HAL
open science

Suivi sismologique de l'impact des cyclones sur la charge de fond de la Rivière des Pluies et de la Rivière du Mât à La Réunion

Alicia Gonzalez

To cite this version:

Alicia Gonzalez. Suivi sismologique de l'impact des cyclones sur la charge de fond de la Rivière des Pluies et de la Rivière du Mât à La Réunion. Sciences de la Terre. Université de la Réunion, 2019. Français. NNT : 2019LARE0018 . tel-02468230

HAL Id: tel-02468230

https://theses.hal.science/tel-02468230v1

Submitted on 5 Feb 2020

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

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

Université de La Réunion – Laboratoire Géosciences Réunion – IPGP

THÈSE
Pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITÉ
Spécialité : Sismologie

Par
Alicia GONZALEZ

Suivi sismologique de l'impact des cyclones sur la charge de fond de la Rivière des Pluies et de la Rivière du Mât à La Réunion

Soutenue publiquement le 28 juin 2019, devant le jury composé de :

Christel TIBERI	Chargée de Recherche, Université de Montpellier	Rapporteure
Eric LAROSE	Directeur de Recherche, ISTerre Grenoble	Rapporteur
Florent GIMBERT	Chargé de Recherche, IGE Grenoble	Examinateur
Alain RECKING	Chargé de Recherche, IRSTEA Grenoble	Examinateur
Jean-Lambert JOIN	Professeur, Université de La Réunion	Examinateur
Fabrice R. FONTAINE	Maitre de Conférence, Université de La Réunion	Directeur
Guilhem BARRUOL	Directeur de Recherche, IPGP	Co-Directeur
Valérie FERRAZZINI	Directeur de Recherche, IPGP	Invitée

Avant-propos

Thèse réalisée au Laboratoire Géosciences Reunion (LGSR) bât. S1
15 Av. René Cassin CS 92003
97744 Saint-Denis

Tél. : 0262938211
Web : https://geosciences.univ-reunion.fr/home

Sous la direction de Fabrice Fontaine fabrice.fontaine@univ-reunion.fr
et la co-direction de Guilhem Barruol barruol@ipgp.fr

Financement Allocation sans contrat : soutien financier de la Région Réunion et de l'Union Européenne – Fonds européen de développement régional (FEDER) PO 2014-2020.

Remerciements

Ma première pensée va à Fabrice Fontaine, mon directeur de thèse, qui a eu confiance en mes capacités pour relever ce challenge. Fabrice, je te serai à jamais reconnaissante pour cette expérience unique.

Je remercie ensuite mon co-directeur de thèse Guilhem Barruol pour son encadrement depuis Paris. Merci pour les nombreux conseils, corrections, propositions, les discussions essentielles qui m'ont souvent redonné confiance en mes raisonnements, merci de m'avoir accueilli à Paris dans une phase cruciale de production. Ces moments ont été de vrais moteurs pour avancer. Et évidemment, j'ai beaucoup appris.

Un immense merci à Eric Delcher, alias MacGyric, ingénieur de notre laboratoire, auprès de qui j'ai acquis des compétences de terrain diversifiées et primordiales. Merci d'avoir appuyé mon apprentissage technique et d'avoir participé à développer mon sens pratique. Merci pour ton accompagnement sans failles sur le terrain ou au laboratoire, d'avoir toujours su trouver la solution pour régler les dysfonctionnements en temps et en heure. Je te remercie aussi d'avoir pris le temps d'écouter mes longs récits de chantiers interprétatifs. Dans la phase finale, merci d'avoir pris soin que le manuscrit avance dans les meilleures conditions.

Un grand merci à Arnaud Burtin qui m'a reçu à l'IPGP à deux reprises pour la prise en main de ses codes et qui m'a transmis la sensibilité du sismologue environnemental.

Je remercie vivement Céline Laborde, responsable du bureau d'études Stratagem974, qui a apporté son soutien avant même le début de la thèse en appuyant la demande de financement auprès de la Région Réunion puis en mettant à notre disposition du matériel (drone Phantom III, perche, appareil photo, capteurs sismiques, batteries, PC de modélisation, outillage) et du personnel pour effectuer des campagnes de terrain et du traitement d'images.

Dans ce cadre, je remercie particulièrement Florian Durand (Ingénieur à Stratagem974) dont l'aide a été précieuse pour l'aspect stéréo-photogrammétrie dans la rivière des pluies et cela malgré son emploi du temps chargé.

Je remercie Julien Bonnier de l'Office de l'Eau et François Bonnardot, côté MétéoFrance, pour leurs réponses systématiques à mes nombreuses demandes par mail ou par téléphone.

Je remercie Alain Recking d'avoir fait le déplacement depuis Grenoble pour me former à la lecture de terrain pour l'analyse de la dynamique hydro-sédimentaire, de m'avoir appris à faire un échantillonnage granulométrique dans les règles de l'art. Merci également à Geneviève Lebeau, la technicienne du LGSR, de m'avoir accompagné à la Rivière des Pluies pour effectuer des relevés granulométriques suivants.

Je remercie également Nicolas Villeneuve de m'avoir donné les clés, à Terre, pour réussir les prises de vue aériennes et de m'avoir confié son précieux appareil photo. Merci a lui d'avoir encadré le stage dédié à l'analyse de ces images.

Mes remerciements vont également à Laurent Michon, directeur du LGSR, de s'être rendu disponible pour des discussions enrichissantes autour des interprétations des hystérésis, de m'avoir encouragée à ne pas lâcher la donnée et d'en puiser tout le jus jusqu'à la dernière goutte ! Je remercie aussi Jean-Lambert d'avoir répondu à mes questionnements hydrogéologiques.

Un grand merci aux 4 stagiaires de l'Ecole Navale qui ont travaillé, dans le cadre de ma thèse, à améliorer la compréhension du contenu des enregistrements sismiques. Jules Bennistant, Maxence Guillon, Félix Hennion et Thibault Labadie, merci d'avoir produit des codes précieux à ma demande, vous êtes les meilleurs moussaillons ! Un merci particulier à Thibault avec qui nous avons discuté intensément et fait avancer le débat sur la discrimination des sources sismiques...

Je remercie mes collègues doctorants Anthony Dofal et Bhavani Bénard de m'avoir accordé du temps lorsque j'avais besoin de conseils sur Illustrator et QGis. Vous êtes tellement bons !

Un immense merci à Cécile d'avoir relu ma thèse et d'avoir eu le regard critique nécessaire. Je te donne ton HDR ! Merci à Caro, Audrey et Matthieu d'avoir pris le temps de lire des passages de ma thèse pour me donner leur avis, à ma maman et Camille d'avoir cherché les fautes d'orthographes ainsi qu'à Jean-Momo de m'avoir épaulée pour la mise en page.

Dans la phase finale de cette expérience de thèse, je remercie vivement mes rapporteurs Christel Tiberi et Eric Larose pour les remarques avisées qui ont participé à faire évoluer le manuscrit et pour leur enthousiasme quant au travail accompli. Merci également aux autres membres du jury pour les remarques et discussions intéressantes; Alain Recking, Florent Gimbert et Valérie Ferrazzini.

J'ai eu la chance d'avoir des collaborateurs et des collègues de travail exceptionnels mais j'ai aussi vécu ces trois ans avec le soutien de près ou de loin de copains supers, d'amis fantastiques, de ma famille irremplaçable, et de mon cher amour. Julie, Cécile et mes choupettes Audrey et Caro, vous êtes des femmes extraordinaires, des wonderwomen et vous m'avez donné beaucoup de force, merci, je vous adore. Eric et Céline et leur enfants, David, John, Bhavani, Camille, Anthony, Sophie, Estelle, Chloé, Valentine, Elise, Nico touktouk, Océane, Thibault, Sarah et la famille Vyskoc, Galdrock et André, Doudou, Jean-Momo, Damien, Bert, Mât, Elisa, Jojo et Marine; je suis heureuse que vous vous soyez trouvés sur mon chemin ! Merci pour les bons moments de rigolades, de pleurs et de soutien sans faille.

Mes cousines adorées, merci de m'avoir suivi de loin. Une pensée pour ma petite mamie Mélina qui avait grande hâte que je finisse mes études, "mais oui mais oui, la thèse est finie" !!

Un merci infini à mes parents et mon frère que j'aime plus que tout de m'avoir aimé à la folie depuis toujours, d'avoir été si fiers de moi et d'avoir fait le déplacement plusieurs fois pour venir me soutenir sur place.

Brice *[Foucart 2019]*, à distance puis ensemble sur cette île, nous avons franchi les étapes les unes après les autres. Merci d'avoir partagé ma vie de thésarde, d'être resté à mes côtés malgré les difficultés. Merci de m'avoir fait beaucoup rire, de m'avoir comprise, soutenue, poussée et de m'avoir rendu heureuse.

Merci à tous ceux qui ont su me donner des élans de motivation durant ces trois années difficiles.

Un dernier merci au Maloya, au créole qui chante mieux que la cigale, merci aux reliefs, rivières, cascades, bassins, à l'océan, aux baleines, dauphins, à la pluie, aux couchers de soleil et surtout au magma ! La nature et la culture de cette île m'ont réchauffé le cœur, donné des frissons et des larmes aux yeux. Merci La Réunion !

" Ce qui est écrit sans peine est lu sans plaisir. " Louis-Philippe Robidoux *; Lueurs* (1951)

Table des matières

Chapitre 1 - Introduction **1**
1.1 Préambule 1
1.2 Introduction 2
1.2.1 Contexte et problématique générale 2
1.2.2 Analyse du transport solide – Problématique 4
Chapitre 2 - Contexte local et site d'étude **13**
2.1 Contexte climatique de l'île 13
2.1.1 Variabilité temporelle du climat 14
2.1.2 Variabilité spatiale du climat 15
2.1.3 Réponse hydrologique et torrentialité 16
2.2 Description des bassins versants et cours d'eau 16
2.2.1 Hydrologie 17
2.2.2 Géomorphologie et érosion 18
Chapitre 3 - Outils et méthodes **29**
3.1 Sismologie 30
3.1.1 Instrumentation et réseau 30
3.1.2 Analyse spectrale 34
3.1.3 RMS 35
3.1.4 Suivi de la polarisation des signaux 37
3.2 Stations hydrologiques et météorologiques 39
3.2.1 Hauteur d'eau 39
3.2.2 Pluviométrie 40
3.3 Analyse granulométrique 41
3.4 Analyse photogrammétrique 43
3.4.1 Echelle métrique à hectométrique (perche et drône) 44
3.4.2 Echelle kilométrique (ULM) 48
3.4.3 Comparaison des MNT avant/après épisode de crue 50
Chapitre 4 - Contenu spectral des enregistrements sismiques du réseau Rivière des Pluies 51
4.1 Signal associé à l'activité de rivières 51
4.1.1 Théorie de l'écoulement 52
4.1.2 Etat des connaissances de la signature de l'écoulement de l'eau 52
4.1.3 Théorie du mouvement des grains sédimentaires 54
4.1.4 Signature sismologique du transport sédimentaire dans la littérature 55
4.2 Évènements naturels transitoires : processus d'érosion des pentes 59
4.2.1 Chute de blocs et écroulements en masse 60
4.2.2 Coulées de débris 62
4.2.3 Glissements de terrain 63
4.3 Houle océanique 64
4.3.1 Pic primaire 65
4.3.2 Pic secondaire 66
4.4 Bruit météorologique 67
4.4.1 Précipitations 67
4.4.2 Vent 68
4.5 Eruption du Piton de La Fournaise 69
4.6 Bruit anthropique 70
Chapitre 5 - Analyse des signaux sismiques de hautes fréquences associés à l'activité de la Rivière du Mât **73**
5.1 Suivi sismologique du transport solide dans la Rivière du Mât lors du cyclone Bejisa à partir d'une station sismique 73
5.1.1 Présentation de l'article 73
5.1.2 Résumé 76
5.1.3 Abstract 77
5.1.4 Introduction 77
5.1.5 Data and Methods 79

5.1.6 Results 80
5.1.7 Discussion 85
5.1.8 Conclusion 87
5.2 Cyclone Dumazile enregistré par trois stations (papier soumis à GJI) 88
5.2.1 Présentation de l'article 88
5.2.2 Résumé 90
5.2.3 Abstract 91
5.2.4 Introduction 91
5.2.5 Data and Methods 94
5.2.6 Results 98
5.2.7 Discussions 108
5.2.8 Conclusion 112
Chapitre 6 - Analyse du signal sismique à la Rivière des Pluies, exemple des cyclones Carlos et Dumazile. 113
6.1 Introduction 113
6.2 Observations 115
6.2.1 Analyse spectrale 115
6.3 Relation entre paramètres sismologique et hydrologique 124
6.4 Localisation des sources de bruit (analyse polarisation) 130
6.5 Analyse spatio-temporelle : vitesse de l'onde de crue 132
6.6 Transport de sédiments 135
6.6.1 Analyses granulométriques 135
6.6.2 Analyse photogrammétrique de la dynamique hydrosédimentaire (volumes érodés, ajoutés) (Dumazile). 138
6.7 Conclusion 140
Chapitre 7 - Conclusion et Perspectives 143

Liste des figures

Figure 1. Schéma illustrant les trois modes de transport par charriage sur le fond du lit de rivière transmettant des vibrations dans le substrat du lit de rivière. 4
Figure 2. Schéma de l'effet d'hystérésis 10
Figure 3. Localisation des trois cirques principaux ainsi que les rivières qui les drainent, et des deux édifices volcaniques de l'île de La Réunion. 14
Figure 4. Cumul de précipitations mensuel (mm) à la station Mare à Vielle Place en amont du cirque de Salazie. 15
Figure 5. Zonage de la répartition des pluies sur l'île de La Réunion.. 16
Figure 6. Réseau hydrographique de La Réunion 17
Figure 7. Abrasion forte favorisée par la nature des roches et par les nombreux impacts (Rivière des Pluies). 18
Figure 8. Carte présentant l'extension des bassins versants de la Rivière des Pluies (Nord-Sud) et de la Rivière du Mât (SudOuest - NordEst) ainsi que leurs affluents et l'extension des glissements de terrain fournissant des sédiments. Position des stations sismiques et hydro-météorologiques. 19
Figure 9. Illustrations de la géomorphologie du lit de la Rivière des Pluies.. 20
Figure 10. a) Représentation schématique de la morphologie type du lit de la Rivière des Pluies dans sa partie amont. La mise en vitesse de l'écoulement a lieu dans les portions rectilignes et des impacts des sédiments transportés sur les parois dans les zones de coudes. b) Photographie aérienne (ULM) de la zone de gorges surmontée de hauts remparts d'environ 500 mètres. 21
Figure 11. Profil en long de la rivière des Pluies et des ses ravines affluentes, avec la localisation des stations hydrométriques (étoiles jaunes) et des 6 stations sismologiques (points rouges) qui indiquent également la localisation des zones sur lesquelles des mesures granulométrique ont été effectuées 22
Figure 12. a) Aperçu d'une zone riche en sédiments b) zone où le substratum affleure. A noter le marquage des blocs effectués sur les berges pour les analyses d'image et la quantification des mouvements. 23
Figure 13. Distribution granulométrique des différentes sections étudiées du lit de la Rivière des Pluies 23
Figure 14. a) Photographie du banc sédimentaire recouvert par les fines de fin de crue. b) Gros blocs immobiles à la sortie des gorges du Piton Tanan légèrement en amont de RIV5. (Vues vers l'amont). 24
Figure 15. Zone RIV1 avec un lit de rivière bien chenalisé et un étalement des dépôts sédimentaires. 24
Figure 16. Profil en long de la rivière du Mât, et des ses ravines affluentes, avec la localisation de la station hydrométrique (étoile jaune) et des 3 stations sismologiques (points rouges) 25
Figure 17. a)b) Gorges très étroites au niveau du Pont de l'Escalier (station RMA3) dans la partie amont de la Rivière du Mât et qui s'étend sur quelques kilomètres en amont (vue vers l'amont). c) Gorges au niveau du village de Salazie 6 km en amont du Pont de l'Escalier. 27
Figure 18. Distribution granulométrique de deux sections étudiées du lit de la Rivière du Mât. 28
Figure 19. Schéma illustrant les différentes méthodes adoptées au cours de la thèse. 29
Figure 20. Carte présentant l'instrumentation sismologique et hydro-météorologique dans le Nord-Est de l'île, le long de la Rivière des Pluies (RIV1 à RIV6) et de la Rivière du Mât (RMA1 à RMA3) 31
Figure 21. Installation des stations autonomes. Exemples de dispositifs plus ou moins protégés en fonction de la sûreté du site d'installation 33
Figure 22. (Gauche) Sismogramme d'une heure d'enregistrement sur la composante verticale de la station RIV5 lors de la crue induite par le cyclone Dumazile de mars 2018. (Droite) Zoom d'environ 1s d'enregistrement sur la forme d'onde. 35
Figure 23. Comparaison entre RMS (rouge) et PSD (noir) ici extraits des enregistrements de la station SALA (installée dans le cadre projet RHUM-RUM). La zone délimitée par les pointillés contient des pics de hautes énergies qui sont aplatis dans le cas de la PSD. 36
Figure 24. Comparaison des trois composantes du capteur RIV5 (cyclone Dumazile, mars 2018) avec la composante qui résulte de la composition des trois composantes. 37
Figure 25. Représentation schématique des projections et angles obtenus à partir de la méthode ACP. 38
Figure 26. Dispositif de mesure de hauteur d'eau déployé par l'Office de l'Eau sous le Pont de l'Escalier. 40
Figure 27. Mesure du diamètre des sédiments sous le mètre ruban à la Rivière des Pluies. L'axe b est présenté dans l'encart en haut à gauche et le gabarit pour mesurer l'axe b dans l'encart à droite. 42
Figure 28. Principe de la stéréophotogrammétrie. 44
Figure 29. Passage du maillage irrégulier au maillage régulier 46
Figure 30. Exemple d'images obtenues à la station RIV4 47
Figure 31. Exemple d'une image obtenue dans la zone de la station RIV4 (Rivière des Pluies) à partir des photographies aériennes (ULM). 49
Figure 32. a) b) Filtrage par Global Mapper. c) d) Application du filtre. 50

Figure 33. Fréquence centrale (f_{peak}) du signal émis par l'écoulement turbulent en fonction de la distance r_0 entre la source et la station sismique, pour une hauteur d'eau H fixée à 4 m, pour différentes tailles de rugosités k_S et pour différents facteurs de qualité Q_0 d'après [Gimbert et al., 2014]. 53
Figure 34. Bilan des forces s'appliquant sur un grain sédimentaire posé sur le fond du lit de rivière 54
Figure 35. Coupe schématique d'un rempart et du processus de pente "chute d'un bloc" (à gauche) et "éboulement" (à droite). 61
Figure 36. Caractérisation sismique et spectrale d'évènements enregistrés: a), b) dans le cratère du Dolomieu, La Réunion [adapté de Hibert et al., 2011] et c) dans le bassin versant de Chenyoulan, Taiwan [adapté de Burtin et al., 2013]. (Gauche) Signal sismique de la composante verticale en µm/s observé pour un éboulement rocheux (a)), une chute de bloc (b),c)). Spectrogrammes calculés d'après les sismogrammes correspondants montrant les amplitudes spécifiques à chaque fréquence en dB relative à une vitesse (droite). La couleur rouge représente le maximum d'amplitude du signal (en dB). 62
Figure 37. Caractérisation sismique et spectrale d'évènements enregistrés dans le bassin versant de Chenyoulan, Taiwan, [adaptée de Burtin et al., 2013]. Signal sismique de la composante verticale en µm/s observé pour une coulée de débris (gauche). Spectrogrammes calculés d'après les sismogrammes correspondants montrant les amplitudes spécifiques à chaque fréquence en dB relative à une vitesse (droite). La couleur rouge représente le maximum d'amplitude du signal (en dB). 63
Figure 38. Spectrogramme du glissement de terrain, son tremor précurseur dans la caldeira d'Askja, le 21 juin 2014 de 22 à 24h (UTC) selon [Schöpa et al., 2017]. 64
Figure 39. Densité spectrale de puissance (PSD) calculées sur des enregistrements de la composante verticale d'une station terrestre sur l'île de La Réunion. On distingue les pics 65
Figure 40. a) Densité spectrale de puissance (PSD) calculée sur 3 jours enregistrée par la composante verticale de la station RIV5 pendant le cylone Dumazile (mars 2018). La PSD calculée (en rouge). On distingue par une bande grisée le large pic secondaire (SM) entre 2 et 10 s. b) Spectrogramme de la composante verticale de la station RIV5 (amont de la Rivière des Pluies) dans la gamme de fréquences de la houle. On distingue sur ce spectrogramme l'arrivée de plusieurs paquets de PM et leur dispersion, avec les basses fréquences arrivant les premières. 66
Figure 41. a) Spectrogramme de la composante Z de la station FOR, se trouvant dans l'enclos Fouqué, lors de l'éruption de juillet 2017 (13 et 14 juillet présentés ici) ainsi que le sismogramme de la station FOR (en gris) superposé. b) Spectrogramme de la composante Z de la station RMA3 dans le cirque de Salazie. 70
Figure 42. Spectrogramme de la composante Z de la station RMA3 représenté en log pour pouvoir visualiser les basses fréquences (< 1Hz) signées par la houle cyclonique associée ici au cyclone Dumazile (mars 2018) dont on distingue le pic secondaire (SM) et le pic primaire (PM); et les hautes fréquences (> 1 Hz) signées par les sources de bruit anthropiques et les sources sismiques associées à la crue de la rivière la plus proche (Rivière du Mât). 72
Figure 43. Carte présentant la répartition des taux de précipitations (en mm) sur l'île de La Réunion pendant le cyclone Bejisa cumulées sur 2 jours entre le 1er et le 3 janvier 2014. A noter qu'une large partie du bassin de Salazie a reçu plus de 800 mm de précipitations en 48h. 75
Figure 44. Photographie de la crue de la Rivière du Mât survenue lors des pluies intenses s'abattant sur le cirque de Salazie pendant le cyclone Bejisa (d'après Claude Tardy). 75
Figure 45. a) Map of the SW Indian Ocean, La Réunion Island and the SALA seismometer) showing the trajectory and intensity of the cyclone Bejisa (January 2014). Meteosat-9 satellite image of Bejisa on 2 January 2014 at 05:40 UTC (credits: "Météo-France"). b) Localisation of the water gauge (red square), rain gauge (yellow square) and seismometer (white triangle). 78
Figure 46. Spectrogram of the vertical-component continuous seismic record at SALA. White dotted line boxes indicate the increase of the signal amplitude generated by daily anthropogenic. 80
Figure 47. a) Five days time series of hourly precipitation rate (grey bars), cumulative precipitation (black dashed line), 6 minutes water level in the Rivière du Mat (blue line), hourly root mean square (RMS) of the vertical-component at station SALA computed over the frequency band 1-7 Hz (red line). b) to d) Relationships between RMS at station SALA and water level during Bejisa from January 1st at 21:00 LT to January 4th at 5:00 LT at various frequency bands. The colour scale indicates the temporal evolution as in Figure 3a. 82
Figure 48. Back-azimuth results (red dots) from the polarization analysis in the 2-6 Hz and 15– 45 Hz frequency band the station SALA: from January 1 to 4. For both frequency band, CpH and CpZ are represented (blue dots). (Down) Satellite map showing location of the Rivière du Mât stream from the station as long as two remarkable continuous waterfalls. 86
Figure 49. (Gauche) Carte présentant la répartition des taux de précipitations (en mm) sur l'île de La Réunion pendant le cyclone Dumazile cumulés sur 4 jours entre le 3 et le 6 mars 2018 inclus. La partie amont du

cirque de Salazie a cumulé plus de 1000 mm et parfois plus de 1500 mm de précipitations durant cet événement. (Droite) Photographie du lit de rivière de la Rivière du Mât en crue (5 mars 2018). 89
Figure 50. a) Meteosat-9 satellite image of Dumazile on March 4, 2018 at 05:40 UTC (credits: "Météo-France") showing the size of the cyclone impacting the whole SW Indian Ocean and La Réunion Island in particular. b) Map of the SW Indian Ocean, showing La Réunion Island and the trajectory and intensity of the cyclone Dumazile (March 4 to 7, 2018). 94
Figure 51. a) Topographic map of La Réunion Island showing the Salazie Basin, the seismic stations (white triangle) and the localisation of the water gauge (red triangle) and rain gauge (yellow square). b) Detailed map of the Salazie Basin showing the instrumental setup. This map was created with the GMT software [Wessel and Smith, 1991] and the digital elevation model of the IGN (http://professionnels.ign.fr/, 5-m resolution). 97
Figure 52. Spectrograms from the vertical-component continuous seismic record of RMA1, RMA2 and RMA3, during the March 3 to 8 period, presented with the same colour scale, together with the rain precipitation (black bars). For RMA3, the water level (blue curve) is also presented to show the clear correlation of the HF seismic signals with the water level in the river. 99
Figure 53. a), b) and c) Average spectra calculated at RMA1, RMA2 and RMA3 before the cyclone (on March 3) in blue, and during the cyclone (from March 4 to 8) in red, calculated with the SACPSD software [Herrmann, 2013]. This representation allows the visualization of the noise variation induced by the cyclone and the flood, at the various sites and at the various frequencies. Black lines represent the high noise (HN) and low noise (LN) level models from [Peterson, 1993]. d) Calculated difference in the noise spectra before and during the cyclone (ΔPSD) for the three seismic stations in the frequency range 1 to 25 Hz, showing the different behaviour depending on the station distance to the riverbed. Note that RMA3 station, located closest to the river display variations of the seismic amplitude over the whole 1-25 Hz frequency band while the two other stations, located at larger distances show only variations in the low frequency band during the flood. e) Predicted PSD values presented in Gimbert et al., [2014] from the turbulent flow model (thick dashed lines) and for the bedload source [Tsai et al., 2012] (thinner dashed lines). PSD 101
Figure 54. a) Five days time-series of hourly precipitation rate (grey bars), water level in the Rivière du Mat (blue line), RMS of the seismic amplitude from RMA3 station in the high frequency band (15-45 Hz) in red and in the low frequency band (2-7 Hz) in black. b), c) Relationships between mean PSD at station RMA3 and water level during the whole tropical cyclone Dumazile (March 4 to 8). d), e) The same relation during the only first flood peak called subevent 1 (on March 4). The dots colour scale indicates the time evolution. b) et c) have the same scale than d) and e). In order to better visualize the hysteresis amplitude, we show a zoom in b) and d). 105
Figure 55. a) Seismic waveform recorded at station RMA3 during the cyclone Dumazile showing the smaller amplitude at low frequency than at high frequencies. b) Results from the polarization analysis in the 2-7 Hz showing the measured back-azimuth (red) and the CpH (in blue). The RMS 107
Figure 56. (Gauche) Trajectoire et intensité du cyclone Carlos au large de l'île de La Réunion. Image Meteosat et données Météo France Réunion. (Droite) Photographies personnelles de la Rivière des Pluies dans sa partie centrale (Pont de Domenjod où se trouve une station hydrométrique) lors de la crue provoquée par le passage du cyclone Carlos en février 2017. 114
Figure 57. Carte de cumul de précipitations (en mm) sur l'île de La Réunion pendant le cyclone Carlos cumulées entre le 6 et le 8 février 2017. 114
Figure 58. Secptrogrammes de la composante verticale des enregistrements sismiques continus des stations RIV1, RIV2, RIV3, (RIV4 non fonctionnelle), RIV5 et RIV6 lors du cyclone CARLOS du 6 au 12 février 2017. . 120
Figure 59. Secptrogrammes de la composante verticale des enregistrements sismiques continus des stations RIV1, RIV2, (RIV3 non fonctionnelle), RIV4, RIV5 et RIV6 lors du cyclone Dumazile du 3 au 8 mars 2018. 121
Figure 60. Spectres de bruit moyens aux stations RIV1 (a), RIV2 (b), RIV4 (c), RIV5 (d), RIV6 (e), avant le cyclone Dumazile (on March 3) en bleu, et pendant le cyclone Dumazile (from March 4 to 8) en rouge, calculé avec le programme SACPSD [Herrmann, 2013]. Les lignes noires représentent les niveaux de bruit haut, "high" en anglais (HN) et bas, "low" en anglais (LN) observés aux stations permanentes par Peterson [Peterson, 1993]. f) Différence (ΔPSD) entre les spectres moyens mesurés pendant et avant le cyclone pour chaque station entre 1 et 25 Hz. 123
Figure 61. a) Atténuation de l'énergie sismique sur les différentes stations du réseau lors des deux évènements cycloniques : les valeurs des PSD maximum du spectre pendant l'événement ont été. 123
Figure 62. Comparaison des taux de précipitations entre la station Gillot en aval (barres grises) et Montauban en amont (barres jaunes). 125
Figure 63. Série temporelle de 5 jours des données de hauteur d'eau de résolution 5 minutes au Piton Tanan (courbe bleue), cumul de précipitations horaires à Gillot (barres grisées), et du RMS de la composante Z de la station RIV5 (20 mètres du lit de rivière) entre 2 et 45 Hz (courbe rouge). 126

Figure 64. Série temporelle de 4 jours des données de hauteur d'eau de résolution 5 minutes (moyenne glissante 10 min) au Piton Tanan (courbe bleue) et du RMS de la composante Z de la station RIV5 (distance rivière-station de 20 m) entre 2 et 45 Hz (courbe orange) pendant les cyclones CARLOS (A) et DUMAZILE (B). 128
Figure 65. Résultats de l'analyse de polarisation menée sur trois gammes de fréquences : 2-4, 15-20, 40-45 Hz avec le backazimuth mesuré, en degrés (rouge) et les coefficients de rectilinéarité dans le plan horizontal (CpH) et le plan vertical (CpZ). La donnée de hauteur d'eau (très bien corrélée au RMS) a été tracé (bleu clair) pour faire une comparaison visuelle avec le coefficient CpH ou CpZ. 131
Figure 66. RMS filtrés entre 2 et 45 Hz pour les enregistrements de 5 stations du réseau de la Rivière des Pluies durant la crue cyclonique de Dumazile entre le 4 mars 9h UTC et le 6 mars à 11h UTC. 133
Figure 67. Profil longitudinal schématique de la Rivière des Pluies indiquant la position des stations sismologiques (points rouges), hydrologiques (étoiles jaunes) et la position des confluences de la Ravine Montauban et de la Ravine du Bachelier. 134
Figure 68. Distribution granulométrique de deux sections de rivière à proximité des stations sismiques RIV3 et RIV4. 136
Figure 69. Série temporelle de 4 jours des données de hauteur d'eau de résolution 5 minutes (moyenne glissante 10 min) au Pont de Domenjod (courbe bleue) et du RMS de la composante Z de la station RIV3 (distance rivière-station de 0 m) entre 2 et 45 Hz. 137
Figure 70. a) c) Exemple de résultat après traitement avec Cloud Compare pour obtenir une l'information de la localisation des zones érodées (blanc) et des zones engraissées (bleu). b) d) Vue aérienne de la même zone (https://www.geoportail.gouv.fr/carte). (a et b) Zone entre la mer et RIV1. (b et c) Zone entre RIV1 et RIV2. 138
Figure 71. (Gauche) Résultat de la comparaison des MNT avant/après Dumazile dans la section de rivière face à la station sismique RIV5. Zones érodées (blanc) et des zones engraissées (bleu). (Droite) Vue aérienne de la même zone (https://www.geoportail.gouv.fr/carte). 139

Chapitre 1 - Introduction

1.1 Préambule

Les méthodes traditionnelles de mesures de transport sédimentaire (charge de fond) mises en œuvre dans des rivières de montagnes calmes, sont plus difficiles à utiliser dans le cas de rivières pouvant subir des événements torrentiels. En effet, lorsque le débit augmente lors d'une crue, ces méthodes posent la question de la sécurité pour les opérateurs humains qui effectuent la manipulation des instruments de mesure directement dans le lit de rivière. De plus, dans ce contexte, les instruments ne sont généralement pas conçus pour résister aux conditions hydrodynamiques extrêmes. Afin de pallier ces limitations expérimentales, les sismologues utilisent le bruit sismique ambiant relatif à l'activité d'une rivière en crue comme proxy, pour en extraire des informations sur la dynamique du cours d'eau. Ce bruit inclut les signaux émis par l'écoulement turbulent du cours d'eau et de la charge de fond transportée, qui peuvent alors être quantifiés. Le fonctionnement très dynamique de ces rivières devient donc accessible par une mesure physique indirecte et continue.

