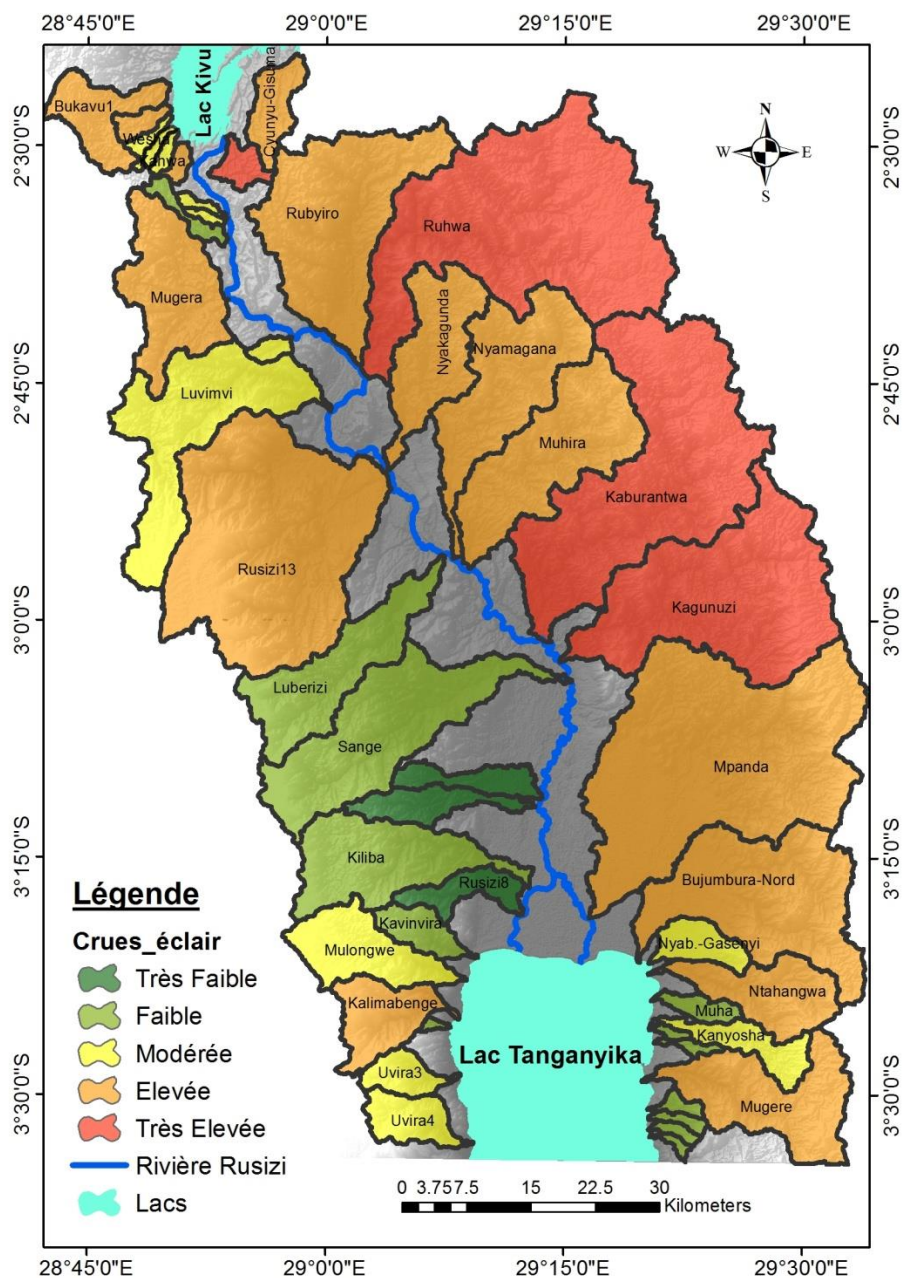


Figure 6.4. Susceptibilité relative des bassins versants aux Crues-éclair. Elle découle des cartes de la figure 6.3 et attribue une couleur à chaque bassin versant selon le niveau de susceptibilité y relatif.

Cette susceptibilité ainsi calculée tient uniquement compte des précipitations et des caractéristiques physiographiques des bassins versants, hormis toute implication des mouvements de masse.

Ces résultats de susceptibilité permettent d'identifier les bassins versants les plus touchés par l'aléa inondation. Au tour de la ville de Bujumbura, on citerait par exemple les bassins versants de Mugere, Ntangwa et le groupe des rivières du Nord de Bujumbura. C'est aussi le cas de la Kalimabenge à Uvira, la Kahwa, Bukavu 1 et 3 à Bukavu ainsi que la Rusizi 22 et Cyunyu-Gisuma autour de la ville de Cyangugu.

Par contre, les bassins versants des rivières Muha, Kanyosha et Nyabagere-Gasenye dans la ville de Bujumbura connaissent une susceptibilité allant de faible à modérée. C'est le même cas pour la Kavinvira à Uvira ainsi que Weshu, Tchula et Buindi à Bukavu.

En général, les résultats montrent une grande susceptibilité pour la partie Est.

6.3.3. Estimation de la susceptibilité aux inondations comme résultats des interactions géo-hydrologiques

Comme nous l'avons signalé plus haut, cette section concerne le volet relatif aux implications des mouvements de masse sur le réseau hydrographique et vice versa. Ces interactions sont construites autour des mécanismes déterminant l'aléa inondation. Compte tenu des classifications ayant servi à ces analyses telles qu'énoncées dans l'introduction de ce chapitre, on remarque qu'on va beaucoup se pencher ici sur les inondations vues sous la forme définie en termes d'inondations de rivière. Cela est dû à l'implication des barrages incluant aussi les cas de rupture, sans pour autant ignorer les précipitations.

Au-delà de cette définition, l'adoption d'une méthodologie adaptée pour aborder les interactions demande la compréhension préalable du schéma d'interactions mis en contexte sur la zone d'étude pour un choix optimal des paramètres à utiliser et de la structure des imbrications impliquées. Cela revient donc à questionner les flèches 'aller et retour' entre les glissements de terrain et les inondations, telles qu'illustrées dans le schéma d'interactions de la figure 6.4.

En effet, les glissements de terrain sont occasionnés par différents facteurs qui créent des conditions favorables à leur déclenchement et/ou accélération (relation 1 et 3 de la figure 6.5).

L'un de leurs impacts sur le comportement du réseau hydrographique est la formation et la rupture du barrage des glissements de terrain (Wells et al., 2007 ; Wang et al., 2016 ; Nibigira et al., 2018), tels que largement discuté aux chapitres 4 et 5. Cela se traduit par une augmentation de l'emprise et de la sévérité des inondations en aval. Cela correspond aux relations 4 et 5 de la figure 6.5.

D'autres effets des glissements de terrain sur le réseau sont notamment évoqués par Grant et al. (2003) et récemment par Bizzi et al. (2015). Ces auteurs rapportent que l'un des effets possibles des glissements de terrain sur le réseau hydrographique consiste en la diminution du transport solide en aval, ce qui peut impliquer d'autres transformations géomorphologiques complexes en aval. L'une des formes de ces transformations est notamment l'incision du lit des rivières due à la prédominance de l'érosion sur le dépôt des sédiments.

L'effet du barrage peut aussi se traduire par la déstabilisation des berges des rivières par la baisse rapide du niveau de l'eau en aval.

En effet, les pressions hydrostatiques de la rivière sur les parois contrebalancent les forces déstabilisantes, par exemple la composante horizontale du poids du terrain sur les flancs des berges, qui tendent à faire basculer les parois dans la rivière (relation 10 de la figure 6.5).

Une fermeture complète de la rivière par un mouvement de masse ayant pour effet immédiat le blocage de l'écoulement au profit du remplissage de la retenue en amont du barrage, il s'en suit logiquement une brusque diminution du débit en aval.

Cette diminution peut aller jusqu'à la coupure totale de l'écoulement en cas d'absence de fuites d'eau pour les masses du glissement très étanches et peut durer longtemps en fonction du volume de la retenue qui doit se former en amont du barrage et de l'ampleur du débit entrant le réservoir depuis l'amont du barrage et/ou latéralement. Le volume de la retenue est une fonction de la topographie locale.

Ainsi, un rabais rapide du niveau de l'eau dans la rivière laisse des parois fortement saturées exemptes de la force de compensation, ce qui peut conduire à des effets allant jusqu'au basculement des berges selon la configuration du terrain.

Même après remplissage, la diminution du débit en aval reste possible due à l'effet de l'atténuation de l'onde de crue par la retenue d'eau qui joue ainsi le rôle d'amortissement des crues. Cet effet persiste jusqu'à la rupture dont les délais peuvent varier d'une heure à plusieurs années (Peng et Zang, 2012). On noterait que, en ce qui concerne la partie située amont direct du barrage, la relation 5 peut aussi traduire des inondations dues à la submersion sous l'effet des eaux de la retenue (il ya donc inondation en amont avant la rupture du barrage).

De même, en amont, les effets de déstabilisation des berges de la rivière par le départ rapide des pressions hydrostatiques peuvent apparaître tout juste après la rupture (vidange rapide de la retenue en cas de rupture instantanée par exemple) alors que les effets similaires en aval se déroulent souvent avant la rupture. Donc les mentions « inondations dues à la retenue » et « inondations dues à la rupture » au niveau de la relation 5 correspondent respectivement aux parties amont et aval respectivement. D'une part, la déstabilisation des berges de la rivière peut aussi être la conséquence de la force de l'écoulement souvent chargé de matériaux solides (des gallets par exemple) en suspension ou par charriage, pouvant exercer une action mécanique importante sur les parois (relation 7) avant d'arriver à la zone de dépôt. D'autre part, cela peut être le résultat de l'action anthropique, notamment par sapement des bases des talus durant l'extraction des matériaux de construction (relation 9). L'implication de l'homme dans ce processus d'interactions peut se manifester sous plusieurs aspects, en contribuant à la création des conditions qui augmentent la susceptibilité aux glissements de terrain (relation 2 et 3).

Les inondations peuvent aussi être dues à fortes précipitations (crues-éclair, traduites par la relation 6). Les premiers effets des mouvements de masse sur le réseau hydrographique passent donc par la modification des conditions d'écoulement localement et surtout en aval, avec déstabilisation possible des berges des rivières. Cette déstabilisation ne tarde pas, souvent, à provoquer des retours sur les mouvements de masse (relation 8). En effet, dans la région d'étude, on a souvent vu des glissements de terrain évoluer à partir de l'érosion et sapement des berges de la rivière. Les détails des implications diverses y compris l'action anthropique aboutit à des processus en boucle selon le schéma de la figure 6.5.

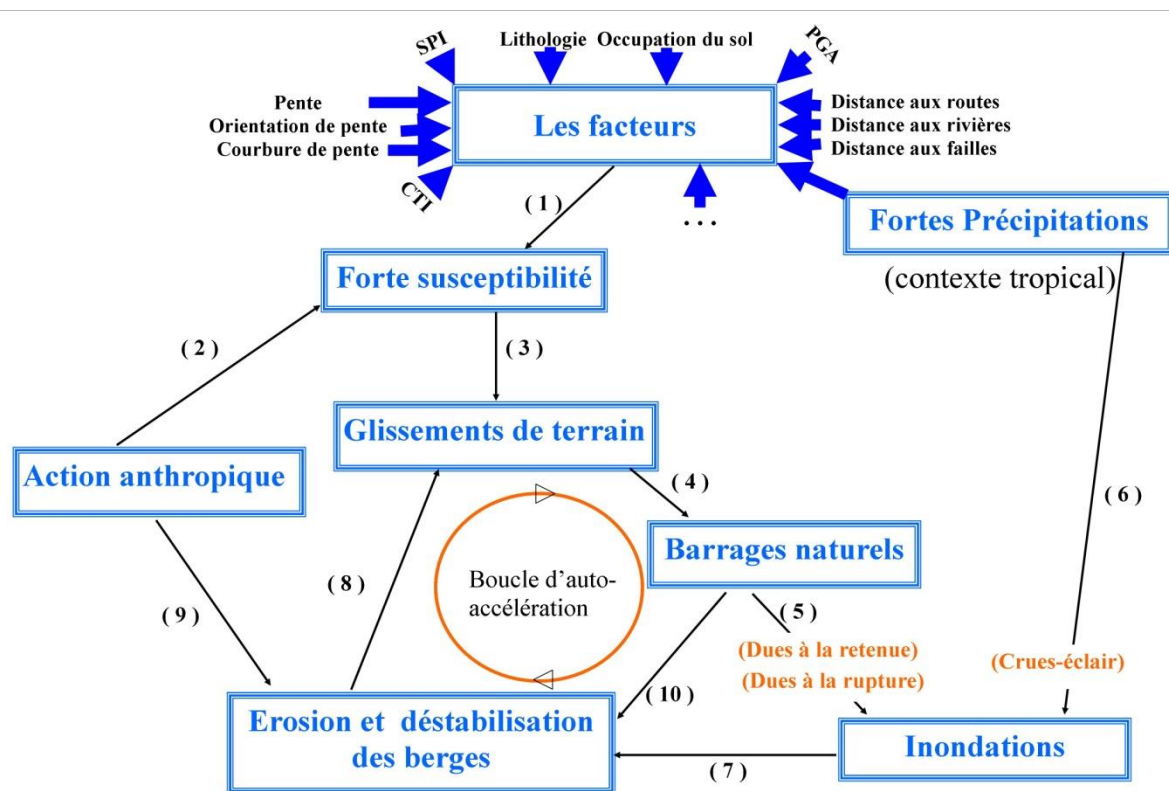


Figure 6.5. Illustrations des mécanismes d'interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique ainsi que la double boucle d'auto-accelération matérialisée par les relations (4)-(5)-(7)-(8) et (4)-(10)-(8).

L'exemple des inondations de la Rivière Gasenyi en février 2014 est le plus illustratif des scénarios de la figure 6.5.

En effet, la rupture d'un barrage naturel en amont de la Route Nationale N°1 (à 1.5 km en amont) a généré des débits extrêmement élevés qui ont transportés de gros galets (allant jusqu'à 1 m de diamètre) dont les dépôts ont conduit à la fermeture de la buse au niveau de la RN1. Le débordement des eaux au niveau du pont de la RN1 a créé un nouveau flux rongeur la RN1 vers la ville de Bujumbura.

Les effets érosifs de ce dernier ont été intenses qu'ils ont créé un canal de plus de 2 m de profondeur sur les bords de la route, avec d'importantes déstabilisations des rives Est de la RN1.

Par contre, sur les tronçons intermédiaires entre le barrage et la RN1, les effets érosifs ont pris le dessus dans le lit de la rivière. La forte montée des eaux suivie par le rabais rapide du niveau d'eau a provoqué une déstabilisation des berges, qui a évolué et donné ultérieurement naissance à un autre glissement (celui de la figure 1.4g), entre le site de l'ancien glissement et la RN1, créant ainsi un processus d'auto-accelération du mécanisme des glissements de terrain.

En se référant sur ces éléments, des hypothèses et principes ont été formulés pour guider l'élaboration de la susceptibilité du réseau hydrographique, en partant des glissements de terrain eux-mêmes et des tronçons de rivière en aval qui en subissent directement les effets. Ils sont formulés comme suit :

- Les glissements de terrain localisés à proximité du réseau hydrographique sont les plus susceptibles d'interactions avec celui-ci.
- La fermeture totale du lit de la rivière implique un déplacement du glissement vers la rivière ; d'où les glissements situés dans des environnements favorables au déclenchement et/ou à l'accélération du processus de glissement de terrain sont les plus susceptibles d'évoluer vers la formation de barrage naturel. Autrement dit, l'appartenance de chaque glissement à telle ou telle autre des classes de susceptibilité au glissement est très importante car une susceptibilité élevée signifie aussi que les glissements de terrain, bien que qu'ils soient déjà déclarés, sont encore dans une zone où les conditions favorables au glissement sont satisfaites. Cela les rend donc susceptibles à subir des réactivations accélérant leur mouvement ; ce qui peut aller jusqu'à former des barrages naturels.
- L'environnement défavorable autour d'un glissement de terrain situé à proximité du barrage peut aussi jouer en provoquant l'apparition d'autres glissements de terrain dont la position par rapport au premier peut conduire à leur implication dans son mécanisme de glissement et d'évolution vers la formation d'un barrage naturel. Par exemple, pour un glissement de terrain localisé sur les rives Sud d'une rivière, le déclenchement d'un second glissement de terrain sur les pentes latérales au Sud du premier et en direction de la rivière, peut contribuer à son évolution vers un barrage naturel.
- Un tronçon du réseau hydrographique situé en aval d'un glissement de terrain mais dont l'environnement direct est favorable au déclenchement des glissements de terrain devient plusieurs fois plus susceptible que d'autres, dû à la forte probabilité de voir se développer d'autres glissements de terrain pouvant à leur tour former des barrages naturels. Les conditions favorables aux mouvements de masse feront que ce tronçon résiste mal aux effets du premier barrage situé en amont en cas de rupture.
- La formation d'un barrage naturel d'un glissement de terrain peut impacter les tronçons de rivière situés dans leur environnement immédiat en amont. En effet, le remplissage de la retenue provoquera l'inondation (submersion) de la zone amont. En plus de cette inondation, la rupture du barrage entraînera le départ de l'eau pouvant être plus ou moins rapide en fonction des modes et conditions de rupture. Une telle situation entraînera un déséquilibre au niveau de la stabilité des berges de la rivière en amont, surtout si le lac de retenu avait eu une durée suffisante pour créer une situation locale équilibrée.

Il ressort de ce qui précède que les glissements de terrain localisés près des cours d'eau sont pleins de conséquences, vu leur implication dans des chaînes d'interactions multi-aléas.

C'est sur ces bases qu'une catégorisation des glissements de terrain a été effectuée en fonction de leur proximité aux rivières qui les rends plus susceptibles de provoquer des barrages. Nous avons retenu ceux qui touchent les rives des rivières ainsi que ceux qui sont à proximité de celles-ci.

Ainsi, l'un des éléments déterminant la susceptibilité d'un tronçon du réseau hydrographique est donc le nombre de glissements de terrain situés en amont de celui-ci (conformément à la première des 5 hypothèses énoncées plus haut). En plus de leur nombre, les glissements de terrain sont pondérés, chacun en fonction des conditions qui peuvent être plus ou moins défavorables par rapport au processus du glissement (conformément à la deuxième hypothèse). Pour tenir compte de cet aspect lié aux conditions locales pouvant être plus ou moins favorables, la carte de susceptibilité élaborée au chapitre 3 a été utilisée.

La proximité était définie sur une distance d'environ 10 m à 15 m du réseau hydrographique, selon la configuration locale du terrain. En effet, pour des tronçons du réseau localisés dans une vallée encaissée où les pentes sont très fortes, un glissement de terrain situé à 15 m a beaucoup de chance d'être propulsé gravitationnellement et atteindre le réseau hydrographique ; d'où cette marge a été adoptée. Cela est conforme à la troisième hypothèse. La moyenne des valeurs de susceptibilité au site de chaque glissement et sur des tampons de 15 m autour de celui-ci a été impliquée dans la pondération des glissements de terrain.

La prise en compte des quatrième et cinquième hypothèses a été réalisée en impliquant les valeurs de la carte de susceptibilité sur les tronçons d'aval plus ceux d'une centaine de mètres en amont de chaque glissement de terrain.

Il convient de signaler que la composante anthropique ne sera pas objet d'analyse dans la chaîne d'analyses mais sera par contre tenue en considération dans les discussions.

L'exécution de ces tâches a impliqué l'usage de la télédétection et des outils du SIG (essentiellement Quantum et Arc Gis) pour traitement.

Ainsi, la figure 6.6 et le tableau 6.2 présentent les résultats de la susceptibilité incluant la prise en compte des interactions.

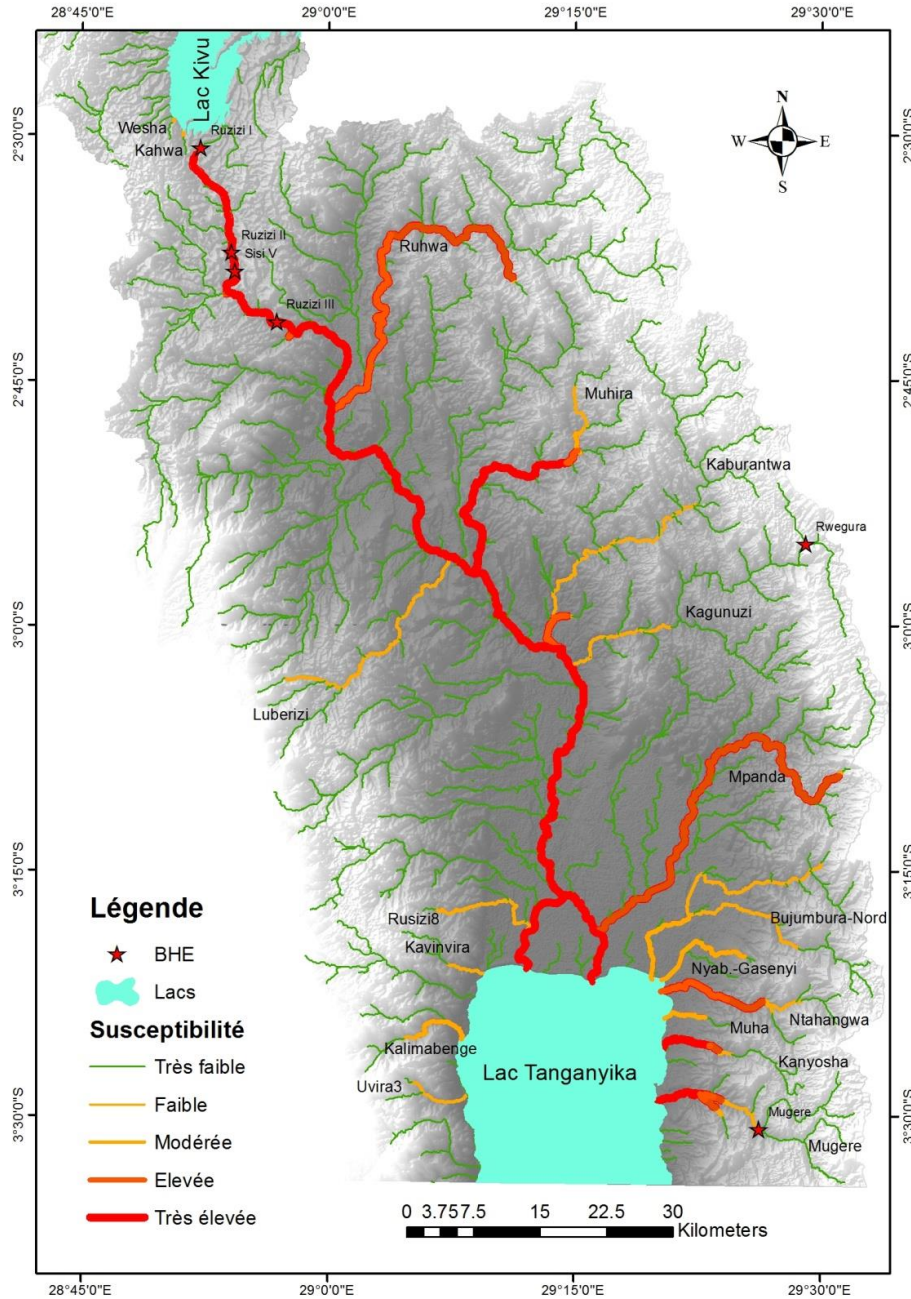


Figure 6.6. Susceptibilité aux inondations due aux interactions glissement de terrains et le réseau hydrographique, avec mention des rivières ayant portant des tronçons particulièrement plus susceptibles.

La figure 6.6 révèle une forte susceptibilité pour les rivières situées au Nord-Est du lac Tanganyika, dont la ville de Bujumbura et ses environs, en présentant des susceptibilités allant de modérée à très élevée. On trouve une forte susceptibilité aux versants Est du rift, avec prédominance allant de la rivière Mugere à la Ruhwa, à l'exception des rivières Nyamagana et Nyakagunda localisées entre la Ruhwa et Muhira.

Dans la ville d'Uvira, on y rencontre des susceptibilités modérées, les rivières Kalimabenge et Kavinvira étant les plus susceptibles des rivières urbaines.

Autour du lac Kivu, on remarque une faible susceptibilité face à ces interactions, à l'exception des bassins versants des rivières Kahwa et Weshu.

Une autre révélation fondamentale est que, sur base de la comparaison des résultats tenant uniquement compte des précipitations et de la forme des bassins versants (figure 6.4) à ceux incluant les interactions (figure 6.6), on trouve une correspondance notamment pour les bassins versants des rivières Ruhwa, Kaburantwa, Kagunuzi, Mpanda et Kalimabenge qui restent dans les classes de susceptibilité élevée et très élevée dans les deux cas.

Par contre, la prise en compte de l'implication des glissements de terrain fait monter la susceptibilité des rivières comme Muha, Kavinvira, Rusizi 8 et Luberizi.

Pour des analyses plus fines, le tableau 6.2 donne la distribution du réseau hydrographique en fonction des classes de susceptibilité aux inondations liées aux interactions entre le réseau hydrographique et les mouvements de masse, par bassin versant.

Tableau 6.2. Susceptibilité due aux interactions entre glissements de terrains et réseau hydrographique

ENTITE (Bassin versant)	SUSCEPTIBILITE				
	Très faible	Faible	Modéré	Elevée	Très élevée
Globalement	80.95	5.80	7.34	0.65	5.26
Bujumbura4	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bujumbura5	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bujumbura3	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bujumbura2	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bujumbura1	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mugere	75.58	7.15	9.53	7.75	0.00
Kizingwe	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kanyosha	63.38	5.01	10.43	21.19	0.00
Muha	38.08	0.80	61.12	0.00	0.00
Ntahangwa	46.54	13.26	40.20	0.00	0.00
Nyabagere_Gasenya	65.14	0.49	34.37	0.00	0.00
Bujumbura_nord	50.34	38.73	10.93	0.00	0.00
Mpanda	80.72	0.14	19.14	0.00	0.00
Kagunuzi	89.96	9.81	0.00	0.00	0.23
Kaburantwa	81.21	15.46	3.33	0.00	0.00
Muhira	56.28	7.85	35.87	0.00	0.00
Nyamagana	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nyakagunda	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ruhwa	80.28	0.24	19.48	0.00	0.00
Rubiro	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rusizi22	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cyunyu_Gisuma	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Uvira4	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Uvira3	42.15	57.85	0.00	0.00	0.00
Uvira8	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kalimabenge	55.75	7.49	36.76	0.00	0.00

Tableau 6.2 (suite)...

Bassin versant	Très faible	Faible	Modéré	Elevée	Très élevée
Mulongwe	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kavinvira	67.73	32.27	0.00	0.00	0.00
Rusizi8	34.58	65.42	0.00	0.00	0.00
Kiliba	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Runingo	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rusizi12	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sange	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Luberizi	52.77	47.23	0.00	0.00	0.00
Rusizi13	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Luvimvi	98.61	0.00	0.00	0.00	1.39
Rusizi15	67.61	4.45	27.95	0.00	0.00
Mugera_Nyakasiba	99.26	0.17	0.57	0.00	0.00
Rusizi17	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rusizi18	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rusizi19	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kahwa	74.06	25.94	0.00	0.00	0.00
Wesha	80.67	19.33	0.00	0.00	0.00
Tshula	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Buindi	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bukavu3	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bukavu1	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00

La susceptibilité aux glissements de terrain en général (Figure 3.16) nous présentait 20.53 %, 30.27 %, 30.25 %, 14.87 % et 4.09 % respectivement comme proportions les classes de susceptibilité très faible, faible, modérée, élevée et très élevée.

Si on compare ces valeurs à celles de la susceptibilité globale du réseau due aux interactions entre les glissements de terrains et le réseau hydrographique (première ligne du tableau 6.2), on trouve, certes, de grandes proportions pour les classes de faible susceptibilité et de faibles pourcentages pour les susceptibilités « élevée » et « très élevée ». Toutefois, les pourcentages diffèrent. Cela est dû au fait que les glissements de terrain et le réseau hydrographique, quoique ayant des liens d'interaction, chacun possède son propre mécanisme.

6.3.4. Les tsunamis potentiels dans le Lac Kivu et leurs effets sur l'ensemble de la zone d'étude

Tout au long de ce chapitre, la susceptibilité aux inondations a été calculée et discutée tant en considérant les facteurs liés aux précipitations, à la morphologie des bassins versants et aux différentes interactions impliquant les mouvements de masse.

Se référant sur les classifications des inondations ci-haut référencées, il est toutefois utile de mentionner qu'il reste une composante de l'aléa qui n'a pas fait objet d'étude. Cela concerne l'implication potentielle des tsunamis ou vagues sismiques.

En effet, depuis 1959, il existe des prévisions faisant état d'un tsunami catastrophique potentiel (ou une succession des tsunamis) de grande amplitude et l'inversion des strates limniques du lac Kivu pendant le reflux (De Bremaecker, 1959).