Cette approche sismologique du bruit des rivières a été testée dans plusieurs torrents de montagne en Europe, au Népal, au Tibet et à Taïwan. Dans ce travail de thèse, nous avons choisi un environnement volcanique soumis à un climat tropical et à de fortes précipitations pour mener une expérience sismologique dédiée à l'étude du signal associé à l'activité de rivières en crue. L'île de La Réunion est le lieu idéal pour effectuer de telles observations car ses reliefs, sa latitude, et de ce fait les aspects climatiques favorisent la génération de crues torrentielles potentiellement dévastatrices.

Mon travail de thèse s'est largement focalisé sur l'approche sismologique impliquant de nombreuses observations de terrain, mais j'ai également développé des approches complémentaires variées telles que l'observation de la dynamique hydrosédimentaire (échantillonnage granulométrique) et des observations géomorphologiques et photogrammétriques. J'ai exploité ces nouvelles observations sismiques afférentes à trois cyclones tropicaux. Pour une meilleure compréhension du signal sismologique d'origine fluviatile, un des points clés a été de le confronter aux paramètres hydrométéorologiques et ponctuellement aux observations de terrains.

1.2 Introduction

1.2.1 Contexte et problématique générale

Les taux d'érosion de l'île de La Réunion comptent parmi les plus forts au monde et s'élèvent à plusieurs dizaines de milliers de tonnes par kilomètre carré et par an [*Fevre*, 2005]. Située à 21° de latitude Sud, l'île est soumise à un climat favorable aux événements de précipitations intenses, en particulier associés aux cyclones tropicaux, conditions climatiques qui contrôlent les processus d'érosion. A l'interface Terre – Atmosphère, l'action de l'érosion se manifeste sous différentes formes : glissements de terrain, éboulements, avalanches de débris, transport sédimentaire d'éléments les plus grossiers aux plus fins et transport en solution. Au sein des dépressions topographiques de l'île de La Réunion appelées cirques, les processus de pentes arrachent de la matière aux reliefs très accidentés. Ces produits d'érosion évoluent ensuite vers le bas des versants où les cours d'eau peuvent les transporter [*Hovius et al.*, 2000]. Lorsqu'ils sont remobilisés par l'action de l'écoulement de l'eau en tant que sédiments, ils participent à l'incision des lits de rivière et sont transférés vers l'océan. Le transport sédimentaire est donc le témoin de l'érosion globale de l'édifice volcanique au travers de la matière arrachée et évacuée vers l'océan. Nous avons deux types de matières transportées, la matière solide et la matière en solution dont on tire respectivement, un taux d'érosion mécanique et un taux d'érosion chimique. Le taux d'érosion mécanique joue un rôle essentiel devant l'érosion chimique (19 à 24 fois plus fort) avec des valeurs parmi les plus élevées du monde de 1200 à 9100 t/km^2/an [*Louvat and Allègre*, 1997].

Ces forts taux d'érosion sont typiques des régions montagneuses et c'est aussi son caractère extrême dû aux écoulements torrentiels qui retient notre attention. En effet, lors de tempêtes ou cyclones tropicaux, la pluviométrie exceptionnelle provoque la montée rapide du niveau d'eau dans le lit des rivières que l'on appelle crue torrentielle. L'intensité de l'hydrodynamisme s'établissant dans les torrents en crue est exceptionnelle et les capacités de transport entraînent des blocs pluri métriques vers l'aval. Ces crues extrêmes façonnent très rapidement le paysage fluviatile, incise fortement les vallées et impacte les berges et les infrastructures. Il est donc important de comprendre et de mesurer les modifications morphologiques associées pour prévenir les dangers éventuels pour les populations souvent bien établies à proximité de cours d'eau torrentiels (habitations aménagées sur les berges etc). En effet, à proximité des cours d'eau comme la

Rivière des Pluies et la Rivière du Mât dans le Nord-Est de l'île de La Réunion, et en particulier leur partie aval, des routes, ponts, habitations, écoles ou encore un aéroport (Annexes C) présentent un risque de dommages en cas de crue. Dans le domaine du génie civil, la construction d'ouvrages d'art tels que les ponts et barrages nécessite également d'avoir connaissance des capacités de transport des rivières en crue.

Le rapport spécial du GIEC sur le réchauffement planétaire de 1,5 °C d'octobre 2018 [*Hoegh-Guldberg et al.*, 2018] atteste, avec un bon niveau de confiance, que le réchauffement climatique lié aux activités humaines a entraîné une augmentation de la fréquence, de l'intensité et/ou de la quantité des fortes précipitations à l'échelle globale. Dans le futur, on peut donc s'attendre à ce que le changement climatique global ait un effet amplificateur sur la fréquence et l'intensité des évènements météorologiques (précipitations) et hydrologiques (crues) extrêmes. En régions montagneuses, les torrents connaîtront probablement des crues plus dévastatrices et les risques naturels associés rendront les populations d'autant plus vulnérables [*Badoux et al.*, 2014]. L'intensification des pluies extrêmes aggravera les processus d'érosion des reliefs comme les glissements de terrain [*Chiang and Chang*, 2011; *Sassa et al.*, 2015] ou les coulées de débris [*Guzzetti et al.*, 2007], ce qui pourrait directement augmenter la charge sédimentaire des cours d'eau torrentiels [*Lu et al.*, 2013]. Les prévisions concernant l'évolution de l'activité cyclonique dans le bassin de l'Océan Indien indiquent que les cyclones ne seront certes pas plus fréquents, mais que les cyclones intenses seront plus nombreux [*Hoegh-Guldberg et al.*, 2018]. Il devient donc de plus en plus urgent d'anticiper les changements morphologiques des rivières en réponse aux crues extrêmes.

Les sédiments qui transitent par les rivières lors des crues peuvent être déjà présents dans le lit des rivières à l'étiage ou bien être le produit de l'érosion subie par les reliefs au moment de la crue. Les particules sédimentaires solides (graviers, galets, pavés, blocs) sont charriées par l'eau sur le fond du lit de la rivière. Ce mode de transport favorise les contacts avec le fond et constitue un facteur d'érosion mécanique : l'incision. Lors d'un charriage par saltation (petits sauts et rebonds des grains transportés dans l'eau) les particules frappent le fond du cours d'eau et l'altèrent en arrachant de la matière ; lors de mouvements par roulement ou glissement, les particules frottent sur le fond et le dégradent ainsi par abrasion (Figure 1). On appelle l'ensemble de ces particules la "charge solide" ou "charge de fond" de par leurs contacts fréquents avec le substrat du cours d'eau, par opposition aux sédiments en suspension (< 0,1-0,2 mm de diamètre,

[*Sundborg*, 1956]) qui sont mis en mouvement par les forces opérant dans l'écoulement turbulent et qui n'entrent pas en contact avec le fond.

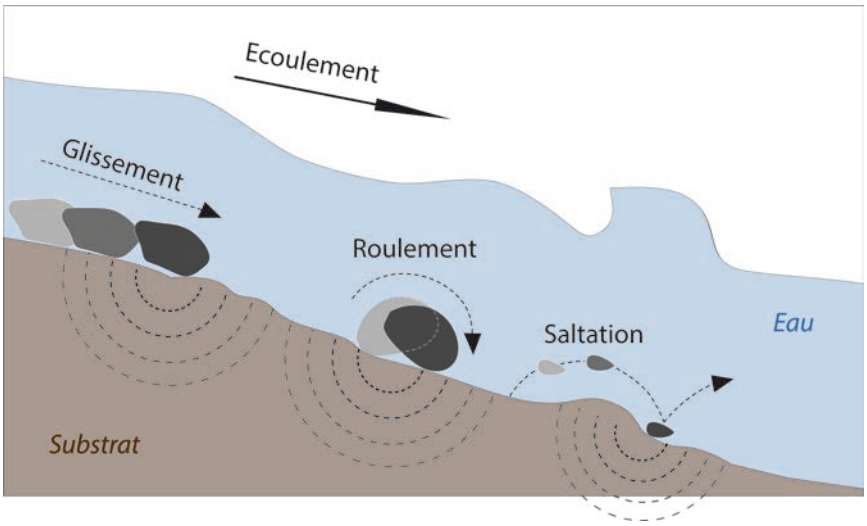


Figure 1. Schéma illustrant les trois modes de transport par charriage sur le fond du lit de rivière transmettant des vibrations dans le substrat du lit de rivière.

1.2.2 Analyse du transport solide – Problématique

1.2.2.1 Etude du transport sédimentaire avant la sismologie

Depuis plus d'un siècle, les ingénieurs se sont penchés sur les questions de transport sédimentaire dans un souci de compréhension de l'élaboration morphologique des systèmes fluviatiles et de leur gestion. Les premières formules du transport sédimentaire basées sur la physique voient le jour dans les années 1870 [Bagnold, 1966] ; et c'est en 1898 que les premiers échantillonnages en rivière sont entrepris sans résultat probant. Enfin, les expérimentations en laboratoire démarrent en 1907.

1.2.2.1.1 Les mesures directes

Pour étudier le transport solide par échantillonnage direct, les scientifiques ont adopté différentes méthodologies et stratégies. Des méthodes de quantification des sédiments (graviers, galets, pavés, blocs) qui transitent dans une section de la rivière ont été développées et les instruments pour réaliser ces mesures sont multiples. Les **trappes ou fosses** sont des petits bassins creusés directement dans le lit de rivière et consistent à y piéger les sédiments lors de leur passage [*Leopold and Emmett*, 1976] et d'en effectuer l'analyse quantitative après l'événement de crue. Cependant, dans la limite du volume du bassin, la quantité de sédiments charriés dans une section de rivière lors d'un gros

évènement de crue ne peut pas être recueillie en totalité. Le fruit du piège est ainsi un échantillon qui caractérise le transport sur une section bien définie mais sur une durée qui peut être mal connue. Une autre technique largement répandue pour définir des débits solides sur le terrain est l'utilisation de **préleveurs à sédiments** portatifs ou parfois fixés sur le fond du lit [*Bunte et al.*, 2008]. Ces dispositifs sont des cages composées d'un cadre en métal ouvert prolongé par un sac de récupération en nylon. L'opérateur doit orienter l'ouverture face au courant. L'échantillonneur portatif à différence de pression Helley-Smith développé par l'USGS [*Helley and Smith*, 1971; *Emmett*, 1980] est le plus fréquemment utilisé. Le matériel récolté permet d'estimer le transport (débit massique) mais aussi d'analyser la composition granulométrique. Cette mesure est ponctuelle et évidemment limitée à certaines granulométries. Le processus de transport est en outre variable dans le temps et dans l'espace et de tels échantillonnages s'accompagnent d'incertitudes considérables. Il semble donc nécessaire de multiplier les sections munies de pièges ou bien de répéter la mesure dans le temps et l'espace pour améliorer la précision de ces différentes procédures, ce qui les rend lourdes à mettre en œuvre. De plus, elles ne sont pas adaptées à toutes les rivières. En effet, elles sont plutôt appropriées aux rivières riches en galets mais pas aux sédiments les plus grossiers de type blocs décimétriques à plurimétriques. En outre, ces préleveurs ne sont pas stables dans des écoulements très turbulents [*Camenen et al.*, 2011]. Enfin, ce type de mesures nécessite la présence d'opérateurs humains pour supporter les instruments dans le lit de rivière et lorsque la turbulence augmente il devient difficile voire impossible de pratiquer les mesures sans danger pour l'opérateur.

Il existe des alternatives à l'échantillonnage exigeant une assistance humaine directe et permettant toutefois un suivi in situ. Il s'agit par exemple de l'utilisation de **traceurs artificiels** pour estimer des quantités de transport [*Reid et al.*, 1984] ou encore de particules naturellement magnétiques suivies par des bobines électromagnétiques installées dans le lit de rivière [*Custer et al.*, 1987]. Des graviers naturels marqués à la peinture installés dans un cours d'eau en remplacement de graviers de même taille ont été aussi utilisés comme traceurs [*Wilcock*, 1997]. Outre la distance de déplacement de la charge sédimentaire marquée, cette dernière méthode peut donner un aperçu de la redistribution des grains en surface mais aussi plus en profondeur pour aider à la compréhension de la morphologie du nouvel arrangement sédimentaire qui se met en place au cours d'une crue. Des sédiments naturels galets et blocs équipés de

transmetteurs passifs (types **balises RFID**) ont également pu permettre un suivi individuel par antennes dans un cours d'eau de montagne type torrent alpin [*Liébault et al.*, 2011]. L'installation de **chaînes d'érosion** peut aussi permettre l'évaluation du volume de sédiments déplacés dans une section de rivière lors d'un évènement de crue. Il s'agit d'une chaîne en métal insérée verticalement dans l'épaisseur sédimentaire. Le volume stocké ou déstocké se déduit de la variation du nombre de maillons de chaînes enfouis et du volume recouvrant la chaîne [*Laronne et al.*, 1994; *Liébault and Laronne*, 2007].

1.2.2.1.2 Les mesures indirectes

Il existe des méthodes indirectes mais néanmoins *in situ*, permettant un suivi continu du transport à l'aide de capteurs d'impacts au moyen de l'association de numériseurs et d'**accéléromètres** dans un boîtier étanche [*Reid et al.*, 2007] mais aussi de capteurs piézoélectriques ou de **géophones** [*Rickenmann*, 1997; *Rickenmann et al.*, 2012; 2013] qui sont fixés sur une plaque en métal, le tout installé au fond du lit de rivière sur plusieurs sections d'amont en aval. Une autre technique utilisée est basée sur l'utilisation d'un tube de **détection acoustique** qui est un tube métallique rempli d'air équipé de microphones et placé au fond du lit de rivière [*Mao et al.*, 2014]. Les particules sautent, roulent ou glissent sur ces plaques ou sur le tube. Les impacts générés sont transmis aux différents capteurs. Des hydrophones ont également été déployés dans des petits torrents pour un suivi acoustique du transport de la charge solide [e.g. *Bänziger and Burch*, 1990; *Krein et al.*, 2007; *Belleudy et al.*, 2010]. Comme les géophones et microphones, les hydrophones peuvent enregistrer indirectement le bruit généré par les vibrations d'un obstacle artificiel du type plaque métallique percutée par les sédiments [*Bänziger and Burch*, 1990; *Krein et al.*, 2007] ou bien directement écouter le bruit généré par l'écoulement de l'eau et les sédiments frappant le lit de rivière ou s'entrechoquant [*Belleudy et al.*, 2010]. Ces techniques peuvent être associées à l'utilisation de trappes à sédiments (bassins) pour établir la relation entre le signal enregistré par les capteurs et le taux de transport de sédiments déduit du piégeage.

1.2.2.1.3 Approche analogique et numérique

Pour éviter la confrontation avec les difficultés de mesures en milieu naturel, des études en **chenal expérimental** en laboratoire ont été conduites pour tenter de reproduire les conditions réelles et pour analyser et quantifier l'influence de chacun des paramètres. Les résultats permettent de calibrer les formules de transport empiriques et d'améliorer les modèles de transport.

Les mesures en milieux naturels et en chenaux expérimentaux ont permis le développement de nombreuses formules empiriques pour estimer le transport solide [*Meyer-Peter and Müller*, 1948; *Bagnold*, 1980; *Gomez and Church*, 1989; *Recking*, 2010; *Recking et al.*, 2012] et peuvent être aussi utilisées dans une démarche prédictive soit pour envisager un taux de transport total soit pour quantifier les différentes fractions granulométriques transportées. Les taux de transport dépendent de la taille des sédiments à chaque section de la rivière, ce qui rend nécessaire la connaissance de la distribution granulométrique et de la topographie de la section d'étude (le long de laquelle les mêmes caractéristiques sont décrites). Les différentes approches sont clairement complémentaires : les méthodes de mesures directes donnent une bonne précision de l'estimation des taux de transport et l'utilisation des formules empiriques validées par quelques échantillons de transport réduit considérablement l'effort de terrain.

Les équations de transport sont utilisées pour implémenter des modèles numériques qui peuvent alors apporter des compléments de mesures et des prédictions de flux sédimentaires [e.g. *Wu et al.*, 2000].

Un siècle de recherche et de développement de ces différentes approches offre aujourd'hui un panel de techniques permettant d'évaluer la quantité de sédiments transportée dans un cours d'eau. Mais bien que nombreuses, ces méthodes sont adaptées à des conditions hydrodynamiques relativement calmes et à des lits de rivière riches en sédiments de type galets (ou galets fins). Elles ne conviennent donc pas à tous les types de rivières et aux conditions hydrodynamiques les plus fortes. Elles deviennent très imprécises pour des débits forts, et par exemple, l'équation originale de Mayer-Peter and Müller et al. [1948] sous-estime le transport sédimentaire pour des pentes de lits de rivière plus fortes que 3% [*Smart*, 1984] . Lors de crues torrentielles, la mesure directe par un technicien est dangereuse voire impossible et peut entrainer la perte

d'instruments couteux installés directement dans le lit de rivière transportant des blocs plurimétriques. L'étude des crues extrêmes nécessite donc de nouvelles méthodes spécifiques pour contourner ces limitations (danger et coût). L'utilisation de capteurs sismiques placés hors du chenal permet de développer des mesures indirectes quantitatives et en toute sécurité, ce qui est l'objet de ce travail de thèse.

1.2.2.2 Principe de l'approche sismologique

Lors du transport de sédiments par les cours d'eau par charriage, glissement ou saltation, les impacts des éléments entre eux ou sur le fond du lit de rivière ou sur les berges (Fig. 1) libèrent de l'énergie transformée en ondes élastiques qui se propagent dans la Terre solide et qui peuvent être enregistrées en continu par des stations sismologiques disposées à proximité du lit de rivière. Ces vibrations continues de subsurface se propagent dans la terre tout comme celles induites par d'autres phénomènes naturels (les vagues, la houle océanique, les précipitations, le vent, les glissements de terrain et chutes de pierre, les avalanches, les éruptions volcaniques) ou anthropiques (réseaux routiers, bâtiments, circulation, rassemblement humain etc). Dans le domaine de la sismologie « traditionnelle » (séismes tectoniques ou d'origines volcaniques), ces sources perturbent l'information principale (le seisme), altèrent la donnée et peuvent même déclencher des alertes sismiques ou éruptives (effet particulier des rafales de vent pour cet exemple). Elles ont donc couramment été qualifiées de "bruit sismique" ("bruit de fond") et des efforts sont faits pour diminuer ou éliminer ces signaux par des filtrages adéquats. Comme nous le verrons dans la suite de ce travail, ces bruits ne sont pas du tout aléatoires mais bien structurés en amplitude, en fréquence et en polarisation et représentent donc des signaux au sens physique du terme. Le terme de bruit est donc abusif mais largement utilisé dans la communauté sismologique et dans la littérature. Nous utiliserons donc par la suite les dénominations « bruit de rivière » et « signal de rivière » sans distinction. Depuis une trentaine d'années les scientifiques ont développé une nouvelle discipline exploitant ce bruit sismique ambiant présent dans les enregistrements continus qui peut être suffisamment structuré pour être porteur d'information : c'est la sismologie environnementale. Cette sismologie s'attache à décrire de nombreux phénomènes survenant à la surface de la Terre solide grâce à l'étude des sources sismiques naturelles déclenchées par des phénomènes externes opérant dans l'atmosphère (vent, tempête, précipitations), la cryosphère (fracturation des glaciers) et

l'hydrosphère (vagues océaniques, écoulement des rivières) [*Larose et al.*, 2015]. Si pour d'autres études les signaux provenant des mécanismes d'origines fluviatiles font partie du bruit sismique ambiant, ils constituent dans cette thèse le centre de notre attention.

Depuis 1990, une dizaine d'études a exploré la possibilité de suivre le transport sédimentaire en continu et à distance du chenal actif à l'aide de capteurs sismiques installés à des distances variables des lits de rivière (quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres). Des rivières à fortes pentes (de 1,3 à 10%) des Alpes italiennes [*Govi et al.*, 1993a], d'Himalaya (Népal) [*Burtin et al.*, 2008], des Pyrénées [*Díaz et al.*, 2014], de la région montagneuse Taïwanaise [*Hsu et al.*, 2011; *Roth et al.*, 2014; *Chao et al.*, 2015a], ou des Préalpes suisses [*Roth et al.*, 2016; *Roth et al.*, 2017] ont fait l'objet d'expérimentations de cette approche sismologique mais aussi des rivières moins dynamiques comme une rivière en tresses des Alpes françaises [*Burtin et al.*, 2011], la rivière Colorado dans le Grand Canyon [*Schmandt et al.*, 2013a] ou une rivière du Luxembourg [*Barrière et al.*, 2015]. Les premiers résultats reposent sur une comparaison des observations sismologiques aux paramètres hydrologiques. Les observations à l'échelle d'une crue isolée [*Hsu et al.*, 2011] ou d'une saison humide [*Burtin et al.*, 2008] montrent une bonne corrélation entre le signal sismologique supérieur à 1 Hz et les paramètres hydrométéorologiques. Pour les évènement de crues, un effet d'hystérésis dans les sens horaire et antihoraire est souvent observé dans la relation entre le signal sismologique et la hauteur d'eau (Figure 2), indiquant que le transport sédimentaire a probablement une forte contribution dans le bruit généré par la rivière. L'hystérésis est interprétée comme un changement du taux et du mode de transport du sédiment au cours de la crue, l'hystérésis sens horaire impliquant un taux de transport plus fort durant la phase de crue et l'hystérésis sens antihoraire un taux plus fort pendant la décrue [*Govi et al.*, 1993a; *Burtin et al.*, 2008; *Hsu et al.*, 2011; *Schmandt et al.*, 2013a; *Roth et al.*, 2014; *Barrière et al.*, 2015; *Chao et al.*, 2015a]. Cependant, plusieurs études ont montré que le transport sédimentaire n'était pas la seule cause à l'effet d'hystérésis. Il peut en revanche agir de manière indirecte par le fait de son influence sur le mécanisme d'écoulement de l'eau. Ce dernier produit un signal inhérent à la dynamique sédimentaire, elle-même très variable au cours d'un évènement de crue, et de ce fait, produit une hystérésis [*Schmandt et al.*, 2013a; *Gimbert et al.*, 2014; *Roth et al.*, 2014; *Barrière et al.*, 2015]. Par exemple, Schmandt et al. [2013a] ont observé des hystérésis de différentes ampleurs dans la

gamme de fréquences qu'ils attribuent à l'écoulement de l'eau (0,5-15 Hz) ou dans la gamme qu'ils attribuent au transport de sédiments (15-45 Hz). L'hystérésis antihoraire observée dans la gamme signée par les processus fluides s'explique par une variation de l'organisation des vagues à la surface de l'eau elle-même causée par le mouvement de la charge solide. De plus, Gimbert et al. [2016] ont montré que les écoulements de l'eau dans un glacier pouvaient générer des phénomènes d'hystérésis (changements du gradient de pression) mais aucune étude dédiée à l'écoulement fluviatile n'a encore pu observer ce phénomène. Dans son étude portant sur la rivière Erlenbach, Roth et al. [2017] se basent sur des données du taux de transport et confirment que son évolution n'est pas corrélée aux hystérésis observées entre le signal sismique et le débit. Ceci suggère que le signal du transport de sédiments ne domine pas le signal de la turbulence de l'eau dans la gamme de fréquence testée, pourtant attribuée au transport sédimentaire par Roth et al. [2016]. Les modèles physiques développés par Tsai et al. [2012] et Gimbert et al. [2014] font le constat fondamental que plus le capteur sismique est éloigné du cours d'eau plus les fréquences excitées par les deux phénomènes, turbulence et transport, se séparent. Il semble, comme nous le confirmerons dans le chapitre 5 que l'utilisation de la distance station-rivière peut être un bon moyen de discriminer les deux sources.

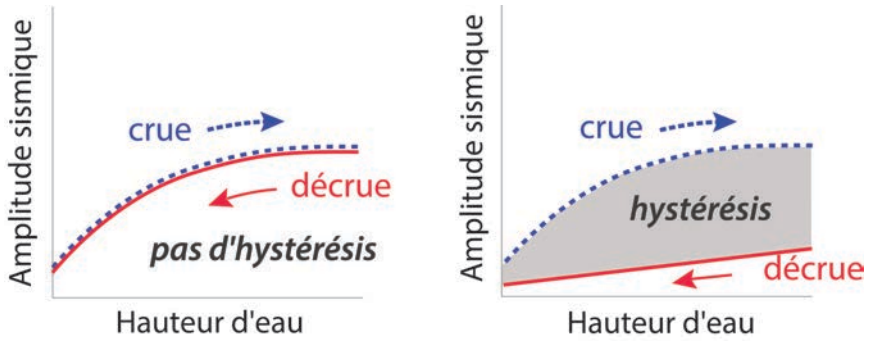


Figure 2. Schéma de l'effet d'hystérésis que l'on peut observer dans la forme de la relation entre l'amplitude sismique (en ordonnées) et la hauteur d'eau.

Plus largement intégrée dans la problématique d'érosion, cette thèse porte sur les phénomènes actifs lors d'une crue dans deux chenaux naturels d'une île volcanique tropicale, l'île de La Réunion, et plus particulièrement sur le transport sédimentaire. Elle est centrée sur la caractérisation sismologique du transport sédimentaire et des quantités transportées à l'échelle d'un événement de précipitation intense ou à l'échelle d'une succession d'évènements c'est à dire d'une saison cyclonique.

La première partie de ce travail (Chapitre 2) apporte les informations générales à la compréhension du fonctionnement des deux bassins versants étudiés en se basant sur les critères hydrologique, géomorphologique et d'érosion.

La deuxième partie (Chapitre 3) présente les outils et les méthodes utilisées et développées pour mener cette étude.

La troisième partie (Chapitre 4) se focalise sur contenu spectral de nos signaux. Les différentes sources sismiques présentes dans l'environnement du réseau sont présentées pour comprendre leur signature et leur place dans les enregistrements et leurs interactions avec les sources sismiques liées directement à l'activité des rivières en crue.

La quatrième partie de ce manuscrit (Chapitre 5) porte sur l'étude des crues de la Rivière du Mât dans le cirque de Salazie lors de passages de cyclones à proximité de l'île enregistrés par les stations sismiques du réseau Rivière des Pluies. Notre premier cas d'étude porte sur le cyclone Bejisa (2014) enregistré par une station isolée (SALA). La seconde étude concerne le cyclone Dumazile (2018) et se base sur les signaux enregistrés par trois stations sismiques. Cette dernière fait l'objet d'une publication soumise dans la revue *Geophysical Journal International*. Pour chaque cas, nous présentons dans un premier temps les observations disponibles associées à la météorologie, l'hydrologie ainsi que les enregistrements sismologiques. Une analyse spectrale est faite sur les données sismologiques et s'associe à une comparaison avec la donnée de hauteur d'eau. Les données sismologiques sont également analysées par une analyse en composantes principales (ACP) dans le but de déterminer la direction de propagation des ondes sismiques et donc la localisation des sources.

La cinquième partie (Chapitre 6) porte sur des évènements de crues de la Rivière des Pluies associées aux cyclones Carlos (2017) et Dumazile (2018), et reprend le même schéma d'analyse que pour la Rivière du Mât auquel nous avons ajouté les observations granulométrique et photogrammétrique. Ces analyses utilisent un réseau sismologique de 6 stations déployées le long ou à proximité de ce cours d'eau.

Chapitre 2 - Contexte local et site d'étude

2.1 Contexte climatique de l'île

L'île de La Réunion est une île volcanique formé par un point chaud jeune située dans la partie Sud-Ouest du bassin Océan Indien (21°07' de latitude Sud et 55°30' de longitude Est), et à 2000 km à l'Est des côtes africaines. Deux édifices volcaniques structurent l'île. Le plus jeune est encore actif (depuis au moins 530 ka [*Gillot and Nativel*, 1989]), le Piton de la Fournaise (2632 m). Il est localisé au Sud-Est de l'île et connaît une activité contemporaine intense. Son voisin plus ancien, situé au centre-Ouest de l'île est un volcan bouclier dont les laves les plus anciennes datées à 2,17 ± 0,03 Ma [*Quidelleur et al.*, 2010]) et très érodé, le Piton des Neiges, culminant à ce jour à 3070 mètres d'altitude. L'évolution morphologique des reliefs de ce dernier est à l'origine de la formation de trois principales structures dépressionnaires sub-circulaires appelées « cirques » (vallées). Les cirques de Mafate (Ouest), de Cilaos (Sud) et de Salazie (Est) sont juxtaposés et organisés en forme de trèfle, avec en son centre le reste de l'édifice du Piton des Neiges (Figure 3). Chaque « pétale » est prolongé jusqu'à l'océan par des cours d'eau majeurs qui prennent leur source au fond des cirques. En effet, chaque cirque est un bassin versant possédant son propre réseau hydrographique. Ces formations ne sont pas contrôlées par la dynamique tectonique réunionnaise, étant donné qu'elle est connue pour être stable [Voogd et al. 1999] et que l'île ne subit qu'une microséismicité mineure [*Michon et al.*, 2015], mais elles sont le témoignage de l'érosion contrôlée par un climat et une météorologie spécifiques à ces latitudes qui façonnent les reliefs. Différents processus d'érosion, de surface (formation des réseaux hydrographiques) et de masse (grands glissements) [*Fevre*, 2005], ont modelé les cirques.

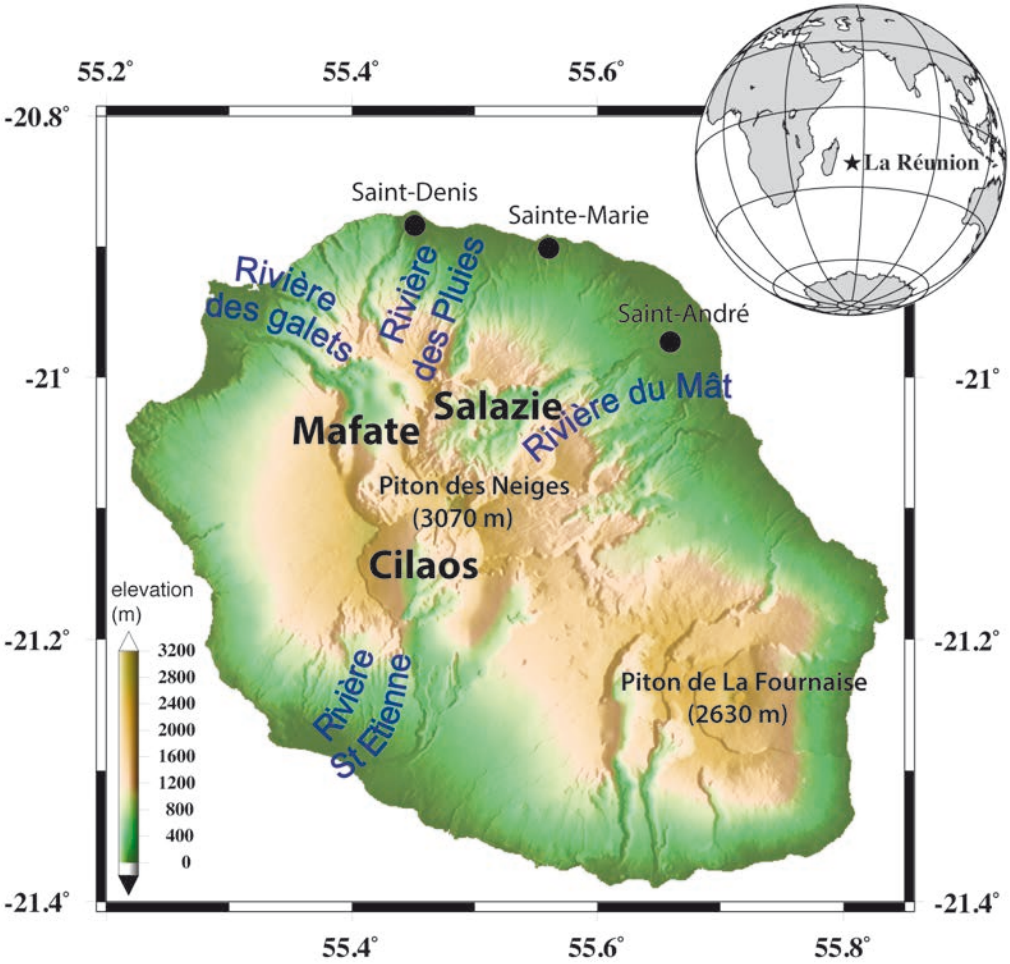


Figure 3. Localisation des trois cirques principaux ainsi que les rivières qui les drainent, et des deux édifices volcaniques de l'île de La Réunion.

2.1.1 Variabilité temporelle du climat

La Réunion est soumise à un climat tropical de régime océanique caractérisé par une saison humide de novembre à avril (l'été austral) et une saison sèche de mai à octobre (l'hiver austral). L'été austral est marqué par des dépressions tropicales (tempêtes et cyclones) qui conditionnent les fortes valeurs de pluviométrie annuelle moyenne (Figure 4). Les précipitations associées aux cyclones tropicaux sont très abondantes et peuvent atteindre plusieurs mètres en quelques jours (*source Météofrance : http://pluiesextremes.meteo.fr*). Concentrées pendant la saison cyclonique, les précipitations sont mal réparties dans le temps mais leur variabilité est aussi spatiale.

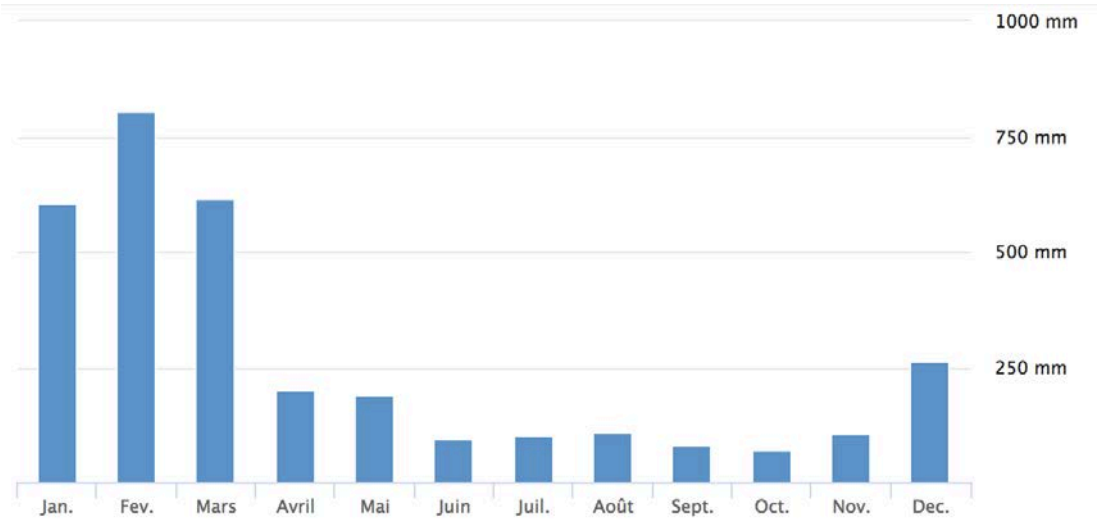


Figure 4. Cumul de précipitations mensuel en millimètres (janvier à décembre) à la station Mare à Vielle Place située en amont du cirque de Salazie.

2.1.2 Variabilité spatiale du climat

On distingue deux zones climatiques marquées sur l'île de La Réunion et séparées en grande partie par la ligne de hauts reliefs qui bloquent les nuages provenant de l'Est. La zone « au vent », au Sud Est de l'île concentre 70% des précipitations qui peuvent aller de 2 jusqu'à plus de 8 m par an, et la zone « sous le vent », au Nord Ouest, reçoit moins de 2 m voire moins de 1m par an [Robert, 1986] (Figure 5).

La répartition des pluies moyennées sur l'année montre des zones de maxima pluviométriques déportés sur le Sud-Est relativement à ce que l'on peut observer pendant un cyclone. Les pluies d'hiver (saison sèche) ont donc une influence sur la répartition moyenne annuelle, bien que de plus faible intensité et fréquence que les pluies cycloniques.

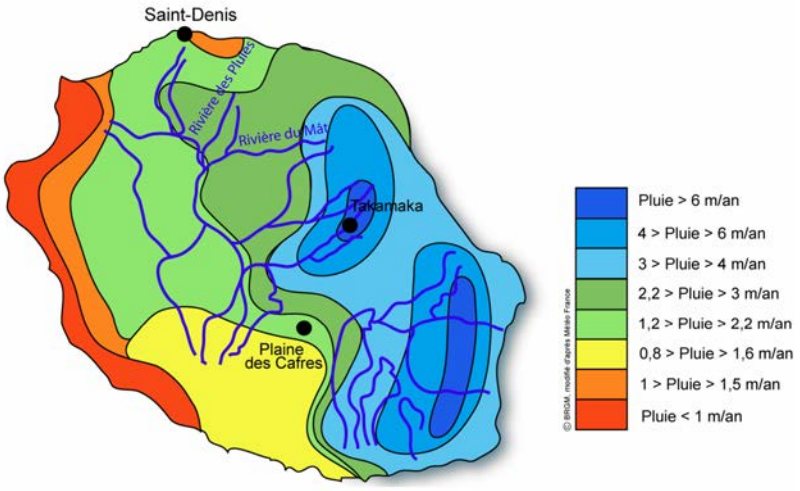


Figure 5. Zonage de la répartition des pluies sur l'île de La Réunion. D'après [*Nehlig and Bucelle*, 2005].

2.1.3 Réponse hydrologique et torrentialité

Les cyclones tropicaux sont des évènements climatiques extrêmes qui engendrent des vents violents et apportent des quantités d'eau considérables. Lors de ces épisodes, l'île entière est soumise aux effets pluviométriques mais la topographie continue de jouer un rôle prépondérant car c'est l'amont des bassins versants qui est le plus alimenté [*Robert*, 1985]. Les records mondiaux de pluviométrie détenus par l'île de La Réunion sont atteints pendant des épisodes pluvio-orageux ou pendant les cyclones en particulier lorsqu'on considère des durées de 12 heures ou d'un à plusieurs jours (exemple de record lors du cyclone GAMEDE en février 2007, avec un cumul de 4936 mm en 4 jours, *source Météofrance : http://pluiesextremes.meteo.fr)*.

Les cours d'eau reçoivent ces pluies exceptionnelles par ruissellement (rapide sur des remparts très raides) et subissent une augmentation de leur niveau d'eau et leur débit de base. On parle de crue rapide ou de crue-éclair, ici torrentielle.

2.2 Description des bassins versants et cours d'eau

La région « au vent » englobe l'Est et le centre de l'île (haute montagne). Le bassin versant de la Rivière des Pluies situé au Nord-Est de l'île est drainé par la Rivière des Pluies qui rejoint l'océan entre les communes de Saint-Denis et Sainte-Marie. Sa limite Sud est commune avec une portion de la limite Nord du Cirque de Salazie. La Rivière du Mât quant à elle prend sa source dans le cirque de Salazie situé au Nord-Est de l'île et atteint l'océan au niveau de la commune de Saint-André. Ces deux cours d'eau sont donc localisés

dans la partie de l'île soumise à une forte pluviométrie annuelle. Ils constituent par conséquent des sites exceptionnels pour l'observation de la réponse hydrologique aux évènements météorologiques modérés à intenses. Les rivières qui drainent les cirques présentent de fortes similitudes en terme de dynamique sédimentaire et de processus d'érosion [*Fèvre*, 2005].

2.2.1 Hydrologie

A La Réunion, les cours d'eau ont des débits de base faibles entre les crues (rivières pérennes) et, pour la majorité d'entre eux, ils sont à secs. Les contrastes temporels d'alimentation pluviométrique de l'île mais également la morphologie torrentielle (forte pente) sont responsables de la faiblesse du flux, mais son caractère permanent ou temporaire découle des effets de géométries et de drainage des nappes de base [Join 1991]. La Rivière des Pluies et la Rivière du Mât font partie des grandes rivières pérennes de l'île (Figure 6). Leur débit à l'étiage est toutefois relativement faible : respectivement 0,4 m^3/s et 4 m^3/s mais lors de crues cycloniques, leur débit décennal maximal est considérable : respectivement 650 m^3/s et 1600 m^3/s [*Pouget and Garcin*, 2003].

Les superficies de leur bassin versant sont respectivement 47 km^2 et 91 km^2 avec des temps de concentration (temps pour qu'un goutte d'eau tombant sur le point le plus éloigné de l'exutoire, arrive à celui-ci) respectivement de 1h40 et 4h (jusqu'à 80% des précipitations s'infiltrent dans le sol) [*Pouget and Garcin*, 2003; *De la Torre*, 2008].

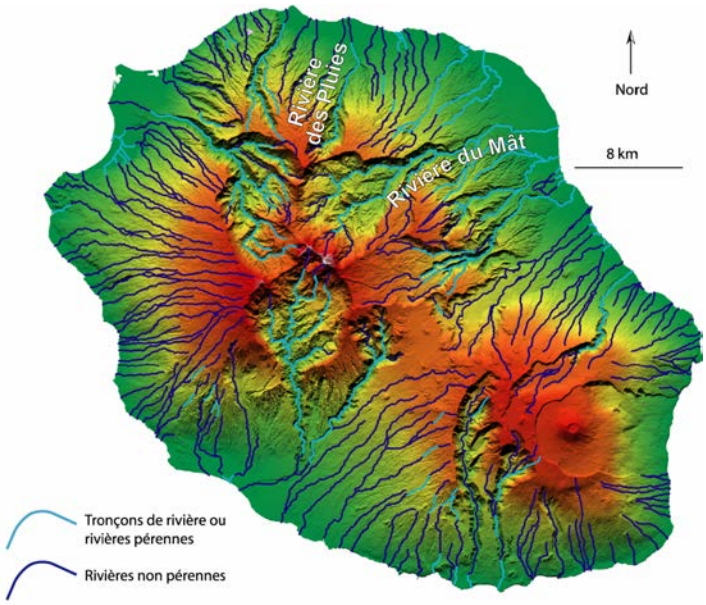


Figure 6. Réseau hydrographique de La Réunion d'après [*Fevre*, 2005].

2.2.2 *Géomorphologie et érosion*

Bien que nos deux rivières d'étude aient des morphologies assez différentes, elles sont toutes deux bien alimentées en sédiments (fins et grossiers) et ont donc un lit constitué d'un fond mobile. Ce sont des rivières à forte énergie, impliquant que leurs morphologies sont fortement remaniées et très contrastées. Leurs apports sédimentaires sont composés de sédiments grossiers, mais on constate un fort taux d'abrasion (Figure 7) et un affinement des granulométries vers l'aval. Les formations morphologiques anciennes (terrasses) qui constituent les berges contribuent à l'apport en matériaux très grossiers (blocs) ce qui rend la distribution granulométrique complexe de ces rivières.

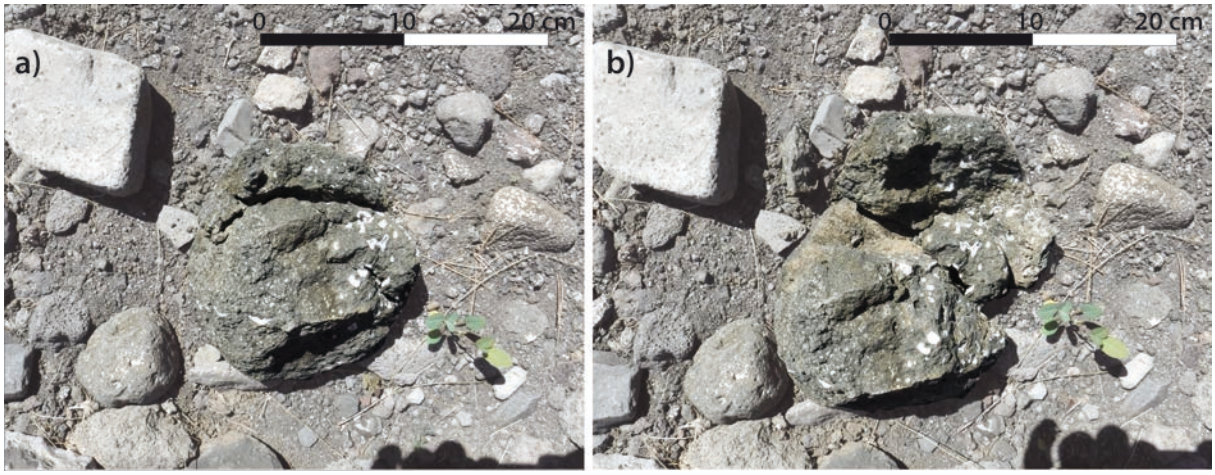


Figure 7. Abrasion forte favorisée par la nature des roches et par les nombreux impacts (Rivière des Pluies). a) Grain brisé en morceaux mais en place donc apparaissant comme un seul bloc. b) Grain brisé dont on a déplacé les différents morceaux.

2.2.2.1 Rivière des Pluies

La Rivière des Pluies entaille le flanc Nord du Piton des Neiges sur plus de 1000 mètres de profondeur. Longue de 18,5 km, elle prend sa source à 1500 mètres d'altitude sur la planèze de la Roche Ecrite et draine un bassin versant de 47 km2 (Figure 8). Il s'agit d'un bassin versant assez étroit, dont le stade érosif est peu avancé, et il tend à devenir un cirque typique, comme les trois principaux cirques de l'île.

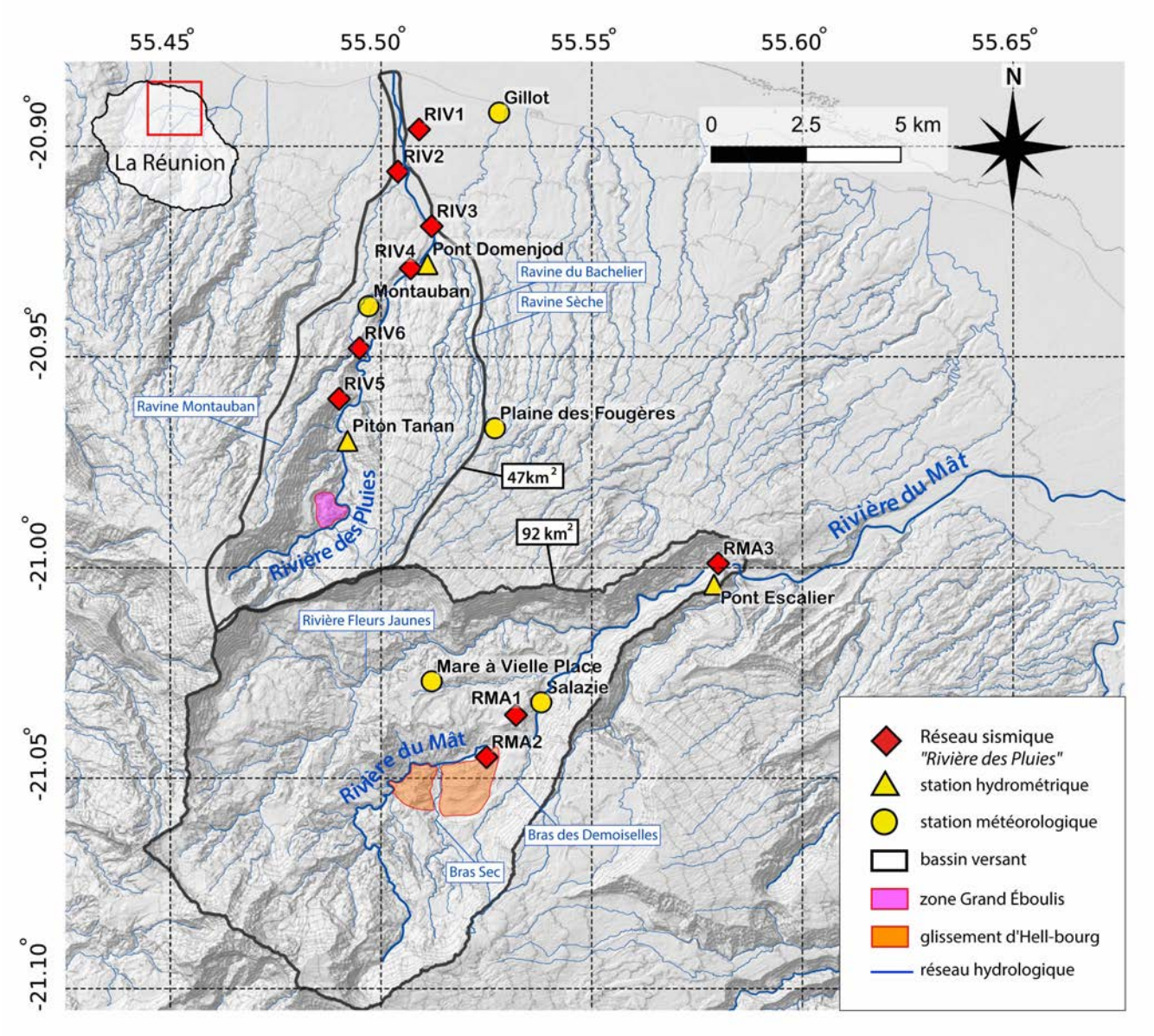


Figure 8. Carte présentant l'extension des bassins versants de la Rivière des Pluies (Nord-Sud) et de la Rivière du Mât (SudOuest - NordEst) ainsi que leurs affluents et l'extension des glissements de terrain fournissant des sédiments. Position des stations sismiques et hydro-météorologiques. MNT 5x5m RGE ALTI® (http://professionnels.ign.fr/rgealti).

Dans sa partie amont, similaire à un mini cirque (amphithéâtre), la rivière a une pente forte (7% voir Figure 11) et les remparts qui l'entourent s'élèvent à plus de 1000 mètres d'altitude (pentes de 60°). Ce segment est caractérisé par un réseau très ramifié de ravines perchées sur le rempart, de cascades et d'une large zone de glissement, le Grand Eboulis (Figure 8). Fèvre [2005] interprète le Grand Eboulis comme les dépôts d'un glissement provenant du rempart en rive droite de la Rivière des Pluies. Il constitue un potentiel de stockage de sédiments remobilisables. Il s'agit d'une zone principale d'alimentation sédimentaire, devant la part des apports sédimentaires issus des

processus d'érosion de versants que sont les chutes de blocs et éboulements ponctuels des remparts ou l'érosion des anciennes terrasses alluvionnaires nettement entaillées qui constituent parfois les berges de la rivière (Figure 9). Ces dernières connaissent un processus de sapement qui leur enlève de la matière. On retrouve le matériel sédimentaire issu du Grand Eboulis dans l'ensemble du lit de la rivière. Le Grand Eboulis fournit des sédiments à la rivière de façon continue mais aussi ponctuellement à l'issue d'évènements climatiques intenses. Par exemple, en 2002, une partie du Grand Eboulis s'est éboulée (500 000 m^3 de matériel éboulé) et a formé un barrage naturel (lac) qui a fini par céder au bout de quelques jours provoquant une lave torrentielle de plus de 70 000 m^3 [*Bonnier and Cruchet*, 2006]. Cette succession d'évènements a causé une modification morphologique en aval de la zone du Grand Eboulis ainsi que du mode de fonctionnement du transport solide de la Rivière des Pluies [*Bonnier and Cruchet*, 2006].

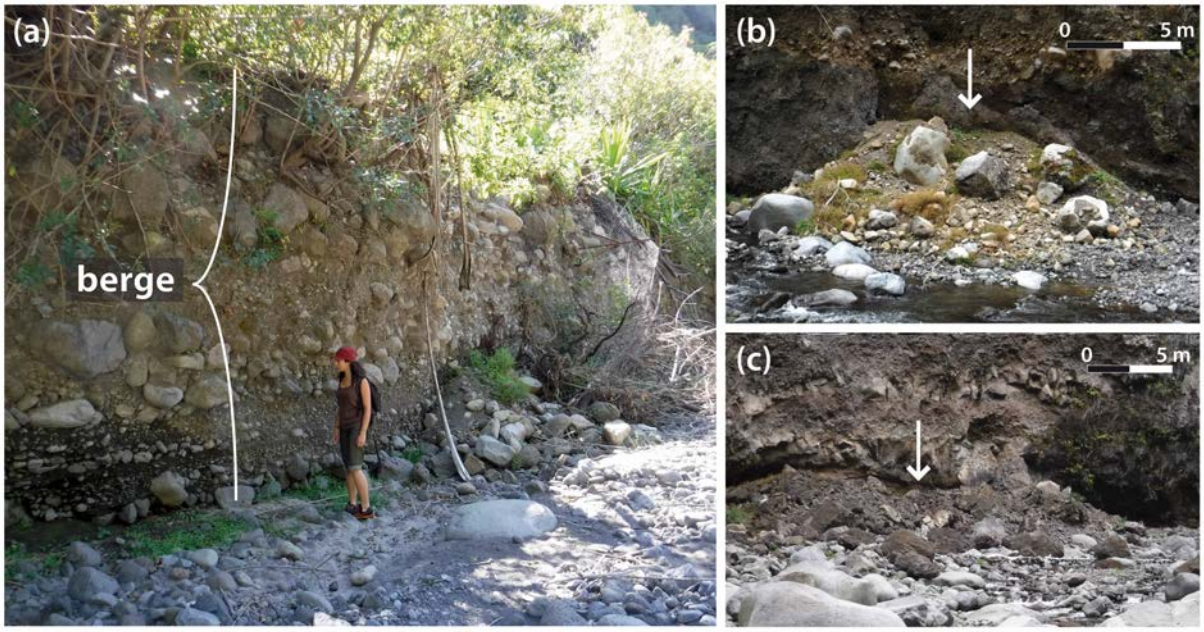


Figure 9. Illustrations de la géomorphologie du lit de la Rivière des Pluies. a) Berge abruptes b).c) Berges éboulées. A noter la très forte variabilité dans la granulométrie des sédiments visibles dans la berge.

En aval du secteur du Grand Eboulis, le lit de la Rivière des Pluies est contraint dans une vallée très sinueuse avec des coudes très marqués (angle droit) alternants avec des portions rectilignes (Figure 10.a). C'est une zone de gorges entourées de hauts remparts (environ 500 à 775 mètres) (Figure 10.b). Dans cette zone, les sédiments transitent [*Lucas*

and Cruchet, 2007]. Elle s'étend jusqu'à la confluence avec la ravine du Bachelier.