Sur ces bases, bien que le contexte de ce travail de thèse n'a pas permis d'y accorder des analyses approfondies, l'occurrence de cas du tsunami peut avoir des retombées sur le risque d'inondation, particulièrement sur la partie méridionale de la zone d'étude. Les conséquences d'une telle catastrophe peuvent, selon l'amplitude des faits, se reprendre beaucoup plus au Sud jusqu'au Lac Tanganyika. En effet, le débordement des eaux du lac Kivu impliquera les inondations de la plaine de la Rusizi qui en transmettra les effets jusqu'à son exutoire, le Lac Tanganyika.

6.4. Quid des barrages hydro-électriques et autres aménagements hydrauliques ?

Les résultats des analyses ayant fait objet de cette thèse sont des outils importants dans l'estimation des implications des glissements de terrain sur les barrages hydro-électriques et les autres aménagements hydrauliques. En guise d'exemple, l'arrivée de fortes ondes de crues provenant de la rupture des barrages naturels en amont des barrages hydro-électriques peut conduire aux débordements du lac de retenue de ces derniers et causer des pertes en aval. Les turbines et les installations des centrales impliquant la production de l'énergie électrique, ceci peut prendre de l'ampleur et virer en catastrophe majeure.

A l'exemple des impacts des eaux qui ont débordé le pont de la RN1 suite aux inondations de février 2014 discutées plus haut pour la rivière Gasenyi, il est fort probable que si cela concernait le débordement d'une retenue d'un BHE, le risque de déstabilisations majeures des de la chambre d'équilibre et des conduites forcées des eaux vers les turbines était imminent.

On trouve néanmoins que le BHE de Rwegura se localise sur des tronçons à très faible susceptibilité par rapport aux effets impliquant les glissements de terrain. Le BHE de la Mugere se trouve sur une zone de transition entre susceptibilité « très faible » et « faible ». Par contre, les BHE de la Ruzizi se trouvent dans une zone de forte susceptibilité. Ces barrages bénéficient par contre de la largeur suffisamment grande de la Rusizi qui diminue drastiquement la probabilité de connaître un glissement dont le déplacement horizontal puisse facilement aboutir à la fermeture totale du lit mineur de la rivière. Mais bien entendu, dans une zone de rift où les processus géologiques peuvent parfois être plus sévères, un degré de risque persiste.

6.5. Sensibilités, limites et incertitudes des résultats

Un élément qui relativise ces résultats concerne la gestion des paramètres mobiles dans le temps (susceptibles d'évoluer) dont essentiellement les précipitations, l'utilisation du sol. L'utilisation du sol peut évoluer soit comme résultat des changements climatiques ou soit par l'action anthropique. Dans le contexte de la zone d'étude, la tendance globale à la hausse des précipitations, quoi que non significative, du moins sur le court terme, pourra contribuer dans l'aggravation des aléas naturels étudiés.

Par contre, c'est surtout l'action de l'homme qui semble contribuer à la majoration du degré de susceptibilité montré par nos résultats.

Ceci est basée sur la rapide montée démographique telle qu'exprimée plus haut au chapitre 1 sur base de l'historique de l'évolution démographique mentionnée par Thibon (2005), IGEBU (2006) et Balagizi et al. (2018) pour les villes de Goma et Bujumbura.

De même, les prévisions des modèles du SEDAC pour les années 2015 et 2020 sur cette zone d'étude montrent bien la même tendance (figure 6.6).

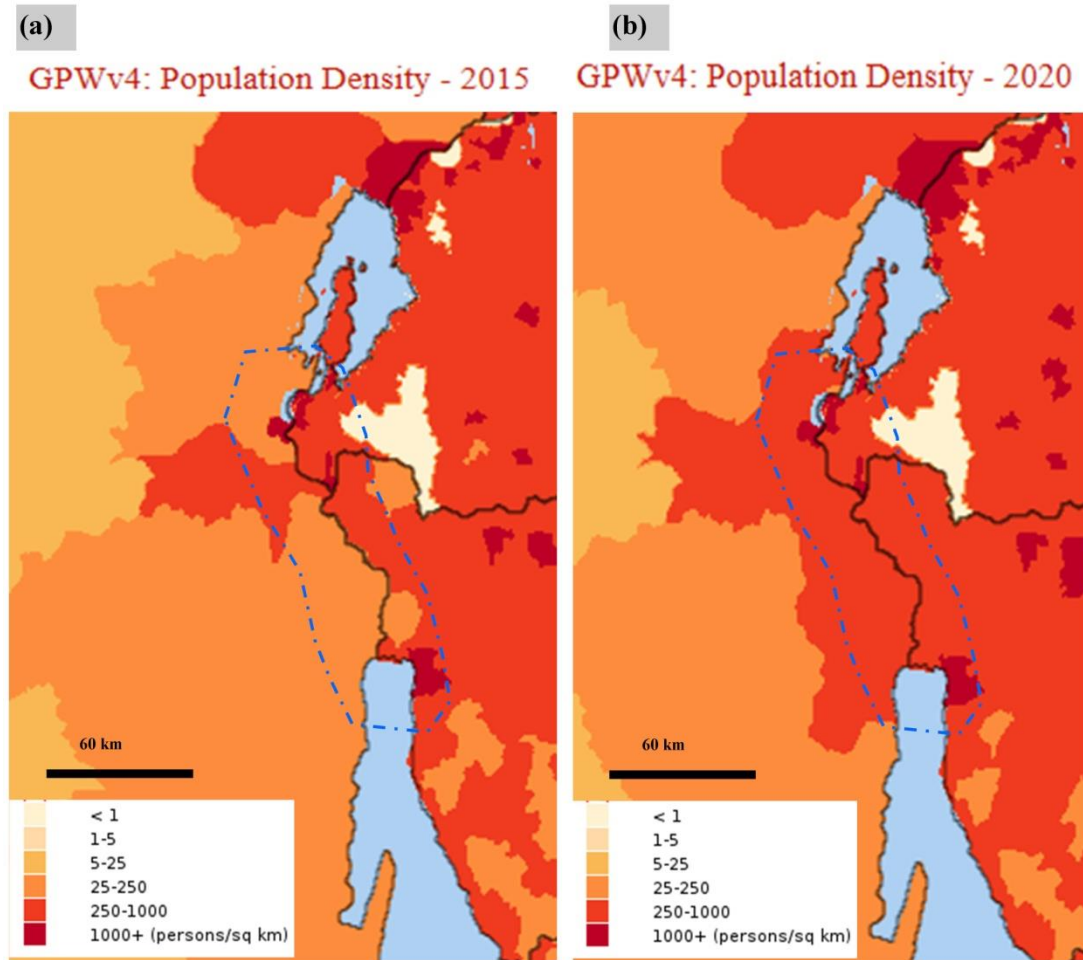


Figure 6.6. Zoom de la distribution de la densité de population sur la région des lacs Kivu et Tanganyika, pour les années 2015 (a) et 2020 (b). (Source : SEDAC / EOSDIS, GPWv4). Les lignes bleues en pointillés et l'échelle sont ajoutées pour montrer l'environnement direct de la zone d'étude.

Il découle de la figure 6.6 pour les densités la population de 2015 et celles projetées pour 2020 que la plaine de la Rusizi tend à regorger encore plus de population, avec un accroissement important dans la zone située à l'Ouest de Rusizi et sur une partie de la zone Est, au Nord du lac Tanganyika (migration de la densité de la catégorie 25-250 habitants/km² à celle 250-1000 habitants/km²).

Ceci dit, les pressions anthropiques sur l'environnement vont s'accroître. Il s'agit notamment de la déforestation qui prend déjà de plus en plus de l'ampleur dans la zone d'étude comme l'évoque Bunduki et al. (2014) pour le Sud Kivu.

Le boom démographique peut également impliquer l'imperméabilisation des surfaces, les défauts de drainage qui sont autant de facteurs qui laissent envisager également le changement possible des paramètres contribuant à l'augmentation de la susceptibilité de la zone aux aléas naturels. Ceci contribuera, si des mesures conséquentes ne sont pas prises, à majorer encore les niveaux de susceptibilité calculés plus haut. L'augmentation de la population risque d'impliquer celle de la vulnérabilité suite à l'accroissement du niveau d'exposition des enjeux humains.

6.6. Conclusion partielle

Ce chapitre avait pour but de contribuer à la connaissance globale des aléas climatiques dans la région des lacs Kivu et Tanganyika, en impliquant les études de cas qui, eux, étaient menées sur des parties de la zone d'étude. Ceci s'est réalisé dans le contexte global de la thèse qui place cette compréhension dans le contexte de toutes les interactions potentielles impliquant le réseau hydrographique et les mouvements de masse. Ainsi, une méthodologie des analyses croisées, conciliant aussi bien les résultats des chapitres antérieurs que l'expérience tirée des cas concrets dont la zone d'étude a été adoptée.

Il ressort de ce chapitre une concordance des séries d'observation des précipitations, ne montrant aucune discordance majeure entre les données en ligne reçues par télédétection et celles collectées au moyen des stations fixes au sol. Cela a été d'une importance capitale, pour une utilisation des données en ligne qui, elles, ne posent pas de limitations par rapport à l'étendue spatiale. Cela qui a permis également conclure sur la possibilité d'estimer les valeurs et les tendances des paramètres globaux dont le calcul n'était pourtant possible que sur base des données locales grâce au degré de détail exigé par les méthodes de calcul.

Les inondations, vues sous le contexte des précipitations et de la configuration des bassins versants est un bon outil pour prédire l'ampleur des inondations. Cette méthode a montré la susceptibilité relative aux inondations pour toute la zone d'étude, avec une prédominance remarquable de l'aléa sur la partie Est. Toutefois, tout en restant en ligne avec la première, la méthode basée sur les interactions géo-hydrologiques a montré des différences au niveau de cette répartition. En effet, dans l'ensemble, la majorité des rivières passent aux classes supérieures de susceptibilité, permettant de comprendre certains cas d'inondation qui n'étaient pas perçus au niveau de l'unique prise en compte des précipitations. Ceci n'est pas le cas des rivières du Nord-Ouest de la zone qui descendent globalement l'échelle de susceptibilité. Bien entendu, cela ne leur ôte pas leur susceptibilité par rapport aux crues-éclair.

Ainsi donc, il s'est avéré qu'une évaluation effective de l'aléa d'inondation devrait inclure toute une chaîne d'analyse, tenant compte tant des crues-éclair que des relations mutuelles multiples impliquant les autres aléas naturels dont les mouvements de masse.

CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

Conclusion

Ce travail a été réalisé dans l'objectif de contribuer à la mise en lumière du risque lié aux interactions entre les mouvements de masse et le réseau hydrographique dans la région des lacs Kivu et Tanganyika. Ainsi, le premier chapitre a donné une description de la zone d'étude, tout en dressant l'état des lieux du réseau hydrographique et la coexistence des aléas géologiques.

Les résultats de ce chapitre sont d'une grande importance dans le cheminement vers une compréhension poussée de la problématique d'inondation, tel que mentionnée à travers l'objectif spécifique n°1 de la Thèse. La configuration relativement jeune des bassins versants telle que dévoilée par les analyses hypsométriques est hydrologiquement pleine de conséquences.

D'abord, les pentes raides jusque près des cours d'eau conduisent à de grandes vitesses des eaux de ruissellement récoltées dans les bassins versants. Cela augmente le caractère torrentiel des cours d'eau. Ensuite, des pentes raides près des rivières signifient également une grande susceptibilité aux glissements de terrain près des rivières d'abord sous l'effet d'une forte gravité et puis et surtout, du déchaussement de la base des berges des rivières par la force des torrents. Par ailleurs, le lien direct entre les fortes pentes et les instabilités de terrain est mis en lumière au chapitre 3. Ainsi, la majorité des bassins versants jeunes dans la zone d'étude lui confère également une forte probabilité à connaître des barrages naturels formés par des glissements de terrains développés tout près des rivières et des conséquences y relatives sur le risque d'inondation.

L'analyse détaillée des précipitations sur Bujumbura a permis d'une part de fixer les limites permettant de classer les événements pluviométriques selon qu'ils sont normaux, intense, très intenses ou exceptionnels. Ceci est d'une importance capitale pour les décideurs, par exemple, en offrant la possibilité de reconnaître les événements qui ne sont pas complètement attribuables aux extrêmes climatiques. C'est notamment le cas des événements climatiques produisant des effets catastrophiques, alors que l'usage des valeurs-limites les place plutôt dans la catégorie des pluies normales. Ces résultats s'avèrent donc très utiles, dans une zone où coexistent plusieurs aléas naturels, en plus de la part relevant de l'action anthropique. Globalement, une tendance à la hausse pour la plupart des indices climatiques calculés a été observée, bien que, statistiquement parlant, celle-ci n'était pas significative.

A côté des indices et des valeurs-seuls pluviométriques, d'autres outils de décision ont été élaborés. Il s'agit notamment de la cartographie de la susceptibilité des zones aux glissements de terrain réalisée au chapitre 3, contribuant à la fois à l'accomplissement des objectifs n°3 et 4 de cette thèse. Celle-ci a également été une bonne occasion de fournir une description détaillée de 13 paramètres environnementaux et de prédisposition ainsi que leur répartition tant dans l'espace.

D'autres outils qui constituent la contribution majeure de cette thèse sont la cartographie de la susceptibilité aux inondations, tant sur base des précipitations et des caractéristiques des bassins versants (les crues-éclair) que sur base des interactions possibles entre les glissements de terrain et les rivières. Sur ce point, un schéma illustratif de la configuration des interactions a été élaboré, étendant aussi les analyses sur les implications possibles de l'homme dans le processus. La mise en place de ce schéma a bénéficié des observations de terrain mais aussi et surtout des résultats des études de cas telles que le fixait l'objectif spécifique n°2 de cette étude. Si l'implication de l'action anthropique a été clairement décrite sur le schéma de cette configuration, l'homme peut aussi agir dans le sens de l'apaisement ou de tout simplement de l'atténuation. En effet, s'il remplace les actions érosives et déstabilisatrices des rivières (relation 10 de la figure 6.4) par des techniques aboutissant au confortement des lits et berges de celles-ci, il peut contribuer à l'arrêt ou du moins au freinage de la boucle d'auto-accélération du processus d'inondation.

Au-delà d'être des révélations concernant les glissements de terrain et différentes autres formes d'instabilités dans leurs relations avec le réseau hydrographique, ce travail de recherche a contribué à murir le raisonnement sur les méthodologies à appliquer pour faire face au déficit des données. Cela est d'une importance majeure, étant donné que ce déficit constitue une des entraves majeures dans toute la chaîne de prévention et de gestion des risques naturels, particulièrement dans un contexte de rareté de données.

Recommandations

Ce projet de recherche aboutit au moment où des centrales et microcentrales hydro-électriques sont planifiées dans la zone d'étude. Une recommandation spéciale est adressée aux décideurs pour considérer des études relatives aux interactions entre les mouvements de masses et les réseaux hydrographiques abritant ces ouvrages hydrauliques afin d'évaluer le risque y afférent. Le projet de microcentrale hydro-électrique qui pourrait directement bénéficier de cette étude est celui de la Kaburantwa. En effet, le bassin versant de la Kaburantwa fait partie de la zone d'étude de cette thèse et a donc subi les analyses. Ainsi, des mesures adéquates devraient être prises, au cas où le site d'implantation des ouvrages se trouverait sur le tronçon sous risque. C'est notamment tout le tronçon en aval du point aux coordonnées UTM (763787.699, 9681749.929).

L'urbanisation conduit aussi aux inondations via des canalisations non suffisantes ou simplement inexistantes. Cela est dû au fait que l'espace topographique naturel s'auto-organise en fonction des pentes pour créer un réseau de drainage naturel, les rivières. L'urbanisation vient quelques fois bannir le caractère naturel du réseau, et hôte à la nature ce droit d'auto-organisation préférentielle en forçant les eaux de surface à cheminer selon ses désirs. En faisant ainsi, les canalisations artificielles tiennent lieu de réseau naturel, d'où faudrait-il leur donner des caractéristiques conséquentes, leur permettant de bien jouer ce rôle. Si non, les inondations par débordement deviennent imminentes surtout sous l'effet du ruissellement accru par l'imperméabilisation des surfaces et la boucle d'auto-accélération risque d'être exportée des rivières aux canalisations artificielles.

La déstabilisation des berges sous l'effet érosive de l'écoulement et/ou des perturbations anthropiques est au centre de la problématique des mouvements de masse et des inondations. Ainsi, nous recommandons vivement que des efforts soient déployés dans le confortement des berges des rivières qui traversent les villes. Cela peut se faire par exemple au moyen des rangées de gabions et des mesures d'accompagnement comme la construction des ouvrages hydrauliques pour dissiper l'énergie et retenir les grands galets. Dans pareils cas, le niveau du lit (particulièrement en amont des ouvrages) doit être également contrôlé (par curage ou dragage, par exemple) pour garantir la permanence d'une section d'écoulement efficace sur tous les tronçons.

La compréhension effective des mécanismes liés aux glissements de terrain et ses effets sur le réseau hydrographique est un processus long et coûteux tant en termes de moyens que du temps. Le développement des modèles de stabilité et des modèles hydrauliques du BTL sur la rivière Kanyosha a impliqué environ 160 scénarios. Pour une zone d'étude où environ une centaine de glissements de terrain sont localisés sur le réseau hydrographique, le volume des travaux y relatifs rendait impossible de mener des études détaillées sur 2 ou plusieurs sites à l'exemple du BTL, compte tenu du temps et des moyens impartis à ce travail de recherche. Tout cela prouve à suffisance qu'il reste encore du pain sur la planche pour une évaluation totale de la problématique.

D'où la contribution de cette thèse est de poser les fondements pouvant servir de base à d'autres études en aval. Il est donc nécessaire que des études soient menées pour faire notamment les analyses sur les autres glissements de terrain, en priorité ceux qui se localisent sur des lieux stratégiques dont l'amont des zones de fortes concentrations humaines.

Références bibliographiques

- Adams, J.E. (1981). Earthquake-dammed lakes in New Zealand. *Geology*, 9: 215-219.
- Agterberg F.P., Bonham-Carter, G.F., Wright, D.F. (1990). Statistical pattern integration for mineral exploration. In: Gaal; G., Merriam, D.F. (eds). *Computer applications in resource estimation prediction and assessment for metals and petroleum*. Pergamon Press, Oxford.
- Agterberg F.P., Cheng, Q. (2002). Conditional independence test for weights of evidence modeling. *Nat Resour Res*, 11(4): 249-255.
- Aguilar, E., Barry, A.A., Brunet, M., Ekan L., Fernandes, A., Massoukina, M., Mbah, J., Mhanda, A., Do Nascimento, D.J., Peterson, T.C., Umba, O.T., Tomou, M., Zhang, X. (2009). Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry and Zimbabwe, 1955-2006. *Journal of geophysical research* 114, D02115, doi:10.1029/2008JDO11010.
- Alvarez, M., Puertas, J., Peña, E., Bermúdez, M. (2017). Two-Dimensional Dam-Break Flood Analysis in Data-Scarce Regions: The Case Study of Chipembe Dam, Mozambique, *Water*, 9(6), 432, doi: 10.3390/w9060432.
- Arguez, A., Vose, R.S. (2011). The definition of the standard WMO climate normal: The key to deriving alternative climate normals. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(6): 699.
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. In *Seismic design for Nuclear Powerplants*, R.J. Hansen (ed), MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 438-483, 1970.
- Arrault, A., Finaud-Guyot, P., Archambeau, P., Bruwier, M., Erpicum, S., Piroton, M., Dewals, B. (2016). Hydrodynamics of long-duration urban floods: Experiments and numerical modelling, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(6): 1413–1429.
- Armas, I. (2012). Weights of evidence method for landslide susceptibility mapping. Prahova Subcarpathians, Romania. *Nat Hazards*, 60: 937–950. DOI 10.1007/s11069-011-9879-4.
- Ayalew, L., Yamagishi, H. (2005). The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, 65: 15-31.
- Balagizi, C., Kies, A., Kasereka, M., Tedesco, D., Yalire, M., McCausland, W. (2018). Natural hazards in Goma and the surrounding villages, East African Rift System. *Natural Hazards*, 93(1): 31-66.
- Barbieri, G., Cambuli, P. (2009). The weight of evidence statistical method in landslide susceptibility mapping of the Rio Pardu Valley (Sardinia, Italy). The 18th world IMACS/MODSIM congress, Cairns, Australia.

- Bard P.-Y., SESAME (2005). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. SESAME European research project, 62p.
- Barnes, H. (1967). Roughness characteristics of natural channels. U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 1849.
- Barker, D.M., Lawler D.M., Knight D.W., Morris, D.G., Davies, H.N., Stewart, E.J. (2009). Longitudinal distributions of river flood power: the combined automated flood, elevation and stream power (CAFES) methodology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 280-290.
- Beckers, A., Dewals, B., Erpicum, S., Dujardin, S., Detrembleur, S., Teller, J., Piroton, M., Archambeau, P. (2013). Contribution of land use changes to future flood damage along the river Meuse in the Walloon region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(9): 2301-2318.
- Bellon, H., Pouclet, A. (1980). Datation K-Ar de quelques laves du Rift-Ouest de l'Afrique Centrale : implications sur l'évolution magmatique et structurale. *Geol. Rundsch.*, 69 (1) : 49-62.
- Bendjoudi, H., Hubert, P. (2002). Le coefficient de compacité de Gravelius : analyse critique d'un indice de forme des bassins versants. *Hydrological Sciences*, 47(6): 921-930.
- Berz, G., Kron, W., Loster, T., Rauch, E., Schimetschek, J., Schmieder, J., Siebert, A., Smolka, A., Wirtz, A. (2001). World map of natural hazards – a global view of the distribution and intensity of significant exposures. *Nat. Hazards*, 23 (2–3): 443-465.
- Bhasin, R., Kaynia, A. M. (2004). Static and dynamic simulation of a 700-m high rock slope in western Norway. *Engineering Geology*, 71(3), 213-226.
- Bizzi, S., Lerner, D.N. (2015). The use of stream power as indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes. *River Research and Application*, 31: 16-27.
- Bizzi, S., Dinh, Q., Bernardi, D., Denaro, S., Schippa, L., Soncini-Sessa, R. (2015). On the control of riverbed incision induced by run-of-river power plant. *Water Resour. Res.*, 51: 5023-5040.
- Bizuwerk, A., Taddese, G., Getahun, Y. (2008). Application of GIS for Modeling Soil Loss Rate in Awash Basin, Ethiopia. International Livestock Research Institute, Addis Ababa, Ethiopia.
- Bonham-Carter, G.F. (1994). Geographic Information Systems for Geoscientists; modelling with GIS. *Comp. Meth. Geos.*, Vol. 13, Pergamon Press, pp. 398.
- Boutakoff, N. (1939). Géologie des terrains situés à l'Ouest et au Nord-Ouest du fossé tectonique du Kivu, IX(1). In Delvaux et al. (2016). Seismic hazard of the Kivu rift (western branch, East African Rift system): new neotectonic map and seismotectonic zonation model, *Journal of African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.10.004.

- Broeckx, J., Vanmaercke, M., Duchateau, R., Poesen, J. (2018). A data-based landslide susceptibility map of Africa. *Earth Sci. Rev.*,185: 102-121.
- Brunsdon, D. (1979). Mass movement. In: Embleton, C. and THornes, J. (Eds.), *Process in Geomorphology*, Arnold, London: 130-186.
- Bruwier, M., Ercicum, S., Piroton, M., Archambeau, P., Dewals, B. J. (2015). Assessing the operation rules of a reservoir system based on a detailed modelling chain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(3): 365-379.
- Budimir, M.E.A., Atkinson, P.M., Lewis, H.G. (2015). A systematic review of landslide probability mapping using logistic regression. *Landslides*, 12(3): 419-436. <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0550-5>.
- Bunduki, K., Mushayuma, N., Tambala, T., Materanya, C., Matembera, B. (2014). Cartographie des sites sinistrés par les glissements de terrain du 17 au 26/01/2014 dans le bassin du Lac Kivu à Bukavu, Sud-Kivu, RD Congo. *International Journal of Innovation and Scientific Research*, 14(2): 118-126.
- Burgess, C.F., Rosendahl, B.R., Sander, S., Burgess, C.A., Lambiase, J., Derksen, S., Meader, N. (1988). The structural and stratigraphic evolution of Lake Tanganyika: A case study of continental rifting. In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic rifting; continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. *Dev. Geotec.*, vol. 22 (1988): 859-881.
- Butara, S., Fiama, S., Espoir Mugisho, Mongane, A. (2005). Susceptibilité aux glissements de terrain : cas de la Commune d'Ibanda / Bukavu / République Démocratique du Congo. *International Journal of Innovation and Applied Studies*, 11(1): 129-147.
- Butt, M., Umar, M., Qamar, M. (2013). Landslide dam and subsequent dam-break flood estimation using HEC-RAS model in Northern Pakistan. *Natural Hazards*, 65(1) : 241-254.
- Cahen, L., Ledent, D., Villeneuve, M. (1979). Existence d'une chaîne plissée Proterozoïque supérieur au Kivu oriental (Zaire). *Données Géochronologiques Relatives au supergroupe de l'Itombwe*. *Bull. Soc. Belge Geol*, 88 (1) :71-83.
- Castellanos, Abella, E.A., Van Westen, C.J. (2007). Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation. *Landslides*, 4:311-325.
- Cevik, E., Topal, T. (2003). GIS-Based landslide susceptibility mapping for a problematic segment of the natural gas pipeline, Hendek (Turkey). *Environmental Geology*, 44: 949-962.
- Chalkias, C., Ferentinou, M., Polykretis, C. (2014). GIS-Based Landslide Susceptibility Mapping on the Peloponnese Peninsula, Greece. *Geosciences*, 4: 176-190; doi 10.3390/geosciences4030176.

- Chen, C.Y., Chen, T.C., Yu, F.C., Hung, F.Y. (2004). A landslide dam breach induced debris flow - A case study on downstream hazard areas delineation. *Environmental Geology*, 47 (1): 91-101.
- Chen, S. C., Lin, T. W., Chen, C. Y. (2015). Modeling of natural dam failure modes and downstream riverbed morphological changes with different dam materials in a flume test. *Engineering Geology*, 188: 148-188.
- Chen, X.Q., Cui, P., Li, Y., Zhao, W.Y. (2011). Emergency response to the Tangjiashan landslide -dammed lake resulting from the 2008 Wenchuan Earthquake, China. *Landslides*, 8: 91-98.
- Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 379-410.
- Chuhan, Z., Pekau, O. A., Feng, J., Guanglun, W. (1997). Application of distinct element method in dynamic analysis of high rock slopes and blocky structures. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 16(6): 385-394.
- Chung, C.-J.F., Fabbri, A.G. (2003). Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. *Nat. Hazards*, 30 :451-472. <http://dx.doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000007172.62651.2b>.
- Claude Gilbert (2003). *Risques collectifs et situations de crise*. ISBN : 2-7475-4925-9 • septembre 2003 • 340 pages.
- Coppola, D., Campion, R., Laiolo, M., Cuoco Balagizi, M.C., Ripepe, M., Cigolini, C., Tedesco, D. (2016). Birth of a lava lake: Nyamulagira volcano 2012–2015. *Bull Volcanol*, 78:20. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1014-7>
- Corominas, J. and Moya, J. (2008). A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*, 102 (3-4): 193-213.
- Corominas, J., van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J.P., Fotopoulou, S., Catani, F., Van Den Eeckhaut, M., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M.G., Pastor, M., Ferlisi, S., Tofani, V., Hervás, J., Smith, J.T. (2014). Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 73: 209-263. <http://dx.doi.org/10.1007/s10064-013-0538-8>.
- Costa, J. E., Schuster, R. L. (1988). Formation and failure of natural dams. *Bulletin of the Geological Society of America*, 100(7): 1054-1068.
- Crosta, G.B., Clague, J.J. (2009). Dating, triggering, modelling, and hazard assessment of large landslides. *Geomorphology*, 103 (1): 1-4.
- Cui, Y., Parker, G., Braudrick, C., Dietrich, W.E., Cluer, B. (2006). Dam removal Express Assessment Models (DREAM). Part 1: Model development and validation. *Journal of Hydraulic Research*, 44(3): 291-307.