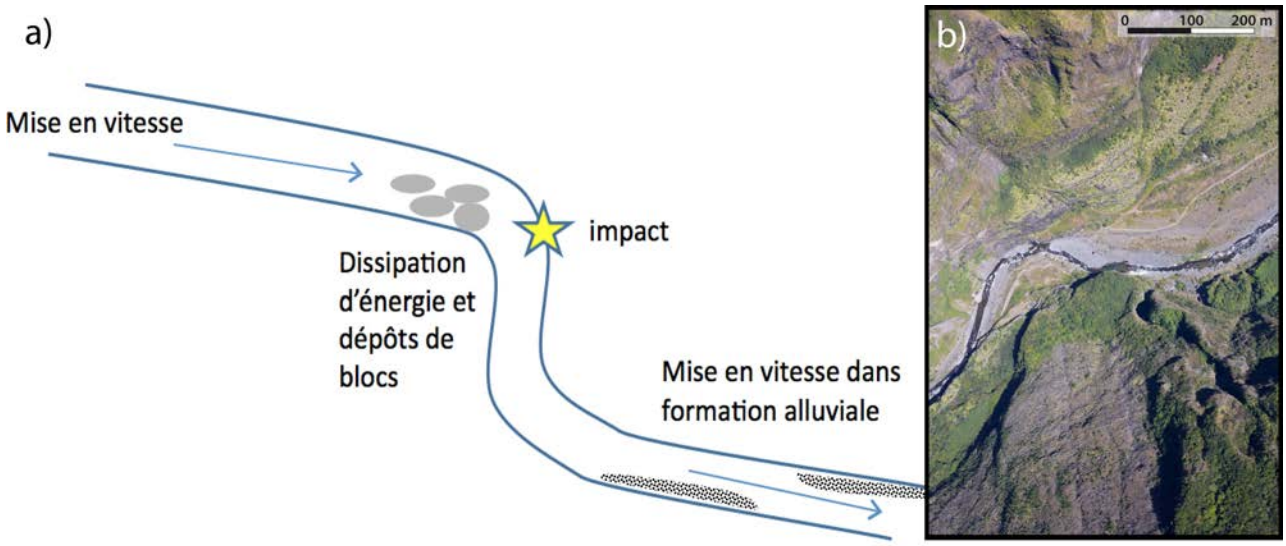


Figure 10. a) Représentation schématique de la morphologie type du lit de la Rivière des Pluies dans sa partie amont. La mise en vitesse de l'écoulement a lieu dans les portions rectilignes et des impacts des sédiments transportés sur les parois dans les zones de coudes. b) Photographie aérienne (ULM) de la zone de gorges surmontée de hauts remparts d'environ 500 mètres.

En rive gauche, 6 km en aval du Grand Eboulis, la Rivière des Pluies reçoit les apports de la ravine Montauban (Figure 11) et encore un peu plus en aval (2 km), en rive droite, elle reçoit les apports de la ravine du Bachelier (incluant la ravine Sèche), ce qui accroît fortement la superficie de son bassin versant et les apports d'eau en contexte de précipitations intenses. Les autres ravines (Figure 11) ont des contributions négligeables en termes d'apports en précipitations.

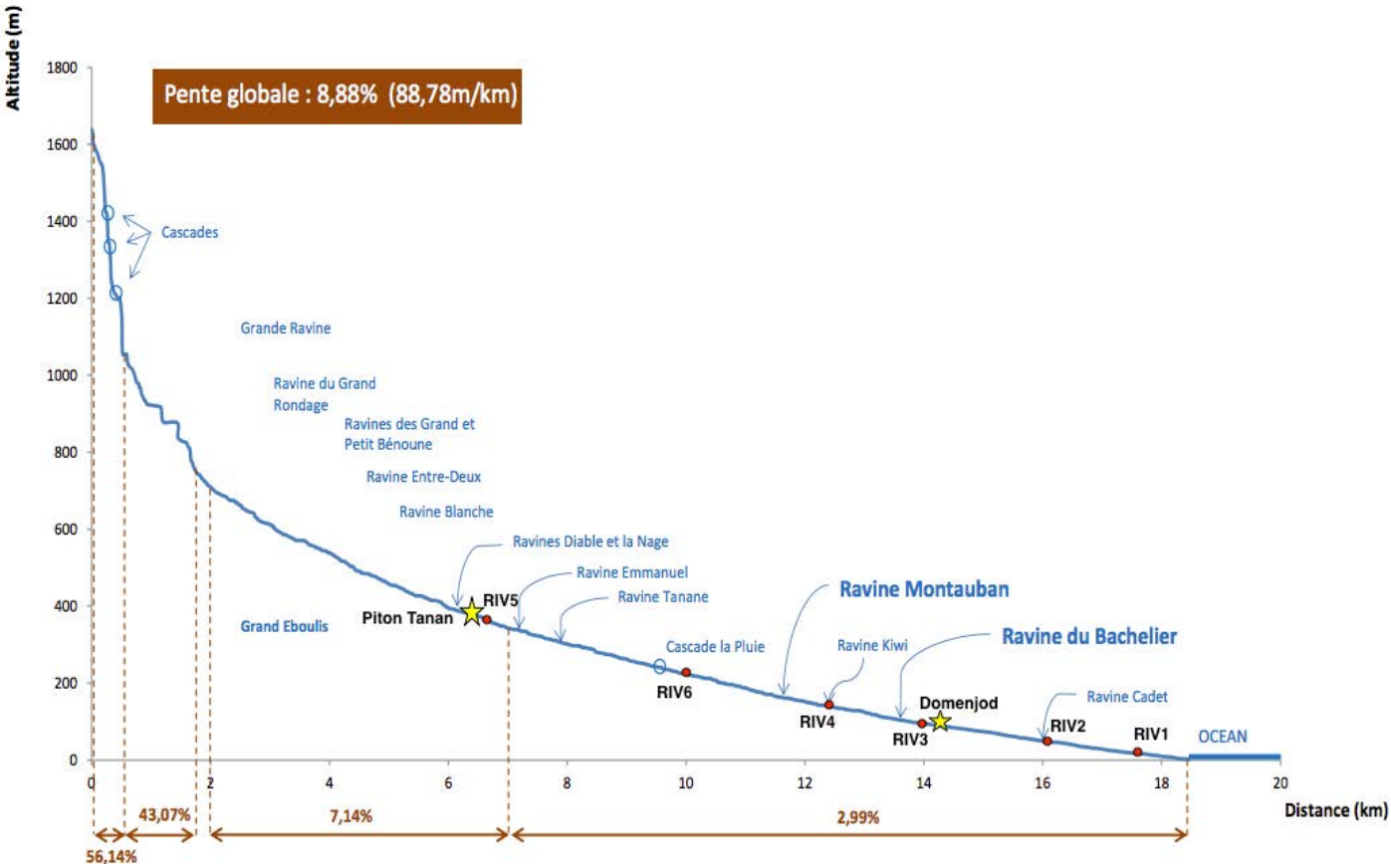


Figure 11. Profil en long de la rivière des Pluies et des ses ravines affluentes, avec la localisation des stations hydrométriques (étoiles jaunes) et des 6 stations sismologiques (points rouges) qui indiquent également la localisation des zones sur lesquelles des mesures granulométrique ont été effectuées; modifié d'après Office de l'Eau (http://donnees.eaureunion.fr).

Dans l'ensemble du lit de la Rivière des Pluies, on retrouve une épaisseur sédimentaire importante (Figure 12.a). Cependant on constate une zone où le substrat affleure (Figure 12.b). Le contenu sédimentaire de l'ensemble du lit de rivière a été identifié dans le cadre de cette thèse sur quelques sections correspondant à la position des stations sismiques, depuis l'amont vers l'aval, à l'aide d'un échantillonnage de Wolman (voir Méthode au Chapitre 3). Celui-ci montre une distribution large allant du sable grossier (<4mm) au bloc pluri métrique (>2000 mm) (Figure 13).

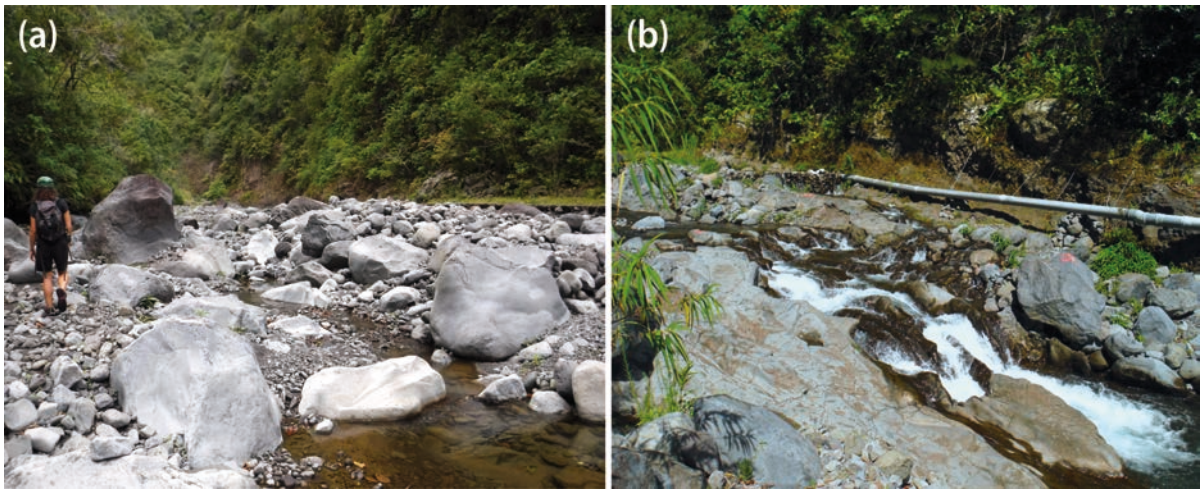


Figure 12. a) Aperçu d'une zone riche en sédiments b) zone où le substratum affleure. A noter le marquage des blocs effectués sur les berges pour les analyses d'image et la quantification des mouvements.

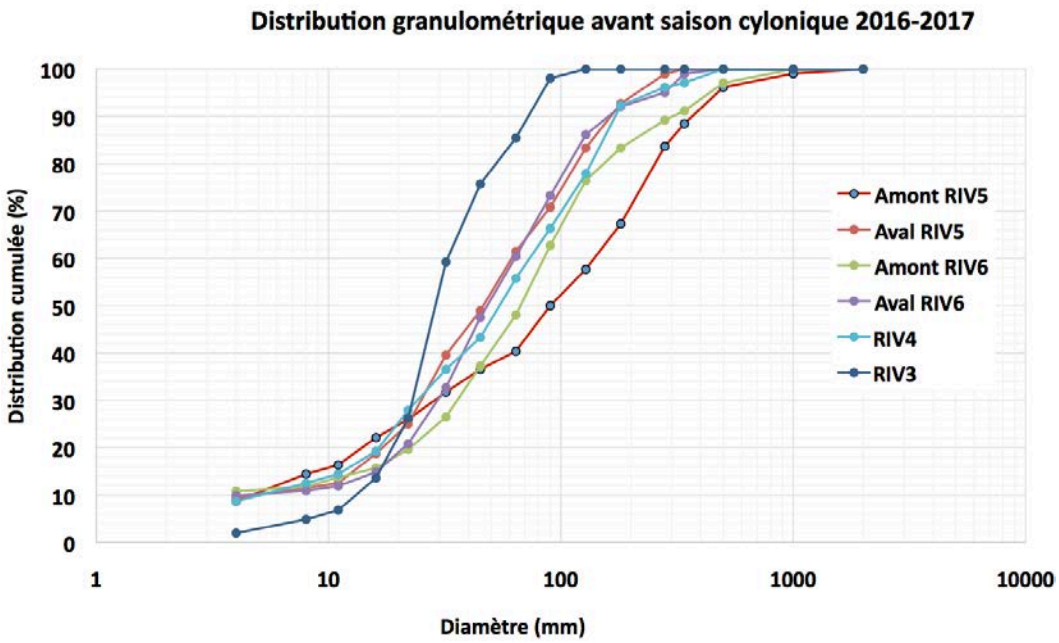


Figure 13. Distribution granulométrique des différentes sections étudiées du lit de la Rivière des Pluies (sections proches des stations sismiques RIV5, RIV6, RIV4, et RIV3).

Les mesures granulométriques des sections de rivière "RIV3" et "Amont RIV5" ne sont pas représentatives. En effet, la surface du banc étudié dans la section RIV3 a été nappée de sédiments fins par écoulements secondaires de fin de crue (Figure 14.a). Concernant la section amont de RIV5, il s'agit d'une zone très chaotique au débouché des gorges (Piton Tanan). Elle se compose principalement de gros blocs que l'on suppose très peu mobiles (Figure 14.b).

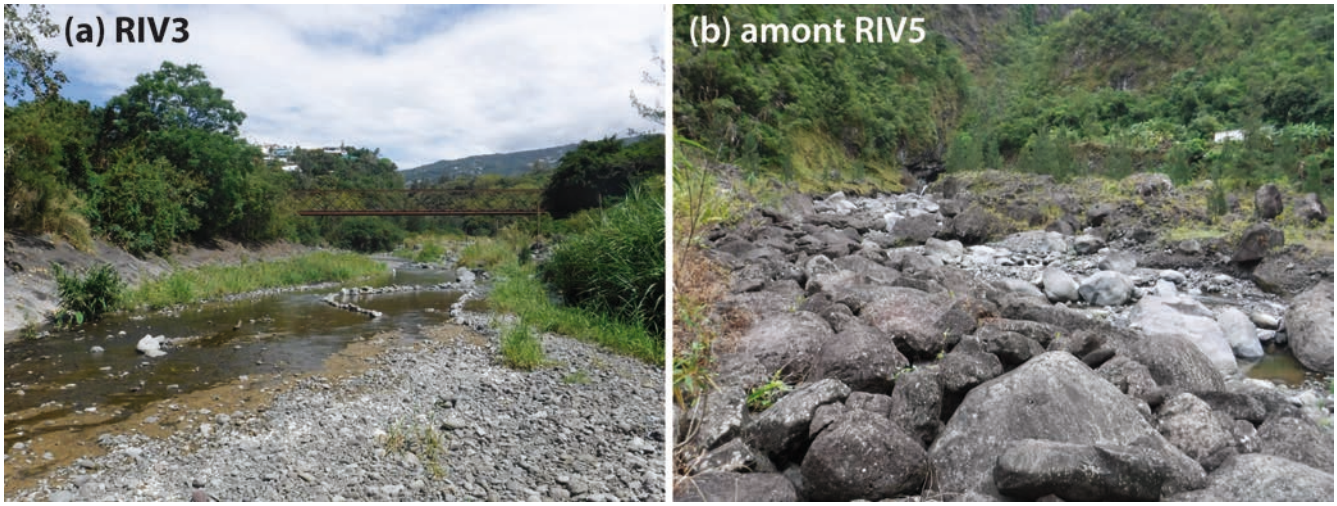


Figure 14. a) Photographie du banc sédimentaire recouvert par les fines de fin de crue. b) Gros blocs immobiles à la sortie des gorges du Piton Tanan légèrement en amont de RIV5. (Vues vers l'amont).

Plus en aval, la rivière s'élargit et constitue une zone de dépôt des sédiments. Cette portion constitue le cône de déjection (cône alluvial) jusqu'à l'océan (pente de 3%). Cette zone large est contrastée avec un lit mineur très incisé par endroits à l'intérieur des terrasses fortement végétalisées qui fournissent le lit en matériel sédimentaire (blocs) (Figure 15).

Figure 15. Zone autour de RIV1 avec un lit de rivière bien chenalisé et un étalement des dépôts sédimentaires.

Lors d'évènements de crue, le Bureau de Recherche Géologique et Minière a déterminé que le sédiment peut se mettre en mouvement dans la globalité de sa distribution granulométrique à partir de 200 m^3/s [*Pouget and Garcin*, 2003]. Une crue décennale peut mobiliser jusqu'à 15 000 m^3 de matériel sédimentaire et le transport solide total est estimé à 3 300 $t/km^2/an$ (soit 43 000 m^3/an) [*Bonnier and Cruchet*, 2006].

2.2.2.2 Rivière du Mât

Le cirque de Salazie s'étend sur 92 km² (Figure 8) et creuse le flanc Nord-Est du Piton des Neiges depuis le sommet jusqu'à l'océan au niveau de la commune de St André (Figure 3). Il constitue le bassin de réception de la Rivière du Mât et l'essentiel de la superficie de son bassin versant. La Rivière du Mât prend sa source dans les hauts du cirque, sur le flanc Est du sommet du Piton des Neiges et parcourt le cirque sur 36 km. Le principal affluent de la Rivière du Mât est la Rivière des Fleurs Jaunes et la confluence se trouve environ au milieu de la Rivière du Mât (Figure 8 et 16).

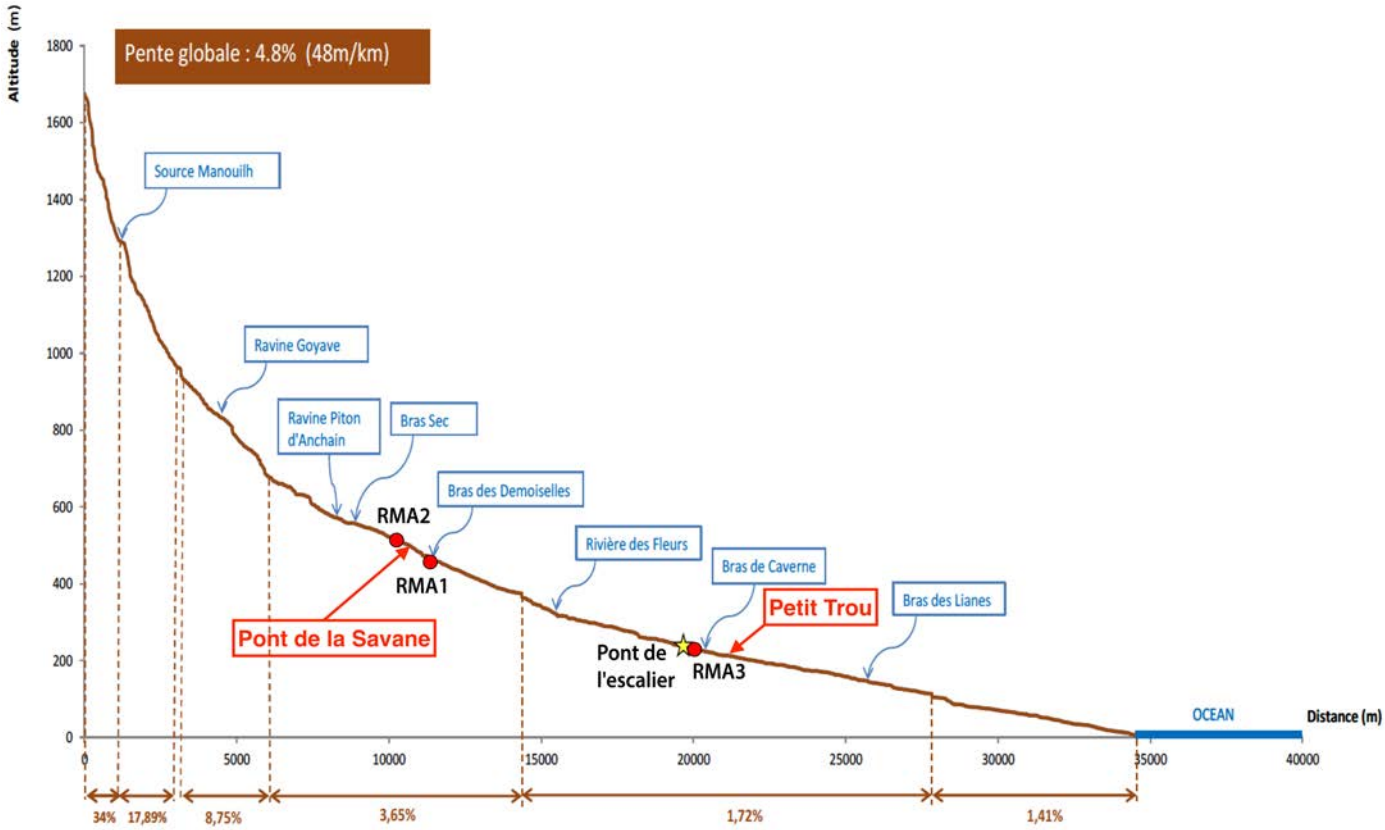


Figure 16. Profil en long de la rivière du Mât, et des ses ravines affluentes, avec la localisation de la station hydrométrique (étoile jaune) et des 3 stations sismologiques (points rouges) ; modifié d'après Office de l'Eau (http://donnees.eaureunion.fr).

Au fond du cirque, la partie amont de la rivière du Mât (en amont de la confluence) est caractérisée par une pente forte de 8,8% puis de 4% avec un lit majeur assez large (entre 50 et 100 m) dont la rive gauche est principalement composée d'alluvions récentes issues du grand glissement lent d'Hell-Bourg qui borde la rivière (Figure 8). Ce glissement est composé de deux structures : le glissement d'Ilet à Vidot, à l'Ouest, et le glissement de

Mare à Poule d'eau, à l'Est, le plus actif ([*Garnier*, 2008; *Mazue et al.*, 2013]. Mazue et al. [2013] ont montré que l'augmentation de la fréquence des pluies entre 2003 et 2007 est responsable de l'augmentation de sa vitesse de déplacement annuel. Cette zone qui apparait élargie et instable, constitue un stock sédimentaire important qui peut être remobilisé à chaque évènement de crue. Les dépôts alluvionnaires s'étendent sur 150 mètres de large et 1600 mètres de long [*De la Torre*, 2008].

En aval de cette zone de glissements, le chenal d'écoulement se développe sur ~9 km entre le Pont de la Savane (précisément 300 mètres en amont) et le bras des Caverne (Figure 16). La rivière prend une morphologie de gorges étroites et très encaissées dans le substratum dont les parois peuvent atteindre 100 mètres de hauteurs (Figure 17).

Figure 17. a)b) Gorges très étroites au niveau du Pont de l'Escalier (station RMA3) dans la partie amont de la Rivière du Mât et qui s'étend sur quelques kilomètres en amont (vue vers l'amont). c) Gorges au niveau du village de Salazie 6 km en amont du Pont de l'Escalier.

Dans cette zone, les sédiments transitent et se déposent dans la partie plus large à la sortie des gorges puis dans la portion du cône alluvial. Les sédiments présents dans l'environnement des stations sismiques présente une large distribution granulométrique. Les sédiments au Pont de la Savane sont plus fins que ceux observés dans la zone plus en aval (Petit Trou) dont la pente est moins forte (Figure 18).

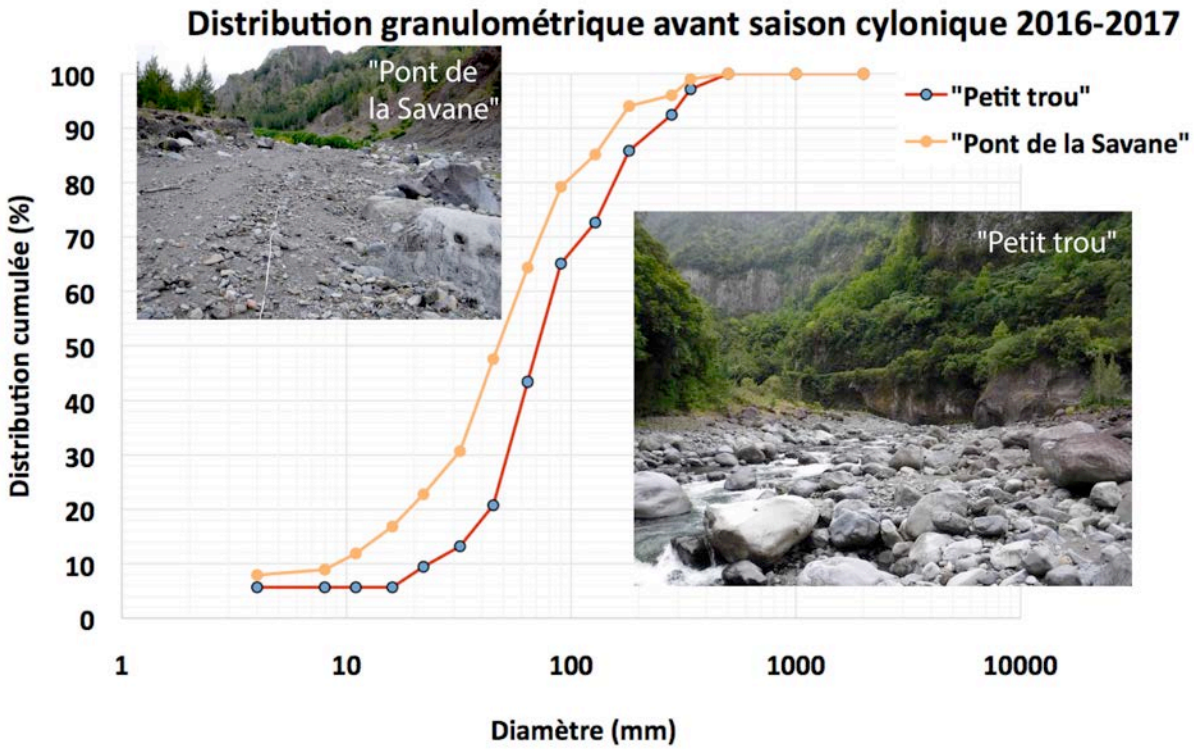


Figure 18. Distribution granulométrique de deux sections étudiées du lit de la Rivière du Mât. La première section est au niveau de "Petit trou" à la sortie des gorges qui se prolongent entre les stations sismiques RMA2 et RMA3 environ, la seconde un peu en amont du "Pont de la Savane", au niveau de la zone du glissement d'Hell-Bourg.

Chapitre 3 - Outils et méthodes

Ce chapitre présente les différentes approches utilisées dans cette thèse pour caractériser le transport sédimentaire des rivières concernées par notre étude. Pour une meilleure compréhension du signal sismologique d'origine fluviatile, un des points-clés est de le confronter aux paramètres hydrométéorologiques et ponctuellement aux observations de terrain. A côté des observations sismologiques qui constituent le coeur de nos observations de terrain, j'ai également développé des approches complémentaires variées telles que l'observation de la dynamique hydrosédimentaire (échantillonnage granulométrique) et des observations géomorphologiques à l'aide de la photogrammétrie. Ces dernières approches ont été mises en place dans le cadre de cette thèse. Elles ne sont pas finalisées par manque de réitérations et donc d'observations mais doivent servir de base pour la poursuite à plus long terme de cette étude. Ces méthodes sont présentées dans le schéma ci-après (Figure 19).

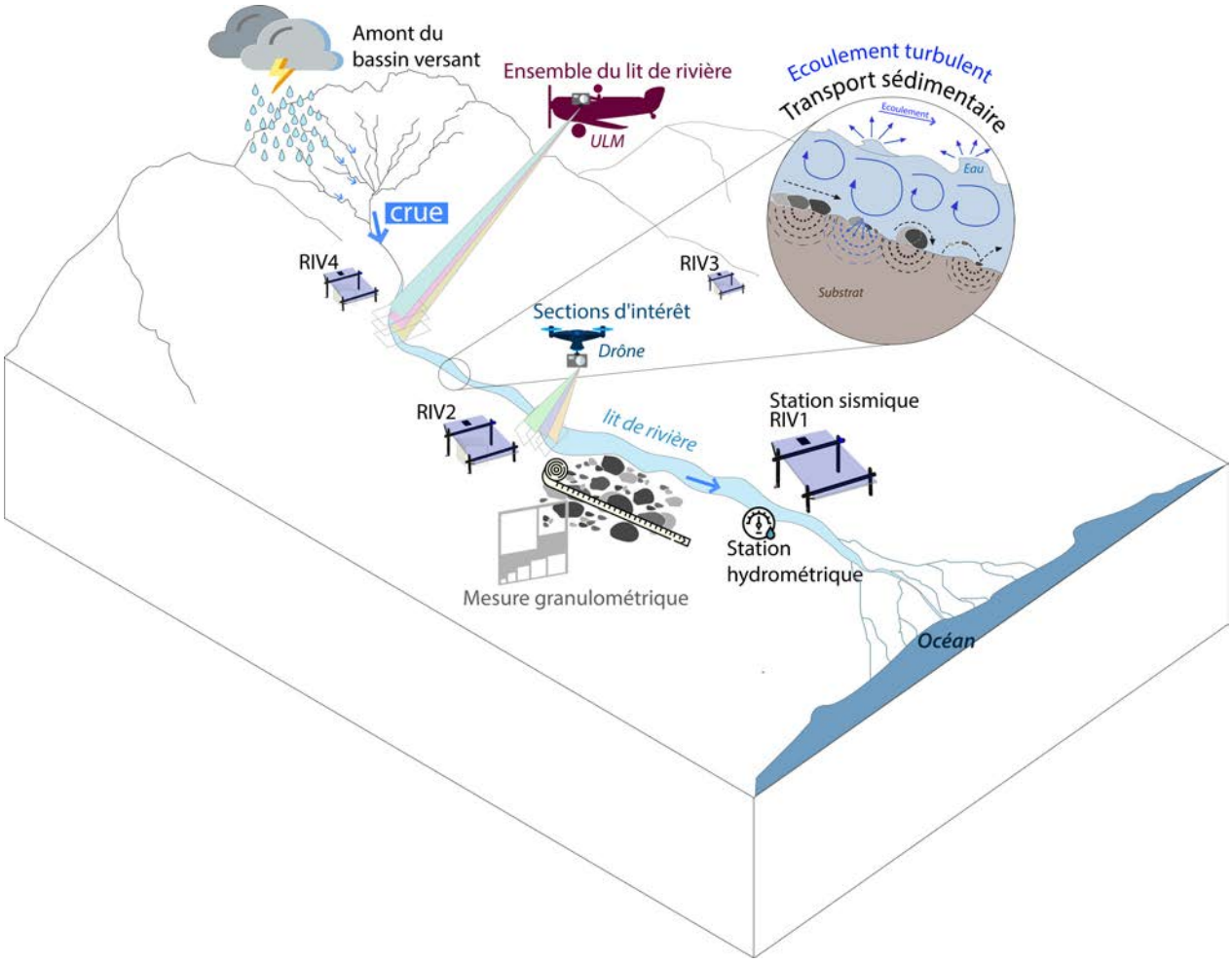


Figure 19. Schéma illustrant les différentes méthodes adoptées au cours de la thèse.