- Cui, P., Dang, C., Zhuang, J.Q., You, Y., Chen, X.Q., Scott, K.M. (2012). Landslide-dammed lake at Tangjiashan, Sichuan province, China (Triggered by the Wenchuan Earthquake, May 12, 2008): risk assessment, mitigation strategy, and lessons learned. *Environ Earth Sci*, 65:1055-1065.
- Cundall, P. A. (1971). A computer model for simulating progressive large scale movement in blocky rock system. Paper presented at the Sympo. ISRM., Nancy, France.
- Das, I., Sahoo, S., van Westen, C., Stein, A., Hack, R. (2010). Landslide susceptibility assessment using logistic regression and its comparison with a rock mass classification system, along a road section in the northern Himalayas (India). *Geomorphology*, 114:627-637.
- De Bremaecker, J.-Cl. (1959). Seismicity of the West African Rift Valley. *Journal of Geophysical Research*, 65 (11) :1961-1966.
- Delahaye, D. (2005). Modélisation d'un système spatial complexe : le bassin versant. In Guermond, Y. (Eds). *Modélisations en géographie – Déterminismes et complexités*. Collection IGAT, Paris, Hermès-Lavoisier : 235 - 259.
- Delcaillau, B. (2004). *Reliefs et tectonique récente*, Ed. Vuibert, Paris, 259 p.
- Delvaux, D., Mulumba, J.L., Sebagenzi Mwene Ntabwoba, S., Bondo, S.F., Kervyn, F., Havenith, H.B. (2016). Seismic hazard of the Kivu rift (western branch, East African Rift system): new neotectonic map and seismotectonic zonation model. *Journal of African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.10.004.
- Detrembleur, S., Stilmant, F., Dewals, B., Erpicum, S., Archambeau, P., Pirotton, M. (2015). Impacts of climate change on future flood damage on the river Meuse, with a distributed uncertainty analysis. *Natural Hazards*, 77(3): 1533-1549.
- Dewals, B., Erpicum, S., Detrembleur, S., Archambeau, P., Pirotton, M. (2011). Failure of dams arranged in series or in complex. *Natural Hazards*, 56(3): 917-939.
- Dong, J.J., Tung, Y.H., Chen, C.C., Liao, J.J., Pan, Y.W. (2009). Discriminant analysis of the geomorphic characteristics and stability of landslide dams. *Geomorphology*, 110 : 162–171.
- Doumenge, C., Schilter, C. (Eds.), 1997. *Les Monts Itombwe. D'une enquête environnementale et socio-économique à la planification d'interventions au Zaïre*. UICN, Brazzaville, Congo & IZCN, PIL et SIDEM, Bukavu, Zaïre : XII + 269 p.
- Douvinet, J., Delahaye, D., Langlois, P. (2008). Modélisation de la dynamique potentielle d'un bassin versant et mesure de son efficacité structurelle. *Cybergeogéographie : European Journal of Geography [En ligne]*, Systèmes, Modélisation, Géostatistiques, document 412, mis en ligne le 15 février 2008, consulté le 07 septembre 2018. URL : <http://journals.openedition.org/cybergeogeo/16103> ; DOI : 10.4000/cybergeogeo.16103.

- Downs, P.W., Cui, Y., Wooster, J.K., Dusterhoff, S.R., Booth, D.K., Dietrich, W.E., Sklar, L.S. (2009). Managing reservoir sediment release in dam removal projects: An approach informed by physical and numerical modelling of non-cohesive sediment. *International Journal of River Basin Management*, 7(4): 433-452.
- Dilley, M., Chen, R.S., Deichmann, U., Lernerlam, A.L., Arnold, M. (2005). Natural disaster hotspots: a global risk analysis. The World Bank Publications, Washington D.C. <https://doi.org/10.1596/0-8213-5930-4>
- Dunn, M., Hickey, R. (1998). The effect of slope algorithms on slope estimates within a GIS. *Cartography*, 27 (1): 9-15.
- Ebinger, C.J. (1989). Tectonic development on the western branch of the East African rift system. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 885-903.
- Ercanoglu, M., Gokceoglu, C. (2001). Assessment of landslide susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 41(6):720-730.
- Ernst, J., Dewals, B. J., Detrembleur, S., Archambeau, P., Erpicum, S., Piroton, M. (2010). Micro-scale flood risk analysis based on detailed 2D hydraulic modelling and high resolution geographic data. *Natural Hazards*, 55(2), 181–209.
- Esaki, T., Jiang, Y., Bhattarai, T. N., Maeda, T., Nozaki, A., Mizokami, T. (1999). Modelling jointed rock masses and prediction of slope stabilities by DEM. In *Vail Rocks 1999, The 37th US Symposium on Rock Mechanics (USRMS)*. American Rock Mechanics Association.
- Fan, X.M., Westen C.J., Xu, Q., Gorum, T., Dai, F.C. (2012a). Analysis of landslide dams induced by the 2008 Wenchuan earthquake. *J Asian Earth Sci*, 57:25-37.
- Fan, X., Tang, C.X., Van Westen, C.J., Alkema, D. (2012b). Simulating dam-breach flood scenarios of the Tangjiashan landslide dam induced by the Wenchuan Earthquake. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12: 3031-3044.
- Fan, X.M., Xu, Q., Van Westen, C.J., Huang, R., Tang, R. (2017). Characteristics and classification of landslide dams associated with the 2008 Wenchuan earthquake. *Geoenvironmental Disasters*, 4:12, [doi:10.1186/s40677-017-0079-8](https://doi.org/10.1186/s40677-017-0079-8).
- Fang, J., Li, M., Shi, P. (2015). Mapping Flood Risk of the World. In *World Atlas of Natural Disaster Risk 2015*: 69-102. Springer Berlin Heidelberg.
- Felicísimo, A., Cuartero, A., Remondo, J., Quiros, E. (2012). Mapping landslide susceptibility with logistic regression, multiple adaptive regression splines, classification and regression trees, and maximum entropy methods: a comparative study. *Landslides*. Doi : 10.1007/s10346-012-0320-1.

- 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: 85-98. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.022>.
- Fernandez, C.I., Del Castillo, T.F., El Hamdouni, R., Montero, J.C. (1999). Verification of landslide susceptibility mapping: A case study. *Earth Surf Proc Landforms*, 24:537-544.
- Fernandez-Alonso, M., Cutten, H., De Waele, B., Tack, L., Tahon, A., Baudet, D., Barritt, S.D. (2012). The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): the result of prolonged extensional intracratonic basin development punctuated by two short-lived far-field compressional events. *Precambrian Res.*, 216-219: 63-86.
- Ferro, C.A.T., Hannachi, A., Stephenson, D.B. (2005). Simple non-parametric techniques for exploring changing probability distributions of weather. *J. Clim.*, 18: 4344-4354.
- Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M. (éds.). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge and New York: Cambridge University Press), 2012.
- French, J. G., and Holt, K. W. (1989). Floods. In: M. B. Gregg (ed). *The Public Health Consequences of Disasters*. Atlanta, Georgia: US Department of Health and Human Services, Public Health Service, CDC: 69–78.
- Froehlich, D.C. (2008). Embankment dam breach parameters and their uncertainties. *Journal of Hydraulic Engineering*, 134(12): 1708-1721.
- Gemenne, F., Blocher, J., De Longueville, F., Perrin, N., Vigil Diaz Telenti, S., Zickgraf, C., Gharbaoui, D., Ozer, P. (2014). *Catastrophes, Changement climatique et Déplacements forcés : Dynamiques régionales de mobilité humaine en Afrique de l'Ouest*. Nansen Initiative, 30 pp.
- Germain, R. (1952). Les associations végétales de la plaine de la Rusizi (Congo belge) en relation avec le milieu. *Publ. INEAC, Série Sci*, no 52, Bruxelles.
- GIEC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- GIEC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

- GIEC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Goetz, J.N., Brenning, A., Petschko, H., Leopold, P. (2015). Evaluating machine learning and statistical prediction techniques for landslide susceptibility modeling. *Comput. Geosci.*, 81:1-11. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2015.04.007>.
- Gorsevski, P.V., Gessler, P.E., Foltz, R.B., Elliot, W.J. (2006). Spatial prediction of landslide hazard using logistic regression and ROC analysis. *Trans. GIS*, 10: 395-415. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-9671.2006.01004.x>.
- Griffiths, G.M., Salinger, M.J., Leleu, I. (2003). Trends in extreme daily rainfall across the South Pacific and relationship to the South Pacific Convergence Zone. *International Journal of Climatology*, 23: 847-869.
- Guha-Sapir, D., Below, R., Hoyois, P. (2017). The CRED/OFDA International Disaster Database. In Broeckx et al. (2018). A data-based landslide susceptibility map of Africa. *Earth Sci. Rev.*, 185: 102-121.
- Guzzetti, F., Galli, M., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M. (2006). Landslide hazard assessment in the Collazzone area, Umbria, Central Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6: 115-131. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-6-115-2006>.
- Hakiza, G. (2002). *Potentialités aquifères de la plaine de la Rusizi (au Nord du Lac Tanganyika)*. Thèse de Doctorat, Université de Liège, 484 pages.
- Harper, R.M., Morley, C.K., Stone, D. (1999). Geophysics of the Usangu flats, Tanzania. In: Morley, C.K. (Ed.), *Geosciences of Rift Systems Evolution of East Africa*. American Association Petroleum Geologists. *Studies in Geology*, 44: 111–114.
- Haylock, M.R., Peterson, T., Abreu De Sousa, J.R., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barbosa De Brito, J.I., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidgain, M., Colonel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Jaildo Dos Anjos, R., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Meira, P.R., Mirand, J.C., Molion, L., Moncunill, D.F., Nechet, D., Ontaneda, G., Quintana, J., Ramirez, E., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., Vincent, L. (2006). Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. *Journal of climate*, 19: 1490-1512.
- Hersch, R. (2009). *Streamflow measurement*. 3rd edn, Taylor and Francis, New York.
- Hickey, R. (2000). Slope angle and slope length solutions for GIS. *Cartography*, 29 (1): 1-8.
- Horton, R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56: 275-370.

- Hountondji, Y.C., De Longueville, F. Ozer, P. (2011). Trends in extreme rainfall events in Benin (West Africa), 1960-2000. Proceedings of the 1st International Conference on Energy, Environment and Climate Change, 26-27 August 2011, Ho Chi Minh City, Vietnam. <http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/96112>.
- Huff, F. A. (1967). Time distribution of rainfall in heavy storms. *Water Resources Research*, 3 (4) : 1007-1019.
- Ilunga, L. (1991). Morphologie, volcanisme et sédimentation dans le rift du Sud Kivu. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 27 : 209-228.
- Ilunga, L. (2006). Etude des sites majeurs d'érosion à Uvira (R.D. Congo). *Geo-Eco-Trop*, 30 (2) : 1-12.
- Institut de Statistiques et d'Etudes Economiques du Burundi (ISTEEBU) (2006) Cahier démographique du Burundi, Bujumbura, 8 mars 2006.
- Irigaray, C., Fernandez, T., El Hamdouni, R., Chacon, J. (2007). Evaluation and validation of landslide-susceptibility maps obtained by a GIS matrix method: examples from the Betic Cordillera (southern Spain). *Nat Hazards*, 41:61-79.
- Jacobs, L., Maes, J., Mertens, K., Sekajugo, J., Thiery, W., Van Lipzig, N., Poesen, J., Kervyn, M., Dewitte, O. (2016). Reconstruction of a flash flood event through a multi-hazard approach: Focus on the Rwenzori Mountains, Uganda. *Nat. Hazards*, 84(2): 851-876, doi:10.1007/s11069-016-2458-y, 2016.
- Jain, V., Preston, N., Fryirs, K.A., Brierley, G.J. (2006). Comparative assessment of three approaches for deriving stream power plots along profiles in the upper Hunter River catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 29: 297-317.
- Jonkman, S.N., (2005). Global perspectives on loss of human life caused by floods. *Nat. Hazards*, 34 (2): 151–175. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-004-8891-3>.
- Kainthola, A., Singh, P.K., Wasnik, A.B., Sazid, M., Singh, T.N. (2012). Distinct element modelling of Mahabaleshwar road cut hill slope. *Int J Geomaterials*, 2:105-113.
- Kigeme, A., Sabumukiza, S., Ndereyimana, E. (2011). Impacts of Climate Change on Water Resources and Biodiversity Conservation in Kibira National Park, Burundi. In *Education and Training Program on Climate Change and Biodiversity in the Albertine Rift*. Externship Report: Burundi.
- Kirschbaum, D., Stanley, T., Zhou, Y. (2015). Spatial and temporal analysis of a global landslide catalog. *Geomorphology*, 249: 4-15.
- Kohler, M. A., Linsley, R. K. (1951). Predicting the runoff from storm rainfall. Washington DC: Weather Bureau, US Dept of Commerce, Research Paper 34.
- Korup, O. (2004). Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Engineering Geology*, 73: 13-35.

- Kubwimana, D., AIT Brahim, L., Bousta, M., Dewitte, O., Abdelouafi A., Bahaj, T. (2018). Landslides susceptibility assessment using AHP method in Kanyosha watershed (Bujumbura-Burundi): Urbanisation and management impacts. MATEC Web of Conferences, 149, 02071; *CMSS-2017*.
- Kveldsvik, V., Kaynia, A. M., Nadim, F., Bhasin, R., Nilsen, B., Einstein, H. H. (2009). Dynamic distinct-element analysis of the 800m high Åknes rock slope. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 46(4): 686-698.
- Layberry, R., Kniveton, D.R., Todd, M.C. (2005). SAFARI 2000 Daily Rainfall Estimates, 0.1-Deg, Southern Africa, 1993-2001. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/793>
- Layberry, R., Kniveton, D.R., Todd, M.C., Kidd, C., Bellerby, T.J. (2006). Daily precipitation over southern Africa: A new resource for climate studies. *Journal of Hydrometeorology*. 7 (0): 149-159. <http://dx.doi.org/10.1175/JHM477.1>
- Lee, S., Choi, J. (2004). Landslide susceptibility mapping using GIS and the weight-of-evidence model. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, 18: 789-814. <http://dx.doi.org/10.1080/13658810410001702003>.
- Lee, C.-T., Huang, C.-C., Lee, J.-F., Pan, K.-L., Lin, M.-L., Dong, J.-J. (2008). Statistical approach to earthquake-induced landslide susceptibility. *Eng. Geol.*, 100: 43–58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.004>.
- Li, M.H., Hsu, M.H., Hsieh, L.S., Teng, W.H. (2002). Inundation potentials analysis for Tsao-Ling landslide lake formed by Chi-Chi earthquake in Taiwan. *Natural Hazards*, 25: 289-303.
- Li, M.H., Sung, R.-T., Dong, J.-J., Lee, C.-T., Chen, C.-C. (2011). The formation and breaching of a short-lived landslide dam at Hsiaolin Village, Taiwan-Part II: Simulation of debris flow with landslide dam breach. *Engineering Geology*, 123 (1-2): 60-71.
- Li, C., Chai, Y., Yang, L., Li, H. (2016). Spatio-temporal distribution of flood disasters and analysis of influencing factors in Africa. *Natural Hazards*. DOI 10.1007/s11069-016-2181-8, ISSN : 0921-030X.
- Llamas J. (1993). *Hydrologie générale. Principes et application*, Gaétan Morin (eds), Québec, 2^{ème} édition, 527 p.
- Lu, G.Y., Chiu, L.S., Wong, D.W. (2007). Vulnerability assessment of rainfall-induced debris flows in Taiwan. *Nat Hazards*, 43:223-244.
- Lumbroso, D., Gaume, E. (2012). Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges. *J Hydrol*, 414-415: 16-30, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.048.

- Machiels, O., Erpicum, S., Archambeau, P., Dewals, B., Piroton, M. (2011). Theoretical and numerical analysis of the influence of the bottom friction formulation in free surface flow modelling. *Water SA*, 37(2): 221–228.
- Manton, M.J., Della-Marta, P.M., Haylock, M.R., Hennesy, K.J., Nicholls, N., Chambers, L.E., Collins, D.A., Daw, G., Finet, A., Gunawan, D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T.S., Lefale, P., Leyu, C.H., Lwin, T., Maftrepierre, L., Outprsitown, N., Page, C.M., Pahalad, J., Plummer, N., Salinger, M.J., Suppiah, R., Tran, V.L., Trewin, B., Tibig, I., Yee, D. (2001). Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology*, 21: 269-284.
- Marrapu, B. M., Jakka, R. S. (2014). Landslide hazard zonation methods: A critical Review. *International Journal of civil engineering research*, 5 (3): 215-220.
- Mathlouthi, M., Lebdi, F. (2010). Modélisation de la relation pluie-ruissellement par durée d'épisode pluvieux dans un bassin du Nord de la Tunisie. *Hydrological Sciences Journal*, 55 :7, 1111-1122, doi: 10.1080/02626667.2010.512471.
- Mavonga, T., (2007). An estimate of the attenuation relationship for the strong ground motion in the Kivu Province, Western Rift Valley of Africa. In Delvaux et al. (2016). Seismic hazard of the Kivu rift (western branch, East African Rift system): new neotectonic map and seismotectonic zonation model. *Journal of African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.10.004.
- McCabe, G. J., Wolock, D.M. (2015). Variability and trends in global drought. *Earth and Space Science*, 2: 223-228, doi:10.1002/2015EA000100.
- Mergili, M., Schratz, K., Ostermann, A., Fellin, W. (2012a). Physically-based modelling of granular flows with Open Source GIS. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12: 187-200.
- Mergili, M., Fellin, W., Moreiras, S.M., Stötter, J. (2012b). Simulation of debris flows in the Central Andes based on Open Source GIS: Possibilities, limitations, and parameter sensitivity. *Natural Hazard*, 61(3): 1051-1081.
- Mergili, M., Fischer, J.-T., Krenn, J., Pudasaini, S.P. (2017). R. avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. *Geoscientific Model Development*, 10(2): 553-569.
- Michellier, C., Pigeon, P., Kervyn, F. (2016). Contextualizing vulnerability assessment: a support to geo-risk management in central Africa. *Natural Hazards*, 82 : S27-S42.
- Michellier, C. (2017). Contribuer à la prévention des risques d'origine géologique : l'évaluation de la vulnérabilité des populations dans un contexte de rareté de données. Les cas de Goma et Bukavu (RD Congo). Thèse de Doctorat, Université Libre de Bruxelles, 333p., ISBN 978 90 5718 690 5.
- Min, G., Hou, G. (2018). Geodynamics of the East African Rift System ~30 Ma ago: A stress field model. *Journal of Geodynamics*, 117 : 1-11.

- Ministère des Finances et de la Planification du Développement Economique du Burundi (2014). Burundi : analyse des facteurs de risques, évaluation des dommages et propositions pour un relèvement et une reconstruction durables. Rapport de la Mission d'Evaluation rapide conjointe suite à la catastrophe du 9-10 février 2014 aux alentours de Bujumbura, 104 pp.
- Moeyersons, J., Tréfois, P., Lavreau, J., Alimasi, D., Badriyo, I., Mitima, B., Mundala, M., Munganga, D.O., Nahimana, L. (2004). A geomorphological assessment of landslide origin at Bukavu, Democratic Republic of the Congo. *Eng. Geol.*, 72: 73-87.
- Moeyersons, J., Trefois, P., Nahimana, L., Ilunga, L., Vandecasteele, I., Byizigiro, V., Sadiki, S. (2010). River and landslide dynamics on the western Tanganyika rift border, Uvira, DR Congo: diachronic observations and a GIS inventory of traces of extreme geomorphologic activity. *Natural hazards*, 53(2) : 291-311.
- Monsieurs, E., Jacobs, L., Michellier, C. et al. (2018). Landslide inventory for hazard assessment in a data-poor context: a regional-scale approach in a tropical African environment. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1008-y>
- Moody, J.A., Martin, D.A. (2001). Post-fire, rainfall intensity-peak discharge relations for three mountainous watersheds in the Western USA. *Hydrol Process*, 15: 2981-2993, doi:10.1002/hyp.386.
- Mugaruka, B.T., Kulimushi, M.S., Muhindo, S.W., Dewitte, O. (2017). Glissement de terrain de Nyakavogo (Bukavu, RD Congo) : interaction entre facteurs naturels et anthropiques. *Geo-Eco-Trop.*, 41(2) : 249-262.
- Muhigirwa, G. (2011). L'approche de prévention et de gestion des risques naturels au Burundi et le droit international de l'environnement. Institut des Nations Unies pour la Formation et la Recherche / ID 1411.
- Nandi, A., Shakoor, A. (2009). A GIS-based landslide susceptibility evaluation using bivariate and multivariate statistical analyses. *Engineering Geology*, 110: 11-20.
- New, M., Hewiston, B., David, B., Tsiga, S.A., Kruger, A., Manhinsue, A., Gomez, B., Coelho, C.A.S., Masisi, D.N., Kalulanga, E., Bulane, E., Fortunata, L., Mdoka, M.L., Lajoie, R. (2006). Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa. *Journal of Geophysical Research*, 111, D14102, doi:10.1029/2005JD006289.
- Nilsen, T.H., Wright, R.H., Vlastic, T.C., Spangle, W.E. (1979). Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay region, California. U.S.G.S. Prof. Paper 944: 96.
- Nibigira, L., Draidia, S., Havenith, H.-B. (2015). GIS-based landslide susceptibility mapping in the Great Lakes region of Africa, Case study of Bujumbura Burundi. *Engineering Geology for Society and Territory*, 2: 985-988.

- Nibigira, L., Havenith, H.-B., Archambeau, P., Dewals, B. (2018). Formation, breaching and flood consequences of a landslide dam near Bujumbura, Burundi. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18: 1867-1890, <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1867-2018>.
- Nsengiyumva, J.B., Luo, G., Nahayo, L., Huang, X., Cai, P. (2018). Landslide Susceptibility Assessment Using Spatial Multi-Criteria Evaluation Model in Rwanda. *Int. J. Environ. Res. Public Health*, 15, 243.
- Omondi, P.A., Awange, J.L., Forootan, E., Ogallo, L.A., Barakiza, R., Girmaw, G.B., Fesseha, I., Kululetera, V., Kilembe, C., Mbatia, M.M., Kilavi, M. (2014). Changes in temperature and precipitation extremes over the Greater Horn of Africa region from 1961 to 2010. *International Journal of Climatology*, 34(4): 1262-77.
- OMM (2011). Guide des pratiques climatologiques. OMM-N°100. ISBN 978-92-63-20100-3.
- Onyutha, C., Tabari, H., Taye, M.T., Nyandwaro, G.N., Willems, P. (2015). Analyses of rainfall trends in the Nile River Basin. *Journal of Hydro-environment Research*, doi:10.1016/j.jher.2015.09.002.
- Ozer, P. (2014). Catastrophes naturelles et aménagement du territoire : de l'intérêt des images Google Earth dans les pays en développement. *Geo-Eco-Trop*, 38: 209-220.
- OZER, P., MAHAMOUD, A. (2013). Recent Extreme Precipitation and Temperature Changes in Djibouti City (1966–2011). *Journal of Climatology*, Volume 2013, Article ID 928501, 8 pages. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/928501>.
- Oztekin, B., Topal, T. (2005). GIS-based detachment susceptibility analysis of a cut slope in limestone, Ankara-Turkey. *Environmental Geology*, 49:124-132.
- Peng, M., Zhang, L.M. (2012). Breaching parameters of landslide dams. *Landslides*, 9(1): 13-31.
- PNUD (2009). Amélioration des capacités nationales et locales de prévention et de gestion des risques liés aux catastrophes et de gestion durable de l'environnement en vue de protéger les écosystèmes et les populations vulnérables. Rapport d'évaluation de l'effet PNUD, 33 pp.
- Popescu, M.E. (2002). Landslide causal factors and landslide remedial options. *Proc. 3rd Int. Conf. Landslides Slope Stability and Safety of Infra-Structures*: 61-81.
- Popescu, M.E., Yamagami, T. (1994). Back Analysis Of Slope Failures - A Possibility Or A Challenge? *Proc. 7th Intern. IAEG Congress, Lisbon*: 4737-3744.
- Reichenbach, P., Rossi, M., Malamud, B.D., Mihir, M., Guzzetti, F. (2018). A review of statistically-based landslide susceptibility models. *Earth-Science Reviews* 180: 60-91.
- Reliefweb (2014). Burundi: Floods and Landslides - Feb 2014. <http://reliefweb.int/disaster/fl-2014-000019-bdi>. Consulté le 21 Novembre 2016.
- Réméniéras, G. (1965). *Hydrologie de l'ingénieur*. Eyrolles, Paris, France.

- Robinson, G.D., Spieker, A.M. (1978). Nature to be commanded...: earth-science maps applied to land and water management. Geol Surv Prof Pap, 950 : 95, Washington.
- Roche, M. (1963). Hydrologie de surface. Gauthier-Villars et ORSTOM, Paris, France.
- Roger, S., Dewals, B. J., Erpicum, S., Schwanenberg, D., Schuttrumpf, H., Kongeter, J., Piroton, M. (2009). Experimental and numerical investigations of dike-break induced flows. *Journal of Hydraulic Research*, 47(3): 349-359.
- Rolet, J., Mondeguer, A., Bouroullec, J.L., Bandora, T., Coussement, C., Rehault, J.P., Tiercelin, J.J. (1991). Structure and different kinematic development of faults along the Lake Tanganyika Rift Valley (East African Rift System). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, Pau* 15 (2) : 327-342.
- Roose, E. (1994). Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bulletin Pédologique de la FAO* 70. ISBN 92-5-203451-X.
- Saemundssen, K. (2008). East African rift system - An overview. Paper presented at course III on exploration for geothermal resources, organized by UNU-GTP, GDC and KenGen, at Lake Naivasha, Kenya, Oct. 24-Nov. 17, 2008. Disponible depuis: <https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-07-13.pdf>
- Sahani, M. (2011). Le contexte urbain et climatique des risques hydrologiques de la ville de Butembo (Nord-Kivu /RDC). Thèse de Doctorat, Université de Liège, 300 p.
- Sahani, M., Moeyersons, J., Vandecasteele, I., Trefois, P., Ozer, P. (2012). Evolution des caractéristiques pluviométriques dans la zone urbaine de Butembo (RDC) de 1957 à 2010. *Geo-Eco-Trop.*, 36: 121-136. <http://hdl.handle.net/2268/156133>.
- Saaty, T. (1980). *The analytical hierarchy Process*. McGraw-Hill, New York.
- Saaty, T.L. (1997). A scaling method for priorities in hierarchical structures. *J Math Psychol* 15:234-281.
- Scherrer, S.C., Appenzeller, C., Liniger, M.A., Schär, C. (2005). European temperature distribution changes in observations and climate change scenarios. *Geophysical Research Letters* 32: doi: 10.1029/2005GL024108. issn: 0094-8276.
- Schumm, S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67: 597-646.
- SEDAC / EOSDIS. Gridded Population of the World (GPW), v4. CIESIN, Columbia University. <http://sedac.ciesin.columbia.edu/data/collection/gpw-v4> (consulté le 26 Novembre 2018).
- Sharma, L.K., Umrao, R.K., Singh, R., Ahmad, M., Singh, T.N. (2017). Stability Investigation of Hill Cut Soil Slopes along National Highway 222 at Malshej Ghat, Maharashtra. *Journal Geological Society of india*, 89: 165-174.
- Shrestha, B., Nakagawa, H. (2016). Hazard assessment of the formation and failure of the Sunkoshi landslide dam in Nepal. *Natural Hazards*, 82(3): 2029-2049.

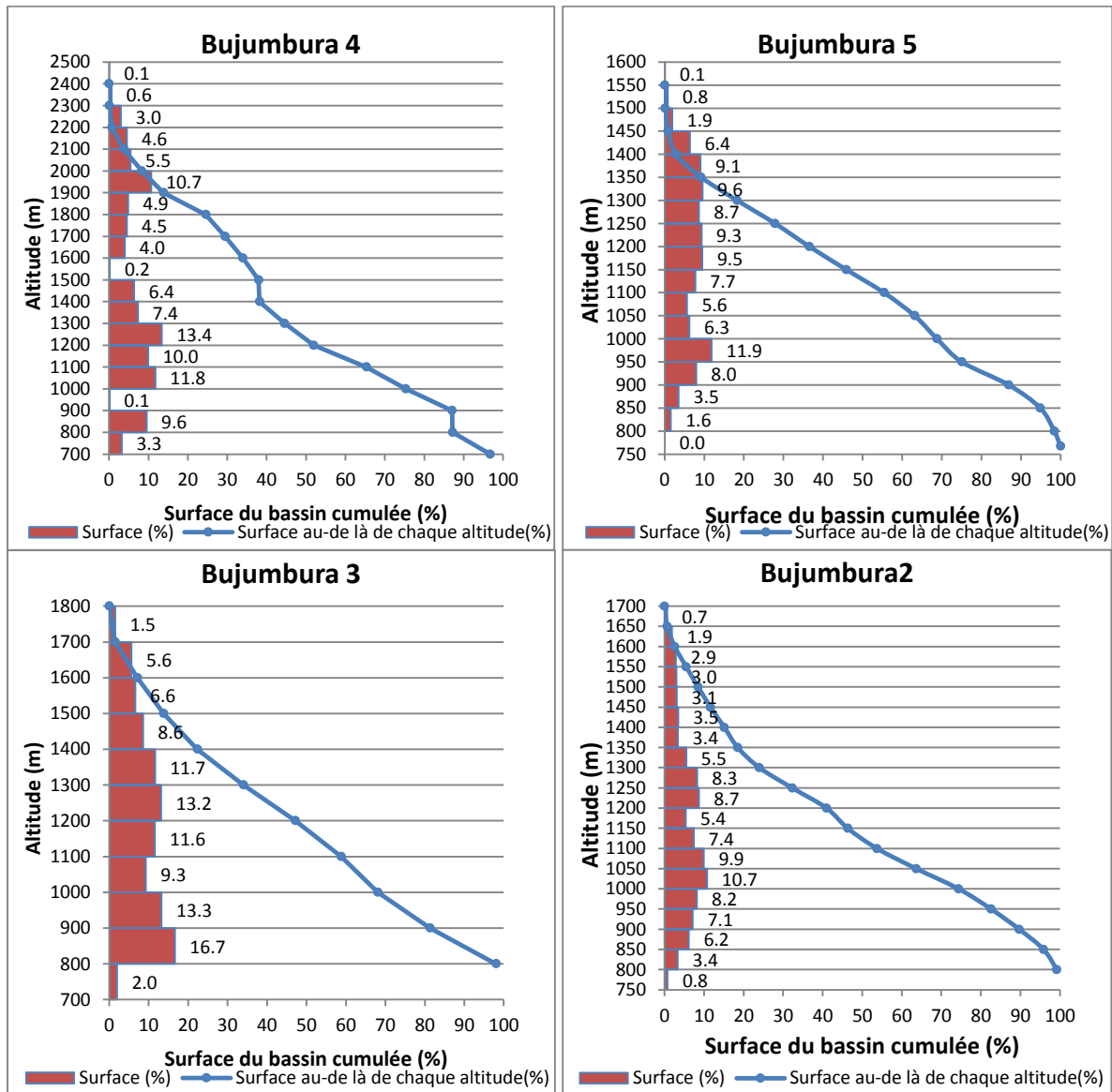
- Singh, P.K., Wasnik, A.B., Kainthola, A., Sazid, M., Singh, T.N. (2013). The stability of road cut cliff face along SH-121: a case study. *Nat. Hazards*, 68(2): 497-507.
- Sklar, L., Dietrich, W. E. (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. Geophys. Monogr. Ser., 107K. J. Tinkler, E. E. Wohl, 237-260, AGU, Washington, D. C.
- Song, W.Z., Jiang, Y.Z., Lei, X.H., Wang, H., Shu, D.C. (2015). Annual runoff and flood regime trend analysis and the relation with reservoirs in the Sanchahe River Basin. *China Quaternary International*, 380-381: 197-206.
- Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.M., Ebinger, C.J., Fernandes, R.A. (2008). Kinematic model for the East African Rift. *Geophys Res Lett*, 35: 1-6.
- Suzen, 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.
- Suzen, M.L., Kaya, B.S. (2012). Evaluation of environmental parameters in logistic regression models for landslide susceptibility mapping. *International Journal of Digital Earth*, 5(4): 338-355.
- Tack, L., Wingate, M.T.D., De Waele, B., Meert, J., Belousova, E., Griffin, A., Tahon, A., Fernandez-Alonso, M. (2010). The 1375 Ma “Kibaran event” in Central Africa: prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Res.*, 180: 63-84.
- Tangestani, M.H. (2009). A comparative study of Dempster–Shafer and fuzzy models for landslide susceptibility mapping using a GIS: An experience from Zagros Mountains, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35: 66-73.
- Terry, J.P., Goff, J. (2014). Mega clasts: proposed revised nomenclature at the coarse end of the Udden-Wentworth grain-size scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 84 (3-4): 192-197.
- Terzaghi, K. (1950). *Mechanisms Of Landslides*. Geological Society of America, Berkley: 83-123.
- The World Bank Group (2017). *Climate Change Knowledge Portal for Development Practitioners and Policy Makers*. <http://sdwebx.worldbank.org/climateportal/> (consulté en Juillet 2017).
- Thibon, C. (2005). *Histoire démographique du Burundi*, Karthala, Paris.
- Tiercelin, J.-J., Mondeguer, A. (1991). The geology of the Tanganyika trough. In: Coulter, G.W. (Ed.), *Lake Tanganyika and its Life*. Natural History Museum Publications, Oxford University, pp. 7-48.

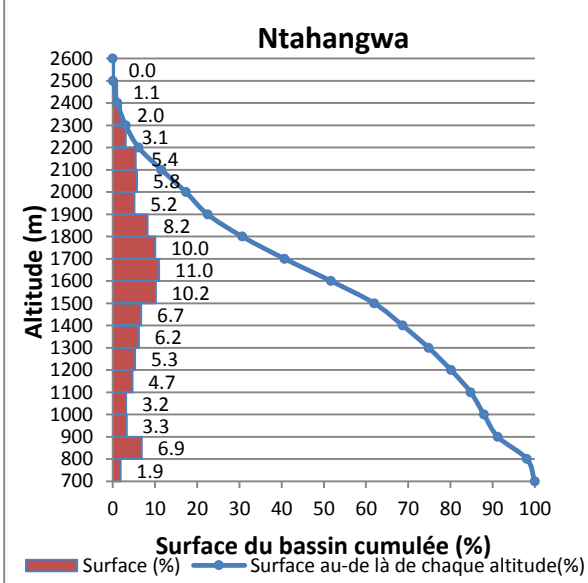
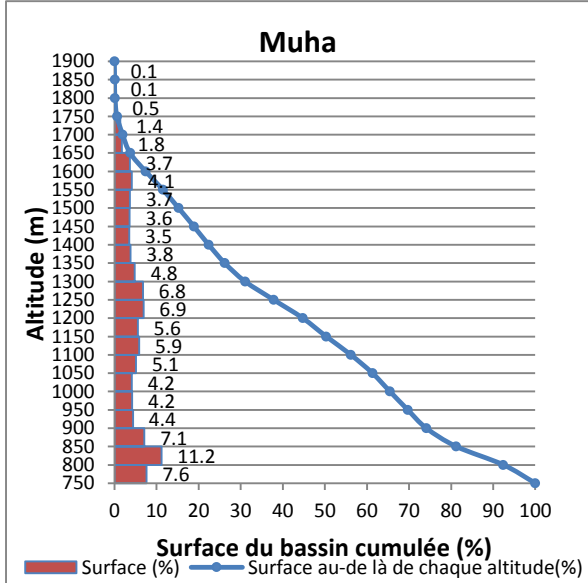
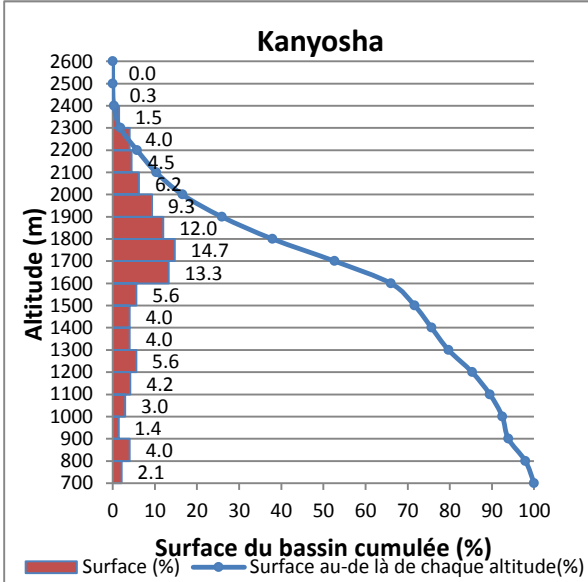
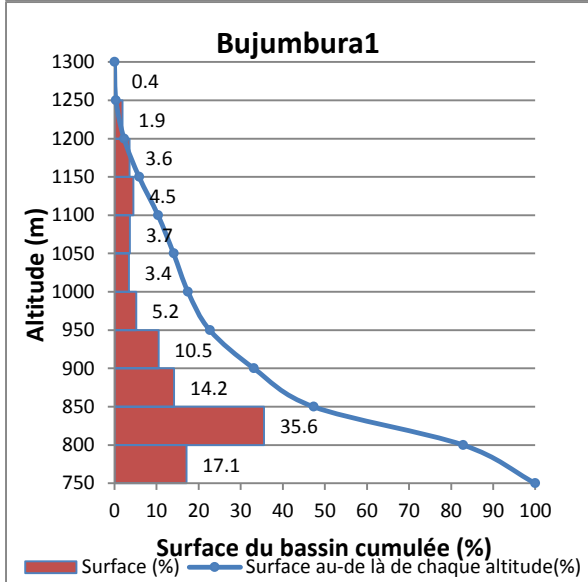
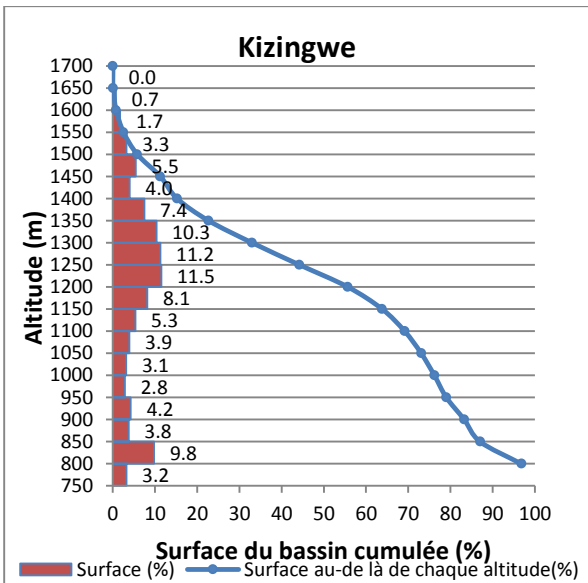
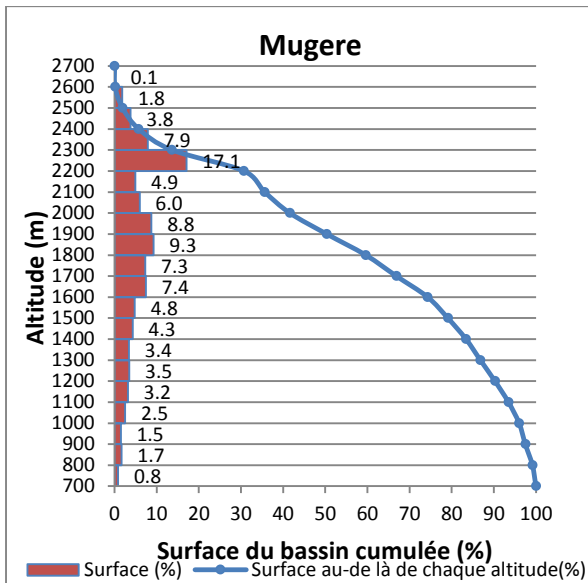
- Umrao, R.K., Singh, R., Ahmad, M., Singh, T.N. (2011). Stability analysis of cut slopes using continuous slope mass rating and kinematic analysis in Rudraprayag district, Uttarakhand. *Geomaterials*, 1: 79-87.
- UNECA (2011). African Climate Policy Centre Working Paper 20. Climate change and Health across Africa: issues and Options.
- UNISDR (2009). Terminologie pour la prévention des risques de catastrophes: 39 pp. www.unisdr.org.
- UNISDR (2017). Report of the open-ended intergovernmental expert working group on indicators and terminology relating to disaster risk reduction: 39 pp. www.unisdr.org.
- UNITAR / UNOSAT (2014). Storm damage, Kinama/Kamenge. Areas of Bujumbura, Burundi. <http://reliefweb.int/map/burundi/storm-damage-kinamakamenge-areas-bujumbura-burundi-17-february-2014> . Consulté le 21 Novembre 2016.
- U.S. Geological Survey report. Google Earth gallery, consulté le 31 Août 2016.
- Van Remortel, R.D., Hamilton, M.E., Hickey, R.J. (2001). Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data within ArcInfo Grid. *Cartography*, 30 (1): 27-35.
- Van Remortel, R.D., Maichle, R.W., Hickey, R.J. (2004). Computing the LS factor for the Revised Universal Soil Loss Equation through array-based slope processing of digital elevation data using a C++ executable. *Computers & Geosciences*, 30: 1043-1053.
- Van Westen, C.J., Rengers, N., Soeters, R. (2003). Use of Geomorphological Information in Indirect Landslide Susceptibility Assessment. *Natural Hazards*, 30: 399-419. 10.1023/B: NHAZ.0000007097.42735.9e.
- Van Westen, C.J, Castellanos Abella, E.A., Sekhar, L.K. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazards and vulnerability assessment: an overview. *Engineering Geology*, 102: 112-131.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes, *In Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds) Landslides, Analysis and Control*, Special report 176: Transportation Research Board. *National Academy of Sciences*, Washington, D. C. : 11-33.
- Verhoogen, J. (1939). Les volcans Virunga et l'éruption du Nyamulagira de 1938 (note préliminaire). *Ann Soc Geol Belg*, 62: 326-353.
- Walemba, K.M.A., Master, S. (2005). Neoproterozoic diamictites from the itombwe synclinorium, Kivu province, democratic Republic of Congo: paleoclimatic significance and regional correlations. *J. Afr. Earth Sci.*, 42: 200-210.
- Wan, S., (2009). A spatial decision support system for extracting the core factors and thresholds for landslide susceptibility map. *Engineering Geology*, 108: 237-251.

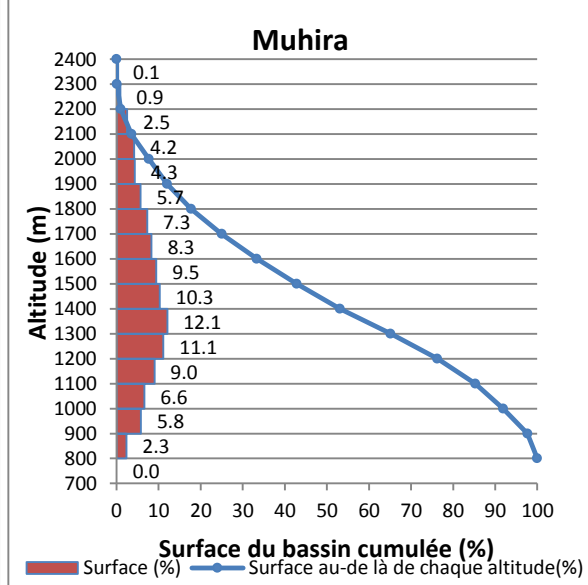
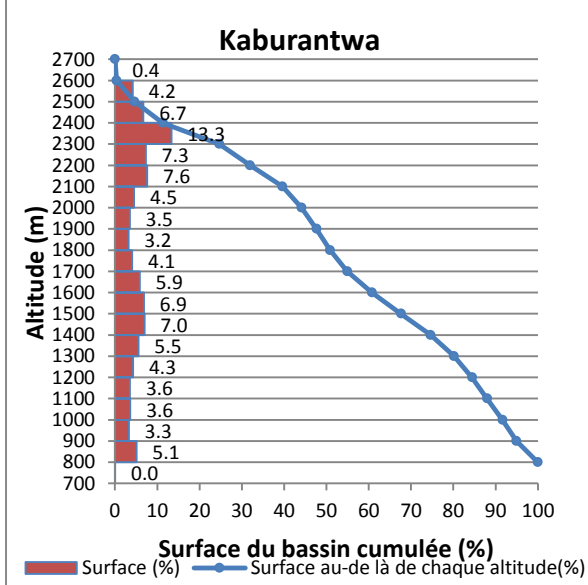
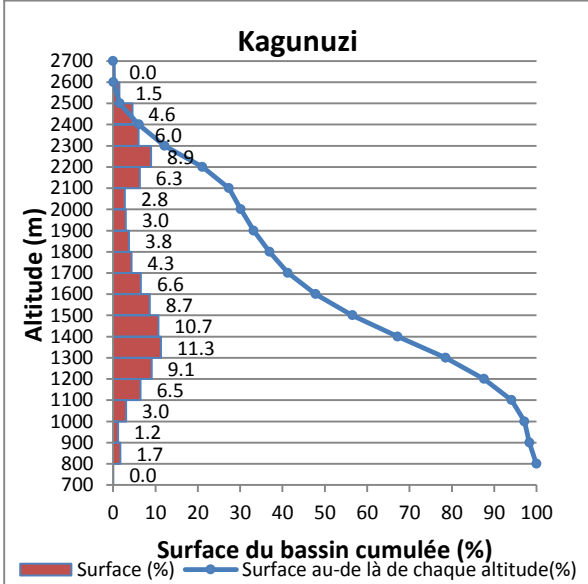
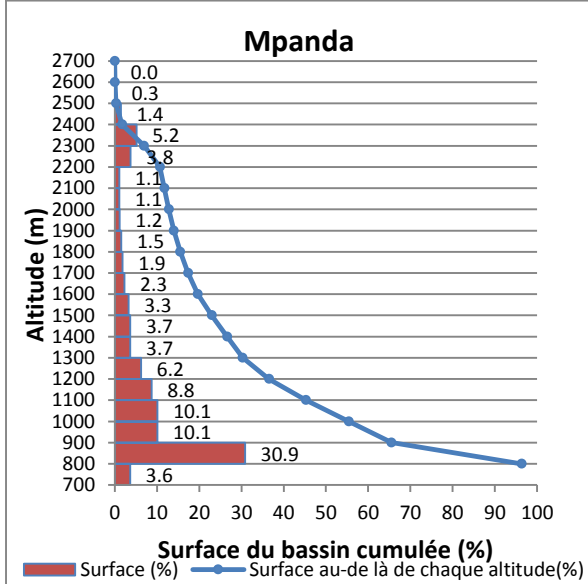
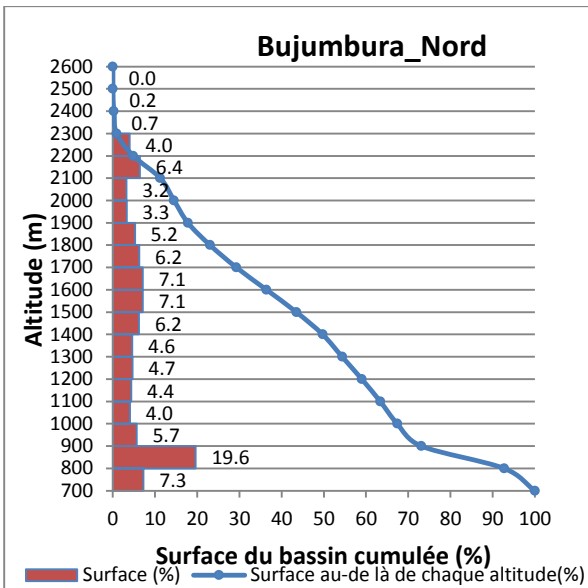
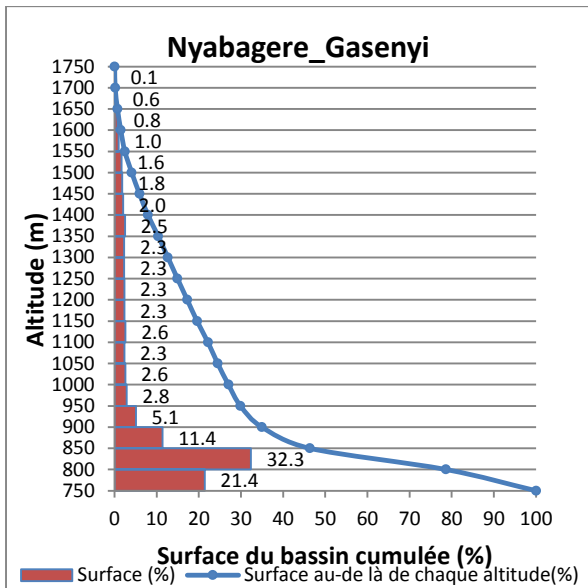
- Wang, H.-W., Tullos D., Kuo W.-H. (2016). Simulating bed evolution following the Barlin Dam (Taiwan, China), failure with implications for sediment dynamics modeling of dam removal. *International Journal of Sediment Research*, 31(4): 299-310.
- Ward, R.C. (1975). *Principles of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, USA. In Bendjoudi, H. et Hubert, P. (2002). Le coefficient de compacité de Gravelius : analyse critique d'un indice de forme des bassins versants. *Hydrological Sciences*, 47(6): 921-930.
- Weiss, G. (1959). Le pays d'Uvira. Mémoire in-8o, Nouvelle série, Tome VIII, fasc.5 et dernier. Bruxelles, 307 p.
- Wells, R.R., Langendoen, E., Simon, A. (2007). Modeling pre and post removal sediment dynamics: The Kalamazoo River, Michigan. *Journal of the American Water Resources Association*, 43(3): 773-785.
- Wescott, W.A., Krebs, W.K., Engelhardt, D.W., Cunningham, S.M. (1991). New biostratigraphic age dates from the Lake Rukwa rift basin in Western Tanzania. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75 (7): 1255-1263.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E. (2002). Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B2); 10.1029/2000JB000044.
- Wilson, J.P., Gallant, J.C. (2000). *Terrain Analysis - Principles and Application*. John Wiley & Sons, New York.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1978). *Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning*. Science, US Department of Agriculture Handbook, No. 537, Washington DC.
- Xiong, Y. (2011). A Dam Break Analysis Using HEC-RAS. *Journal of Water Resource and Protection*, 3:370-379.
- Xu, Q., Fan, X.M., Huang, R.Q., Westen, C.V. (2009). Landslide dams triggered by the Wenchuan earthquake Sichuan Province, south west China. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68 (3): 373-386.
- Yang, Z., Chen, W.-P. (2010). Earthquakes along the East African Rift System: A multiscale, system-wide perspective. *Journal of Geophysical research*, 115, B12309, doi: 10.1029/2009JB006779.
- Yang, S.H., Pan, Y.W., Dong, J.J., Yeh, K.C., Liao, J.J. (2013). A systematic approach for the assessment of flooding hazard and risk associated with a landslide dam. *Nat Hazards*, 65: 41-62.
- Zêzere, J.L., Pereira, S., Melo, R., Oliveira, S.C., Garcia, R.A.C. (2017). Mapping landslide susceptibility using data-driven methods. *Science of the Total Environment*, 589: 250-267.

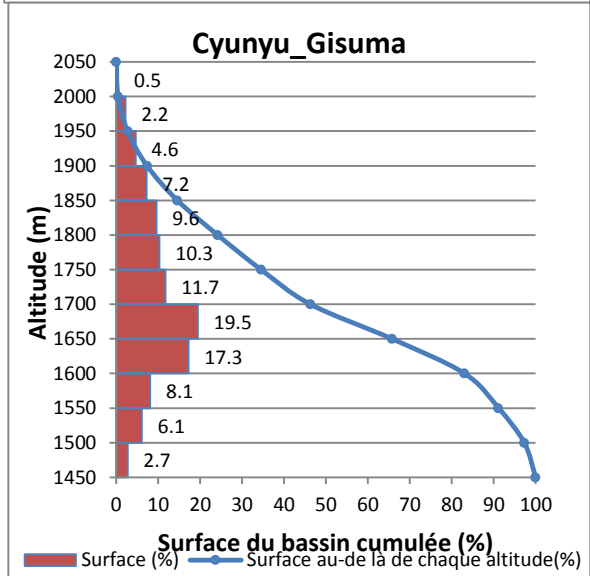
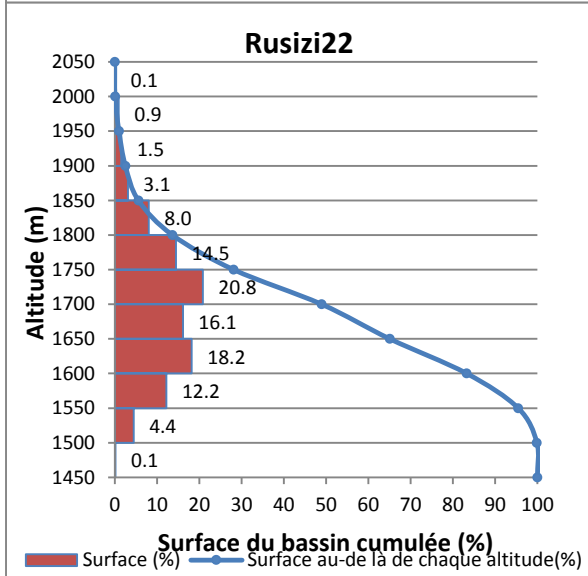
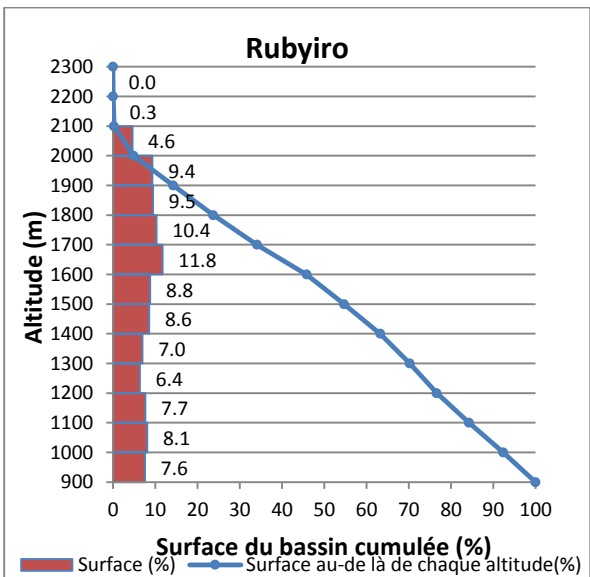
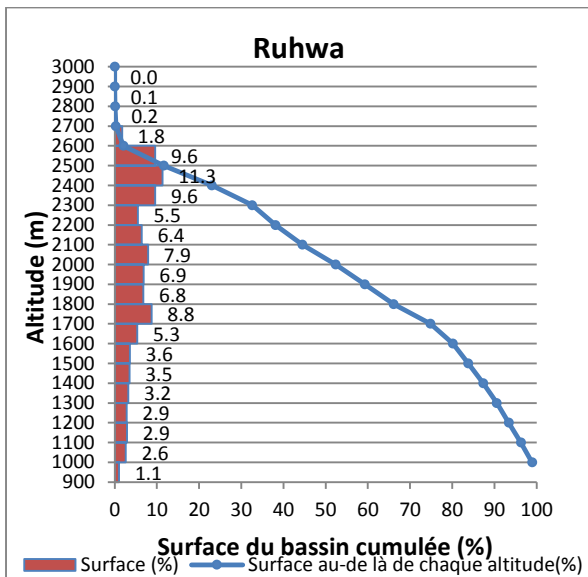
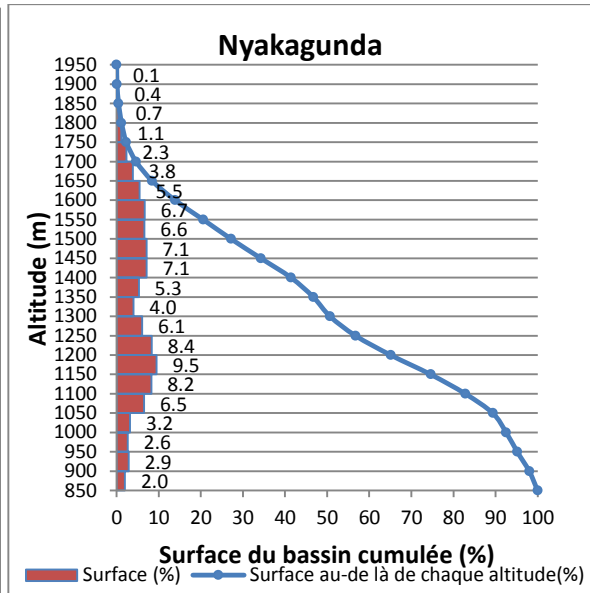
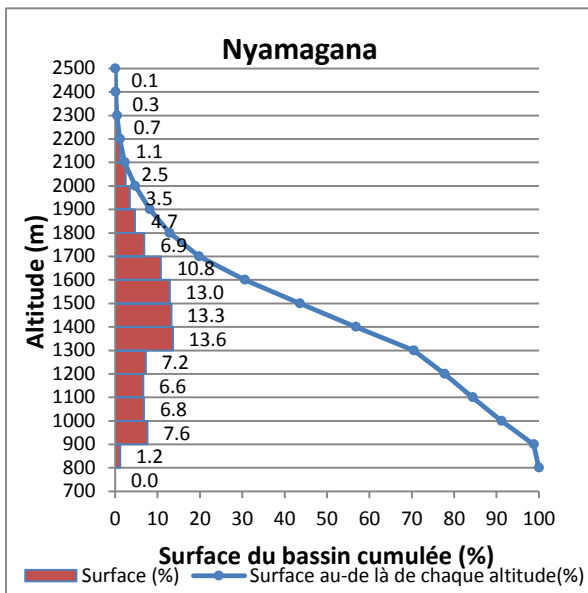
ANNEXES