3.1 Sismologie

3.1.1 Instrumentation et réseau

Le réseau sismologique baptisé « Rivière des Pluies » que nous avons mis en place pour cette étude implique dix stations sismologiques passives à large bande dont six sont installées le long de la Rivière des Pluies, trois le long de la Rivière du Mât et une station localisée à proximité d'une ravine sèche de l'Ouest de l'île (chargée en eau uniquement en période de fortes précipitations) (Figure 20). Nous avons choisi une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz. Dans cette thèse, les enregistrements continus ont été utilisés pour apporter des informations sur la dynamique de l'écoulement et sur la dynamique du transport sédimentaire durant les périodes de crues. Le type large bande de nos sismomètres est justifié par la volonté de ne pas restreindre le spectre au risque de perdre une partie du signal issu de l'activité d'une rivière en crue (< 1 Hz). De plus, le type large bande permet d'apporter des observations nécessaires à l'étude du signal microsismique de la houle (< 1 Hz). Par exemple, la station située dans l'Ouest de l'île (proche de "Ravine", cf Figure 20.a)) est très proche de l'océan et peut donc être particulièrement utile pour l'étude de la houle. Le déploiement de ce réseau est également important pour l'étude de la structure de la lithosphère sous l'édifice du Piton des Neiges avec un premier linéaire de stations sismiques dans l'axe Ouest-Est (stations de notre réseau à la Rivière du Mât et à la Saline, et une station de l'Université de La Réunion) et un second linéaire dans l'axe Nord-Sud (stations de notre réseau à la Rivière des Pluies et stations de l'OVPF sur l'Ouest de l'île) (Figure 20.a).

Deux cours d'eau appartenant à deux bassins versants différents ont ainsi été instrumentés (Figure 20): la Rivière des Pluies dans le bassin versant du même nom, dont les stations sismiques déployées sont nommées RIV1, RIV2, RIV3, RIV4, RIV6 et RIV5, et la Rivière du Mât dans le cirque de Salazie dont les stations sont RMA3, RMA1 et RMA2. Les stations déployées ne sont pas toutes identiques en terme de dispositifs d'installation mais aussi de type d'instruments utilisés (sismomètres et numériseurs). Concernant les sismomètres, quatre sont des Trillium compact 120s (Nanometrics), cinq autres sont des CMG-40T (Guralp) et le dernier est un CMG-3ESP 120s (Guralp). Deux types de numériseurs Nanometrics ont également été utilisés : Taurus et Centaur-3.

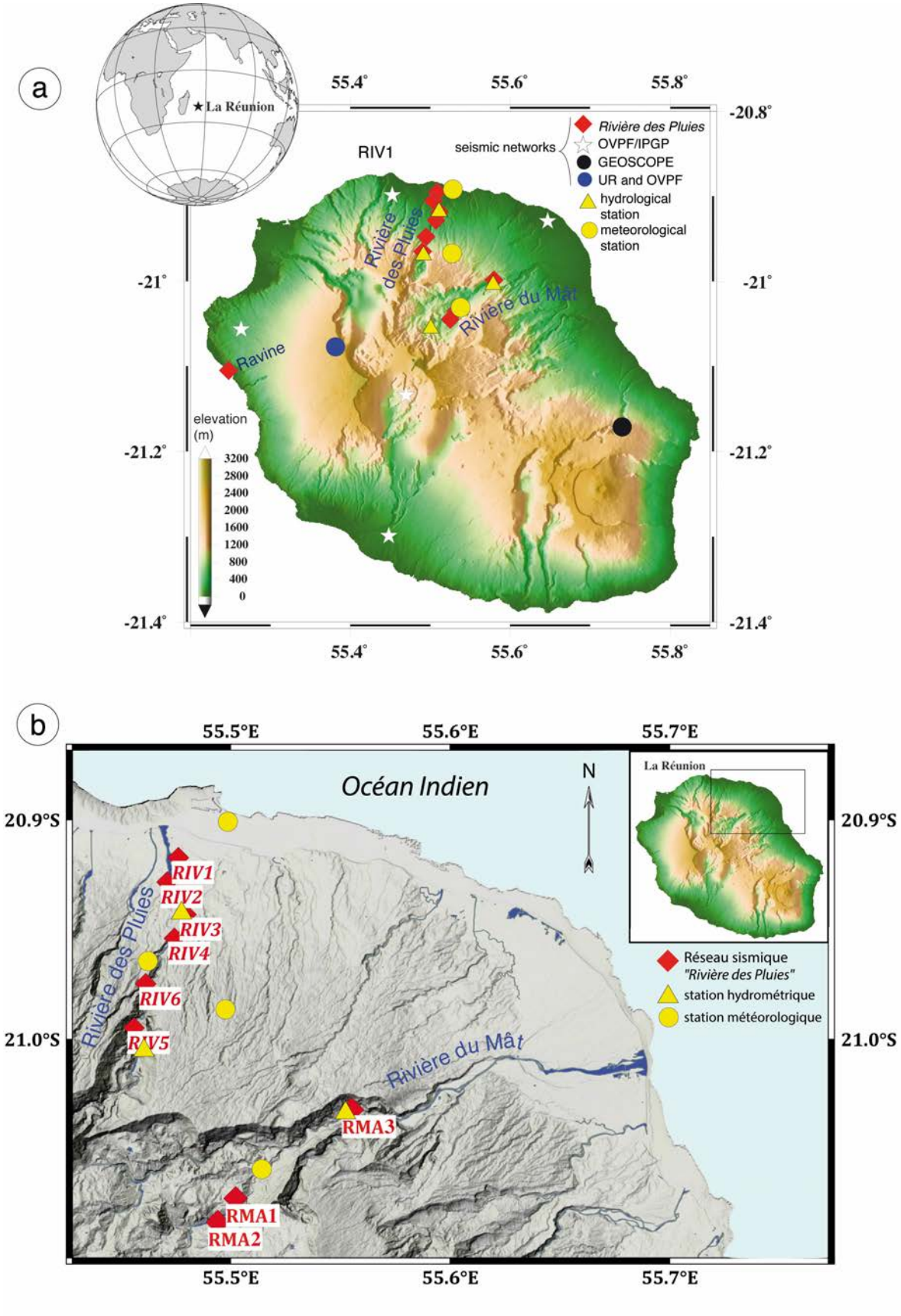


Figure 20. Carte présentant l'instrumentation sismologique et hydro-météorologique dans le Nord-Est de l'île, le long de la Rivière des Pluies (RIV1 à RIV6) et de la Rivière du Mât (RMA1 à RMA3). M.N.T résolution 5x5 m BD ALTI® (http://professionnels.ign.fr/bdalti).

Le jeu de données (doi : http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.ZF2015) est rattaché au code de réseau ZF et hébergé par le centre de données national français RESIF (Réseau Sismologique et Géodésique Français)

La phase de recherche de sites, la conception et la fabrication des dispositifs d'installation ainsi que le déploiement des stations sismiques a duré près d'un an durant la première partie de la thèse et a largement bénéficié du soutien d'un ingénieur (E. Delcher, LGSR) (Figure 21). Le réseau sismique a été installé de façon temporaire.

Les capteurs sismiques ont tous été installés sur des dalles bétonnées soit à la surface du sol pour la majorité d'entre eux, soit enterrés à 20 cm (RIV2, RIV4 et RIV6). Huit des neuf stations ont une autonomie d'enregistrement d'environ 2 mois et l'une d'entre elle (RIV5), la moins accessible et dont l'accès nécessite 1h30 de marche, a été configurée pour avoir plus de 6 mois d'autonomie. Au vu de sa situation isolée et de sa vulnérabilité aux actes de vandalismes, aux cyclones et aux chutes de roches, un châssis spécifique à cette station a été développé dans le cadre de cette thèse. Celui-ci est composé d'une structure en cornière d'acier galvanisé mécano-soudée supportant le panneau photovoltaïque et un coffret blindé refermant un second coffret en fibre de verre. L'ensemble a été conçu pour être hélitreuillable grâce à quatre points d'élingage et permet ainsi une installation très rapide en site isolé. Une vidéo présente la mise en place de ce dispositif : https://youtu.be/WJD9LPF95IE. Le schéma du châssis ainsi que la description et le métrage des différents composants est disponible en annexe A. Compte tenu de ses caractéristiques intéressantes, ce type de châssis a depuis été adopté pour abriter une station de surveillance multiparamètres dans le cratère BORY (Piton de La Fournaise) dans le cadre du projet ANR SlideVolc (A. Peltier, A. Finizola, E. Delcher).

Figure 21. Installation des stations autonomes. Exemples de dispositifs plus ou moins protégés en fonction de la sûreté du site d'installation. a) Vérification du bon fonctionnement des instruments au laboratoire. b) Mise en place d'un capteur entouré d'un sac plastique dans un trou creusé de 30 cm dont le fond a été bétonné. c) Station complète RIV2 : capteur enterré et coffre en métal bâché contenant numériseur et batterie, le tout protégé par un panneau solaire incliné. d) Contenu du coffre en métal : numériseur Taurus, batterie et régulateur. e) Station RIV5, autre dispositif anti vandale : capteur sous une boîte en bois doublée de polystyrène et scellée par des barres en métal fixées au sol par des écrous anti-vandale. Même fixation pour le panneau solaire. f) Boîte en métal fixée au panneau solaire, fermée à clés et contenant le numériseur. g) Contenu de la boîte en métal vue en f) : boîte plastique munie d'une grille de fixation sur le fond et contenant batterie, régulateur et un numériseur Centaur.

3.1.2 Analyse spectrale

La première étape de l'analyse du signal consiste à faire une analyse temporelle de l'amplitude sismique à partir des sismogrammes (exprimée en counts) et de vérifier que la forme d'onde est de qualité (Figure 22). On travaille ensuite dans le domaine fréquentiel pour extraire une information supplémentaire : la distribution fréquentielle de l'énergie sismique, c'est l'analyse spectrale. On peut alors exprimer et visualiser cette énergie en fonction de la fréquence du signal et au cours du temps par un spectrogramme. Pour cela, il est nécessaire d'évaluer la densité spectrale de puissance ou "Power Spectral Density" (PSD). La mesure obtenue est en dB, et dans cette thèse, nous l'exprimons de façon relative à la vitesse du mouvement du sol (dB rel. $(m/s)^2/Hz$). La totalité de la réponse instrumentale a été prise en compte dans le calcul de la PSD.

Sur la base de cette estimation (PSD), des codes écrits par [*Herrmann*, 2013] (SACPSD software) nous ont permis de faire une analyse spectrale pour comparer les spectres avant et pendant une crue et pouvoir identifier les fréquences excitées par les sources présentes lors de l'évènement. Dans les analyses présentées dans cette thèse, des fichiers journaliers ont été utilisés pour ces calculs. Les PSD sont moyennées sur une journée (avant et pendant les crues).

Nous avons également utilisé des spectrogrammes pour un suivi temps-fréquence de l'énergie spectrale. Pour les obtenir nous avons utilisé les codes développés par W. Crawford (TiSKit package: http://www.ipgp.fr/~crawford/Homepage/Software.html). Les spectrogrammes représentés dans la thèse sont établis à partir d'une compilation de PSD calculées sur une minute avec un recouvrement de 50%.

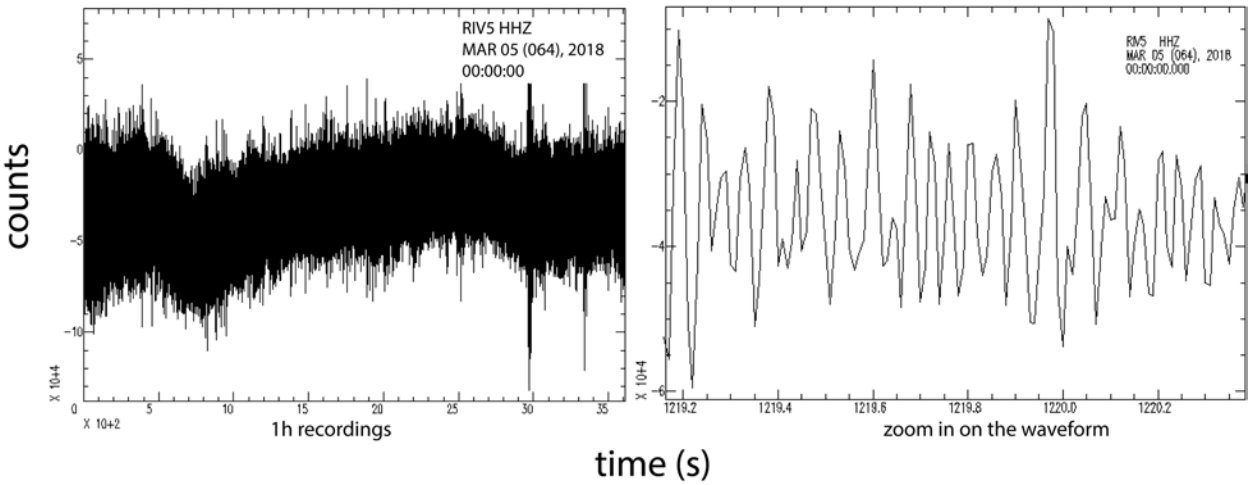


Figure 22. ***(Gauche)*** **Sismogramme d'une heure d'enregistrement sur la composante verticale de la station RIV5 lors de la crue induite par le cyclone Dumazile de mars 2018.** ***(Droite)*** **Zoom d'environ 1s d'enregistrement sur la forme d'onde.**

3.1.3 RMS

Dans la phase de comparaison des signaux sismologiques aux paramètres hydro-météorologiques nous avons utilisé la moyenne quadratique ou "Root Mean Square" (RMS) pour obtenir un lissage de la mesure de l'amplitude du bruit sismique au cours du temps et pour une fréquence donnée. Calculée à partir de forme d'onde exprimée en vitesse et divisée par le gain, son unité est le m/s.

Le choix de la RMS plutôt que des PSD, obtenues au préalable, pour établir la relation entre sismologie et hydrologie est motivé par le fait que la PSD sous-estime les pics de plus hautes énergies (Figure 23). En effet, son unité, le dB, résulte du logarithme du rapport entre la grandeur d'énergie (ici en vitesse) et la longueur discrète de la série temporelle.

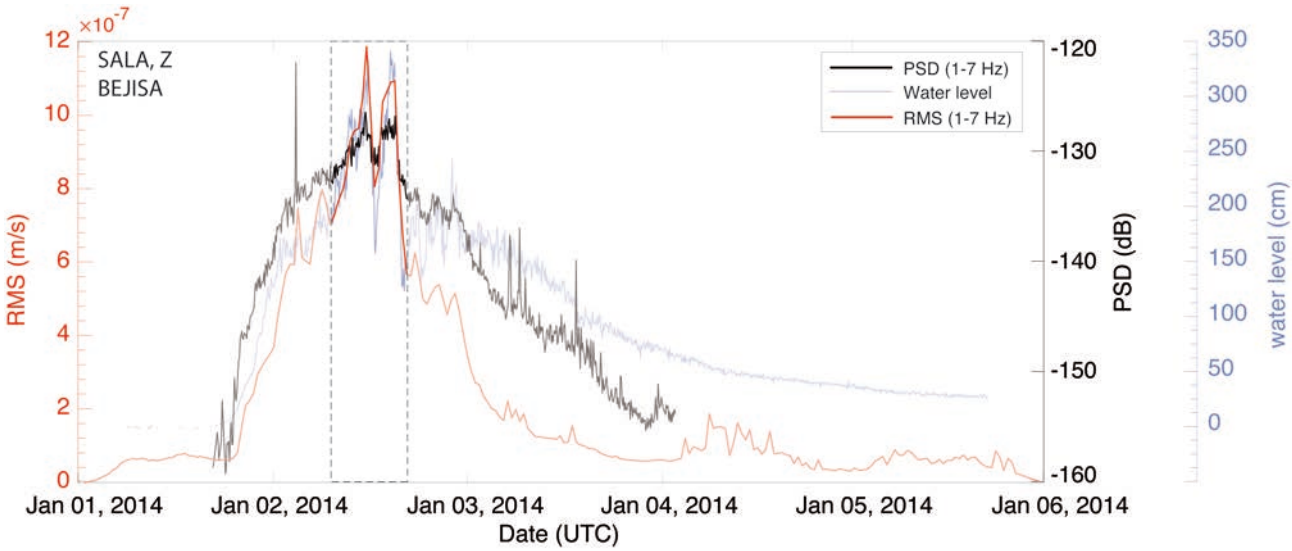


Figure 23. Comparaison entre RMS (rouge) et PSD (noir) ici extraits des enregistrements de la station SALA (installée dans le cadre projet RHUM-RUM). La zone délimitée par les pointillés contient des pics de hautes énergies qui sont aplatis dans le cas de la PSD.

Nous avons mené les analyses spectrales et calculé les RMS sur la composante verticale de nos enregistrements. C'est la composante dominante par rapport aux deux composantes horizontales dans la majorité de nos signaux (lors des trois cyclones étudiés). En effet, la composante verticale a une forte corrélation de 99,8 % avec la somme des trois composantes qui est présentée comme la composante dominante dans la figure 24. Les ondes de Rayleigh produites par l'écoulement turbulent ainsi que les impacts de sédiment lors du charriage par saltation sont particulièrement visibles sur la composante verticale ce qui justifie que nous nous soyons tout d'abord concentré sur celle-ci.

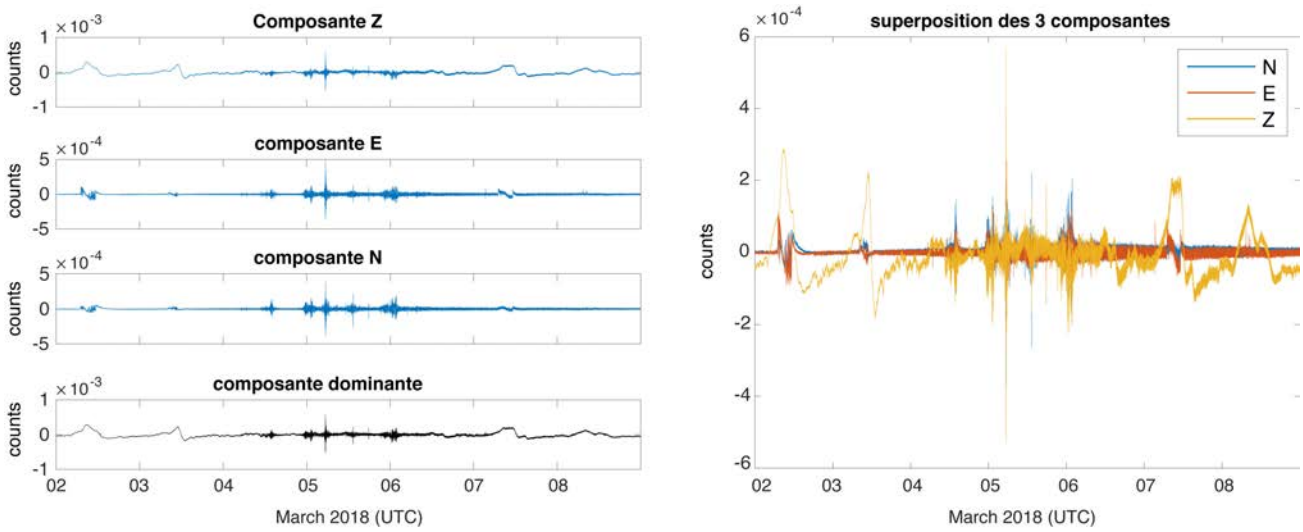


Figure 24. Comparaison des trois composantes du capteur RIV5 (cyclone Dumazile, mars 2018) avec la composante qui résulte de la composition des trois composantes.

3.1.4 Suivi de la polarisation des signaux

Afin de faire un suivi temporel de la localisation les sources de bruits sismiques contenues dans notre spectre, nous avons appliqué la méthode de polarisation. Ceci pourrait également nous éclairer sur la nature des phases associées à ces sources.

Cette méthode, développée par Fontaine et al. [2009] (Ppol package [*Fontaine et al.*, 2009; *Scholz et al.*, 2017]) utilise l'analyse en composantes principales (ACP) du mouvement du sol sur les trois composantes et permet de donner une direction (azimuth) de la source et d'identifier le caractère polarisé de l'onde dans une bande de fréquence donnée.

Le signal sismique est corrigé de la réponse instrumentale au préalable.

L'ACP est réalisé sur la matrice de covariance suivante, *Cov:*

$$Cov = \frac{1}{p} M^T . M \qquad (1)$$

avec p le nombre de points dans la fenêtre de calcul; M la matrice des enregistrements sismiques selon les trois composantes (Est, Nord, verticale). *Cov* est symétrique. On peut donc déterminer ses valeurs propres (λ_1; λ_2; λ_3) et ses vecteurs propres (V_1; V_2; V_3). Les valeurs propres de *Cov* correspondent aux variances de chaque composante.

En projetant ses composantes suivant l'horizontale, nous obtenons le backazimuth apparent (*BAZ*). La projection sur l'axe vertical nous donne sa polarisation verticale (Figure 25).

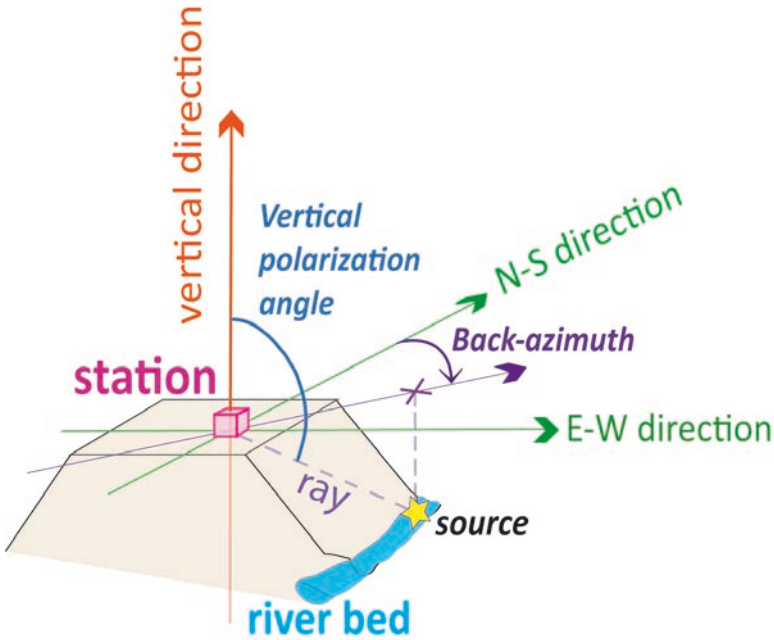


Figure 25. Représentation schématique des projections et angles obtenus à partir de la méthode ACP.

Dans le plan horizontal nous avons donc un back-azimuth apparent, *BAZ*, qui s'exprime comme suit :

$$BAZ = \arctan(\frac{V_2}{V_1}) \tag{2}$$

Le degré de rectilinéarité du mouvement des particules dans le plan horizontal et le plan vertical s'exprime à l'aide des coefficients de polarisation *CpH* et *CpZ*.

Afin de déterminer les coefficients de polarisation sur le plan horizontal, nous devons déterminer les valeurs propres de la matrice de covariance formée des vecteurs horizontaux (V_1, V_2).

$$CpH = 1 - \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \tag{3}$$

avec λ_2, λ_1 sont les vecteurs propres de la matrice de covariance obtenues à partir des deux composantes horizontales.

A partir des composantes longitudinale, *L* ($L = \cos(BAZ + \pi)V_1 + \sin(BAZ + \pi)V_2$) et verticale nous pouvons déterminer une nouvelle matrice de covariance et ainsi le degré de rectilinéarité dans le plan vertical.

$$CpZ = 1 - \frac{\lambda_{V2}}{\lambda_{V1}} \quad (4)$$

avec λ_{V2}, λ_{V1} sont les vecteurs propres de la matrice de covariance obtenues à partir des de *L* et la composante verticale.

Une valeur de 1 de ces paramètres indique un mouvement linéaire du sol dans le plan considéré – donc une polarisation maximum - et une valeur de 0 indique un mouvement circulaire du sol - donc non polarisé.

3.2 Stations hydrologiques et météorologiques

L'acquisition des données hydrologiques et météorologiques à proximité des sismomètres est un point clé pour le projet Rivière des Pluies et leurs enregistrements sont essentiels pour apporter des réponses aux problématiques scientifiques auxquelles nous souhaitons répondre. Pour améliorer la compréhension du signal sismique directement lié à l'activité de la rivière nous disposons de données hydrologiques (niveau d'eau dans les lits de rivière) et météorologiques (précipitations et vitesse des vents).

3.2.1 Hauteur d'eau

Les stations hydrométriques maintenues par l'Office de l'Eau et la DEAL nous permettent de récolter la donnée de hauteur d'eau avec une résolution de 5 minutes. La disposition des stations hydrométriques est présentée sur la carte en Figure 20.b. Deux stations sont installées dans la Rivière des Pluies, dans la zone centrale au Pont de Domenjod (capteur radar) et en amont au Piton Tanan (capteur de pression). Une station hydrométrique est installée dans la Rivière du Mât, dans des gorges sous le Pont de l'Escalier (Figure 26).

Les débits ne sont malheureusement pas utilisables dans cette thèse car les jaugeages sont impossibles à mettre en œuvre lors des crues torrentielles et ils sont nécessaires au calcul des débits car le fond des lits de ces rivières est mobile et les sections considérées pour le calcul du débit peuvent évoluer durant la crue. En général, les courbes de débit peuvent être estimées pour des hauteurs d'eau inférieures à la mise en mouvement du sédiment. Au-delà du seuil de mise en mouvement, les courbes de

débit ne peuvent plus être interprétées. On parle ici de la mise en mouvement du fond du lit par décrochement de la majorité de l'épaisseur sédimentaire. Dans notre travail, nous ne pouvons donc pas accéder au débit de pointe des évènements de crue cyclonique considérés.

Les séries temporelles de hauteurs d'eau sont bruitées par la présence de vagues très locales à la surface de l'eau. Pour éviter que le signal de hauteur d'eau ne soit pas perturbé par celles-ci, nous conservons la résolution 5 minutes mais effectuons un lissage (moyenne glissante) sur 10 minutes. Nous utilisons cette donnée lissée pour établir sa relation avec le signal sismique.

Figure 26. Dispositif de mesure de hauteur d'eau déployé par l'Office de l'Eau sous le Pont de l'Escalier (Crédit photo : Office de l'Eau).

3.2.2 Pluviométrie

Les données de pluviométrie sont produites par Météo-France Réunion (https://publitheque.meteo.fr/). Elles sont extraites de pluviomètres à bascules dont chaque bascule correspond à 0,1 mm d'eau.

La disposition des appareils de mesure des taux de précipitations est présentée sur la carte en Figure 20.b. Dans le bassin de la Rivière des Pluies, nous disposons de trois mesures dont l'une en aval (proche de l'Océan) et deux plus en amont. Nous

pouvons donc associer chaque station sismologique à une station météorologique la plus proche à notre convenance. Dans le cirque de Salazie nous ne disposons que d'une seule station météorologique dans les environs du réseau sismique.

Nous faisons l'hypothèse que lors du passage d'un cyclone à proximité des côtes de l'île, les pluies sont homogènes à l'échelle kilométrique ce qui correspond à l'ordre de grandeur des distances qui séparent les stations sismiques de la station météorologique la plus proche.