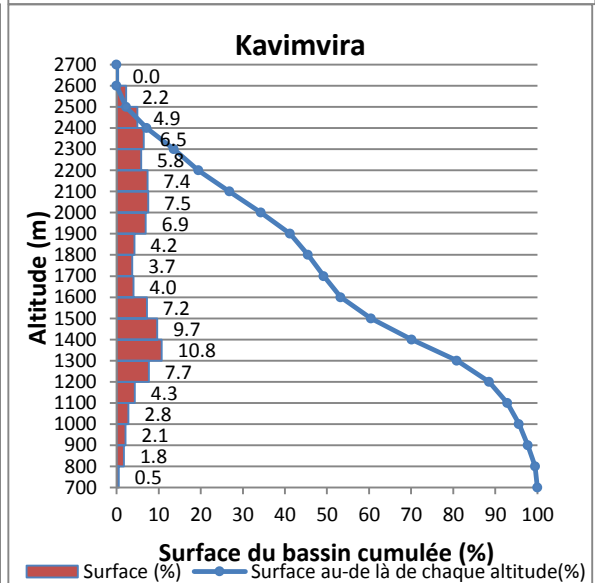
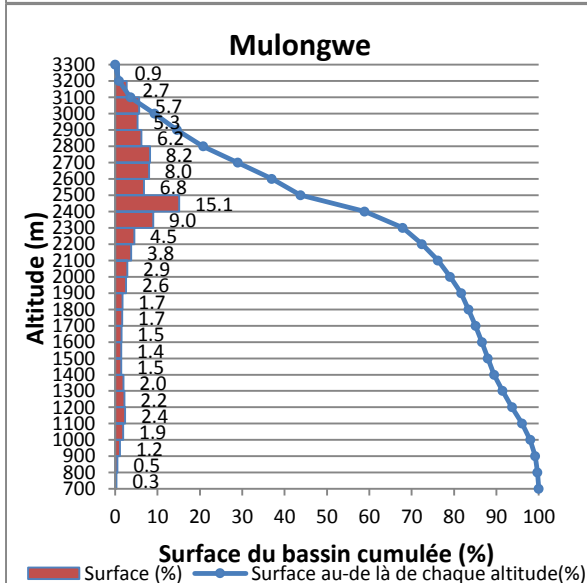
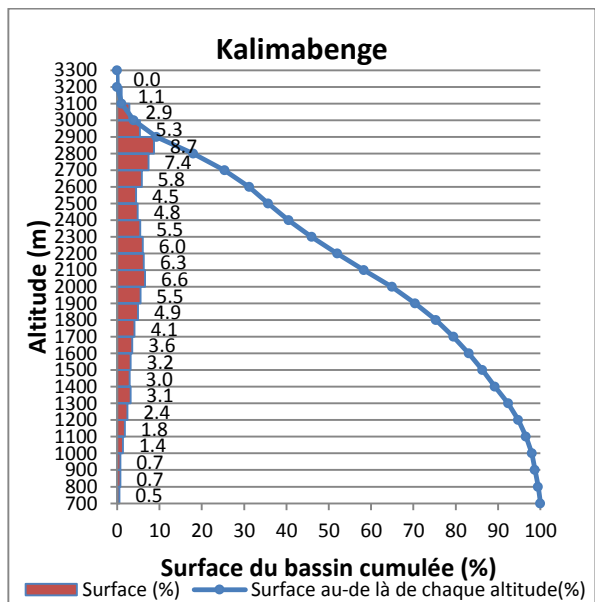
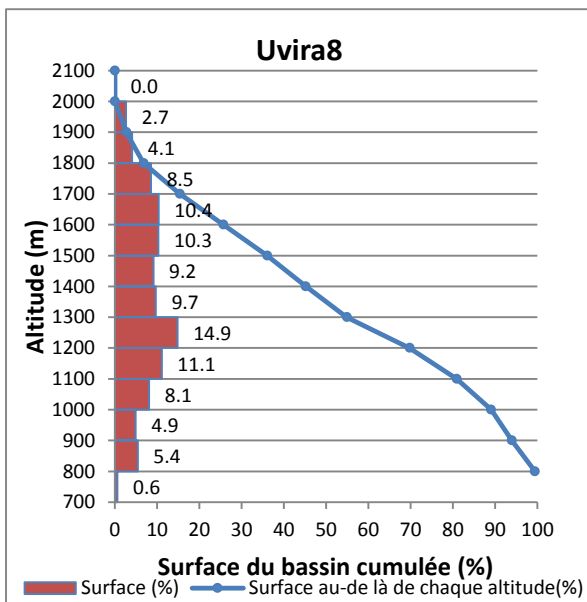
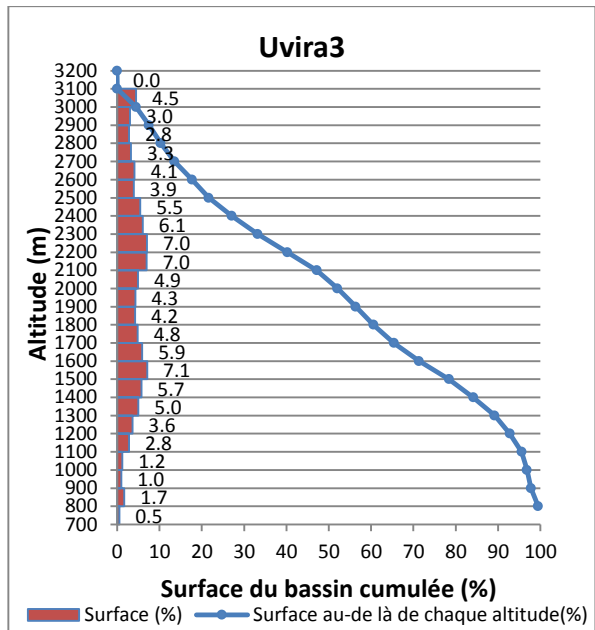
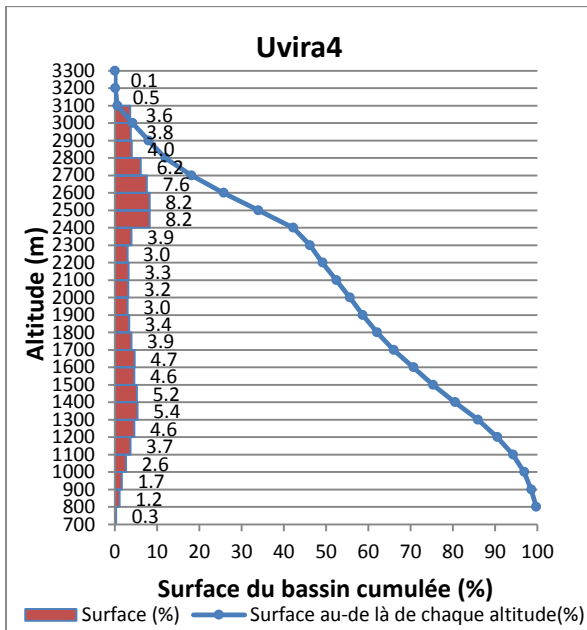
ANNEXE A1.1. Courbes hypsométriques des bassins versants de la zone d'étude

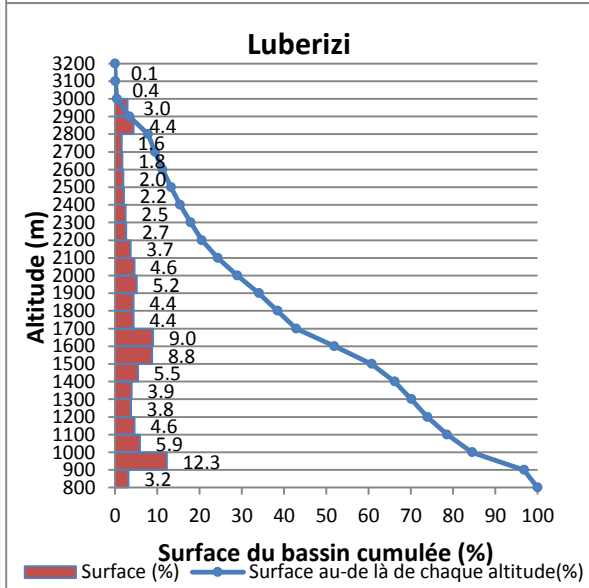
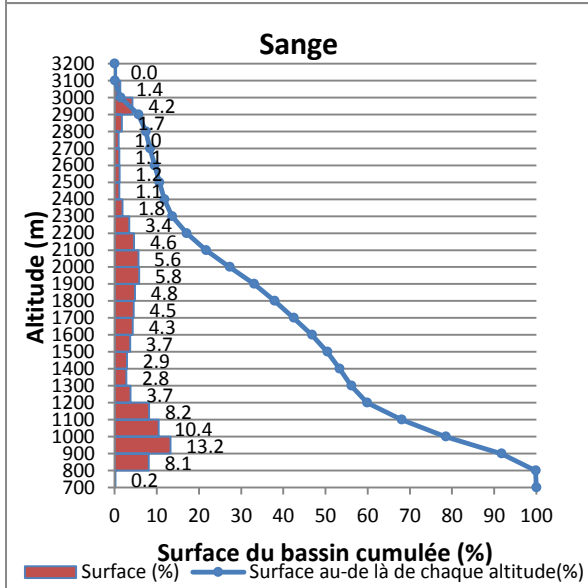
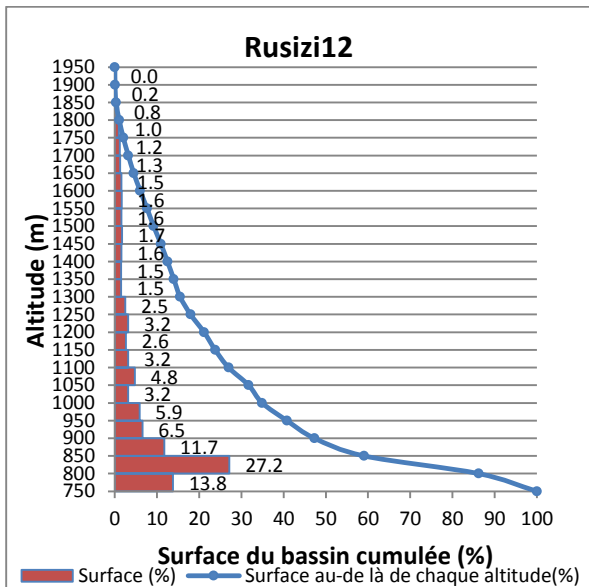
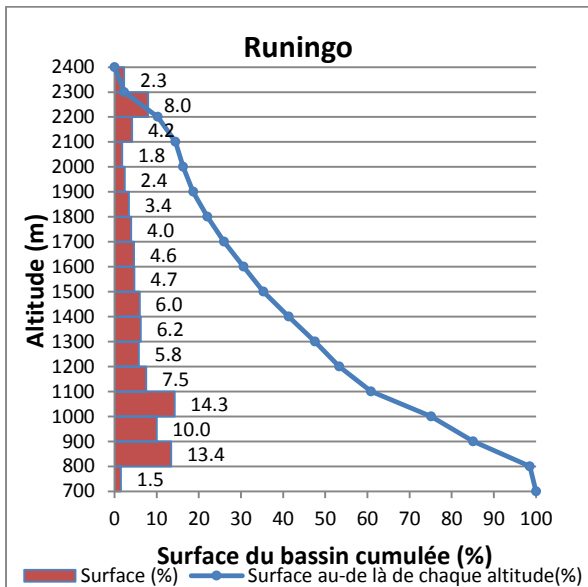
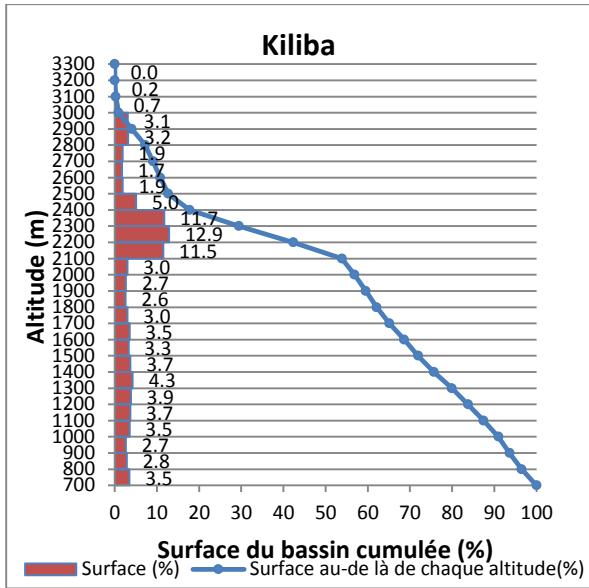
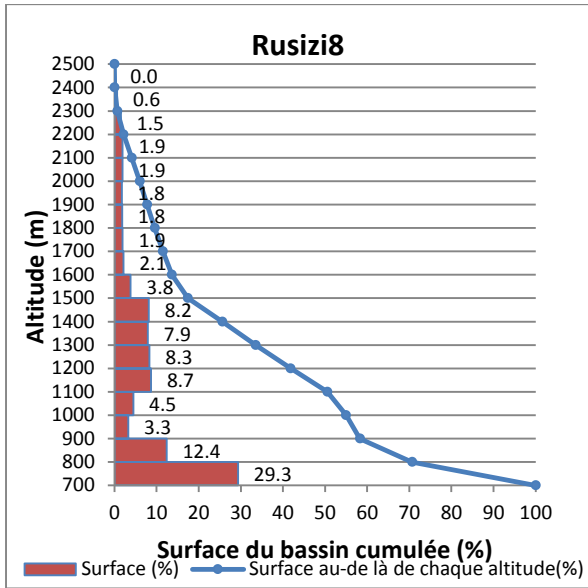


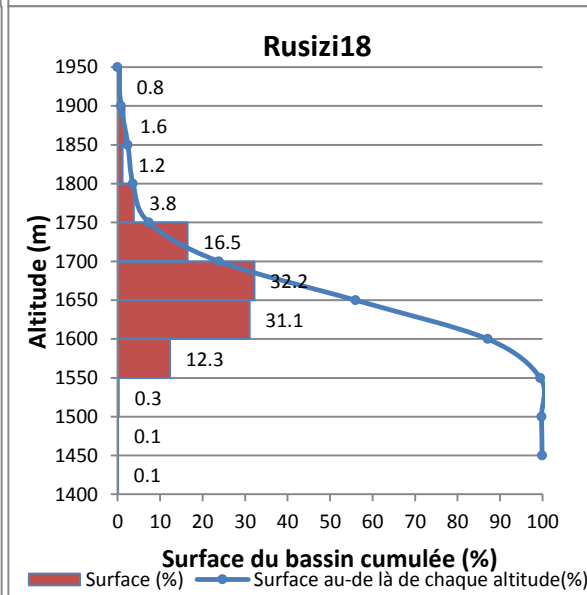
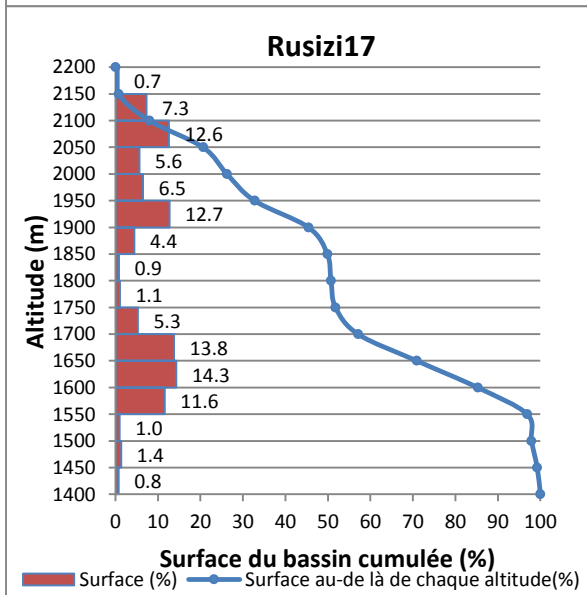
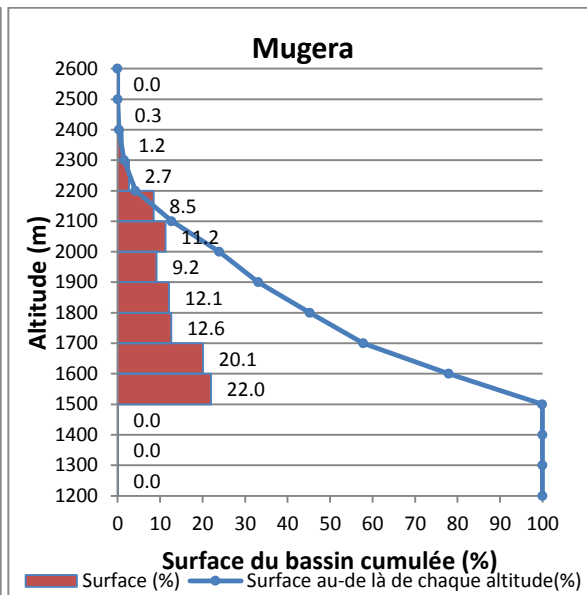
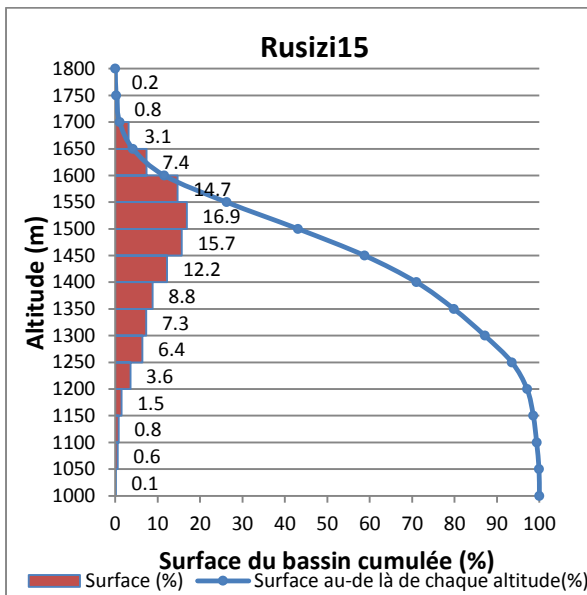
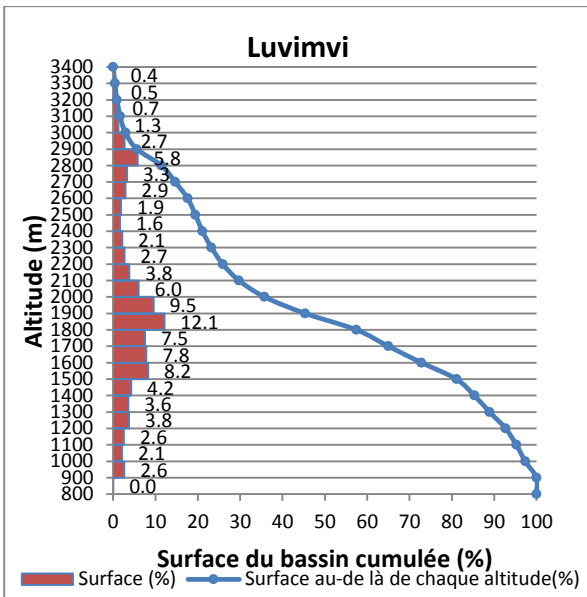
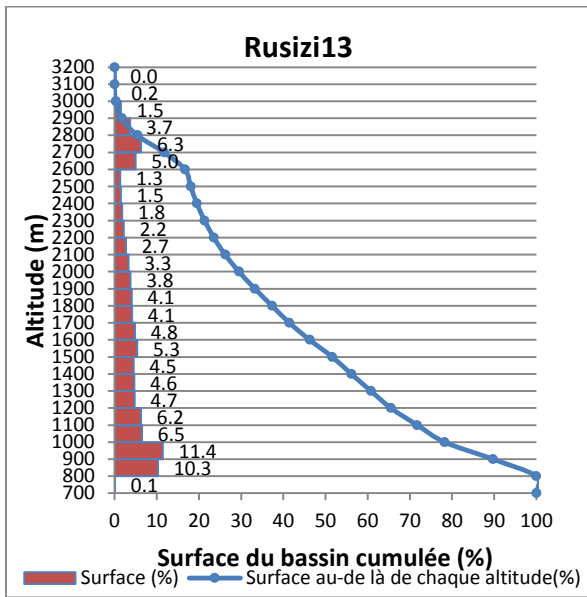


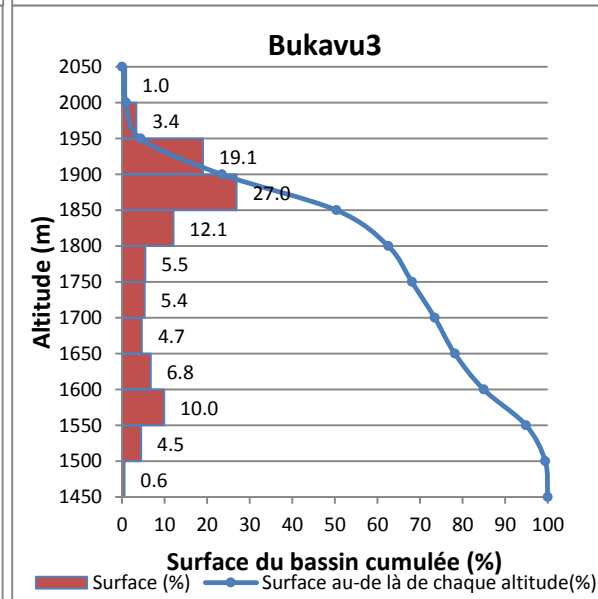
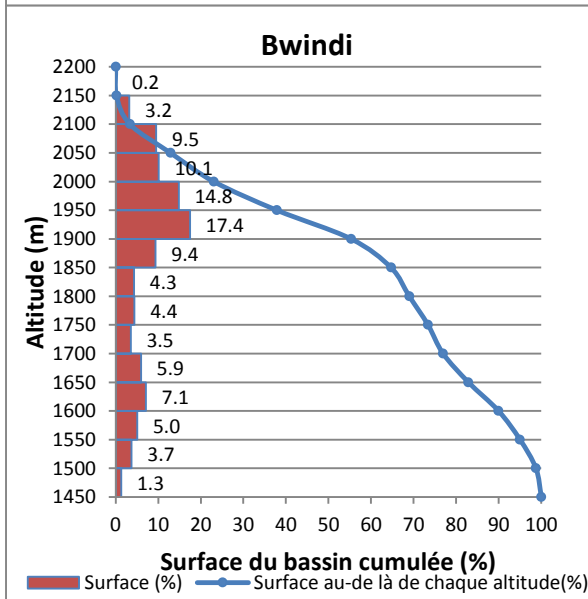
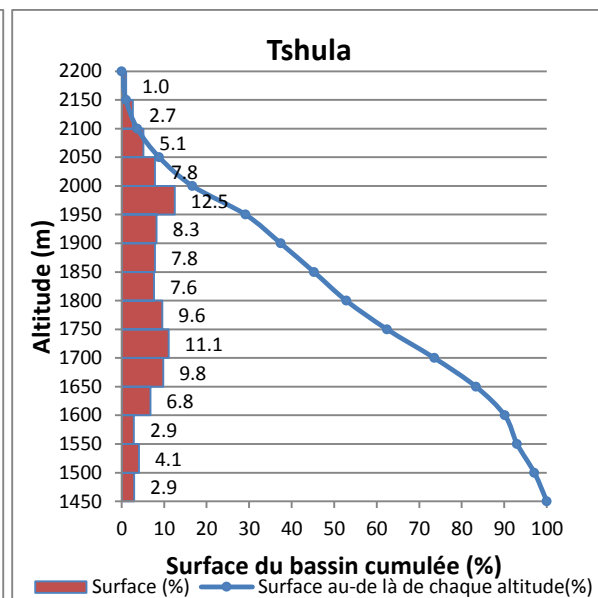
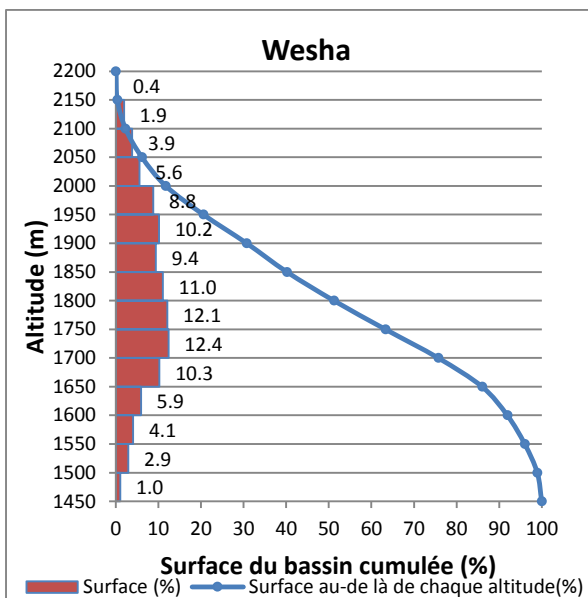
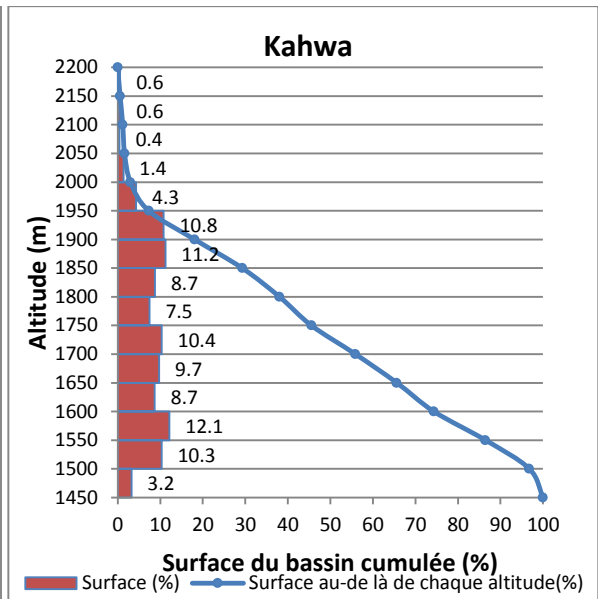
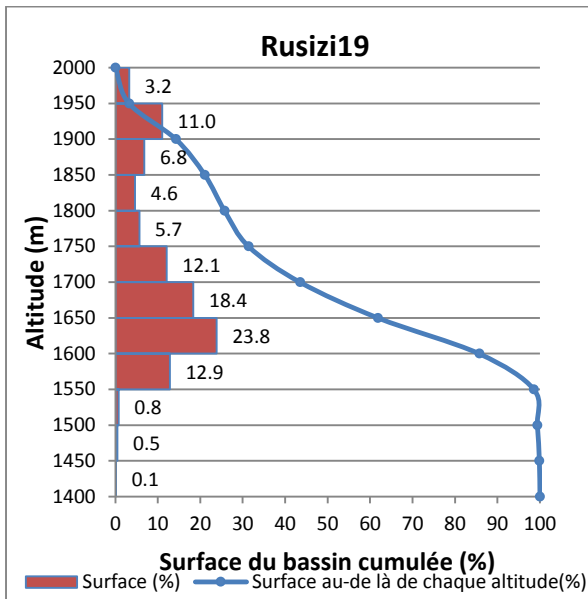