3.3 Analyse granulométrique

Un des objectifs de la thèse est d'estimer la quantité de sédiments transportés lors de crues extrêmes, il est donc important d'intégrer l'objet sédiment dans l'approche générale. Il est en particulier important de savoir si le signal sismique haute fréquence enregistré à chaque crue peut-être le témoignage de changements morphologiques. Dans le but de comprendre l'impact d'une crue particulière sur la distribution granulométrique des sections de rivière étudiées, il est donc nécessaire d'effectuer l'analyse granulométrique de façon diachronique. Notre objectif est donc de réitérer le protocole d'échantillonnage avant et après chaque épisode de crue et sur chaque section équipée d'un suivi sismologique.

Notre analyse granulométrique a été effectuée en période d'étiage dans les deux cours d'eau étudiés et sur différentes sections. L'analyse granulométrique couplée à une analyse visuelle de la morphologie de chaque section d'intérêt participe à la caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire de chaque rivière. Nous avons donc, sur chaque section, effectué une mesure granulométrique des sédiments grossiers de surface à partir de la méthode de Wolman [*Wolman*, 1954]. Elle consiste à déployer un décamètre ruban sur 50 mètres le long d'un banc sédimentaire sec (parallèlement à la rivière) et de mesurer l'axe « b » (Figure 27) de la particule sédimentaire qui se trouve sous la graduation du demi-mètre systématiquement. Cette méthode permet d'éviter que le choix de la particule soit influencé par notre perception. La mesure de l'axe "b" s'effectue à l'aide d'un gabarit ("gravelometer") en métal et doit être répétée sur 100 particules. Le gabarit en métal (photo Figure 27) possède des ouvertures pour mesurer des particules <2 mm à >512 mm. Ces relevés doivent être effectués à deux. Ils permettent alors de tracer une courbe granulométrique permettant de décrire la distribution granulométrique propre à chaque section étudiée.

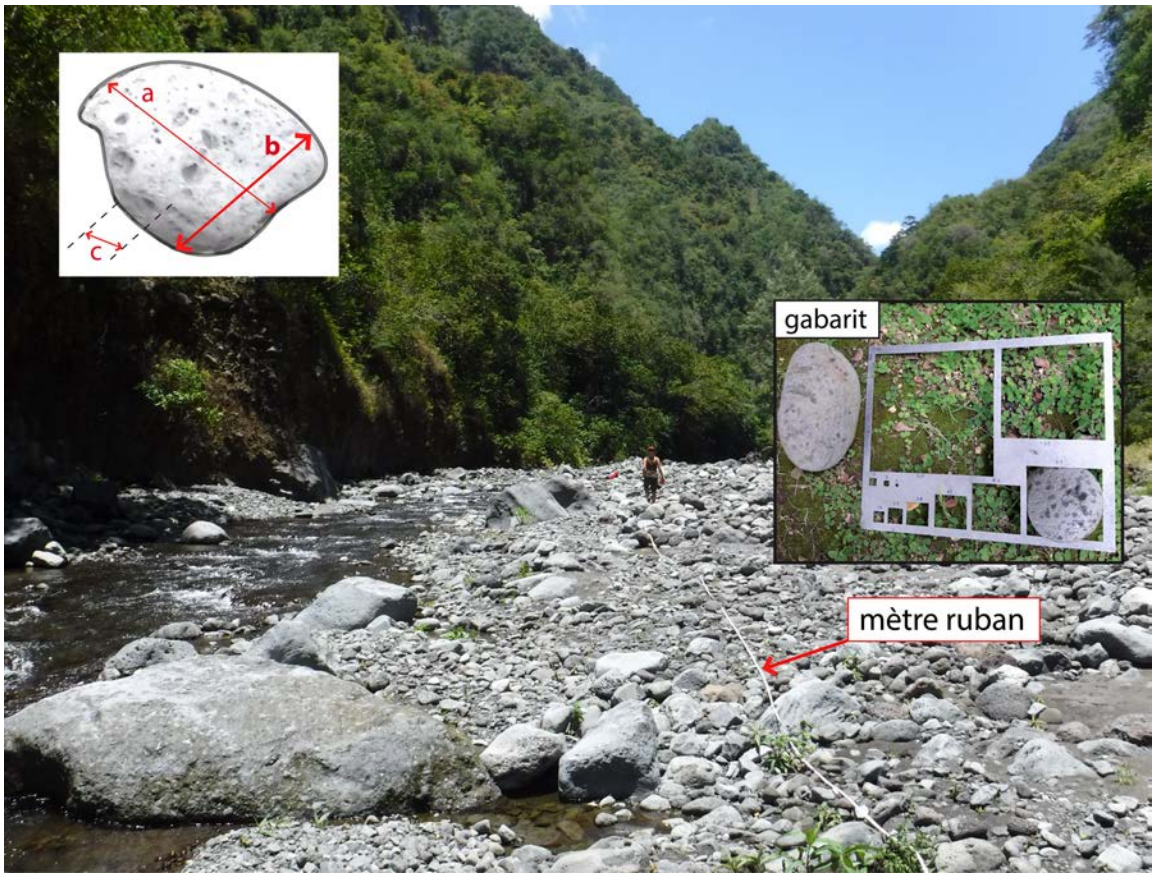


Figure 27. Mesure du diamètre des sédiments sous le mètre ruban à la Rivière des Pluies. L'axe b est présenté dans l'encart en haut à gauche et le gabarit pour mesurer l'axe b dans l'encart à droite.

Durant ce travail de thèse, la distribution granulométrique a été mesurée en collaboration avec Dr Alain Recking (IRSTEA, Grenoble) sur quatre sections de la rivière des Pluies et deux sections de la Rivière du Mât avant la saison cyclonique 2016-2017. Nous avons pu réitérer les mesures après la saison cyclonique (passage du cyclone Carlos) sur deux stations de la rivière des Pluies.

Pour compléter ces observations, nous avons développé une approche photogramétrique à l'échelle de chaque section de rivière face aux stations sismiques, lors de la même période, avant la saison cyclonique 2016-2017. L'année suivante, pour couvrir la saison cyclonique 2017-2018, nous avons appliqué cette approche à l'échelle du bassin versant de chaque cours d'eau.

3.4 Analyse photogrammétrique

Afin d'évaluer et de quantifier les changements morphologiques associés à une crue donnée, comme les zones d'érosion ou de sédimentation, les déplacements de blocs, nous avons utilisé l'outil photogrammétrique qui permet de construire et de comparer des modèles numériques de terrain ("MNT") incluant les blocs jusqu'à des tailles de l'ordre de quelques centimètres avant et après un évènement de crue (ou saison cyclonique).

Les MNT permettent d'accéder à une numérisation du relief, c'est-à-dire à une image matricielle Z (X, Y) où Z est l'altitude de chaque point géographique de coordonnées de longitude X et de latitude Y. Il existe bien sûr une limitation induite par la résolution des images mises en œuvre. Elle dépend de la taille du capteur de l'appareil photographique ainsi que la distance avec l'objet photographié.

Nous avons groupé sous le nom de photogrammétrie l'ensemble des techniques qui permettent de déterminer la forme, les dimensions et la position d'un objet à partir de perspectives différentes de cet objet enregistrées photographiquement. Nous avons dans notre cas, utilisé cette méthode pour construire des MNT de haute résolution dans le but de calculer les différences de volume dans le lit de la Rivière des Pluies liées au passage d'une crue cyclonique.

Afin de restituer une cartographie fine et de construire un MNT, la stéréophotogrammétrie consiste à acquérir des photographies d'une même zone sous au moins deux angles différents qui permettent de restituer les objets en trois dimensions (Figure 28). D'après Guillotin et al. [*1997*], les conditions de prises de vues suivantes doivent être respectées :

- Les prises de vues doivent êtres parallèles ou très peu convergentes,
- La distance entre les prises de vue doit être de l'ordre de 1/5 de l'éloignement de la surface photographiée,
- La surface à restituer doit apparaître sur les deux clichés d'un couple,
- Pour des structures importantes (comme le lit d'une rivière) plusieurs couples stéréoscopiques permettent une couverture photogrammétrique importante.

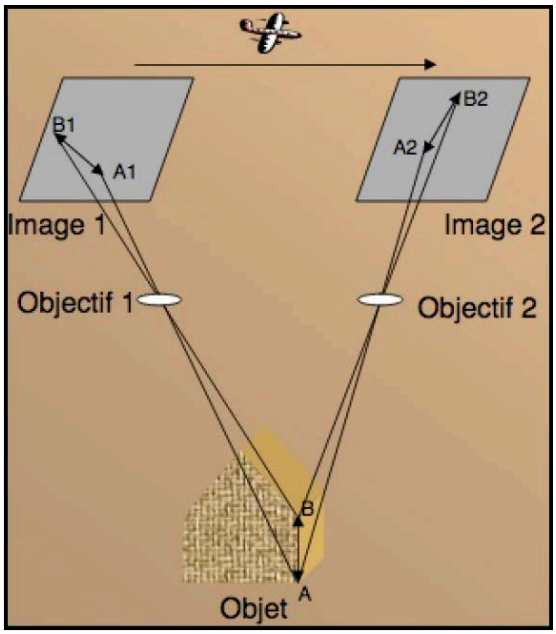


Figure 28. Principe de la stéréophotogrammétrie.

L'acquisition photographique de la zone à cartographier fut la première étape de notre protocole. Nous avons adopté deux stratégies pour le choix des zones à cartographier. La première est dédiée à l'étude haute résolution de sections de rivière réduites et situées dans les mêmes zones que les stations sismiques (lorsque le lit de rivière est accessible à pied). Cette approche a nécessité des prises de vues par un opérateur dans le lit de la rivière ou bien à l'utilisation de drone à basse altitude (<30 m). La seconde est dédiée à cartographier l'ensemble du cours d'eau, d'amont en aval dans le but de pouvoir observer le transfert sédimentaire à grande longueur d'onde et donc de caractériser l'érosion à l'échelle du bassin. Cette dernière a nécessité le survol de la zone en ULM.

3.4.1 Echelle métrique à hectométrique (perche et drône)

Les campagnes de prises de vues sur des sections réduites ont fait l'objet de plusieurs tests pour définir le meilleur protocole. Nous avons testé différents appareils photos (deux appareils numériques compacts, deux appareils type fisheye) au bout d'une perche de 5 à 6 mètres de haut (tests de différentes hauteurs). Nous avons également testé des prises photos à partir d'un drone (Phantom III) sur une section test, au niveau de la station sismique RIV3. La manipulation de la perche s'est avérée difficile

lorsque l'opérateur traverse des sections de la rivière assez profondes (eau jusqu'aux genoux) dont le débit même à l'étiage permet difficilement de garder l'équilibre. Nous avons donc retenu la méthode de prises de vue à partir du drone car c'est à la fois plus facile à mettre en œuvre (dans des conditions météo adéquates) et les MNT que l'on obtient sont suffisamment bien résolus (haute résolution de plusieurs millimètres au centimètre par pixel). Nous obtenons des résolutions en moyenne de l'ordre du centimètre. Pour ce résultat, l'altitude de vol adoptée est d'environ 25 mètres (20 à 30 mètres). De cette façon, nous avons pu couvrir l'avant-saison 2016-2017 et obtenir un état des lieux de la morphologie de plusieurs sections des cours d'eau d'étude avant l'arrivée d'un cyclone. Par manque de moyens humains les prises de vues après saison cyclonique (postérieur au passage du cyclone Carlos de février 2017) n'ont pas pu être mises en œuvre.

Pour chaque section, nous avons ensuite traité la série de photographies géoréférencées avec le logiciel Agisoft PhotoScan Pro (www.agisoft.com) pour obtenir un MNT. Le traitement informatique d'une dizaine de giga-octets de photographies géo-référencées a nécessité une puissance de calcul que l'ordinateur de l'OVPF (Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise) a été capable de nous fournir. Dans une première phase, le logiciel Agisoft Photoscan Pro procède d'abord à "l'alignement" des photos. Il effectue un chaînage des photos en cherchant des points homologues à l'aide du centrage des prises de vue localisé par les données GPS. Il crée ensuite un "nuage de points", c'est le protocole même de la stéréophotogrammétrie. Les données X, Y et Z de chaque point sont alors irrégulièrement distribuées dans l'espace : il s'agit d'obtenir une grille régulière avec un nombre de lignes et de colonnes choisies à priori. Il faut donc calculer une valeur pour chaque nœud de la grille à partir des données irrégulières initiales (Figure 29).

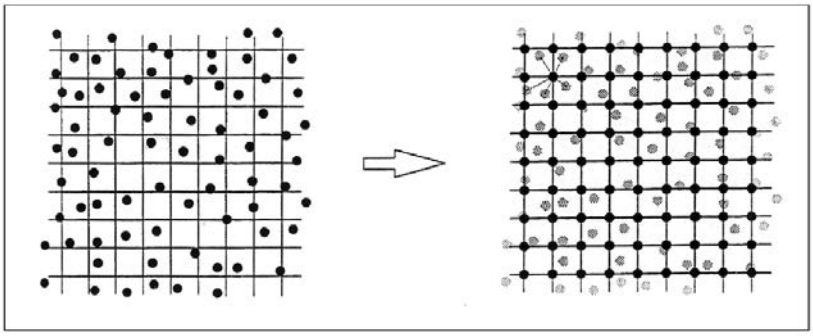


Figure 29. Passage du maillage irrégulier au maillage régulier, d'après Lebat [2012]

Plusieurs méthodes d'interpolations existent. Nous avons choisi d'utiliser la triangulation de Delaunay qui permet de conserver des discontinuités dans les données. L'algorithme crée des triangles entre les points dont les côtés ne se coupent pas.

Le maillage est enfin géoréférencé. Le géoréférencement a été conduit en mesurant les positions X, Y et Z (UTM WGS84, zone 40S) de cibles caractéristiques ou GCP ("Ground Control Point") et visibles au sol sur les images aériennes. Les mesures ont été faites à partir d'un modèle numérique de terrain orthoréférencé de 2012 sur un locigiel de système d'information géographique (SIG).

Les MNT obtenus pour les différentes sections de la Rivière des Pluies ont une très bonne résolution (Figure 30). Elle varie entre 4 mm/pix et 1,2 cm/pix (voir tableau Annexe B). La résolution des MNT est estimée à partir de la taille du capteur et de la distance capteur-objet photographié ainsi que lors des deux étapes de traitement des images pour la composition de l'orthophoto et ensuite du nuage de points contenant l'information topographique.

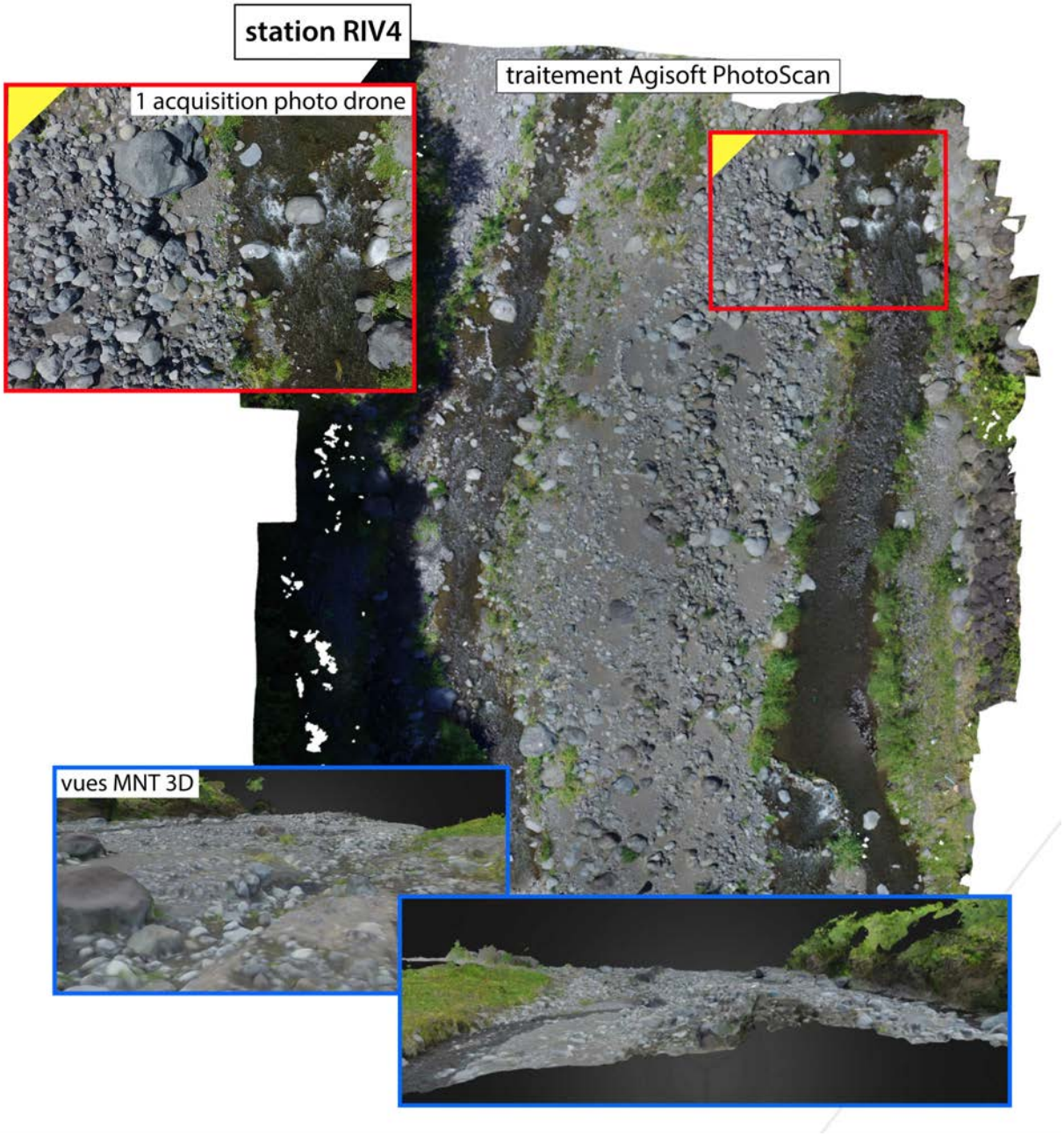


Figure 30. Exemple d'images obtenues à la station RIV4 (Rivière des Pluies) à partir des photographies du drone Phantom III (encadrée en rouge) et MNT obtenue après traitement avec le logiciel Agisoft PhotoScan (www.agisoft.com).

3.4.2 Echelle kilométrique (ULM)

Pour effectuer la cartographie à large échelle, sur l'ensemble du lit de rivière nous avons fait appel à un ULM pour procéder à des prises de vue aériennes.

Pour l'étude de la saison cyclonique 2017-2018, nous avons réalisé les clichés enregistrés lors de deux campagnes de survols en ULM. La première campagne "avant saison" a été effectuée au-dessus de la Rivière des Pluies le 15 septembre 2017 et de la Rivière du Mât le 8 décembre 2017. La seconde campagne a eu lieu après cette même saison cyclonique et le passage du cyclone Dumazile, le 12 mars 2018 pour la Rivière des Pluies et le 1er novembre 2018 pour la Rivière du Mât.

Les photographies ont été effectuées avec un appareil photo Canon EOS 5DSr à focale fixe (45 mm) et de très haute résolution (50.2 millions de pixels) associé à un GPS permettant de "taguer" chaque image avec la position du centre de prise de vue lors de chaque acquisition (cliché).

Lors de ces campagnes, un premier survol était effectué en suivant le côté Ouest de la rivière et en effectuant une prise de vue toutes les secondes, puis un deuxième passage en longeant le côté Est de la rivière et en effectuant également un cliché toutes les secondes. Nous avons obtenu un total de 830 photos pour la campagne de 2017 et 958 pour celle de 2018, chaque image ayant une taille moyenne de 30 mega-octet, ce qui implique un volume total de 48 giga-octets de données à traiter (exemple de photographie en Figure 31).

Figure 31. Exemple d'une image obtenue dans la zone de la station RIV4 (Rivière des Pluies) à partir des photographies aériennes (ULM).

Comme précédemment, les photographies des deux campagnes de survols au-dessus de la Rivière des Pluies ont été traitées à l'aide du logiciel Agisoft PhotoScan pour créer les MNT. Les deux MNT obtenus, composés chacun de plus de 900 millions de points, ont une résolution de 1,5 m. Ce résultat correspond à une altitude de vol de l'ULM de 1000 mètre au niveau de la zone aval puis une altitude plus forte contrainte par la hauteur du rempart qui augmente fortement en se dirigeant vers l'amont des cirques. Contrairement aux MNT créés à partir de photographies du drone, cette résolution ne permet pas d'accéder à une taille des blocs centimétriques pour classifier les granulométries les plus fines, qui sont pourtant susceptibles de produire une signature sismique dans le spectre 1-50 Hz.

Les deux MNT calculés ont ensuite été comparés afin d'obtenir une idée des volumes déplacés de haute précision (de quelques millimètres au centimètre) pour tenter de visualiser des structures comme les tresses, les mouvements du lit etc.

3.4.3 Comparaison des MNT avant/après épisode de crue

Nous avons utilisé le logiciel Cloud Compare dans le but d'effectuer la comparaison de nuages de points et les calculs de volumes. Les fichiers, chacun d'une taille supérieure à 60 giga-octet (plus de 900 millions de lignes par fichier texte) comprennent les données X, Y et Z de chaque point, et les donnés RVB. L'ordinateur n'étant pas assez puissant pour traiter 120 giga-octet de données en simultané, nous avons trié, découpé et gardé seulement les données X, Y, Z en s'affranchissant des couleurs de chaque point ce qui nous a permis de réduire de moitié la taille du fichier à traiter. Nous avons créé 8 sections de la Rivière des Pluies, chacune inférieure à 8 giga-octets, et traitée séparément. Pour effectuer un calcul de volume, nous avons créé un filtre sur le logiciel Global Mapper, que nous avons appliqué à chacune des 8 parties du MNT sur le logiciel Cloud Compare, ce qui a finalement réduit la taille des sections à 1 giga octet (Figure 32).

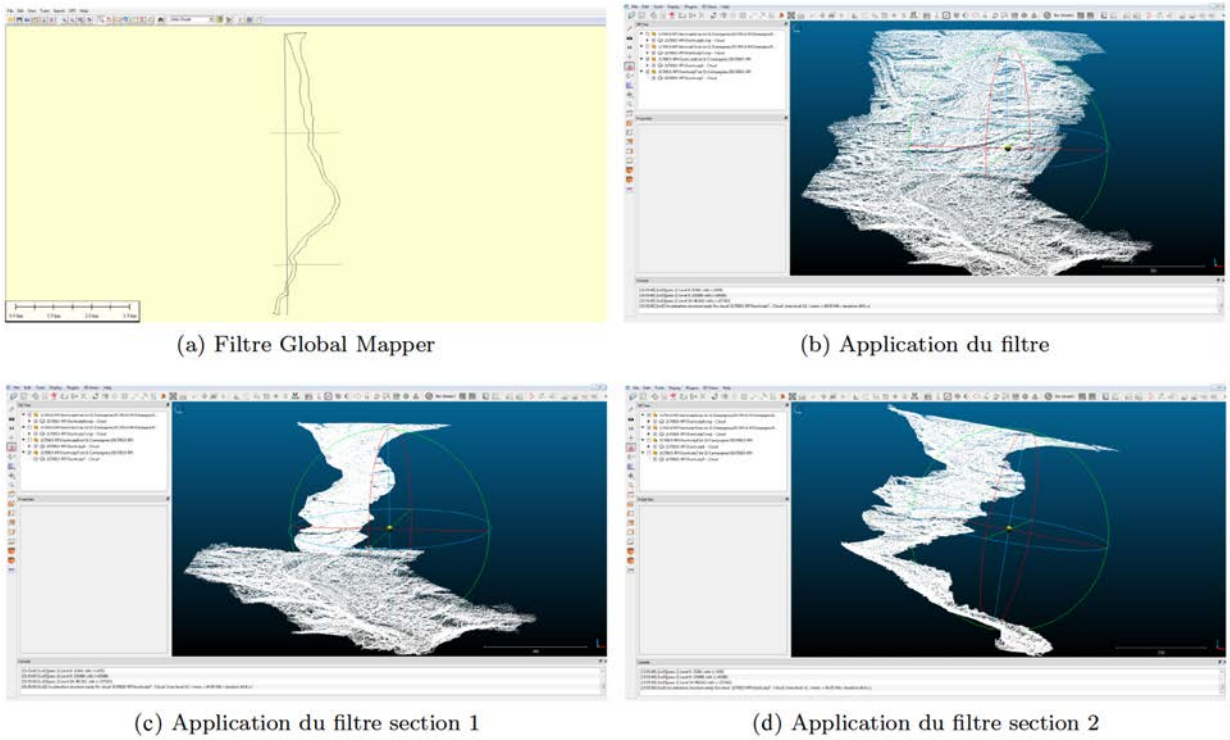


Figure 32. a) b) Filtrage par Global Mapper. c) d) Application du filtre.

Cloud Compare est un logiciel d'édition et de traitement de nuage de points permettant d'effectuer des comparaisons entre deux nuages de points 3D denses et pour calculer des volumes. Nous avons effectuer les calculs de volume sur chaque section prédécoupée de la rivière.

Chapitre 4 - Contenu spectral des enregistrements sismiques du réseau Rivière des Pluies

Si notre étude porte spécifiquement sur les signaux fluviatiles, il est nécessaire de connaître le contenu de la totalité du spectre dans le but de mieux comprendre les interactions de ces signaux avec les ondes générées par les autres types de sources (houle...). Le bruit de fond ou bruit ambiant de type large bande altère le signal et peut le masquer en partie. Si ces sources apparaissent sur nos spectres il est donc essentiel de les identifier pour distinguer le signal lié au fonctionnement propre de la rivière. Étant donné la sensibilité "large bande" de nos sismomètres et de la fréquence d'échantillonnage des numériseurs à 100 points par seconde, nous pouvons calculer des spectres pour des fréquences comprises entre approximativement 0 (1/60) et 50 Hz (pour le capteur Guralp CMG40T qui est celui qui possède la plus petite bande passante dans notre expérience). Il s'agit de spectres large bande qui nous offrent la possibilité de détecter et d'analyser la signature de nombreuses sources sismiques autres que celles de l'activité fluviatile, qui constitueront le bruit de fond de cette étude. Sur l'île de La Réunion les sources de bruit sismique ambiant sont nombreuses, aussi bien d'origines naturelles (les vagues, la houle océanique, les précipitations, le vent, les glissements de terrain, les chutes de pierres, les éruptions) qu'anthropiques (réseau routiers, bâtiments, activité industrielle, rassemblement humain etc.). Elles seront exposées dans cet ordre dans ce chapitre.

4.1 Signal associé à l'activité de rivières

Les sources sismiques fluviatiles sont présentées ici en distinguant les sources associées à l'écoulement du fluide de celles provenant du mouvement des sédiments provoqué par l'écoulement. Pour chaque cas, nous rappellerons succinctement les lois physiques qui régissent les deux processus - écoulement de l'eau et transport sédimentaire - et nous ferons ensuite un bilan bibliographique des caractéristiques de la signature sismologique de chacun. Les équations référencées dans cette partie ne seront pas utilisées dans les calculs nécessaires aux interprétations principales de cette thèse.

4.1.1 Théorie de l'écoulement

Deux paramètres hydrauliques importants (sans dimension) régissent tout écoulement liquide : le nombre de Froude, F_r (équation 5) et le nombre de Reynolds, R_e (équation 7) ; l'un décrit le type d'écoulement, fluvial (F_r<1) ou torrentiel (F_r>1), et l'autre renseigne sur le régime de l'écoulement, laminaire (R_e<2000) ou turbulent (R_e>4000).

Le nombre de Froude est défini comme le rapport de la vitesse moyenne de l'écoulement, U, sur la célérité des ondes de surface dans l'eau, C, où g est l'accélération de pesanteur et R_h le rayon hydraulique (Equation 5).

$$F_r = \frac{U}{C} = \frac{U}{\sqrt{gR_h}} \tag{5}$$

Le nombre de Reynolds est défini comme le rapport des forces d'inertie et des forces de viscosité (Equation 6):

$$R_e = \frac{UR_h}{\nu} \tag{6}$$

Les cours d'eau de montagnes sont caractérisés par des nombres de Froude et Reynolds élevés.

L'écoulement de l'eau dans un lit de rivière peut faire vibrer le sol par le biais de différents mécanismes : le mouvement du fluide turbulent qui passe sur chaque grain sédimentaire (frottement) et les interactions entre la surface libre du fluide turbulent et l'air (Schmandt et al. [2013a]).

4.1.2 Etat des connaissances de la signature de l'écoulement de l'eau

L'interaction entre la turbulence de l'eau et la rugosité du lit de rivière (sédiments grossiers immobiles) crée des forces de frottement sur le lit de rivière (associées à des contraintes normales et cisaillantes). Ces forces fluctuent au cours du temps et ce sont ces variations qui sont capables de produire des ondes sismiques qui vont se propager dans le sous-sol. La composante verticale des forces de frottement est uniquement affectée par des ondes de Rayleigh alors que les composantes horizontales perçoivent une combinaison d'ondes de Rayleigh et d'ondes de Love. D'après les observations de Schmandt et al. [2013a], les forces de traction exercées par le fluide

turbulent sur le lit de rivière émettent une signature dans une gamme de fréquence centrée autour de 0,73 Hz.

Les interactions fluide-air sont l'illustration du déferlement des vagues dont la présence est favorisée dans le cas d'écoulements turbulents [*Schmandt et al.*, 2013a]. Ces processus induisent un signal de plus hautes fréquences dominant entre 6 et 7 Hz.

La cavitation [*Whipple*, 2004] (implosion de bulles d'air) mais également la variation des contraintes internes dans la colonne d'eau [*Lighthill*, 1952; *Curle*, 1955] sont des sources de bruit sonores éventuelles. Cependant, la contribution de ces ondes sonores, potentiellement transformées en bruit sismique à l'interface eau-sol, a été identifiée par Gimbert et al. [2014] comme trop faible devant les autres processus enregistrés par les sismomètres.

Un modèle physique qui rend compte du bruit sismique de l'écoulement de l'eau dans les rivières a été développé par Gimbert et al. [2014]. Ces auteurs ont étudié le spectre d'amplitude généré par l'eau dû à la turbulence, qui interfère avec la rugosité existant le long du lit de rivière. Ils ont montré que sa fréquence centrale pouvait diminuer d'un facteur 10 lorsque la distance r_0 entre la source et le capteur sismique passe de 5 m à 600 m (pour un facteur de qualité constant Q = 20) (Figure 33). Notre réseau disposant d'une variabilité de distance source-capteur nous nous attendons à retrouver une signature fréquentielle de l'écoulement variable.

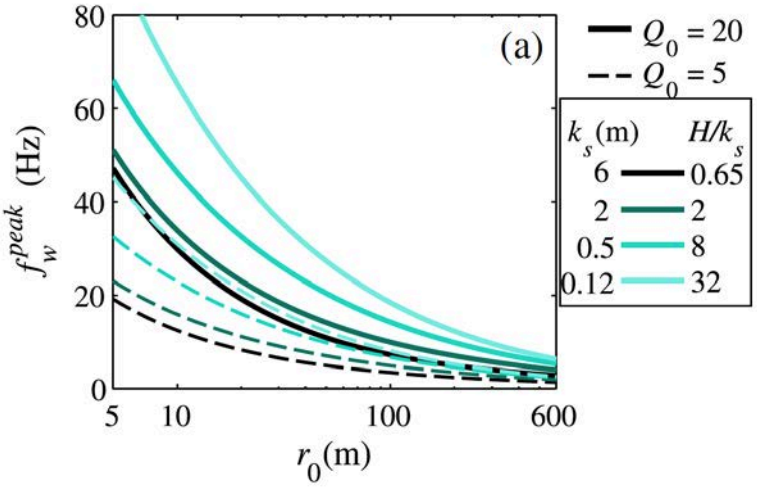


Figure 33. Fréquence centrale (f_{peak}) du signal émis par l'écoulement turbulent en fonction de la distance r_0 entre la source et la station sismique, pour une hauteur d'eau *H* fixée à 4 m, pour différentes tailles de rugosités k_S et pour différents facteurs de qualité Q_0 d'après [*Gimbert et al.*, 2014].

4.1.3 Théorie du mouvement des grains sédimentaires

Le charriage est le déplacement des sédiments de types roulement, saltation ou translation. La mise en mouvement des sédiments dépend des conditions de contraintes s'appliquant sur les grains sédimentaires (Figure 34). L'écoulement (possédant une vitesse) produit des forces de frottement qui s'appliquent sur le fond du lit de la rivière et dans le cas où les sédiments ne sont pas cohésifs, ils peuvent être déstabilisés.

Le paramètre adimensionnel de Shields [1936] τ^* décrit la mobilité d'un grain sédimentaire (équation 7) et le paramètre de Shields critique τ_c^* signale la mise en mouvement des particules sédimentaires.

Le paramètre de Shields est défini par le rapport des forces déstabilisatrices (τ) sur les forces stabilisatrices d'un grain sédimentaire.

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\rho_S - \rho) g D_{50}} \qquad (7)$$

Avec ρ_s la masse volumique des sédiments, ρ la masse volumique de l'eau et D_{50} le diamètre médian des sédiments.

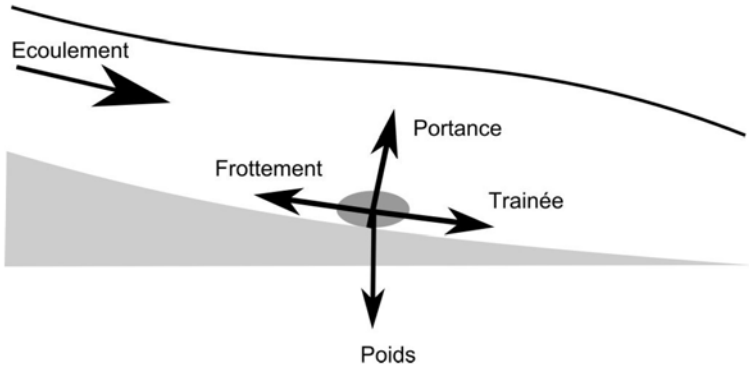


Figure 34. Bilan des forces s'appliquant sur un grain sédimentaire posé sur le fond du lit de rivière d'après [*Leduc*, 2015].

Le seuil de mise en mouvement augmente avec la pente [*Recking*, 2008].

Le transport sédimentaire est un phénomène qui a été décrit comme très hétérogène dans l'espace et le temps [*Leopold and Emmett*, 1976]. Les observations [e.g. *Reid et al.*, 1984] ainsi que les expérimentations en chenal artificiel [e.g. *Charru et al.*, 2004; *Mao et al.*, 2011] montrent un effet d'hystérésis dans la relation entre le flux sédimentaire et le débit liquide que les auteurs expliquent par des modifications importantes des taux de transport pour un même débit dues aux variations des

quantités de sédiments apportées depuis l'amont, à la réorganisation sédimentaire (changement de la distribution granulométrique des sédiments à la surface du lit et/ou à l'évolution du pavage du fond du lit [e.g. *Dietrich et al.*, 1989]). Les hystérésis observées sont de types horaire [e.g. *Allen*, 1974; *Walling*, 1977; *Moog and Whiting*, 1998] ou anti-horaire [*Milhous and Klingeman*, 1992], et se retrouvent à des échelles de temps allant de quelques heures (pics de crue) à un année [*Moog and Whiting*, 1998].

4.1.4 Signature sismologique du transport sédimentaire dans la littérature

Quel signal sismique le charriage génère-t-il ?

La signature sismologique de l'activité d'une rivière est étudiée depuis les années 90. Lors d'une expérimentation dans les Alpes en 1990, Govi et al. [1993a] décrivent des mécanismes du transport sédimentaire sur la base de pics d'amplitude microsismique observés avant et après le pic de débit de l'hydrogramme. D'après eux, le délai entre ces pics indique la durée du processus de transport. La nature pulsatile du transport n'est cependant pas mise en rapport avec le débit de pointe. Or, la résolution des hydrogrammes présentés est horaire, très basse par rapport à la résolution des enregistrements sismologiques. Ce manque de résolution pourrait empêcher de détecter des pics de hauteur d'eau supplémentaires pouvant être corrélés avec les pics observés sur les sismogrammes et être ainsi simplement le témoignage des variations de hauteur d'eau et non du transport sédimentaire. A la suite de cette étude pionnière, différentes expérimentations sismologiques se sont succédé à proximité de différents cours d'eau dont les caractéristiques hydrodynamiques, notamment les débits de pointe, sont variables.

Burtin et al. [2008] identifient la composante charge solide entre 1 et 20 Hz dans le signal induit par l'activité de la rivière Trisuli, une rivière majeure de la chaîne transhimalayenne qui prend sa source au Tibet et parcourt le Népal. Il s'agit d'une rivière large, sinueuse et très incisée (forte pente), dont le contenu sédimentaire se compose essentiellement de gros blocs et dont les débits peuvent atteindre 500 à 2000 m^3/s. Dans cette étude de 2008, la distance entre le lit de rivière et les stations est d'environ 600 mètres. Un phénomène d'hystérésis est décrit sur la bande de fréquences 3-15 Hz lorsqu'ils étudient la relation entre la PSD (Densité Spectrale de Puissance, présentée dans le chapitre 3) et la hauteur d'eau sur une année entière. L'arrivée de la

mousson entre juin et juillet permet de mettre en évidence les conséquences sur l'hydrodynamisme et la dynamique hydrosédimentaire en comparaison avec les enregistrements lors de la saison sèche (entre septembre et mai). En effet, d'après Burtin et al. [2008], la variation saisonnière illustrée par l'hystérésis est mieux expliquée si une part significative du bruit est causée par les impacts de sédiments, les capacités de transport augmentant pendant la mousson. Cette large variation saisonnière permet à Burtin et al. [2010] de mettre en relation les taux d'incision (déduites d'approches géomorphologiques) et la signature des enregistrements sismiques par le transport sédimentaire. Ils montrent que les sources sismiques sont localisées dans les portions de la rivière Trisuli dont la pente est la plus forte, à l'aide des fonctions de corrélation du bruit sismique.

À partir d'enregistrements sismologiques d'une station sismique installée à 50 mètres du lit d'une rivière taïwanaise (riche en galets) lors de trois grands épisodes orageux, Hsu et al. [2011] font la même interprétation du phénomène d'hystérésis mis en évidence entre 1 et 9 Hz (Figure 35). Les débits de crue provoqués par ces orages, dont un typhon, varient entre 100 et 4000 m^3/s.

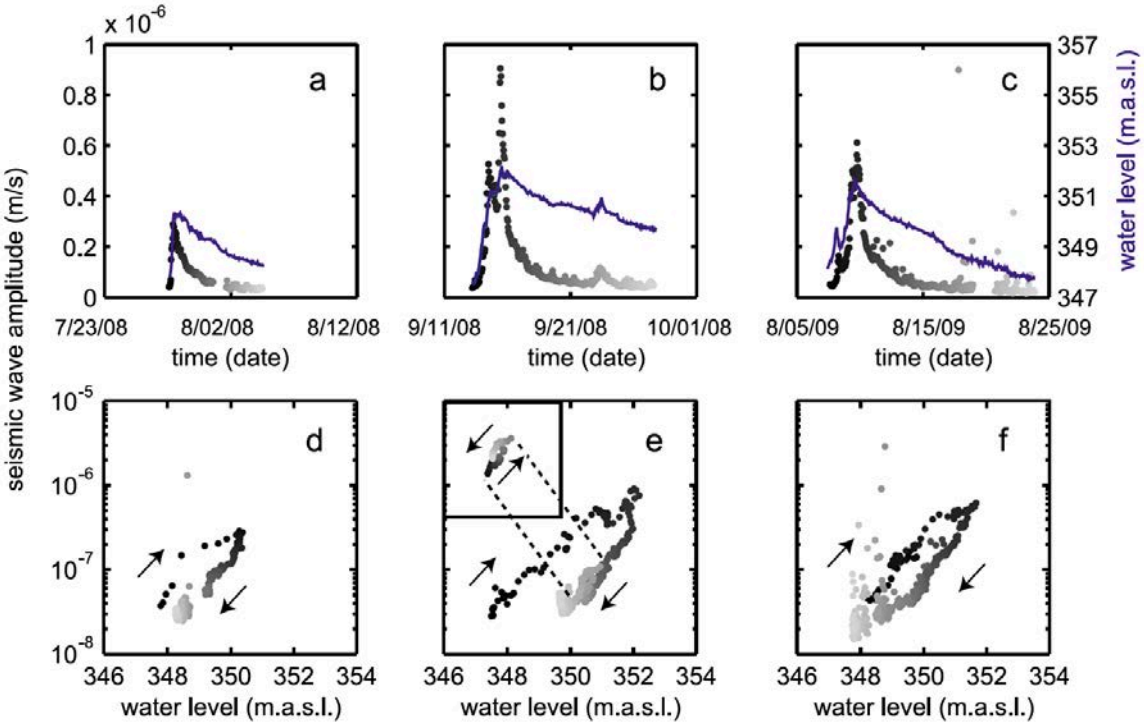


Figure 35. Relation entre la hauteur d'eau ("water level") et l'amplitude sismique ("seismic wave amplitude") durant trois crues a,b et c. Chaque colonne de graphiques correspond a une crue. (a-c) amplitude sismique et la hauteur d'eau en fonction du temps. (d-f) amplitude sismique en fonction de la hauteur d'eau. Les niveaux de gris correspondent à l'évolution temporelle en (a-c). Les flèches indiquent le sens de l'hystérésis (ici horaire). d'après [*Hsu et al. 2011*].

Sur l'île de Taiwan également, Chao et al. [2015b] ont déployé un réseau sismologique lors de la saison des typhons de 2011. La relation entre les enregistrements de la station la plus proche de la rivière (600 mètres) entre 5 et 15 Hz et la hauteur d'eau montre également une hystérésis. Ils interprètent celle-ci comme le témoignage de changements d'apports en sédiments et associent la gamme 5-15 Hz à la signature sismique de l'impact des sédiments. Les signaux d'une station à 40 mètres du lit d'une rivière du Grand Canyon en crue (pic de crue de 1300 m^3/s), présentent un effet d'hystérésis sur une large gamme de fréquences (2-45 Hz) que Schmandt et al. [2013a] attribuent à la source sédimentaire. Ils constatent que cet effet est croissant avec la fréquence avec un effet maximum observé entre 15 et 45 Hz.

Roth et al. [2014] ont examiné le signal haute fréquences (1-45 Hz) d'un réseau de 7 stations lors de deux évènements de crue à Taiwan et constatent un effet d'hystérésis bien marqué uniquement pour l'évènement qui a mobilisé du sédiment (information déduite d'observations de terrain et de données topographiques). Ils montrent que l'amplitude des différentes hystérésis rencontrées à chaque station sismique peut éclairer sur la distribution spatiale du transport sédimentaire (hétérogène) et que la majorité du transport a lieu durant la phase d'augmentation du niveau d'eau (crue).

Roth et al. [2016] ont examiné une très large bande de fréquences (5-480 Hz) et ont appliqué une inversion linéaire pour identifier les gammes concernées spécifiquement par les précipitations et la turbulence de l'eau et ainsi isoler la gamme de fréquences associée au transport sédimentaire (<100 Hz). Ils ont comparé les taux de transport estimés à partir de cette gamme de fréquences et les données de géophones (capteurs d'impacts), proxy du taux de transport, et ont mis en évidence une cohérence seulement pour les valeurs maximales car les mesures de géophones ne sont pas sensibles aux impacts des plus petits grains. Dans leur étude menée sur le même tronçon de rivière et durant la même période, Roth et al. [2017] établissent la relation entre le signal sismique et le débit sur la gamme de fréquences signée par le sédiment, déterminée dans l'étude de 2016 et centrée sur 35-55 Hz. Dans le cas des 5 épisodes de crue analysées, et contrairement à ce qui avait été démontré précédemment, l'amplitude des hystérésis n'est pas corrélée avec le taux de transport (taux d'impacts des géophones). Le signal sismique semble montrer une meilleure cohérence avec le

paramètre hydrologique (débit). Ils suggèrent ainsi que la turbulence de l'eau a probablement un effet dominant.

Par comparaison avec la rivière Trisuli dont l'hydrodynamisme est fort (type torrentiel), Burtin et al. [2011] appliquent la méthode au cas d'un petit torrent en tresses du Massif des Ecrins dans les Alpes françaises (riche en galets) dont le débit varie entre 1 et 5 m^3/s et concluent qu'il est également possible d'inspecter le transport de sédiments. Ils montrent, à partir de la gamme 3-9 Hz qu'ils associent directement aux contraintes de cisaillement appliquées par l'écoulement de l'eau au fond du lit de rivière, que l'augmentation du niveau d'eau est corrélée avec une augmentation de la capacité de transport. De plus, si des sédiments plus lourds deviennent mobiles lorsque la hauteur d'eau augmente dans le cours d'eau, la gamme de fréquences subissant une augmentation d'énergie varie également au cours de la crue. Ils font aussi le constat que l'énergie faiblit sur les signaux des stations les plus éloignées et que le maximum d'amplitude d'énergie se déplace vers les basses fréquences également pour une distance rivière-station croissante (ici de 15 à 200 mètres). Cette étude suggère qu'il faut travailler sur des cas dont les caractéristiques hydrosédimentaires sont connues, tel que le contenu sédimentaire.

Une étude supplémentaire menée par [*Díaz et al.*, 2014] permet d'apporter des observations concernant une rivière des Pyrénées dont le débit de crue est un intermédiaire entre celui de la rivière Trisuli et de ce dernier petit torrent en tresses des Alpes françaises. En effet, le débit maximal de la rivière Aragon lors des crues étudiées est de 100 m^3/s. Une station à 400 mètres du cours d'eau (installée dans un tunnel à 350 mètres de la surface) a enregistré l'activité de la rivière lors d'épisodes de crue de différentes intensités: une crue provoquée par des précipitations modérées, une crue induite par la fonte des neiges et une crue provoquée par une tempête violente. Ils ont montré que plus la crue est intense plus le bas de la gamme de fréquence qui corrèle avec le débit (proxy) baisse, passant de 2,8 Hz à 1,5 Hz. Cette observation est cohérente avec l'hypothèse que les particules sédimentaires plus grosses signent à plus basse fréquence et que les débits plus grands sont capables de mobiliser des plus grosses particules. Ils attribuent ainsi un rôle important au mouvement du sédiment dans le signal sans préciser cependant si les gammes mentionnées sont directement signées par les impacts de ces particules entre elles et sur le fond du lit de rivière.

Un modèle analytique qui simule l'amplitude du signal sismique (PSD) généré lors du charriage a été développé par Tsai et al. [2012]. Plus précisément, le mode de transport utilisé ici est la saltation. Les auteurs suggèrent que, lors de leurs sauts et rebonds successifs, les sédiments provoquent des impacts instantanés (comparés à la bande de fréquence d'intérêt) sur le substrat rocheux au fond du lit de la rivière. La direction du vecteur de la vitesse d'impact étant proche de la verticale, les ondes transmises les plus représentées sont des ondes de Rayleigh [*Sanchez-Sesma et al.*, 2011]. La PSD est fonction des paramètres géomorphologiques des rivières tels que la distribution granulométrique, le taux d'impacts des sédiments et le flux sédimentaire. Comme pour le modèle de Gimbert et al [2014], le modèle de Tsai et al. [2012] a été paramétré avec les caractéristiques de la rivière Trisuli (Transhimalaya). Ils ont ainsi pu inverser les mesures sismiques de Burtin et al. [2008] pour déduire quantitativement un flux sédimentaire.

Il est important de retenir que les observations ainsi que les modèles concordent sur le fait que l'écoulement correspond à une gamme plus basse fréquence que celle en lien avec l'action directe des sédiments [*Schmandt et al.*, 2013a; *Díaz et al.*, 2014; *Gimbert et al.*, 2014; *Roth et al.*, 2016; 2017]. Néanmoins, l'identification des deux processus peut-être très difficile selon la spécificité de l'installation de la station par rapport au cours d'eau. Selon l'atténuation du milieu, les stations lointaines sont moins susceptibles d'enregistrer le transport sédimentaire ou seulement une partie de la distribution granulométrique (sédiments les plus gros). De plus, [*Gimbert et al.*, 2014; *Roth et al.*, 2016] ont soulevé un point important a propos de la difficulté à dissocier ces deux processus car ils signent des gammes de fréquences qui se chevauchent. Cependant, dans le cas d'une station très proche du lit de rivière, le transport sédimentaire devrait être le processus de plus forte énergie devant l'écoulement turbulent [*Gimbert et al.*, 2014].

4.2 Évènements naturels transitoires : processus d'érosion des pentes

La topographie vertigineuse de l'île de La Réunion s'illustre très bien dans les dépressions topographiques appelées cirques, qui sont des bassins versants extrêmement incisés. Les versants (remparts) sont très raides (de l'ordre de 60° [*Haurie*, 1987]) et s'élèvent parfois jusqu'à 1000 mètres au dessus des rivières. Ces

reliefs actifs subissent une érosion mécanique qui est majoritairement gravitaire. A La Réunion, les processus associés sont les chutes de blocs, les éboulements ou avalanches rocheuses (écroulements), les glissements et les coulées de débris. Les dépôts occasionnés par ces instabilités gravitaires ("dépôts de talus" [*Cas and Wright*, 1988], "brèches de pente" [*Chevallier and Valtin-Perignon*, 1982; *Haurie*, 1987] etc) sont composés de blocs, galets et graviers. Ils sont emmenés aux pieds des remparts puis sont mobilisés, transportés par les rivières et participent ainsi à l'incision. Ces zones de forts reliefs peuvent donc être considérées comme une source de sédiments. Les processus physiques à l'origine sont d'autant plus marqués pendant la saison cyclonique que l'eau (ruissellement et infiltrations) peut être un élément déclencheur [*Wieczorek and Glade*, 2005; *Chen et al.*, 2013; *Marc et al.*, 2018]. Leur occurrence simultanément à une crue est possible et il est donc important de comprendre comment ils pourraient apparaître sur les signaux sismologiques des stations installées aux pieds ou au sommet des remparts pour les distinguer du signal fluviatile. Depuis une trentaine d'années, on peut trouver dans la littérature des études dédiées à la caractérisation des différents types de mouvements gravitaires à partir d'enregistrements du bruit de fond sismique.

4.2.1 Chute de blocs et écroulements en masse

Les phénomènes de chutes de masses rocheuses sont des mouvements rapides et contrôlés par la gravité et mettent en jeu des matériaux rigides et fracturés. Ce sont des arrachements qui vont chuter (en chute libre) puis glisser en contrebas de façon plus ou moins étendue selon la pente et la morphologie du rempart. Ils diffèrent en fonction du volume total éboulé : chute de pierres, chute de blocs, éboulement en masse et éboulement en grande masse, encore appelé écroulement [*Rey and Bielen*, 2016] (Figure 36). Ils façonnent les remparts et participent à la dynamique des fonds de cirques [*Haurie*, 1987].

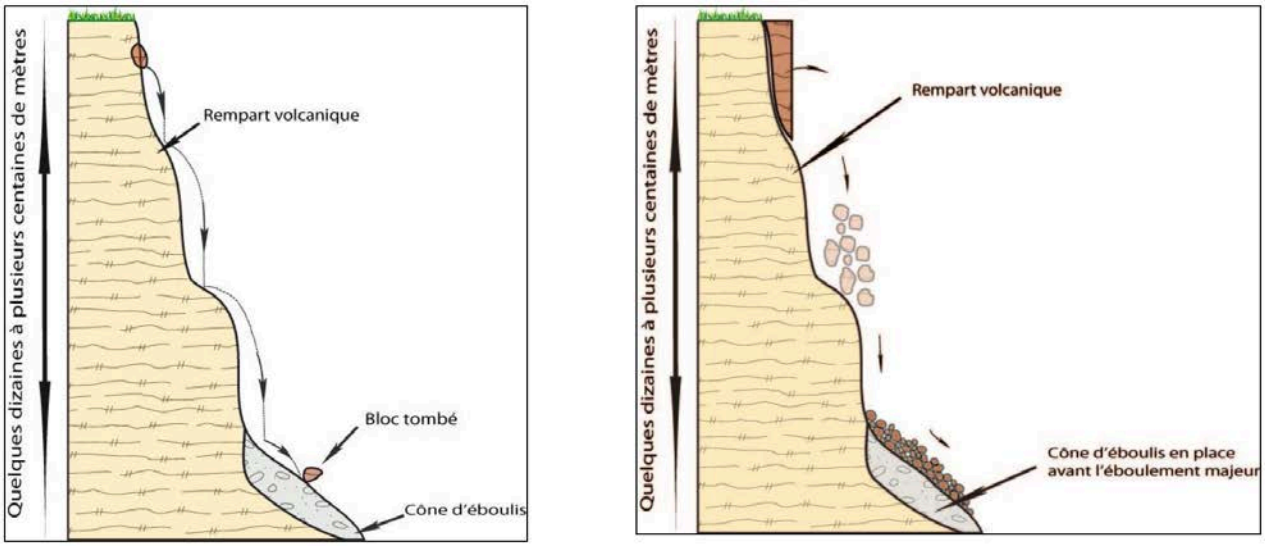


Figure 36. Coupe schématique d'un rempart et du processus de pente "chute d'un bloc" (à gauche) et "éboulement" (à droite) d'après [*Rey and Bielen*, 2016].

Ils produisent aussi des vibrations à l'origine d'un bruit sismique hautes fréquences, généralement supérieures à 1 Hz [*Huang et al.*, 2007; *Deparis et al.*, 2008; *Vilajosana et al.*, 2008; *Helmstetter and Garambois*, 2010; *Hibert et al.*, 2011; *Maxime Farin*, 2015; *Hibert et al.*, 2017]. Huang et al. [2007] ont expérimenté des lâchers de blocs rocheux en milieu naturel et observent leur signature dans une large gamme de fréquences : 10-150 Hz. Ils constatent également que les plus gros blocs produisent un signal de plus basses fréquences. Cette constatation est confirmée par les calibrations effectuées par Burtin [2009] qui consistaient à des lâchers de blocs de différentes tailles et à différentes distances d'un capteur sismologique. Les observations de Helmstetter et Garambois [2010] à partir de très nombreux éboulements rocheux sur le glissement lent de Séchilienne dans les Alpes françaises, sont similaires puisque les pics d'énergie sont centrés entre 10 et 20 Hz selon l'ampleur de l'éboulis, et leur signature globale s'étend de 1 à 125 Hz. Vilajosana et al. [2008] montrent, pour une station à 50 m d'un éboulement provoqué (purge), que le signal généré atteint 30 à 50 Hz avec des pics d'énergie entre 10 et 20 Hz. Hibert et al. [2011] montrent eux, pour une station à 600 m, que l'avalanche de roches ("granular flow") génère un signal entre 2 et 10 Hz environ avec un pic à 5 Hz (Figure 37.a) et la chute de blocs à 7 et 10 Hz (Figure 37.b). Ces deux observations suggèrent que la distance atténue les hautes fréquences. Cependant Burtin et al. [2013] observent des pics d'amplitude jusqu'à 30 Hz sur une station installée à 8 km d'un éboulement dans la vallée taïwanaise de Chenyoulan (Figure 37.c).

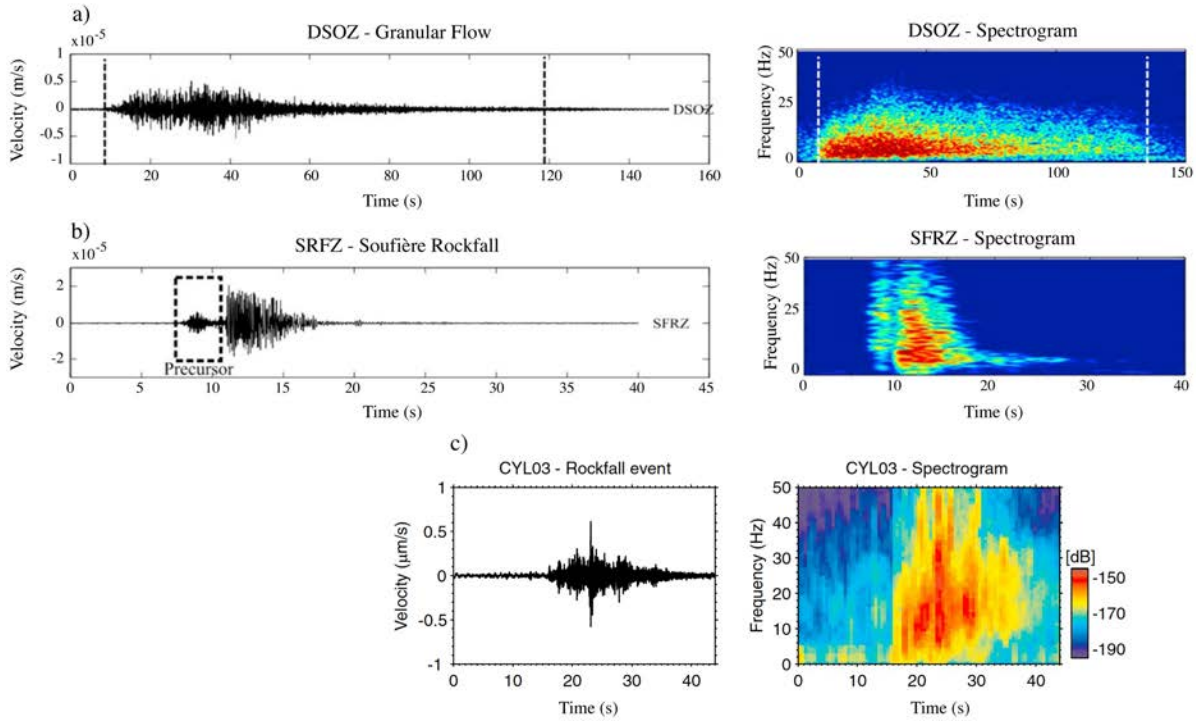


Figure 37. Caractérisation sismique et spectrale d'évènements enregistrés: a), b) dans le cratère du Dolomieu, La Réunion [adapté de *Hibert et al.*, 2011] et c) dans le bassin versant de Chenyoulan, Taiwan [adapté de *Burtin et al.*, 2013]. (Gauche) Signal sismique de la composante verticale en µm/s observé pour un éboulement rocheux (a)), une chute de bloc (b),c)). Spectrogrammes calculés d'après les sismogrammes correspondants montrant les amplitudes spécifiques à chaque fréquence en dB relative à une vitesse (droite). La couleur rouge représente le maximum d'amplitude du signal (en dB).