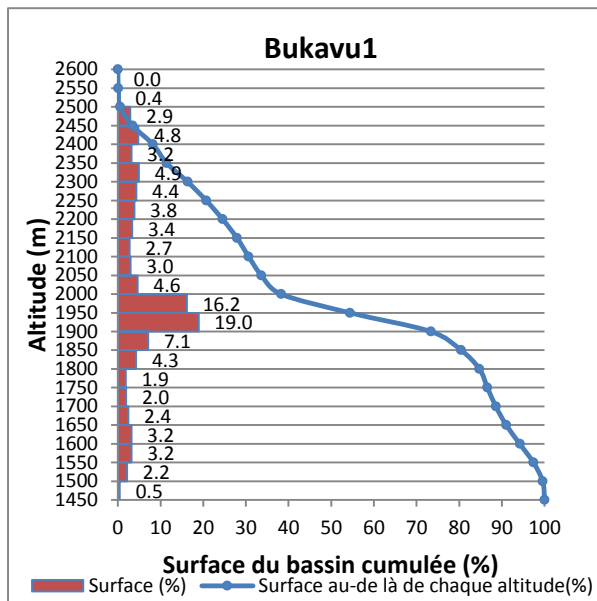












ANNEXE A1.2. Détails hypsométriques des bassins versants de la zone d'étude

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Bujumbura 5					
767-800	78300	1.60	78300	1.56	98.44
800-850	178200	3.50	256500	5.11	94.89
850-900	400500	8.00	657000	13.08	86.92
900-950	595800	11.90	1252800	24.95	75.05
950-1000	314100	6.30	1566900	31.21	68.79
1000-1050	283500	5.60	1850400	36.85	63.15
1050-1100	388800	7.70	2239200	44.60	55.40
1100-1150	478800	9.50	2718000	54.13	45.87
1150-1200	468900	9.30	3186900	63.47	36.53
1200-1250	434700	8.70	3621600	72.13	27.87
1250-1300	481500	9.60	4103100	81.72	18.28
1300-1350	455400	9.10	4558500	90.79	9.21
1350-1400	322200	6.40	4880700	97.20	2.80
1400-1450	96300	1.90	4977000	99.12	0.88
1450-1500	38700	0.80	5015700	99.89	0.11
1500-1550	5400	0.10	5021100	100.00	0.00
Bujumbura 4					
700-800	260100	3.26	260100	3.26	96.74
800-900	763200	9.56	1023300	12.82	87.18
900-1000	9900	0.12	1033200	12.94	87.06
1000-1100	940500	11.78	1973700	24.72	75.28
1100-1200	794700	9.95	2768400	34.67	65.33
1200-1300	1070100	13.40	3838500	48.07	51.93
1300-1400	587700	7.36	4426200	55.43	44.57
1400-1500	508500	6.37	4934700	61.80	38.20
1500-1600	18900	0.24	4953600	62.04	37.96
1600-1700	318600	3.99	5272200	66.03	33.97
1700-1800	361800	4.53	5634000	70.56	29.44
1800-1900	390600	4.89	6024600	75.45	24.55
1900-2000	857700	10.74	6882300	86.19	13.81
2000-2100	438300	5.49	7320600	91.68	8.32
2100-2200	364500	4.56	7685100	96.25	3.75
2200-2300	243000	3.04	7928100	99.29	0.71
2300-2400	50400	0.63	7978500	99.92	0.08
2400-2500	6300	0.08	7984800	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Bujumbura 3					
700-800	174600	1.96	174600	1.96	98.04
800-900	1484100	16.68	1658700	18.65	81.35
900-1000	1180800	13.27	2839500	31.92	68.08
1000-1100	827100	9.30	3666600	41.22	58.78
1100-1200	1030500	11.58	4697100	52.80	47.20
1200-1300	1170900	13.16	5868000	65.97	34.03
1300-1400	1036800	11.66	6904800	77.62	22.38
1400-1500	765000	8.60	7669800	86.22	13.78
1500-1600	589500	6.63	8259300	92.85	7.15
1600-1700	502200	5.65	8761500	98.49	1.51
1700-1800	134100	1.51	8895600	100	0.00
Bujumbura 2					
767-800	78300	0.78	78300	0.78	99.22
800-850	339300	3.37	417600	4.14	95.86
850-900	621000	6.16	1038600	10.30	89.70
900-950	716400	7.11	1755000	17.41	82.59
950-1000	825300	8.19	2580300	25.59	74.41
1000-1050	1081800	10.73	3662100	36.32	63.68
1050-1100	1002600	9.94	4664700	46.26	53.74
1100-1150	746100	7.40	5410800	53.66	46.34
1150-1200	540000	5.36	5950800	59.02	40.98
1200-1250	876600	8.69	6827400	67.71	32.29
1250-1300	834300	8.27	7661700	75.99	24.01
1300-1350	554400	5.50	8216100	81.49	18.51
1350-1400	341100	3.38	8557200	84.87	15.13
1400-1450	354600	3.52	8911800	88.39	11.61
1450-1500	315000	3.12	9226800	91.51	8.49
1500-1550	305100	3.03	9531900	94.54	5.46
1550-1600	290700	2.88	9822600	97.42	2.58
1600-1650	193500	1.92	10016100	99.34	0.66
1650-1700	66600	0.66	10082700	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Mugere					
700-800	1541700	0.84	1541700	0.84	99.16
800-900	3105900	1.68	4647600	2.52	97.48
900-1000	2710800	1.47	7358400	3.99	96.01
1000-1100	4665600	2.53	12024000	6.52	93.48
1100-1200	5895000	3.20	17919000	9.72	90.28
1200-1300	6391800	3.47	24310800	13.19	86.81
1300-1400	6285600	3.41	30596400	16.60	83.40
1400-1500	7936200	4.31	38532600	20.90	79.10
1500-1600	8851500	4.80	47384100	25.70	74.30
1600-1700	13690800	7.43	61074900	33.13	66.87
1700-1800	13395600	7.27	74470500	40.40	59.60
1800-1900	17069400	9.26	91539900	49.66	50.34
1900-2000	16131600	8.75	107671500	58.41	41.59
2000-2100	10996200	5.97	118667700	64.37	35.63
2100-2200	9091800	4.93	127759500	69.31	30.69
2200-2300	31524300	17.10	159283800	86.41	13.59
2300-2400	14522400	7.88	173806200	94.28	5.72
2400-2500	7032600	3.81	180838800	98.10	1.90
2500-2600	3288600	1.78	184127400	99.88	0.12
2600-2700	215100	0.12	184342500	100.00	0.00
Kizingwe					
767-800	251100	3.20	251100	3.20	96.80
800-850	765000	9.76	1016100	12.97	87.03
850-900	295200	3.77	1311300	16.73	83.27
900-950	332100	4.24	1643400	20.97	79.03
950-1000	222300	2.84	1865700	23.81	76.19
1000-1050	245700	3.14	2111400	26.94	73.06
1050-1100	306900	3.92	2418300	30.86	69.14
1100-1150	418500	5.34	2836800	36.20	63.80
1150-1200	637200	8.13	3474000	44.33	55.67
1200-1250	898200	11.46	4372200	55.79	44.21
1250-1300	881100	11.24	5253300	67.04	32.96
1300-1350	809100	10.33	6062400	77.36	22.64
1350-1400	583200	7.44	6645600	84.81	15.19
1400-1450	311400	3.97	6957000	88.78	11.22
1450-1500	428400	5.47	7385400	94.25	5.75
1500-1550	254700	3.25	7640100	97.50	2.50
1550-1600	136800	1.75	7776900	99.24	0.76
1600-1650	57600	0.74	7834500	99.98	0.02
1650-1700	1800	0.02	7836300	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Bujumbura1					
750-800	815400	17.1169469	815400	17.1169469	82.88
800-850	1693800	35.5563952	2509200	52.6733422	47.33
850-900	675900	14.1885509	3185100	66.8618931	33.14
900-950	499500	10.4855469	3684600	77.34744	22.65
950-1000	246600	5.1766484	3931200	82.5240884	17.48
1000-1050	162900	3.41961081	4094100	85.9436992	14.06
1050-1100	176400	3.70300397	4270500	89.6467032	10.35
1100-1150	214200	4.49650482	4484700	94.143208	5.86
1150-1200	170100	3.57075383	4654800	97.7139618	2.29
1200-1250	91800	1.92707349	4746600	99.6410353	0.36
1250-1300	17100	0.35896467	4763700	100	0.00
Kanyosha					
700-800	1215900	2.09710968	1215900	2.09710968	97.90
800-900	2339100	4.0343361	3555000	6.13144578	93.87
900-1000	822600	1.41876999	4377600	7.55021576	92.45
1000-1100	1714500	2.95706436	6092100	10.5072801	89.49
1100-1200	2447100	4.22060787	8539200	14.727888	85.27
1200-1300	3242700	5.59280991	11781900	20.3206979	79.68
1300-1400	2329200	4.01726118	14111100	24.3379591	75.66
1400-1500	2336400	4.0296793	16447500	28.3676384	71.63
1500-1600	3275100	5.64869144	19722600	34.0163298	65.98
1600-1700	7715700	13.3075657	27438300	47.3238956	52.68
1700-1800	8550000	14.7465152	35988300	62.0704107	37.93
1800-1900	6976800	12.0331564	42965100	74.1035671	25.90
1900-2000	5417100	9.34308156	48382200	83.4466487	16.55
2000-2100	3616200	6.23699978	51998400	89.6836484	10.32
2100-2200	2620800	4.52019496	54619200	94.2038434	5.80
2200-2300	2322000	4.00484307	56941200	98.2086865	1.79
2300-2400	868500	1.49793549	57809700	99.706622	0.29
2400-2500	153900	0.26543727	57963600	99.9720592	0.03
2500-2600	16200	0.02794077	57979800	100	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Muha					
750-800	1666800	1666800	7.60293937	7.60293937	92.40
800-850	2454300	4121100	11.1950408	18.7979802	81.20
850-900	1558800	5679900	7.1103083	25.9082885	74.09
900-950	965700	6645600	4.40494273	30.3132312	69.69
950-1000	927900	7573500	4.23252186	34.5457531	65.45
1000-1050	912600	8486100	4.16273246	38.7084856	61.29
1050-1100	1125900	9612000	5.1356788	43.8441644	56.16
1100-1150	1284300	10896300	5.85820436	49.7023687	50.30
1150-1200	1221300	12117600	5.57083624	55.273205	44.73
1200-1250	1519200	13636800	6.92967692	62.2028819	37.80
1250-1300	1485900	15122700	6.77778234	68.9806642	31.02
1300-1350	1056600	16179300	4.81957387	73.8002381	26.20
1350-1400	835200	17014500	3.8096802	77.6099183	22.39
1400-1450	774000	17788500	3.5305226	81.1404409	18.86
1450-1500	795600	18584100	3.62904881	84.7694897	15.23
1500-1550	813600	19397700	3.71115399	88.4806437	11.52
1550-1600	903600	20301300	4.12167987	92.6023236	7.40
1600-1650	807300	21108600	3.68241718	96.2847408	3.72
1650-1700	385200	21493800	1.75705078	98.0417915	1.96
1700-1750	298800	21792600	1.36294593	99.4047375	0.60
1750-1800	104400	21897000	0.47621003	99.8809475	0.12
1800-1850	12600	21909600	0.05747362	99.9384211	0.06
1850-1900	13500	21923100	0.06157888	100	0.00
Ntchangwa					
700-800	2173500	2173500	1.87062842	1.87062842	98.13
800-900	8013600	10187100	6.89692566	8.76755409	91.23
900-1000	3811500	13998600	3.28037738	12.0479315	87.95
1000-1100	3662100	17660700	3.15179588	15.1997273	84.80
1100-1200	5404500	23065200	4.65139697	19.8511243	80.15
1200-1300	6162300	29227500	5.30359951	25.1547238	74.85
1300-1400	7155900	36383400	6.15874393	31.3134678	68.69
1400-1500	7821000	44204400	6.73116397	38.0446317	61.96
1500-1600	11898000	56102400	10.2400446	48.2846763	51.72
1600-1700	12778200	68880600	10.997591	59.2822674	40.72
1700-1800	11669400	80550000	10.0432994	69.3255668	30.67
1800-1900	9538200	90088200	8.20907661	77.5346434	22.47
1900-2000	5997600	96085800	5.16185002	82.6964934	17.30
2000-2100	6700500	102786300	5.76680274	88.4632962	11.54
2100-2200	6282000	109068300	5.40661962	93.8699158	6.13
2200-2300	3562200	112630500	3.06581669	96.9357325	3.06
2300-2400	2282400	114912900	1.96435349	98.900086	1.10
2400-2500	1223100	116136000	1.05266419	99.9527502	0.05
2500-2600	54900	116190900	0.04724983	100	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Nyabagere_Gasenyi					
750-800	9639000	21.39	9639000	21.39	78.61
800-850	14570100	32.33	24209100	53.72	46.28
850-900	5118300	11.36	29327400	65.07	34.93
900-950	2286900	5.07	31614300	70.15	29.85
950-1000	1283400	2.85	32897700	72.99	27.01
1000-1050	1152000	2.56	34049700	75.55	24.45
1050-1100	1041300	2.31	35091000	77.86	22.14
1100-1150	1165500	2.59	36256500	80.45	19.55
1150-1200	1050300	2.33	37306800	82.78	17.22
1200-1250	1044900	2.32	38351700	85.09	14.91
1250-1300	1026900	2.28	39378600	87.37	12.63
1300-1350	1028700	2.28	40407300	89.66	10.34
1350-1400	1108800	2.46	41516100	92.12	7.88
1400-1450	902700	2.00	42418800	94.12	5.88
1450-1500	825300	1.83	43244100	95.95	4.05
1500-1550	739800	1.64	43983900	97.59	2.41
1550-1600	435600	0.97	44419500	98.56	1.44
1600-1650	350100	0.78	44769600	99.34	0.66
1650-1700	249300	0.55	45018900	99.89	0.11
1700-1750	50400	0.11	45069300	100	0.00
Bujumbura_Nord					
700-800	22725900	7.29	22725900	7.29	92.71
800-900	61240500	19.64	83966400	26.93	73.07
900-1000	17699400	5.68	101665800	32.61	67.39
1000-1100	12573900	4.03	114239700	36.64	63.36
1100-1200	13639500	4.37	127879200	41.01	58.99
1200-1300	14533200	4.66	142412400	45.68	54.32
1300-1400	14410800	4.62	156823200	50.30	49.70
1400-1500	19381500	6.22	176204700	56.51	43.49
1500-1600	22109400	7.09	198314100	63.61	36.39
1600-1700	22250700	7.14	220564800	70.74	29.26
1700-1800	19477800	6.25	240042600	76.99	23.01
1800-1900	16361100	5.25	256403700	82.24	17.76
1900-2000	10241100	3.28	266644800	85.52	14.48
2000-2100	10124100	3.25	276768900	88.77	11.23
2100-2200	20007900	6.42	296776800	95.18	4.82
2200-2300	12353400	3.96	309130200	99.15	0.85
2300-2400	2076300	0.67	311206500	99.81	0.19
2400-2500	566100	0.18	311772600	99.99	0.01
2500-2600	17100	0.01	311789700	100	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Mpanda					
700-800	23437800	3.63	23437800	3.63	96.37
800-900	199364400	30.85	222802200	34.48	65.52
900-1000	65314800	10.11	288117000	44.59	55.41
1000-1100	65449800	10.13	353566800	54.72	45.28
1100-1200	56556900	8.75	410123700	63.47	36.53
1200-1300	40296600	6.24	450420300	69.71	30.29
1300-1400	23793300	3.68	474213600	73.39	26.61
1400-1500	23616900	3.65	497830500	77.05	22.95
1500-1600	21272400	3.29	519102900	80.34	19.66
1600-1700	14898600	2.31	534001500	82.64	17.36
1700-1800	11995200	1.86	545996700	84.50	15.50
1800-1900	9942300	1.54	555939000	86.04	13.96
1900-2000	7450200	1.15	563389200	87.19	12.81
2000-2100	6867000	1.06	570256200	88.25	11.75
2100-2200	6910200	1.07	577166400	89.32	10.68
2200-2300	24264000	3.76	601430400	93.08	6.92
2300-2400	33426000	5.17	634856400	98.25	1.75
2400-2500	9283500	1.44	644139900	99.69	0.31
2500-2600	1809000	0.28	645948900	99.97	0.03
2600-2700	206100	0.03	646155000	100.00	0.00
Kagunuzi					
700-800	124200	0.03	124200	0.03	99.97
800-900	7087500	1.67	7211700	1.70	98.30
900-1000	4914900	1.16	12126600	2.86	97.14
1000-1100	12836700	3.03	24963300	5.89	94.11
1100-1200	27527400	6.50	52490700	12.39	87.61
1200-1300	38494800	9.09	90985500	21.48	78.52
1300-1400	47874600	11.30	138860100	32.78	67.22
1400-1500	45390600	10.72	184250700	43.50	56.50
1500-1600	36716400	8.67	220967100	52.16	47.84
1600-1700	27751500	6.55	248718600	58.72	41.28
1700-1800	18412200	4.35	267130800	63.06	36.94
1800-1900	15931800	3.76	283062600	66.82	33.18
1900-2000	12786300	3.02	295848900	69.84	30.16
2000-2100	11817000	2.79	307665900	72.63	27.37
2100-2200	26655300	6.29	334321200	78.92	21.08
2200-2300	37908000	8.95	372229200	87.87	12.13
2300-2400	25573500	6.04	397802700	93.91	6.09
2400-2500	19345500	4.57	417148200	98.48	1.52
2500-2600	6241500	1.47	423389700	99.95	0.05
2600-2700	204300	0.05	423594000	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Kaburantwa					
700-800	202500	0.04	202500	0.04	99.96
800-900	27441000	5.08	27643500	5.12	94.88
900-1000	17760600	3.29	45404100	8.41	91.59
1000-1100	19556100	3.62	64960200	12.03	87.97
1100-1200	19186200	3.55	84146400	15.58	84.42
1200-1300	23064300	4.27	107210700	19.86	80.14
1300-1400	29916000	5.54	137126700	25.40	74.60
1400-1500	37758600	6.99	174885300	32.39	67.61
1500-1600	37004400	6.85	211889700	39.24	60.76
1600-1700	31611600	5.85	243501300	45.10	54.90
1700-1800	21988800	4.07	265490100	49.17	50.83
1800-1900	17323200	3.21	282813300	52.38	47.62
1900-2000	19014300	3.52	301827600	55.90	44.10
2000-2100	24498900	4.54	326326500	60.44	39.56
2100-2200	41225400	7.64	367551900	68.07	31.93
2200-2300	39333600	7.28	406885500	75.36	24.64
2300-2400	72064800	13.35	478950300	88.71	11.29
2400-2500	36214200	6.71	515164500	95.41	4.59
2500-2600	22804200	4.22	537968700	99.64	0.36
2600-2700	1965600	0.36	539934300	100.00	0.00
Muhira					
800-900	5784300	2.33	5784300	2.33	97.67
900-1000	14375700	5.79	20160000	8.12	91.88
1000-1100	16433100	6.62	36593100	14.73	85.27
1100-1200	22411800	9.02	59004900	23.76	76.24
1200-1300	27608400	11.12	86613300	34.88	65.12
1300-1400	29942100	12.06	116555400	46.93	53.07
1400-1500	25488000	10.26	142043400	57.20	42.80
1500-1600	23499900	9.46	165543300	66.66	33.34
1600-1700	20657700	8.32	186201000	74.98	25.02
1700-1800	18072000	7.28	204273000	82.25	17.75
1800-1900	14185800	5.71	218458800	87.97	12.03
1900-2000	10757700	4.33	229216500	92.30	7.70
2000-2100	10339200	4.16	239555700	96.46	3.54
2100-2200	6283800	2.53	245839500	98.99	1.01
2200-2300	2332800	0.94	248172300	99.93	0.07
2300-2400	169200	0.07	248341500	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Nyamagana					
800-900	2837700	1.22	2837700	1.22	98.78
900-1000	17710200	7.61	20547900	8.83	91.17
1000-1100	15880500	6.82	36428400	15.65	84.35
1100-1200	15458400	6.64	51886800	22.30	77.70
1200-1300	16829100	7.23	68715900	29.53	70.47
1300-1400	31737600	13.64	100453500	43.17	56.83
1400-1500	30870000	13.27	131323500	56.43	43.57
1500-1600	30145500	12.95	161469000	69.39	30.61
1600-1700	25222500	10.84	186691500	80.23	19.77
1700-1800	16069500	6.91	202761000	87.13	12.87
1800-1900	10931400	4.70	213692400	91.83	8.17
1900-2000	8041500	3.46	221733900	95.29	4.71
2000-2100	5744700	2.47	227478600	97.75	2.25
2100-2200	2666700	1.15	230145300	98.90	1.10
2200-2300	1547100	0.66	231692400	99.56	0.44
2300-2400	783000	0.34	232475400	99.90	0.10
2400-2500	229500	0.10	232704900	100.00	0.00
Nyakagunda					
800-900	2976300	1.98	2976300	1.98	98.02
900-1000	8229600	5.48	11205900	7.46	92.54
1000-1100	14553900	9.69	25759800	17.15	82.85
1100-1200	26629200	17.73	52389000	34.88	65.12
1200-1300	21669300	14.43	74058300	49.31	50.69
1300-1400	13908600	9.26	87966900	58.57	41.43
1400-1500	21395700	14.25	109362600	72.82	27.18
1500-1600	19965600	13.29	129328200	86.11	13.89
1600-1700	13938300	9.28	143266500	95.39	4.61
1700-1800	5199300	3.46	148465800	98.85	1.15
1800-1900	1624500	1.08	150090300	99.93	0.07
1900-2000	101700	0.07	150192000	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Ruhwa					
900-1000	6500700	1.05	6500700	1.05	98.95
1000-1100	16282800	2.64	22783500	3.69	96.31
1100-1200	17836200	2.89	40619700	6.58	93.42
1200-1300	17712900	2.87	58332600	9.45	90.55
1300-1400	19879200	3.22	78211800	12.67	87.33
1400-1500	21786300	3.53	99998100	16.20	83.80
1500-1600	22365900	3.62	122364000	19.82	80.18
1600-1700	32912100	5.33	155276100	25.15	74.85
1700-1800	54061200	8.76	209337300	33.91	66.09
1800-1900	42005700	6.80	251343000	40.71	59.29
1900-2000	42398100	6.87	293741100	47.58	52.42
2000-2100	48796200	7.90	342537300	55.48	44.52
2100-2200	39702600	6.43	382239900	61.92	38.08
2200-2300	33964200	5.50	416204100	67.42	32.58
2300-2400	59190300	9.59	475394400	77.00	23.00
2400-2500	70040700	11.35	545435100	88.35	11.65
2500-2600	59223600	9.59	604658700	97.94	2.06
2600-2700	10871100	1.76	615529800	99.70	0.30
2700-2800	1174500	0.19	616704300	99.89	0.11
2800-2900	623700	0.10	617328000	100.00	0.00
2900-3000	28800	0.00	617356800	100.00	0.00
Rubyiro					
900-1000	24651900	7.59	24651900	7.59	92.41
1000-1100	26311500	8.11	50963400	15.70	84.30
1100-1200	24858900	7.66	75822300	23.36	76.64
1200-1300	20736900	6.39	96559200	29.75	70.25
1300-1400	22723200	7.00	119282400	36.75	63.25
1400-1500	27787500	8.56	147069900	45.31	54.69
1500-1600	28699200	8.84	175769100	54.15	45.85
1600-1700	38156400	11.75	213925500	65.90	34.10
1700-1800	33605100	10.35	247530600	76.25	23.75
1800-1900	30836700	9.50	278367300	85.75	14.25
1900-2000	30388500	9.36	308755800	95.11	4.89
2000-2100	14958900	4.61	323714700	99.72	0.28
2100-2200	846000	0.26	324560700	99.98	0.02
2200-2300	57600	0.02	324618300	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Rusizi22					
1450-1500	32400	0.13	32400	0.13	99.87
1500-1550	1100700	4.43	1133100	4.56	95.44
1550-1600	3026700	12.19	4159800	16.75	83.25
1600-1650	4520700	18.20	8680500	34.95	65.05
1650-1700	3999600	16.10	12680100	51.06	48.94
1700-1750	5172300	20.83	17852400	71.88	28.12
1750-1800	3592800	14.47	21445200	86.35	13.65
1800-1850	1998900	8.05	23444100	94.40	5.60
1850-1900	767700	3.09	24211800	97.49	2.51
1900-1950	377100	1.52	24588900	99.01	0.99
1950-2000	227700	0.92	24816600	99.92	0.08
2000-2050	18900	0.08	24835500	100.00	0.00
Cyunyu_Gisuma					
1450-1500	1415700	2.73	1415700	2.73	97.27
1500-1550	3177900	6.12	4593600	8.85	91.15
1550-1600	4211100	8.11	8804700	16.96	83.04
1600-1650	8963100	17.27	17767800	34.23	65.77
1650-1700	10107900	19.48	27875700	53.71	46.29
1700-1750	6092100	11.74	33967800	65.45	34.55
1750-1800	5362200	10.33	39330000	75.78	24.22
1800-1850	4982400	9.60	44312400	85.38	14.62
1850-1900	3753900	7.23	48066300	92.61	7.39
1900-1950	2410200	4.64	50476500	97.26	2.74
1950-2000	1165500	2.25	51642000	99.50	0.50
2000-2050	258300	0.50	51900300	100.00	0.00
Uvira4					
700-800	159300	0.29	159300	0.29	99.71
800-900	628200	1.16	787500	1.45	98.55
900-1000	910800	1.68	1698300	3.12	96.88
1000-1100	1429200	2.63	3127500	5.75	94.25
1100-1200	2016000	3.71	5143500	9.46	90.54
1200-1300	2508300	4.61	7651800	14.08	85.92
1300-1400	2939400	5.41	10591200	19.48	80.52
1400-1500	2844900	5.23	13436100	24.72	75.28
1500-1600	2497500	4.59	15933600	29.31	70.69
1600-1700	2556900	4.70	18490500	34.02	65.98
1700-1800	2134800	3.93	20625300	37.94	62.06
1800-1900	1849500	3.40	22474800	41.35	58.65
1900-2000	1648800	3.03	24123600	44.38	55.62
2000-2100	1737000	3.20	25860600	47.58	52.42

2100-2200	1777500	3.27	27638100	50.85	49.15
2200-2300	1629900	3.00	29268000	53.84	46.16
2300-2400	2142900	3.94	31410900	57.79	42.21
2400-2500	4477500	8.24	35888400	66.02	33.98
2500-2600	4483800	8.25	40372200	74.27	25.73
2600-2700	4136400	7.61	44508600	81.88	18.12
2700-2800	3353400	6.17	47862000	88.05	11.95
2800-2900	2161800	3.98	50023800	92.03	7.97
2900-3000	2049300	3.77	52073100	95.80	4.20
3000-3100	1968300	3.62	54041400	99.42	0.58
3100-3200	267300	0.49	54308700	99.91	0.09
3200-3300	47700	0.09	54356400	100.00	0.00

Uvira3

700-800	193500	0.51	193500	0.51	99.49
800-900	647100	1.71	840600	2.22	97.78
900-1000	367200	0.97	1207800	3.19	96.81
1000-1100	463500	1.22	1671300	4.41	95.59
1100-1200	1057500	2.79	2728800	7.20	92.80
1200-1300	1372500	3.62	4101300	10.82	89.18
1300-1400	1907100	5.03	6008400	15.85	84.15
1400-1500	2169000	5.72	8177400	21.57	78.43
1500-1600	2683800	7.08	10861200	28.65	71.35
1600-1700	2251800	5.94	13113000	34.59	65.41
1700-1800	1827900	4.82	14940900	39.42	60.58
1800-1900	1602900	4.23	16543800	43.64	56.36
1900-2000	1624500	4.29	18168300	47.93	52.07
2000-2100	1855800	4.90	20024100	52.83	47.17
2100-2200	2639700	6.96	22663800	59.79	40.21
2200-2300	2668500	7.04	25332300	66.83	33.17
2300-2400	2298600	6.06	27630900	72.89	27.11
2400-2500	2071800	5.47	29702700	78.36	21.64
2500-2600	1493100	3.94	31195800	82.30	17.70
2600-2700	1562400	4.12	32758200	86.42	13.58
2700-2800	1242900	3.28	34001100	89.70	10.30
2800-2900	1054800	2.78	35055900	92.48	7.52
2900-3000	1146600	3.02	36202500	95.51	4.49
3000-3100	1700100	4.49	37902600	99.99	0.01
3100-3200	3600	0.01	37906200	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Uvira8					
700-800	19800	0.59	19800	0.59	99.41
800-900	180900	5.43	200700	6.02	93.98
900-1000	164700	4.94	365400	10.97	89.03
1000-1100	270900	8.13	636300	19.10	80.90
1100-1200	370800	11.13	1007100	30.23	69.77
1200-1300	495000	14.86	1502100	45.08	54.92
1300-1400	324000	9.72	1826100	54.81	45.19
1400-1500	305100	9.16	2131200	63.97	36.03
1500-1600	343800	10.32	2475000	74.28	25.72
1600-1700	345600	10.37	2820600	84.66	15.34
1700-1800	284400	8.54	3105000	93.19	6.81
1800-1900	136800	4.11	3241800	97.30	2.70
1900-2000	89100	2.67	3330900	99.97	0.03
2000-2100	900	0.03	3331800	100.00	0.00
Kalimabenge					
700-800	477000	0.54	477000	0.54	99.46
800-900	657000	0.74	1134000	1.27	98.73
900-1000	653400	0.73	1787400	2.01	97.99
1000-1100	1230300	1.38	3017700	3.39	96.61
1100-1200	1602900	1.80	4620600	5.19	94.81
1200-1300	2131200	2.40	6751800	7.59	92.41
1300-1400	2800800	3.15	9552600	10.74	89.26
1400-1500	2635200	2.96	12187800	13.70	86.30
1500-1600	2861100	3.22	15048900	16.91	83.09
1600-1700	3200400	3.60	18249300	20.51	79.49
1700-1800	3672900	4.13	21922200	24.64	75.36
1800-1900	4369500	4.91	26291700	29.55	70.45
1900-2000	4892400	5.50	31184100	35.05	64.95
2000-2100	5876100	6.60	37060200	41.65	58.35
2100-2200	5625000	6.32	42685200	47.97	52.03
2200-2300	5377500	6.04	48062700	54.02	45.98
2300-2400	4851900	5.45	52914600	59.47	40.53
2400-2500	4293000	4.82	57207600	64.29	35.71
2500-2600	3999600	4.50	61207200	68.79	31.21
2600-2700	5162400	5.80	66369600	74.59	25.41
2700-2800	6577200	7.39	72946800	81.98	18.02
2800-2900	7740900	8.70	80687700	90.68	9.32
2900-3000	4760100	5.35	85447800	96.03	3.97
3000-3100	2549700	2.87	87997500	98.90	1.10
3100-3200	944100	1.06	88941600	99.96	0.04
3200-3300	36000	0.04	88977600	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Mulongwe					
700-800	360000	0.31	360000	0.31	99.69
800-900	621900	0.54	981900	0.85	99.15
900-1000	1345500	1.17	2327400	2.02	97.98
1000-1100	2218500	1.93	4545900	3.95	96.05
1100-1200	2712600	2.36	7258500	6.31	93.69
1200-1300	2567700	2.23	9826200	8.54	91.46
1300-1400	2296800	2.00	12123000	10.54	89.46
1400-1500	1694700	1.47	13817700	12.02	87.98
1500-1600	1629000	1.42	15446700	13.43	86.57
1600-1700	1731600	1.51	17178300	14.94	85.06
1700-1800	1920600	1.67	19098900	16.61	83.39
1800-1900	2005200	1.74	21104100	18.35	81.65
1900-2000	2970900	2.58	24075000	20.94	79.06
2000-2100	3303900	2.87	27378900	23.81	76.19
2100-2200	4348800	3.78	31727700	27.59	72.41
2200-2300	5201100	4.52	36928800	32.11	67.89
2300-2400	10341900	8.99	47270700	41.11	58.89
2400-2500	17419500	15.15	64690200	56.25	43.75
2500-2600	7791300	6.78	72481500	63.03	36.97
2600-2700	9189000	7.99	81670500	71.02	28.98
2700-2800	9438300	8.21	91108800	79.23	20.77
2800-2900	7101900	6.18	98210700	85.40	14.60
2900-3000	6068700	5.28	104279400	90.68	9.32
3000-3100	6564600	5.71	110844000	96.39	3.61
3100-3200	3102300	2.70	113946300	99.09	0.91
3200-3300	1052100	0.91	114998400	100.00	0.00
Kavinvira					
700-800	221400	0.52	221400	0.52	99.48
800-900	744300	1.76	965700	2.29	97.71
900-1000	881100	2.08	1846800	4.37	95.63
1000-1100	1186200	2.81	3033000	7.18	92.82
1100-1200	1822500	4.31	4855500	11.49	88.51
1200-1300	3233700	7.65	8089200	19.14	80.86
1300-1400	4544100	10.75	12633300	29.89	70.11
1400-1500	4084200	9.66	16717500	39.56	60.44
1500-1600	3037500	7.19	19755000	46.74	53.26
1600-1700	1700100	4.02	21455100	50.77	49.23
1700-1800	1582200	3.74	23037300	54.51	45.49
1800-1900	1792800	4.24	24830100	58.75	41.25
1900-2000	2935800	6.95	27765900	65.70	34.30
2000-2100	3167100	7.49	30933000	73.19	26.81
2100-2200	3108600	7.36	34041600	80.55	19.45
2200-2300	2458800	5.82	36500400	86.37	13.63

2300-2400	2731500	6.46	39231900	92.83	7.17
2400-2500	2082600	4.93	41314500	97.76	2.24
2500-2600	945000	2.24	42259500	100.00	0.00
2600-2700	1800	0.00	42261300	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Rusizi8					
700-800	13851000	29.31	13851000	29.31	70.69
800-900	5863500	12.41	19714500	41.72	58.28
900-1000	1554300	3.29	21268800	45.01	54.99
1000-1100	2114100	4.47	23382900	49.48	50.52
1100-1200	4101300	8.68	27484200	58.16	41.84
1200-1300	3935700	8.33	31419900	66.49	33.51
1300-1400	3742200	7.92	35162100	74.40	25.60
1400-1500	3854700	8.16	39016800	82.56	17.44
1500-1600	1798200	3.81	40815000	86.37	13.63
1600-1700	1005300	2.13	41820300	88.49	11.51
1700-1800	918000	1.94	42738300	90.44	9.56
1800-1900	858600	1.82	43596900	92.25	7.75
1900-2000	829800	1.76	44426700	94.01	5.99
2000-2100	890100	1.88	45316800	95.89	4.11
2100-2200	917100	1.94	46233900	97.83	2.17
2200-2300	711000	1.50	46944900	99.34	0.66
2300-2400	296100	0.63	47241000	99.96	0.04
2400-2500	17100	0.04	47258100	100.00	0.00
Kiliba					
700-800	6522300	3.52	6522300	3.52	96.48
800-900	5268600	2.84	11790900	6.36	93.64
900-1000	4928400	2.66	16719300	9.02	90.98
1000-1100	6545700	3.53	23265000	12.55	87.45
1100-1200	6829200	3.68	30094200	16.23	83.77
1200-1300	7143300	3.85	37237500	20.08	79.92
1300-1400	7927200	4.27	45164700	24.36	75.64
1400-1500	6869700	3.70	52034400	28.06	71.94
1500-1600	6125400	3.30	58159800	31.36	68.64
1600-1700	6527700	3.52	64687500	34.88	65.12
1700-1800	5634000	3.04	70321500	37.92	62.08
1800-1900	4738500	2.56	75060000	40.48	59.52
1900-2000	4969800	2.68	80029800	43.16	56.84
2000-2100	5550300	2.99	85580100	46.15	53.85
2100-2200	21325500	11.50	106905600	57.65	42.35
2200-2300	23891400	12.88	130797000	70.53	29.47
2300-2400	21763800	11.74	152560800	82.27	17.73
2400-2500	9348300	5.04	161909100	87.31	12.69

2500-2600	3525300	1.90	165434400	89.21	10.79
2600-2700	3188700	1.72	168623100	90.93	9.07
2700-2800	3439800	1.85	172062900	92.79	7.21
2800-2900	5900400	3.18	177963300	95.97	4.03
2900-3000	5742900	3.10	183706200	99.07	0.93
3000-3100	1292400	0.70	184998600	99.76	0.24
3100-3200	419400	0.23	185418000	99.99	0.01
3200-3300	20700	0.01	185438700	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
--------------	---------------------------	-------------	-----------------------------------	---------------------	---------------------

Runingo

700-800	838800	1.49	838800	1.49	98.51
800-900	7536600	13.42	8375400	14.91	85.09
900-1000	5614200	10.00	13989600	24.91	75.09
1000-1100	8006400	14.26	21996000	39.17	60.83
1100-1200	4229100	7.53	26225100	46.70	53.30
1200-1300	3244500	5.78	29469600	52.47	47.53
1300-1400	3499200	6.23	32968800	58.71	41.29
1400-1500	3345300	5.96	36314100	64.66	35.34
1500-1600	2655000	4.73	38969100	69.39	30.61
1600-1700	2594700	4.62	41563800	74.01	25.99
1700-1800	2225700	3.96	43789500	77.97	22.03
1800-1900	1894500	3.37	45684000	81.35	18.65
1900-2000	1341900	2.39	47025900	83.74	16.26
2000-2100	1035900	1.84	48061800	85.58	14.42
2100-2200	2333700	4.16	50395500	89.74	10.26
2200-2300	4475700	7.97	54871200	97.71	2.29
2300-2400	1288800	2.29	56160000	100.00	0.00

Rusizi12

750-800	6152400	13.80	6152400	13.80	86.20
800-850	12103200	27.16	18255600	40.96	59.04
850-900	5236200	11.75	23491800	52.71	47.29
900-950	2911500	6.53	26403300	59.24	40.76
950-1000	2616300	5.87	29019600	65.11	34.89
1000-1050	1415700	3.18	30435300	68.29	31.71
1050-1100	2127600	4.77	32562900	73.06	26.94
1100-1150	1413000	3.17	33975900	76.23	23.77
1150-1200	1175400	2.64	35151300	78.87	21.13
1200-1250	1419300	3.18	36570600	82.05	17.95
1250-1300	1110600	2.49	37681200	84.54	15.46
1300-1350	666000	1.49	38347200	86.04	13.96
1350-1400	669600	1.50	39016800	87.54	12.46
1400-1450	696600	1.56	39713400	89.10	10.90
1450-1500	766800	1.72	40480200	90.82	9.18
1500-1550	693900	1.56	41174100	92.38	7.62

1550-1600	722700	1.62	41896800	94.00	6.00
1600-1650	685800	1.54	42582600	95.54	4.46
1650-1700	566100	1.27	43148700	96.81	3.19
1700-1750	533700	1.20	43682400	98.01	1.99
1750-1800	430200	0.97	44112600	98.97	1.03
1800-1850	345600	0.78	44458200	99.75	0.25
1850-1900	98100	0.22	44556300	99.97	0.03
1900-1950	13500	0.03	44569800	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Sange					
700-800	454500	0.16	454500	0.16	99.84
800-900	23007600	8.11	23462100	8.27	91.73
900-1000	37524600	13.22	60986700	21.49	78.51
1000-1100	29637000	10.44	90623700	31.93	68.07
1100-1200	23225400	8.18	113849100	40.12	59.88
1200-1300	10629900	3.75	124479000	43.86	56.14
1300-1400	7888500	2.78	132367500	46.64	53.36
1400-1500	8309700	2.93	140677200	49.57	50.43
1500-1600	10395000	3.66	151072200	53.23	46.77
1600-1700	12240900	4.31	163313100	57.55	42.45
1700-1800	12804300	4.51	176117400	62.06	37.94
1800-1900	13751100	4.85	189868500	66.91	33.09
1900-2000	16487100	5.81	206355600	72.72	27.28
2000-2100	15969600	5.63	222325200	78.34	21.66
2100-2200	13075200	4.61	235400400	82.95	17.05
2200-2300	9771300	3.44	245171700	86.39	13.61
2300-2400	5193900	1.83	250365600	88.22	11.78
2400-2500	3239100	1.14	253604700	89.37	10.63
2500-2600	3321000	1.17	256925700	90.54	9.46
2600-2700	3121200	1.10	260046900	91.64	8.36
2700-2800	2777400	0.98	262824300	92.61	7.39
2800-2900	4960800	1.75	267785100	94.36	5.64
2900-3000	12043800	4.24	279828900	98.61	1.39
3000-3100	3880800	1.37	283709700	99.97	0.03
3100-3200	74700	0.03	283784400	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Luberizi					
800-900	5654700	3.21	5654700	3.21	96.79
900-1000	21596400	12.28	27251100	15.49	84.51
1000-1100	10437300	5.93	37688400	21.42	78.58
1100-1200	8172000	4.65	45860400	26.07	73.93
1200-1300	6667200	3.79	52527600	29.86	70.14
1300-1400	6941700	3.95	59469300	33.81	66.19
1400-1500	9607500	5.46	69076800	39.27	60.73
1500-1600	15509700	8.82	84586500	48.08	51.92
1600-1700	15920100	9.05	100506600	57.13	42.87
1700-1800	7709400	4.38	108216000	61.52	38.48
1800-1900	7722900	4.39	115938900	65.91	34.09
1900-2000	9110700	5.18	125049600	71.08	28.92
2000-2100	8101800	4.61	133151400	75.69	24.31
2100-2200	6583500	3.74	139734900	79.43	20.57
2200-2300	4677300	2.66	144412200	82.09	17.91
2300-2400	4389300	2.50	148801500	84.59	15.41
2400-2500	3816900	2.17	152618400	86.76	13.24
2500-2600	3509100	1.99	156127500	88.75	11.25
2600-2700	3147300	1.79	159274800	90.54	9.46
2700-2800	2861100	1.63	162135900	92.17	7.83
2800-2900	7712100	4.38	169848000	96.55	3.45
2900-3000	5252400	2.99	175100400	99.54	0.46
3000-3100	639900	0.36	175740300	99.90	0.10
3100-3200	175500	0.10	175915800	100.00	0.00
Rusizi13					
700-800	341100	0.06	341100	0.06	99.94
800-900	57056400	10.26	57397500	10.32	89.68
900-1000	63649800	11.45	121047300	21.77	78.23
1000-1100	36142200	6.50	157189500	28.27	71.73
1100-1200	34659000	6.23	191848500	34.51	65.49
1200-1300	26348400	4.74	218196900	39.24	60.76
1300-1400	25843500	4.65	244040400	43.89	56.11
1400-1500	25146900	4.52	269187300	48.42	51.58
1500-1600	29745000	5.35	298932300	53.77	46.23
1600-1700	26690400	4.80	325622700	58.57	41.43
1700-1800	22950900	4.13	348573600	62.69	37.31
1800-1900	22556700	4.06	371130300	66.75	33.25
1900-2000	20939400	3.77	392069700	70.52	29.48
2000-2100	18236700	3.28	410306400	73.80	26.20
2100-2200	14859900	2.67	425166300	76.47	23.53
2200-2300	12204900	2.20	437371200	78.66	21.34
2300-2400	10133100	1.82	447504300	80.49	19.51

2400-2500	8196300	1.47	455700600	81.96	18.04
2500-2600	7448400	1.34	463149000	83.30	16.70
2600-2700	27809100	5.00	490958100	88.30	11.70
2700-2800	35010900	6.30	525969000	94.60	5.40
2800-2900	20400300	3.67	546369300	98.27	1.73
2900-3000	8238600	1.48	554607900	99.75	0.25
3000-3100	1382400	0.25	555990300	100.00	0.00
3100-3200	6300	0.00	555996600	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Luvimvi					
800-900	68400	0.03	68400	0.03	99.97
900-1000	6782400	2.64	6850800	2.66	97.34
1000-1100	5416200	2.11	12267000	4.77	95.23
1100-1200	6574500	2.56	18841500	7.33	92.67
1200-1300	9693900	3.77	28535400	11.10	88.90
1300-1400	9229500	3.59	37764900	14.69	85.31
1400-1500	10925100	4.25	48690000	18.94	81.06
1500-1600	21207600	8.25	69897600	27.19	72.81
1600-1700	20135700	7.83	90033300	35.02	64.98
1700-1800	19402200	7.55	109435500	42.56	57.44
1800-1900	31195800	12.13	140631300	54.70	45.30
1900-2000	24554700	9.55	165186000	64.25	35.75
2000-2100	15533100	6.04	180719100	70.29	29.71
2100-2200	9876600	3.84	190595700	74.13	25.87
2200-2300	6854400	2.67	197450100	76.79	23.21
2300-2400	5504400	2.14	202954500	78.93	21.07
2400-2500	4207500	1.64	207162000	80.57	19.43
2500-2600	4791600	1.86	211953600	82.43	17.57
2600-2700	7525800	2.93	219479400	85.36	14.64
2700-2800	8417700	3.27	227897100	88.64	11.36
2800-2900	14882400	5.79	242779500	94.42	5.58
2900-3000	6939900	2.70	249719400	97.12	2.88
3000-3100	3221100	1.25	252940500	98.38	1.62
3100-3200	1889100	0.73	254829600	99.11	0.89
3200-3300	1269000	0.49	256098600	99.60	0.40
3300-3400	1018800	0.40	257117400	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Rusizi15					
1000-1050	10800	0.10	10800	0.10	99.90
1050-1100	62100	0.56	72900	0.65	99.35
1100-1150	87300	0.78	160200	1.44	98.56
1150-1200	164700	1.48	324900	2.91	97.09
1200-1250	398700	3.57	723600	6.49	93.51
1250-1300	712800	6.39	1436400	12.87	87.13
1300-1350	813600	7.29	2250000	20.17	79.83
1350-1400	983700	8.82	3233700	28.98	71.02
1400-1450	1365300	12.24	4599000	41.22	58.78
1450-1500	1750500	15.69	6349500	56.91	43.09
1500-1550	1880100	16.85	8229600	73.76	26.24
1550-1600	1638900	14.69	9868500	88.45	11.55
1600-1650	826200	7.41	10694700	95.85	4.15
1650-1700	349200	3.13	11043900	98.98	1.02
1700-1750	91800	0.82	11135700	99.81	0.19
1750-1800	21600	0.19	11157300	100.00	0.00
Mugera					
1200-1300	900	0.00	900	0.00	100.00
1300-1400	8200	0.00	9100	0.01	99.99
1400-1500	65600	0.04	74700	0.04	99.96
1500-1600	38875500	21.99	38950200	22.03	77.97
1600-1700	35574300	20.12	74524500	42.16	57.84
1700-1800	22300200	12.61	96824700	54.77	45.23
1800-1900	21407400	12.11	118232100	66.88	33.12
1900-2000	16199100	9.16	134431200	76.04	23.96
2000-2100	19878300	11.24	154309500	87.29	12.71
2100-2200	15005700	8.49	169315200	95.78	4.22
2200-2300	4741200	2.68	174056400	98.46	1.54
2300-2400	2125800	1.20	176182200	99.66	0.34
2400-2500	565200	0.32	176747400	99.98	0.02
2500-2600	33300	0.02	176780700	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Rusizi17					
1400-1450	146700	0.75	146700	0.75	99.25
1450-1500	263700	1.35	410400	2.10	97.90
1500-1550	195300	1.00	605700	3.10	96.90
1550-1600	2272500	11.64	2878200	14.75	85.25
1600-1650	2796300	14.33	5674500	29.07	70.93
1650-1700	2699100	13.83	8373600	42.90	57.10
1700-1750	1035900	5.31	9409500	48.21	51.79
1750-1800	207000	1.06	9616500	49.27	50.73
1800-1850	166500	0.85	9783000	50.12	49.88
1850-1900	864000	4.43	10647000	54.55	45.45
1900-1950	2481300	12.71	13128300	67.26	32.74
1950-2000	1266300	6.49	14394600	73.75	26.25
2000-2050	1097100	5.62	15491700	79.37	20.63
2050-2100	2461500	12.61	17953200	91.98	8.02
2100-2150	1424700	7.30	19377900	99.28	0.72
2150-2200	141300	0.72	19519200	100.00	0.00
Rusizi18					
1400-1450	4500	0.09	4500	0.09	99.91
1450-1500	7200	0.14	11700	0.22	99.78
1500-1550	16200	0.31	27900	0.53	99.47
1550-1600	646200	12.34	674100	12.87	87.13
1600-1650	1627200	31.07	2301300	43.94	56.06
1650-1700	1686600	32.20	3987900	76.15	23.85
1700-1750	862200	16.46	4850100	92.61	7.39
1750-1800	198000	3.78	5048100	96.39	3.61
1800-1850	63000	1.20	5111100	97.59	2.41
1850-1900	83700	1.60	5194800	99.19	0.81
1900-1950	42300	0.81	5237100	100.00	0.00
Rusizi19					
1400-1450	9000	0.14	9000	0.14	99.86
1450-1500	30600	0.47	39600	0.60	99.40
1500-1550	53100	0.81	92700	1.42	98.58
1550-1600	842400	12.86	935100	14.27	85.73
1600-1650	1561500	23.84	2496600	38.11	61.89
1650-1700	1204200	18.38	3700800	56.49	43.51
1700-1750	793800	12.12	4494600	68.61	31.39
1750-1800	370800	5.66	4865400	74.27	25.73
1800-1850	304200	4.64	5169600	78.91	21.09
1850-1900	446400	6.81	5616000	85.73	14.27
1900-1950	722700	11.03	6338700	96.76	3.24
1950-2000	212400	3.24	6551100	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m²)	Surface (%)	Surface cumulée (m²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Kahwa					
1450-1500	327600	3.23	327600	3.23	96.77
1500-1550	1045800	10.32	1373400	13.55	86.45
1550-1600	1230300	12.14	2603700	25.69	74.31
1600-1650	881100	8.69	3484800	34.38	65.62
1650-1700	985500	9.72	4470300	44.11	55.89
1700-1750	1049400	10.35	5519700	54.46	45.54
1750-1800	759600	7.49	6279300	61.96	38.04
1800-1850	886500	8.75	7165800	70.70	29.30
1850-1900	1136700	11.22	8302500	81.92	18.08
1900-1950	1093500	10.79	9396000	92.71	7.29
1950-2000	435600	4.30	9831600	97.01	2.99
2000-2050	138600	1.37	9970200	98.37	1.63
2050-2100	44100	0.44	10014300	98.81	1.19
2100-2150	62100	0.61	10076400	99.42	0.58
2150-2200	58500	0.58	10134900	100.00	0.00
Wesha					
1450-1500	82800	1.03	82800	1.03	98.97
1500-1550	235800	2.94	318600	3.97	96.03
1550-1600	328500	4.09	647100	8.06	91.94
1600-1650	476100	5.93	1123200	13.99	86.01
1650-1700	823500	10.26	1946700	24.25	75.75
1700-1750	997200	12.42	2943900	36.67	63.33
1750-1800	971100	12.10	3915000	48.77	51.23
1800-1850	885600	11.03	4800600	59.80	40.20
1850-1900	756900	9.43	5557500	69.23	30.77
1900-1950	817200	10.18	6374700	79.41	20.59
1950-2000	709200	8.84	7083900	88.25	11.75
2000-2050	450000	5.61	7533900	93.86	6.14
2050-2100	309600	3.86	7843500	97.71	2.29
2100-2150	154800	1.93	7998300	99.64	0.36
2150-2200	28800	0.36	8027100	100.00	0.00
Tshula					
1450-1500	166500	2.94	166500	2.94	97.06
1500-1550	230400	4.06	396900	7.00	93.00
1550-1600	164700	2.91	561600	9.91	90.09
1600-1650	383400	6.76	945000	16.67	83.33
1650-1700	554400	9.78	1499400	26.45	73.55
1700-1750	630000	11.11	2129400	37.56	62.44
1750-1800	543600	9.59	2673000	47.15	52.85
1800-1850	431100	7.60	3104100	54.75	45.25

1850-1900	443700	7.83	3547800	62.58	37.42
1900-1950	468000	8.26	4015800	70.84	29.16
1950-2000	707400	12.48	4723200	83.31	16.69
2000-2050	443700	7.83	5166900	91.14	8.86
2050-2100	291600	5.14	5458500	96.29	3.71
2100-2150	151200	2.67	5609700	98.95	1.05
2150-2200	59400	1.05	5669100	100.00	0.00
Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Bwindi					
1450-1500	129600	1.28	129600	1.28	98.72
1500-1550	378000	3.74	507600	5.03	94.97
1550-1600	508500	5.04	1016100	10.07	89.93
1600-1650	715500	7.09	1731600	17.15	82.85
1650-1700	600300	5.95	2331900	23.10	76.90
1700-1750	356400	3.53	2688300	26.63	73.37
1750-1800	445500	4.41	3133800	31.04	68.96
1800-1850	432900	4.29	3566700	35.33	64.67
1850-1900	946800	9.38	4513500	44.71	55.29
1900-1950	1761300	17.45	6274800	62.16	37.84
1950-2000	1496700	14.83	7771500	76.98	23.02
2000-2050	1024200	10.15	8795700	87.13	12.87
2050-2100	963000	9.54	9758700	96.67	3.33
2100-2150	321300	3.18	10080000	99.85	0.15
2150-2200	15300	0.15	10095300	100.00	0.00
Bukavu3					
1450-1500	98100	0.60	98100	0.60	99.40
1500-1550	738000	4.52	836100	5.12	94.88
1550-1600	1624500	9.95	2460600	15.07	84.93
1600-1650	1104300	6.76	3564900	21.84	78.16
1650-1700	768600	4.71	4333500	26.55	73.45
1700-1750	876600	5.37	5210100	31.92	68.08
1750-1800	904500	5.54	6114600	37.46	62.54
1800-1850	1980900	12.13	8095500	49.59	50.41
1850-1900	4400100	26.95	12495600	76.55	23.45
1900-1950	3111300	19.06	15606900	95.61	4.39
1950-2000	556200	3.41	16163100	99.01	0.99
2000-2050	161100	0.99	16324200	100.00	0.00

Altitude (m)	Surface (m ²)	Surface (%)	Surface cumulée (m ²)	Surface cumulée (%)	Surface au-delà (%)
Bukavu1					
1450-1500	375300	0.46	375300	0.46	99.54
1500-1550	1764900	2.16	2140200	2.62	97.38
1550-1600	2607300	3.19	4747500	5.81	94.19
1600-1650	2597400	3.18	7344900	8.99	91.01
1650-1700	1999800	2.45	9344700	11.44	88.56
1700-1750	1599300	1.96	10944000	13.40	86.60
1750-1800	1531800	1.88	12475800	15.28	84.72
1800-1850	3495600	4.28	15971400	19.56	80.44
1850-1900	5795100	7.10	21766500	26.65	73.35
1900-1950	15480900	18.96	37247400	45.61	54.39
1950-2000	13194000	16.16	50441400	61.77	38.23
2000-2050	3786300	4.64	54227700	66.41	33.59
2050-2100	2425500	2.97	56653200	69.38	30.62
2100-2150	2232900	2.73	58886100	72.11	27.89
2150-2200	2757600	3.38	61643700	75.49	24.51
2200-2250	3143700	3.85	64787400	79.34	20.66
2250-2300	3553200	4.35	68340600	83.69	16.31
2300-2350	4032900	4.94	72373500	88.63	11.37
2350-2400	2600100	3.18	74973600	91.81	8.19
2400-2450	3918600	4.80	78892200	96.61	3.39
2450-2500	2389500	2.93	81281700	99.53	0.47
2500-2550	353700	0.43	81635400	99.97	0.03
2550-2600	26100	0.03	81661500	100.00	0.00

ANNEXE A3.1

Tableau A3.1. Détail de l'échelle d'importance selon Saaty 1980 (Tiré puis traduit de l'anglais depuis Marrapu et Jakka, 2014).

Degré d'importance	Définition	Explication
1	Même importance	Deux activités contribuent au même niveau à l'objectif.
3	Importance modérée	L'expérience et le jugement favorisent une activité plutôt qu'une autre.
5	Grande importance	L'expérience et le jugement favorisent fortement une activité par rapport à une autre.
7	Très grande importance	Une activité est favorisée très fortement par rapport à une autre; sa domination est démontrée dans la pratique.
9	Extrême importance	La preuve favorisant une activité par rapport à une autre est de l'ordre d'affirmation le plus élevé possible.
2, 4, 6, 8	Valeurs intermédiaires entre les différentes valeurs d'échelle adjacentes.	Quand un compromis est nécessaire.

ANNEXE A3.2

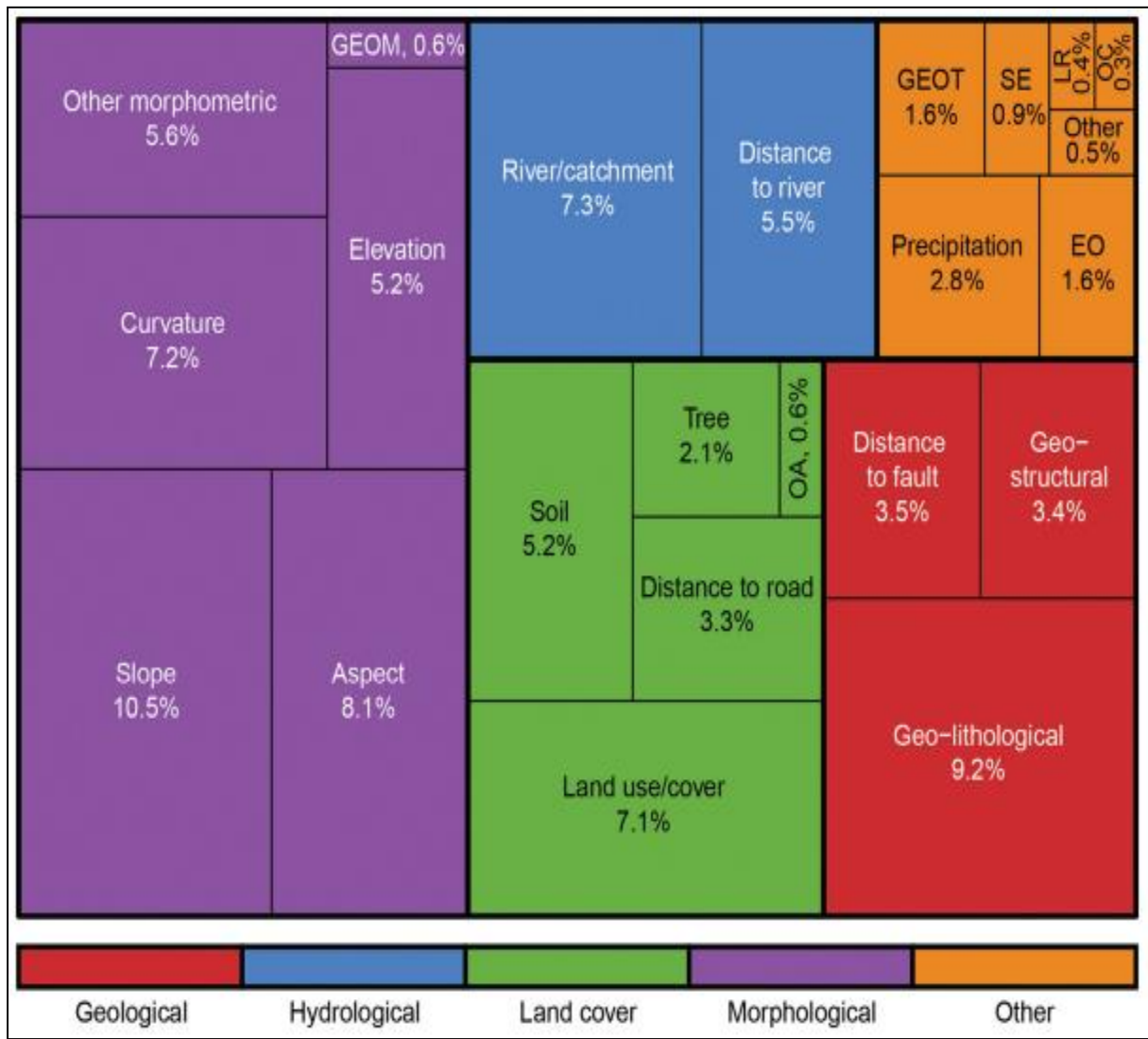


Figure A3.1. Variables thématiques : « Le diagramme montre la proportion des variables thématiques originales énumérées dans les articles de la base de données de la littérature. Les variables sont regroupées en 23 classes appartenant à cinq groupes thématiques, représentés avec des couleurs différentes. Légende : EO, observation de la Terre ; GEOM, géomorphologique ; GEOT, géotechnique ; LR, lié aux glissements de terrain ; OA, autre anthropique ; OC, autre climatique ; SE, sismique ». (Tiré de Reichenbach et al., 2018).

ANNEXE A.3.3

Tableau A3.1. Densités relatives des glissements de terrain pour chaque classe des cartes thématiques.

	CLASSE (km)	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	0-3	20616	31634	3109579	8599930	1.80236862
	3_6	4212	31634	1794786	8599930	0.63799385
	6_9	2445	31634	1162574	8599930	0.57174064
Distance aux failles	9_12	611	31634	813621	8599930	0.20415493
	12_15	478	31634	535869	8599930	0.24249907
	15_18	3248	31634	361223	8599930	2.44445154
	>21	24	31634	822278	8599930	0.00793475
	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	PLAT	168	31634	181200	8599930	0.25205301
	NORD	2761	31634	982534	8599930	0.76394066
	NORD_EST	2845	31634	1053390	8599930	0.73423298
	EST	2770	31634	1193540	8599930	0.63093351
Orientation de pente	SUD_EST	2150	31634	1130665	8599930	0.51694616
	SUD_EST	4000	31634	1018193	8599930	1.06799862
	SUD_OUEST	6642	31634	1068200	8599930	1.69039073
	OUEST	6667	31634	1034784	8599930	1.75154604
	NORD_OUEST	3631	31634	937424	8599930	1.05300634
	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	<-5	190	31635	12628	8597357	4.08899095
	DE -5 à -2	1703	31635	283095	8597357	1.63485625
	DE -2 à -1	4209	31635	844641	8597357	1.35426573
	DE -1 à -0.2	8536	31635	2205909	8597357	1.05163235
COURBURE DE PENTE	DE -0.2 à 0.2	4975	31635	1985523	8597357	0.6809501
	DE 0.2 à 1	7767	31635	2272201	8597357	0.92897426
	DE 1 à 2	2861	31635	730724	8597357	1.06404895
	DE 2 à 5	1215	31635	250267	8597357	1.31937974
	>5	179	31635	12369	8597357	3.93292409
	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	<100	4257	31635	1435647	8610665	0.80709533
	100-200	4645	31635	1270566	8610665	0.9950785
	200-300	4586	31635	1126766	8610665	1.10781992
	300-400	4657	31635	1040585	8610665	1.21814092
	400-500	3983	31635	915106	8610665	1.18469828
DISTANCE_RIVIERES	500-600	3264	31635	770402	8610665	1.15319195
	600-700	2497	31635	632963	8610665	1.07376458
	700-800	1712	31635	504070	8610665	0.92444646
	800-1000	1596	31635	623041	8610665	0.69724453
	>1000	438	31635	291519	8610665	0.40895554

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	<2	16862	31635	4756642	8597354	0.96339766
	2_5	11124	31635	2582019	8597354	1.1708426
CTI	5_10	3320	31635	1051232	8597354	0.8582948
	10_15	290	31635	182788	8597354	0.43116876
	>15	39	31635	24673	8597354	0.42957561

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	767-850	927	31635	1409046	8599975	0.17884793
	750-1000	2435	31635	1130671	8599975	0.58545304
	1000-1250	3751	31635	967938	8599975	1.05348626
ALTITUDE	1250-1500	13720	31635	1055761	8599975	3.53279019
	1500-1750	5837	31635	1194478	8599975	1.32843677
	1750-2000	3489	31635	946837	8599975	1.00174019
	2000-2250	863	31635	815845	8599975	0.28756266
	>2250	613	31635	1079399	8599975	0.15438596

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	246.6-280.0	119	31635	1147322	8616789	0.02825135
	280.0-290.0	2424	31635	328416	8616789	2.01041598
PGA	290.0-300.0	1723	31635	338080	8616789	1.38817244
	300.0-325.0	1367	31635	1087334	8616789	0.34243896
	325.0-364.8	26002	31635	5715637	8616789	1.23913817

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	<2	7542	31635	2872574	8599975	0.71374759
	2 -4	452	31635	577397	8599975	0.2128106
SPI	4 -6	13789	31635	3563559	8599975	1.05190899
	6 -8	7186	31635	1137875	8599975	1.7168091
	8-10	1970	31635	298686	8599975	1.79300173
	>10	696	31635	149884	8599975	1.26236026

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	< 850	52	31635	606511	8616789	0.02335298
	850 - 1,000	1003	31635	1274601	8616789	0.21434053
	1,000 - 1,150	1749	31635	777913	8616789	0.61240172
	1,150 - 1,300	13206	31635	1550355	8616789	2.32015906
PRECIPITATIONS	1,300 - 1,450	10143	31635	1376738	8616789	2.00674757
	1,450 - 1,600	856	31635	556003	8616789	0.41934768
	1,600 - 1,750	328	31635	736603	8616789	0.12128804
	1,750 - 1,900	3705	31635	567308	8616789	1.77888111
	>1,900	593	31635	1170757	8616789	0.13796393

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	< 5°	1927	31635	2112418	8599975	0.247988308
	5° - 10°	3801	31635	1121325	8599975	0.921500796
	10° - 15°	5144	31635	1241272	8599975	1.126583409
PENTE (DEGRE)	15° - 20°	5220	31635	1307324	8599975	1.085466985
	20° - 30°	8762	31635	2052524	8599975	1.160497889
	30° - 40°	4921	31635	678578	8599975	1.971437165
	>40°	1860	31635	86534	8599975	5.843264089

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	Archéen	4167	31635	1738636	8616789	0.652818499
	Sédiments du Rift	893	31635	1790902	8616789	0.135817977
	Néoprotérozoïque	0	31635	171060	8616789	0
LITHOLOGIE	Mésoprotérozoïque	12236	31635	3735108	8616789	0.892306228
	Lacustres	0	31635	10365	8616789	0
	Granites	998	31635	394124	8616789	0.689723906
	Volcanique	13341	31635	776594	8616789	4.679203929

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	0 - 0.5	24897	31636	6722318	8599975	1.006800884
	0.5 - 1	1640	31636	549551	8599975	0.811243943
	1.0 - 1.5	1631	31636	525349	8599975	0.84395963
	1.5 - 2	1244	31636	390013	8599975	0.867075508
	2.0 - 2.5	867	31636	229724	8599975	1.025955088
FACTEUR_LS	2.5 - 3	556	31636	108558	8599975	1.392286397
	3.0 - 3.5	360	31636	45390	8599975	2.15604559
	3.5 - 4	174	31636	17314	8599975	2.731916725
	4.0 - 5.5	184	31636	10344	8599975	4.835539475
	> 5.5	83	31636	1414	8599975	15.956745

	CLASSE	(a)	(b)	(c)	(d)	Dm
	Cultures; arbustes & prairies	15283	31636	5242592	8616789	0.794010863
OCCUP_SOL	Forêts	14077	31636	3112964	8616789	1.231685713
	Zones humides	24	31636	82158	8616789	0.079765559
	Eau	0	31636	20645	8616789	0
	Urbanisé, artificiel	2252	31636	158430	8616789	3.871638997

ANNEXE A4

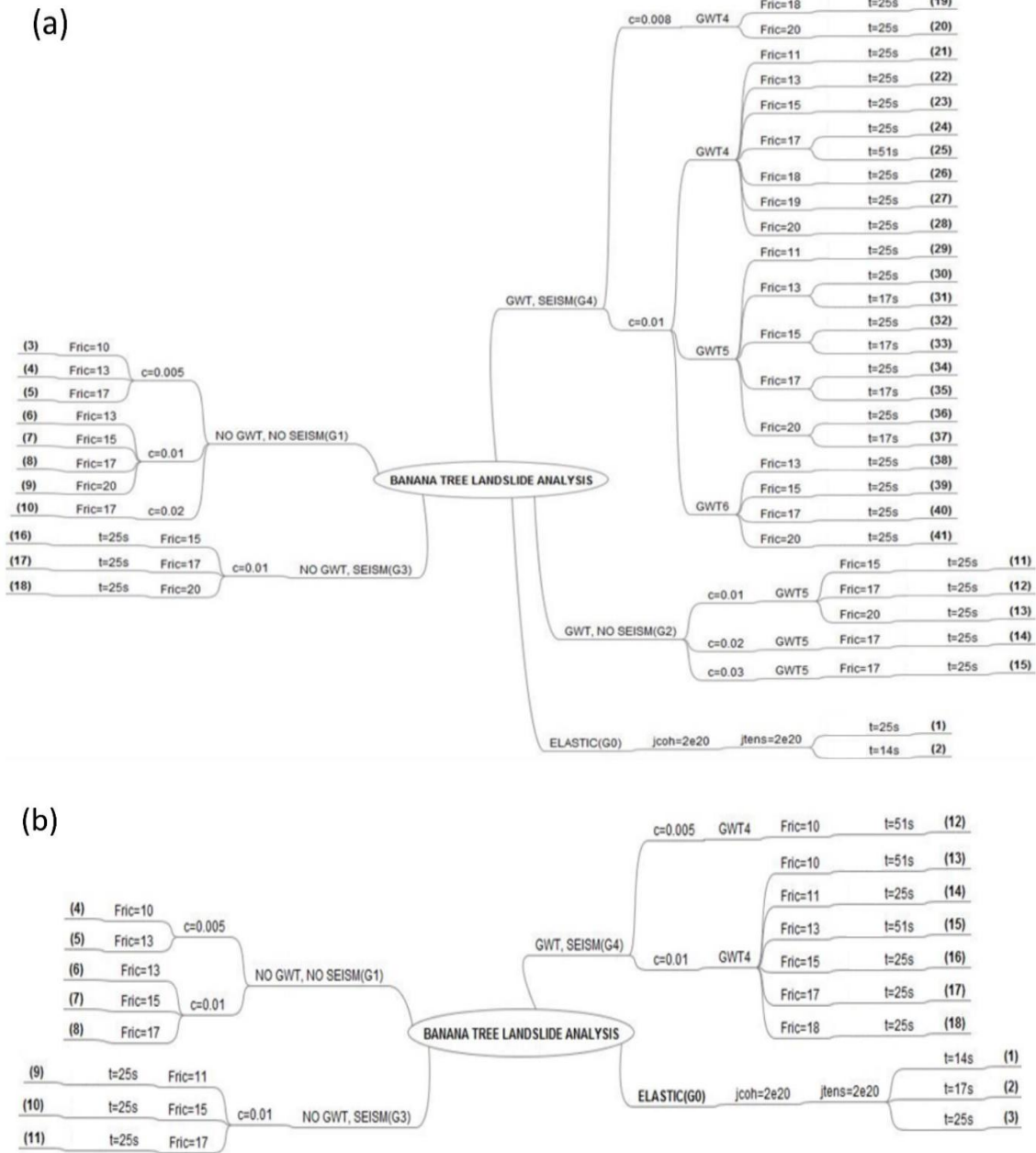


Figure A4.1. (a) Scénarios sur la genèse du glissement de terrain : analyse rétrospective (le déclenchement et l'évolution jusqu'à la situation actuelle). (b) Analyse de la stabilité du glissement de terrain pour comprendre son évolution future. GWT fait références aux scénarios tenant compte de la nappe phréatique, G0 (simulation élastique pour suivre l'amplification de l'accélération maximale du sol, PGA, et de l'intensité Arias, Ia, dans différentes parties du profil), G1 (scénarios à sec et non sismiques), G2 (non scénarios sismiques et totalement ou partiellement saturés), G3 (scénarios sismiques et à sec) et G4 (scénarios sismiques et totalement ou partiellement saturés).

ANNEXE A5.1

Tableau A5.1. Échelle de taille des grains étendue d'Udden-Wentworth pour les particules sédimentaires, d'après Blair et McPherson (1999).

(Source : Terry et Goff, 2014).

PARTICLE LENGTH (d _i)				GRADE	CLASS	FRACTION	
km	m	mm	Φ			Unlithified	Lithified
1075				very coarse	Megalith	Megagravel	Mega-Conglomerate
538				coarse			
269				medium			
134				fine			
67.2				very fine			
33.6				very coarse	Monolith		
16.8				coarse			
8.4				medium			
4.2				fine			
2.1				very fine			
1.0	1048.6			very coarse	Slab		
0.5	524.3			coarse			
0.26	262.1			medium			
	131.1			fine			
	65.5			very coarse	Block		
	32.8			coarse			
	16.4			medium			
	8.2			fine			
	4.1	4096		very coarse		Boulder	
	2.0	2048		coarse			
	1.0	1024		medium			
	0.5	512		fine			
	0.25	256		coarse	Cobble		Gravel
		128		fine			
		64		very coarse	Pebble		
		32		coarse			
		16		medium			
		8		fine			
		4			Granule		
		2		very coarse	Sand	Sand	Sandstone
		1		coarse			
		0.50		medium			
		0.25		fine			
		0.125		very fine			
		0.063		coarse	Silt	Mud	Mudstone or Shale
		0.031		medium			
		0.015		fine			
		0.008		very fine			
		0.004			Clay		
		0.002					
		0.001					
		0.0005					
		0.0002					
		0.0001					

ANNEXE A5.2

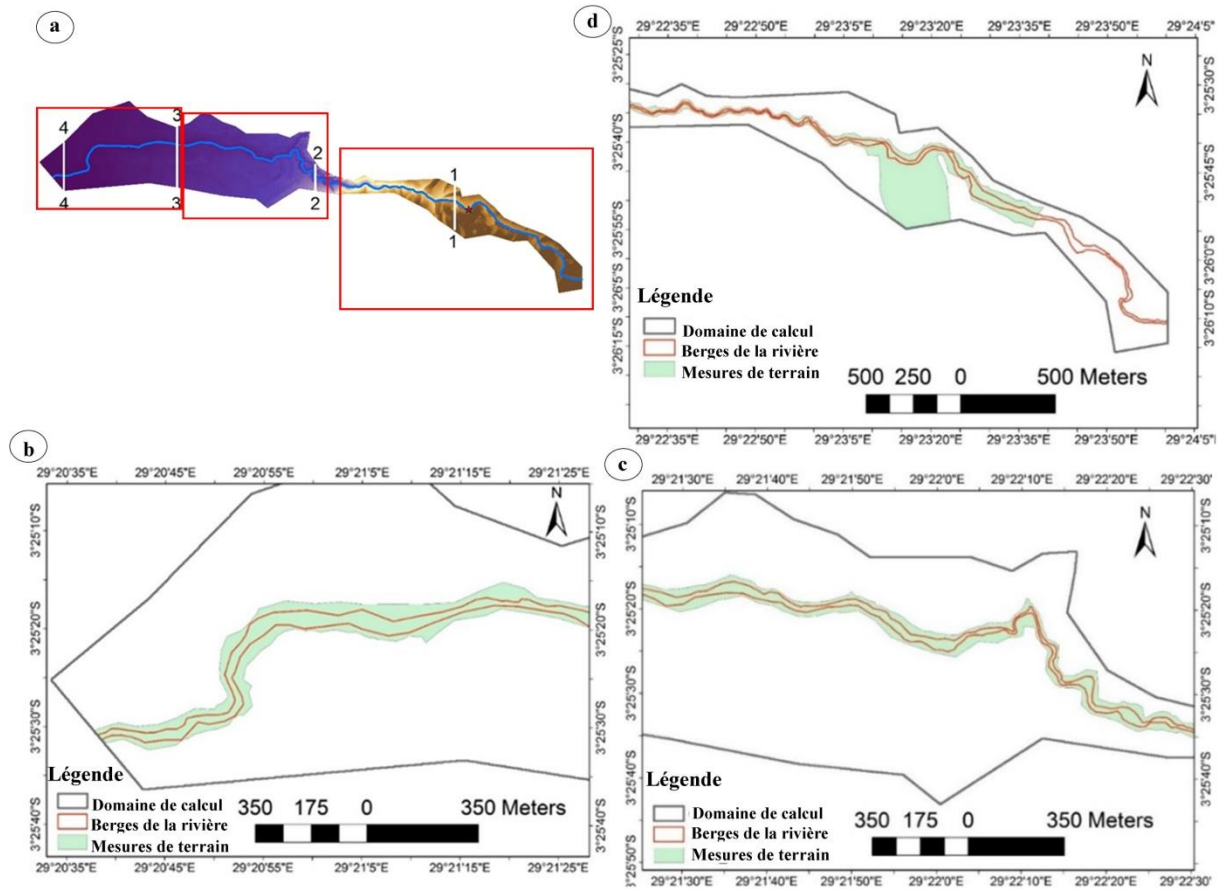


Figure A5.2. Étendue des mesures de terrain (■) par rapport aux rives de la rivière Kanyosha (—) et aux limites du domaine de calcul (□). Les sous figures b, c et d correspondent respectivement aux fenêtres rouges à gauche, au centre et à droite de la sous figure a, représentant les parties inférieure, centrale et supérieure de la vallée. La sous-figure A5.2.a et ses sections transversales correspondent à celles présentées plus haut dans la figure 5.2.

ANNEXE A5.3

Exemples de résultats des étapes 1 et 2 de la procédure de modélisation hydraulique.

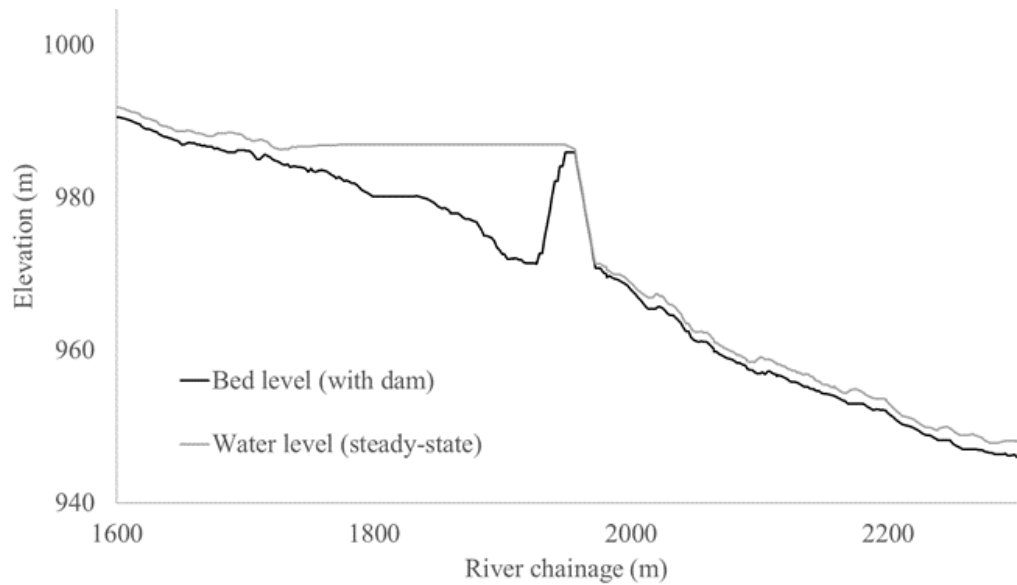


Figure A5.3.1. Profil longitudinal (dans la zone du barrage) des niveaux du lit et de l'eau pour un débit constant de $120 \text{ m}^3/\text{s}$, calculé à l'étape 1 de la procédure de modélisation hydraulique ($k_s = 0,3 \text{ m}$).

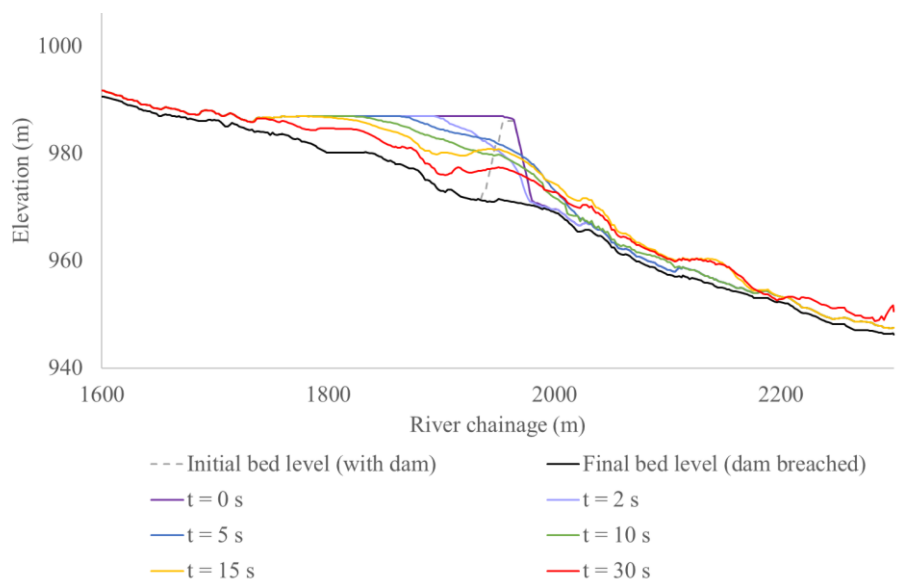


Figure A5.3.2. Profils longitudinaux des niveaux d'eau calculés à l'étape 2 de la procédure de modélisation hydraulique, en supposant une rupture instantanée du barrage (cas extrême) et un débit de $120 \text{ m}^3/\text{s}$ dans la rivière avant la rupture du barrage ($k_s = 0,3 \text{ m}$).

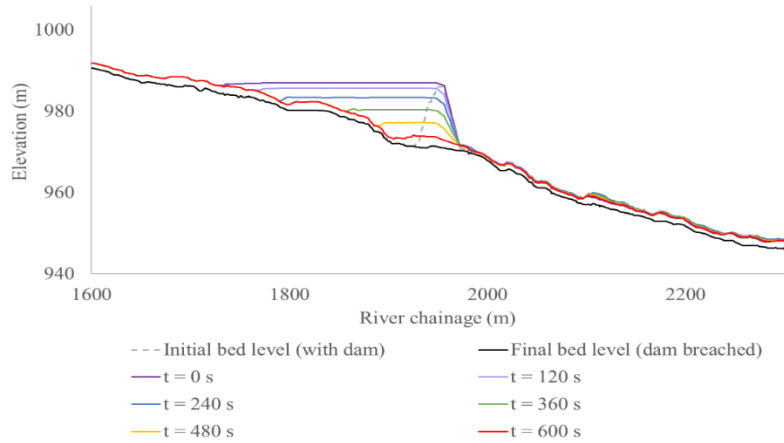


Figure A5.3.3. Profils longitudinaux des niveaux d'eau calculés à l'étape 2 de la procédure de modélisation hydraulique, en supposant une durée de rupture de 600 s et un débit de 120 m³/s dans la rivière avant la rupture du barrage ($k_s = 0,3$ m).

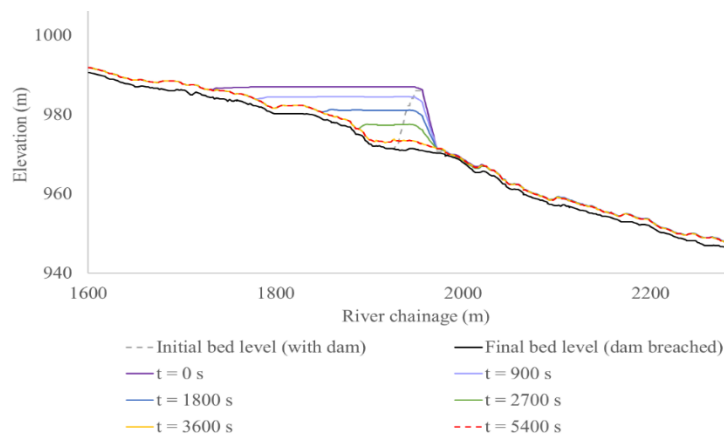


Figure A5.3.4. Profils longitudinaux des niveaux d'eau calculés à l'étape 2 de la procédure de modélisation hydraulique, en supposant une durée de rupture de 3600 s et un débit de 120 m³/s dans la rivière avant la rupture du barrage ($k_s = 0,3$ m).

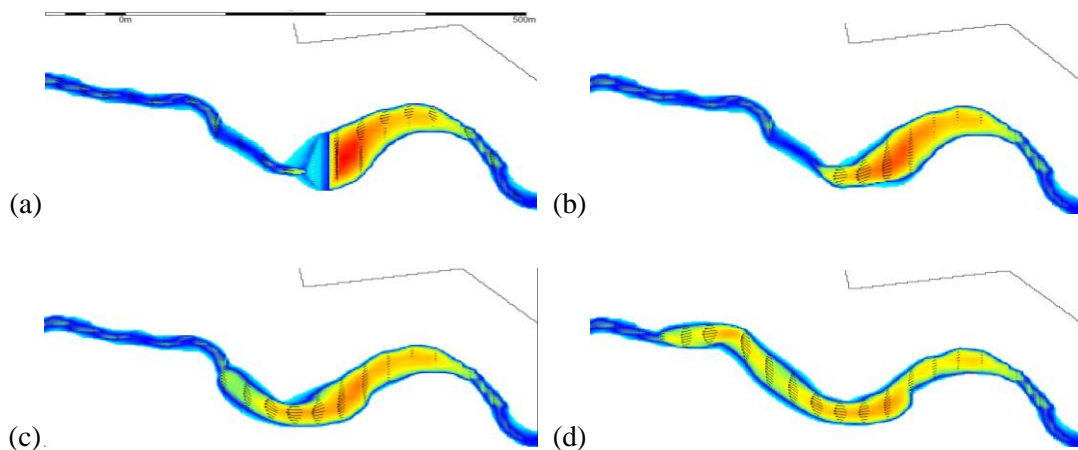


Figure A5.3.5. La répartition de la profondeur de l'eau et les profils de vitesse avant la rupture (a) ainsi qu'après 5 s (b), 10 s (c) et 20 s (d), calculés à l'étape 2 de la procédure de modélisation hydraulique. Ce calcul suppose une rupture instantanée du barrage (cas extrême) et un débit de 120 m³/s dans la rivière avant la rupture du barrage ($k_s = 0,3$ m).

Liste des publications

- **Publication dans une revue indexée :**

1. Nibigira, L., Havenith, H.-B., Archambeau, P., Dewals, B. (2018): Formation, breaching and flood consequences of a landslide dam near Bujumbura, Burundi. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18 : 1867-1890, <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1867-2018>, 2018.
2. Nibigira, L., Draidia, S., Havenith, H.-B. (2015). GIS-based landslide susceptibility mapping in the Great Lakes region of Africa, Case study of Bujumbura Burundi. *Engineering Geology for Society and Territory*, 2, 2015: 985-988.

- **Publication en cours :**

3. Nibigira, L., Ozer, P., Havenith H.-B. (2018). La température et les précipitations extrêmes à Bujumbura, Burundi (1980-2014) : tendances récentes et impacts sur les inondations. *Geo-Eco-Trop*.

- **Résumés et présentations dans des conférences internationales à comité de lecture :**

4. Nibigira, L., Havenith, H.-B., Archambeau, P., Dewals, B. (2018). Geohazards and flood risk assessment in Bujumbura / Burundi: contribution of numerical modeling. [*The Belgium Geographers Day*, 17 November 2017].
5. Nibigira, L., Havenith, H.-B., Ozer, P. (2017). Analysis of migration in a multi-risk context. [*AAG 2017*, 05-10 Avril 2017, Boston, USA].
6. Nibigira, L., Ozer, P., Havenith, H.-B. (2016). La responsabilité climatique dans les défis urbains contemporains : évaluation et mise en contexte pour la ville de Bujumbura, Burundi. [19-21 Mai 2016, Castelsardo, Sardaigne, Italie].
7. Nibigira, L., Havenith, H.-B., Dewals, B., Ozer, P. (2013). Assessing the vulnerability of sites in the East African Rift Valley to natural hazards: case study of Bujumbura, Burundi. [*Active Volcanism & Continental Rifting - AVCOR 2013*, 12-14 Novembre 2013, Gisenyi, Rwanda].
8. Nibigira, L., Draidia, S., Havenith, H.-B. (2013). La vallée du rift est-africain face aux risques gravitaires : cas de Bujumbura (Burundi). [*Journées Alea Gravitaire - jag 2013*, 17-18 Septembre 2013, Grenoble, France].
9. Draidia, S., Havenith, H.-B., Almazbek, T. and Nibigira, L. (2013). Contribution to the understanding of the mechanisms controlling slope instabilities near Bujumbura-Burundi. [*Active Volcanism & Continental Rifting - AVCOR 2013*, 12-14 Novembre 2013, Gisenyi, Rwanda].
10. Nibigira, L. (2012). Outils d'évaluation et de gestion des risques afférents aux rivières qui traversent la ville de Bujumbura : cas de la rivière Ntawangwa. [*International Symposium on the Environnement "Environnement, Urbanisation et Ruralité dans la région des Grands Lacs d'Afrique"*, 8-10 Novembre 2012, Bujumbura, Burundi].