4.2.2 Coulées de débris

Les coulées de débris sont des écoulements rapides contenant un mélange de roches, boue et eau. Les enregistrements sismiques sont utilisés pour la détection des laves torrentielles depuis 1980 [*Berti et al.*, 1999; *Arattano*, 2000; *Hürlimann et al.*, 2003; *Huang et al.*, 2007] avec la volonté de mettre en place, grâce à cet outil, un système d'alerte [*Arattano*, 1999; *Zan et al.*, 2001; *Arattano and Marchi*, 2008]. Huang et al. [2007] montrent à Taïwan qu'une coulée de débris en milieu naturel peut signer sur une large gamme de fréquences entre 10 et 250 Hz lors de son passage au plus proche d'un géophone (quelques mètres). Plus précisément, un front de coulée de débris signe en dessous de 50 Hz alors que le reste du corps de la coulée varie entre 50 et 100 Hz. Ceci peut s'expliquer par le fait que le front de coulée est majoritairement composé de très gros galets dont les impacts individuels génèrent des vibrations à plus basses fréquences qu'un galet plus petit (calibration effectuée dans la même étude). En accord avec cette hypothèse, Burtin et al. [2009] observent sur les enregistrements d'une

station à 700m d'un écoulement de débris (vallée Trisuli, Himalaya) que la gamme de fréquences de 2-5 Hz est excitée en premier puis une gamme de plus hautes fréquences 18-21 Hz prend le relais quelques heures après suggérant des processus variables dans le temps. Dans le bassin versant suisse Ilgraben, Burtin et al. [2013] ont montré un signal de coulée de débris dans une gamme de fréquences similaire avec des pics d'énergie situés entre 1 et 20 Hz (Figure 38).

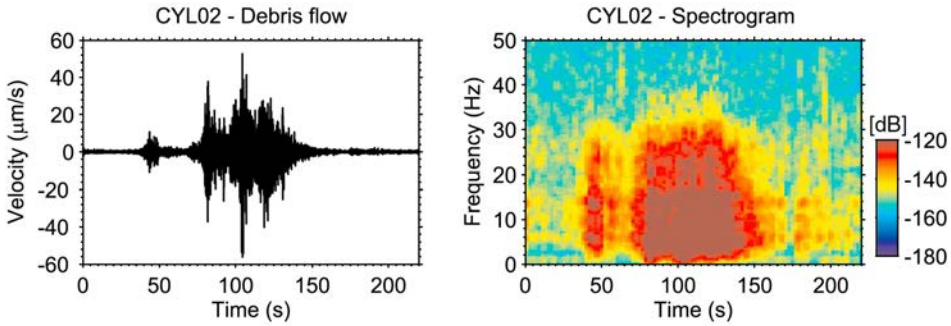


Figure 38. Caractérisation sismique et spectrale d'évènements enregistrés dans le bassin versant de Chenyoulan, Taiwan, [adaptée de *Burtin et al.*, 2013]. Signal sismique de la composante verticale en µm/s observé pour une coulée de débris (gauche). Spectrogrammes calculés d'après les sismogrammes correspondants montrant les amplitudes spécifiques à chaque fréquence en dB relative à une vitesse (droite). La couleur rouge représente le maximum d'amplitude du signal (en dB).

4.2.3 Glissements de terrain

Comme pour les laves torrentielles, des systèmes d'alerte basés sur les signaux sismologiques ont été développés pour prévenir les glissements de terrain [*Zan et al.*, 2001]. Le signal sismique d'un glissement est émergent et composé d'ondes P et S. Hibert et al. [2015] montrent qu'un glissement dévastateur aux États-Unis suivi par une station située à 12 km a eu une signature sismique entre 1 et 10 Hz pendant environ 1 min. Dans une étude sur un glissement dans la caldeira d'Askja en Islande, Schopa et al. [2017] ont mis en évidence une forte énergie sismique entre 1 et 4 Hz pendant les 2 premières minutes à l'aide d'une station installée à 3,5 km du glissement. Par la suite, cette gamme de fréquences s'étend jusqu'à 15 Hz. Le signal lié au glissement est précédé d'un tremor dont la fréquence fondamentale est de 2,3 Hz (Figure 39).

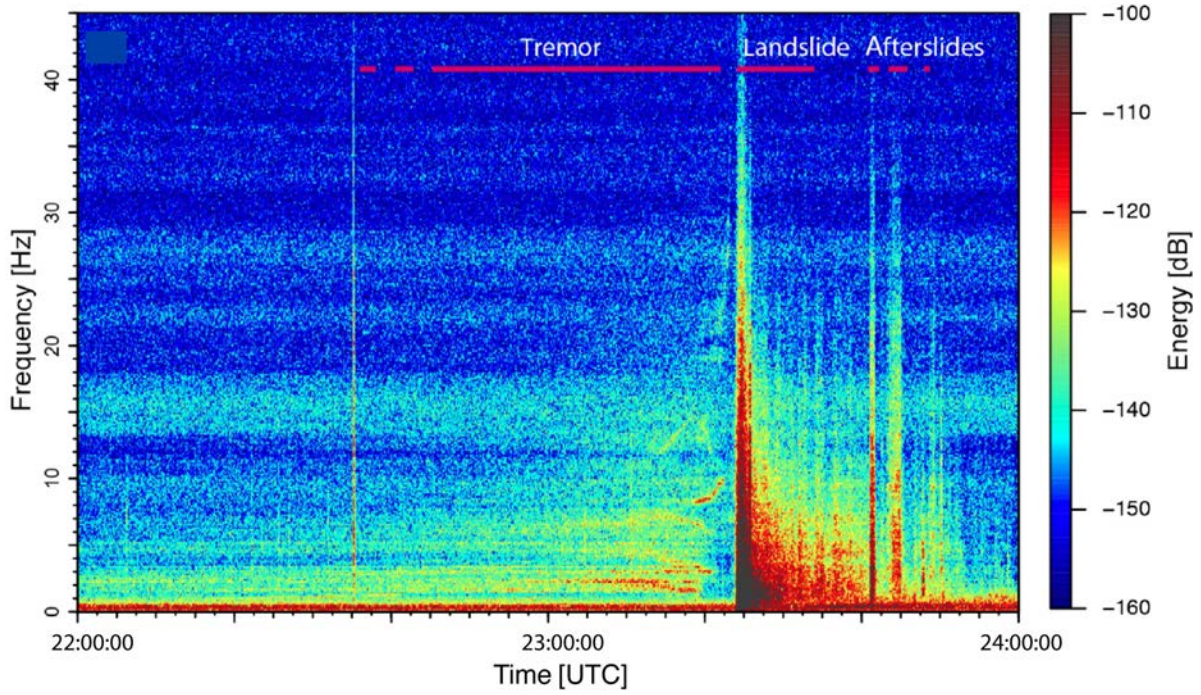


Figure 39. Spectrogramme du glissement de terrain, son tremor précurseur dans la caldeira d'Askja, le 21 juin 2014 de 22 à 24h (UTC) selon [*Schöpa et al.*, 2017].

Les processus géomorphologiques affectant la topographie accidentée de l'île sont divers. La récurrence et l'ampleur de chacun mais aussi leurs interactions déterminent les flux sédimentaires produits par le paysage sous l'influence des forçages externes. La surveillance à distance de ces phénomènes d'érosion à l'aide de l'outil sismologique est grandissante. Il a été montré que la gamme de fréquences affectée par les mouvements gravitaires est très similaire aux fréquences concernées par les signaux associés à l'activité de rivières.

4.3 Houle océanique

La houle engendrée autour d'une dépression produit deux types de microséismes. Associés à la houle dans l'Océan Indien, ces microséismes ont fait l'objet de la thèse de Céline Davy [2015]. Leur étude a de grands intérêts dans le domaine de la prévention de la submersion côtière en contexte cyclonique puisque c'est un bon moyen pour mesurer indirectement la hauteur des vagues. A plus grande échelle d'espace et de temps, ces observations aident à la compréhension de l'évolution de l'activité des cyclones dans les océans et à leurs relations avec les changements climatiques globaux. Dans le domaine de la sismologie, l'analyse des microséismes (inversion des temps

d'arrivée ou de la forme d'onde des ondes) sert par exemple à l'imagerie tomographique de structures superficielles ou profondes. La houle signe les spectres dans la bande de fréquences 0.05 – 0.5 Hz avec deux pics spécifiques qui correspondent à deux types de microséismes. Pour exclure le bruit de la houle dans notre analyse dédiée au signal de rivière nous ciblerons donc systématiquement une gamme de fréquences supérieure à 1 Hz ou voire même 2 Hz.

4.3.1 Pic primaire

Le pic primaire, aussi appelé « primary microseisms » (PM), a la même fréquence que celle de la houle (0.05 - 0.1 Hz) (Figure 40). Hasselmann et al. [1963] proposent que ces microséismes soient générés par des variations de pression sur le fond marin en pente provoquées par l'interaction entre la houle et la côte. Si les variations de profondeur du fond marin sont semblables à la longueur d'onde des trains de houle, les sources de bruit sont amplifiées [*Ardhuin et al.*, 2015]. Les pics primaires sont moins énergétiques que le second type de microséismes et dépendent de la position de la station par rapport à la côte. Ils sont donc particulièrement bien observés aux stations côtières ou insulaires [*Barruol et al.*, 2006; 2016; *Davy et al.*, 2016].

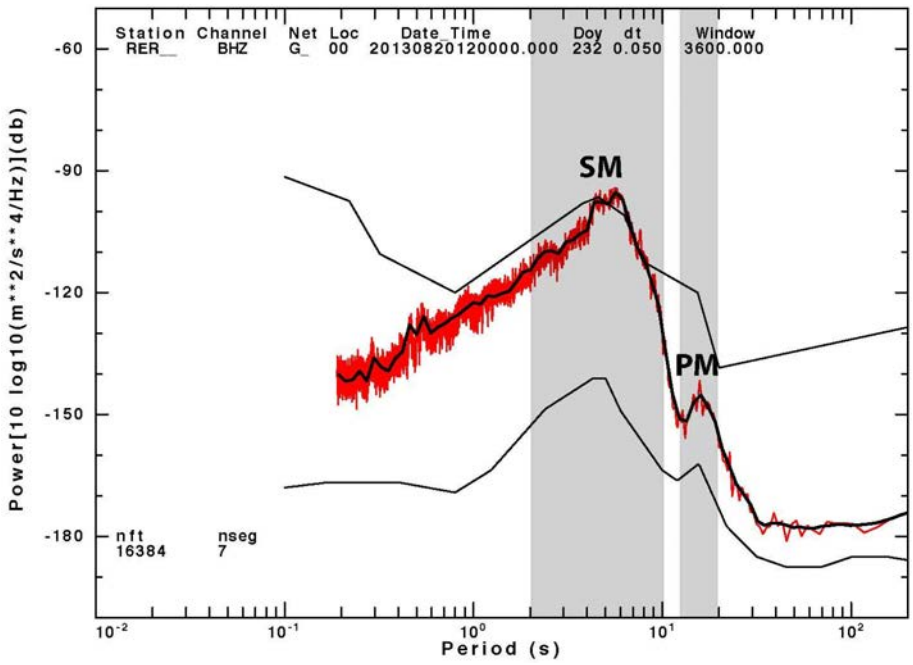


Figure 40. Densité spectrale de puissance (PSD) calculées sur des enregistrements de la composante verticale d'une station terrestre sur l'île de La Réunion. On distingue les pics secondaires (SM) entre 2 et 10 s de période et primaire (PM) entre 11 et 20 s de période (bandes grisées). Tiré de [*Davy*, 2015].

4.3.2 Pic secondaire

Le second type de microséismes correspond au pic secondaire. Ces microséismes sont appelés pics secondaires, « secondary microseisms » (SM), et aussi appelé « double frequency » (DF) car sa fréquence est égale au double de celle des vagues dont il est issu (Figure 40 et 41). C'est le plus énergétique des deux pics, il est omniprésent sur Terre et sa signature se retrouve sur une large bande de fréquences centrée autour de 0.2 Hz (entre 0.1 et 0.3 Hz). Son origine proposée par la théorie de Longuet-Higgins et al. [1950] est issue d'une fluctuation de pression générée par la rencontre de deux houles de même période et de directions opposées, transmise dans la colonne d'eau jusqu'au fond marin engendrant la propagation d'ondes élastiques dans la Terre Solide dont la fréquence est le double de celles des vagues qui lui ont donné naissance.

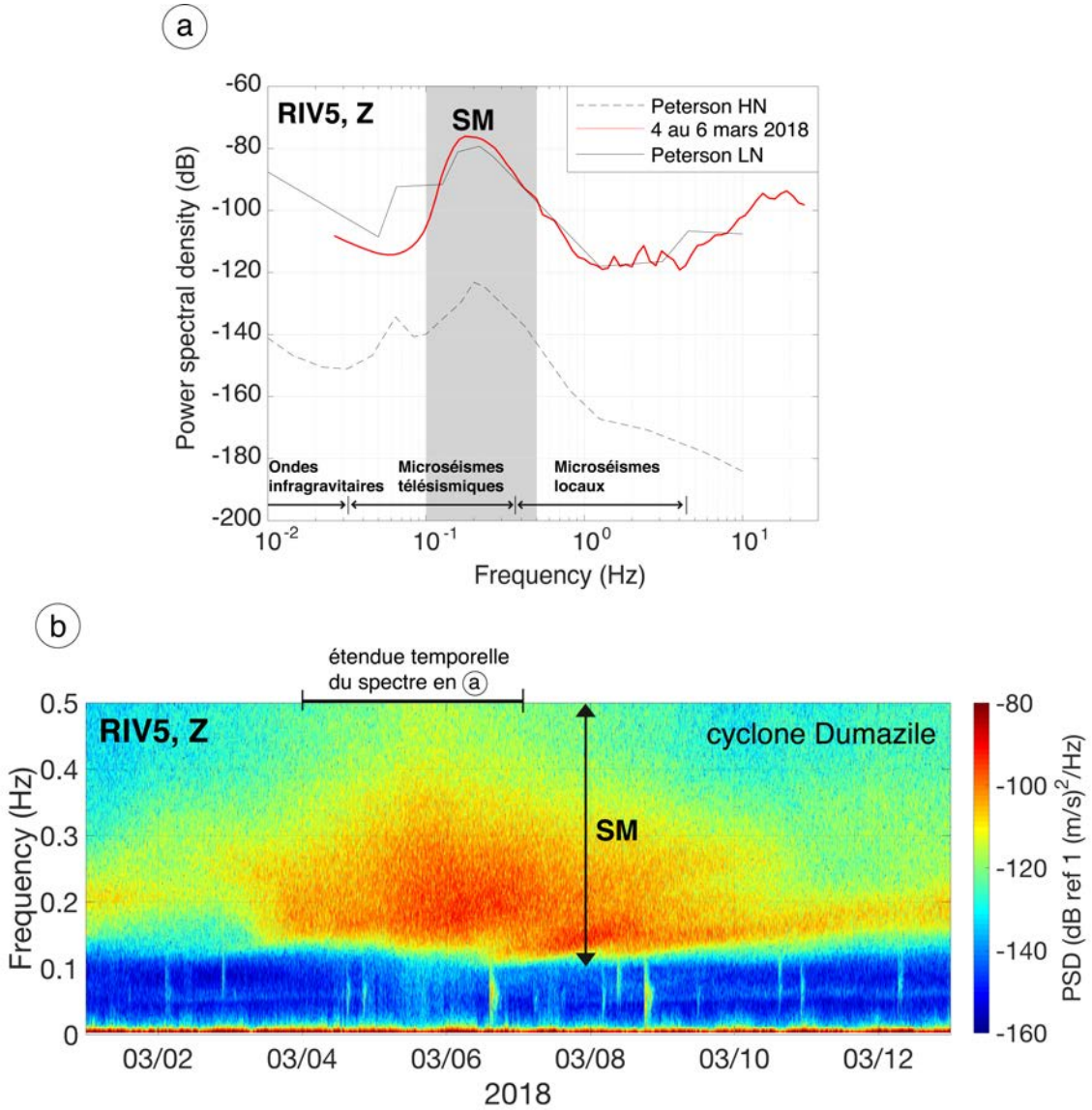


Figure 41. a) Densité spectrale de puissance (PSD) calculée sur 3 jours enregistrée par la composante verticale de la station RIV5 pendant le cylone Dumazile (mars 2018). La PSD calculée

(en rouge). On distingue par une bande grisée le large pic secondaire (SM) entre 2 et 10 s. b) Spectrogramme de la composante verticale de la station RIV5 (amont de la Rivière des Pluies) dans la gamme de fréquences de la houle. On distingue sur ce spectrogramme l'arrivée de plusieurs paquets de PM et leur dispersion, avec les basses fréquences arrivant les premières.

4.4 Bruit météorologique

Les phénomènes météorologiques comme les précipitations ou le vent peuvent être un problème pour l'observation sismologique car ils peuvent être de niveau élevé et donc affecter la qualité générale du signal. Lors d'un événement de précipitations, chaque goutte impactant directement le sol ou la structure de protection de la station sismique produit une onde élastique se propageant à la surface libre du sol ou en profondeur dans le milieu solide et dans différentes directions. Les rafales de vent produisent des vibrations par l'intermédiaire des arbres enracinés dans le sol. Nos signaux sont d'autant plus susceptibles d'être concernés par ces bruits météorologiques car la configuration locale d'installation de nos stations sismiques impose des capteurs peu ou pas enterrés dans le sol. Trois d'entre eux seulement sont enterrés d'une vingtaine de centimètres. Les autres stations sismiques sont installées en sécurité en zone péri-urbaine dans des bâtiments. Dans le chapitre 6 nous développerons succinctement la différence entre les différentes corrélations calculées entre le taux de précipitation et l'amplitude du signal sismique calculés sur des cas de stations sous bâtit et des stations extérieures (sous panneau solaire uniquement). Outre les conditions météorologiques, on peut citer les conditions climatiques capables de faire vibrer la surface du sol et émettre du bruit sismique à des fréquences inférieures à 1 Hz : les variations de température [*Beauduin et al.*, 1996] et de pression atmosphérique (induites par des rafales de vent, par des variations diurnes, par la présence de dépressions ou d'anticyclones) [*Beauduin et al.*, 1996; *Valovcin and Tanimoto*, 2017]. Nous ne détaillerons pas les sources climatiques car nous n'analyserons pas nos spectres dans le domaine de fréquences inférieur à 1 Hz pour également éviter d'être limité par le bruit de la houle (SM) comme expliqué précédemment.

4.4.1 Précipitations

Le bruit induit par les précipitations dépend fortement du nombre de gouttes qui tombent au sol, de leur taille et de leur vitesse de leur chute [*Zaslavskii and Zaslavskii*, 2015]. Il a été montré que la taille des gouttes d'eau est proportionnelle au taux de

précipitations [*Laws and Parsons*, 1943]. Normark et al. [2011] ont simulé la signature de la pluie sur les signaux sismiques avec des vibrations sismiques forcées et ont montré que la qualité du signal était réduite dans ce cas. La configuration d'installation de certaines des stations du réseau Rivière des Pluies ne permet pas aux gouttes d'eau de tomber directement sur le capteur sismique ni sur sa protection en bois. Les gouttes tombent soit sur le panneau solaire qui protège l'ensemble des équipements, soit sur le sol, directement à côté du capteur (environ 20 centimètres). Dans une étude dédiée au signal de transport sédimentaire dans une rivière en tresses des Alpes, Burtin et al. [2011] montrent que la signature sismique de la pluie domine à des fréquences supérieures à 60 Hz. Ils précisent que le bruit de la pluie affecte en particulier des stations proches de gros blocs sédimentaires et pas de sédiments plus fins (éloignées de quelques centaines de mètre de gros blocs) ce qui révèle que le couplage avec un substrat rocheux est un facteur important qui permet aux impacts de gouttes de propager des vibrations dans le sol. Roth et al. [2014] montrent un spectre de très large bande passante avec une signature des précipitations entre 16 et 480 Hz. Zaslavskii et al. [2015] explorent la réponse sismique de grosses gouttes de pluie en laboratoire. Ces simulations montrent également une signature relativement large bande et dépendante de la distance d'impact au capteur mais dont les pics d'énergie se concentrent toutefois entre 100 et 150 Hz. Dean [2017] dans une étude visant à déterminer la signature des précipitations sur les enregistrements sismiques, indique une gamme de fréquences signée par les précipitations supérieure à 80 Hz ce qui ne concerne pas nos signaux dont le spectre se limite à haute fréquence, à 50 Hz.

4.4.2 Vent

Contrairement aux vibrations issues de l'impact des gouttes sur le sol lors d'un évènement pluvieux, le vent semble transmettre sa signature sismique sur notre spectre d'investigation entre 1 et 50 Hz. Dans la littérature des années 80 et 90, pour des stations installées en surface, les auteurs décrivent des bandes de fréquences concernées par le bruit du vent variables, allant de la gamme du microséisme aux hautes fréquences (60 Hz) et dont l'extension est variable [*Berger et al.*, 1988; *Barstow et al.*, 1990; *Gurrola et al.*, 1990; *Carter et al.*, 1991; *Withers et al.*, 1996]. Ces études montrent que la signature sismique est visible lorsqu'un seuil de vitesse de vent est dépassé. Ils décrivent des seuils de 2 m/s ([*Barstow et al.*, 1990] montrant une signature sur la

gamme de fréquences 1 à 3 Hz), de 3 à 4 m/s ([*Carter et al.*, 1991] indiquant la gamme de fréquences < 3 Hz, et [*Withers et al.*, 1996] la gamme 0.6-1.2 Hz), ou encore de 4 à 5 m/s ([*Gurrola et al.*, 1990] désignant la gamme de fréquences concernée > 10 Hz).

Le vent, mouvements de l'air dans l'atmosphère terrestre, et la pluie, précipitation d'eau tombant en goutte sur la Terre, sont des phénomènes météorologiques capables de faire vibrer la terre à proximité de nos stations sismiques. Ces phénomènes sont quasiment indissociables des crues intenses, en particulier celles liées aux cyclones tropicaux qui s'accompagnent de pluies tropicales (averse ou continues, grosses gouttes) et souvent de fortes rafales de vent. De plus, la gamme de fréquences sensible à l'effet du vent est similaire à la composition spectrale du signal de rivière. Il faudra donc particulièrement attacher de l'importance à l'amplitude du signal induite par ce paramètre.

4.5 Eruption du Piton de La Fournaise

Le volcan du Piton de La Fournaise est un volcan effusif des plus actifs au monde avec une éruption tous les 16 mois en moyenne au cours du XXème siècle et une éruption tous les 8 mois en moyenne depuis 2000. Avant ou pendant une éruption, des signaux hautes fréquences (>1 Hz) sont observés et associés à une crise sismique et au trémor (éruption juillet 2017 en Figure 42.a). Bien que situé entre 30 et 45 km de notre réseau sismologique Rivière des Pluies, une éruption située dans l'enceinte du volcan pourrait être enregistrée par nos capteurs et perturber le signal de rivière. Cependant, comme nous pouvons l'observer sur le spectrogramme de la station RMA3 située à 35 km de l'éruption du 13 juillet 2017 (Figure 42.b), l'augmentation d'amplitude simultanée à la crise sismique est de seulement quelques dB par rapport au niveau de bruit ambiant minimal et concentrée entre 1 et 10 Hz. Au-delà de 10 Hz, la crise sismique émet un signal très atténué. A cette distance, nos capteurs sismiques sont donc assez peu sensibles aux éruptions du Piton de La Fournaise. Ainsi, leur signature n'interfère pas ou de façon négligeable avec les signaux associés à l'activité de rivières.

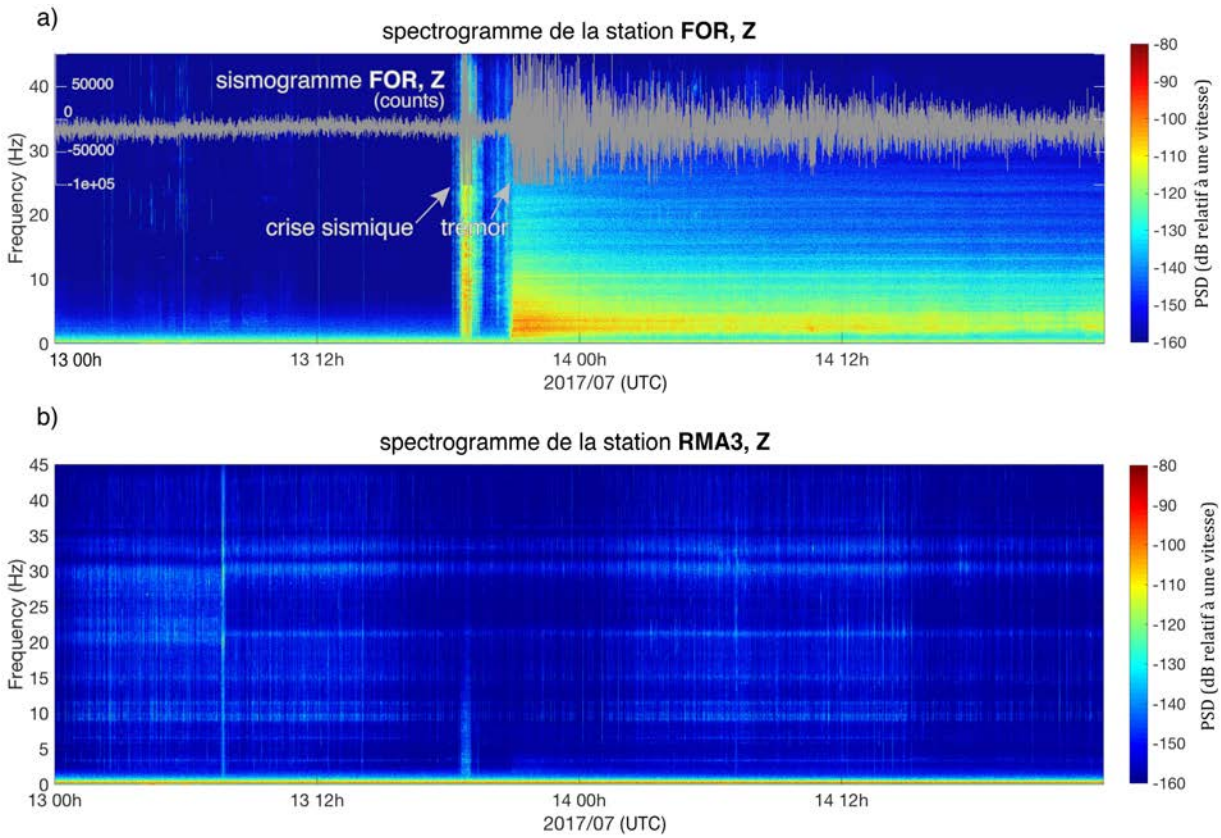


Figure 42. a) Spectrogramme de la composante Z de la station FOR, se trouvant dans l'enclos Fouqué, lors de l'éruption de juillet 2017 (13 et 14 juillet présentés ici) ainsi que le sismogramme de la station FOR (en gris) superposé. b) Spectrogramme de la composante Z de la station RMA3 dans le cirque de Salazie.

4.6 Bruit anthropique

L'activité humaine est une source produisant la majorité du bruit ambiant au-delà de 1 Hz. Les stations sismiques dont nous avons analysé les données sont pour la plupart soumises aux vibrations provenant de l'activité humaine. Les parties aval des rivières étudiées sont proches des activités quotidiennes de zones urbaines situées en zone côtière de l'île et nous retrouvons sur la majorité de nos signaux une amplitude sismique élevée quotidiennement à des horaires correspondant à la pleine activité citadine. L'activité anthropique baisse toutefois lors d'évènements climatiques extrêmes comme les cyclones, offrant des données de meilleure qualité. Autre particularité touristique de l'île de La Réunion : les survols très réguliers d'hélicoptères dont on retrouve également la trace sur nos signaux. Eible et al., [2015] retrouvent la signature des hélicoptères survolant un volcan islandais à des fréquences fondamentales de 13, 20 et 28 Hz ainsi que 10 Hz. D'après cette étude, leur signature est très dépendante de la distance du survol à la station, de l'homogénéité de la vitesse, de la trajectoire

empruntée et des caractéristiques spécifiques à l'appareil (nombre de tours de l'hélice par minute). La station plus en aval sur la Rivière des Pluies installée à cent mètres d'un aéroport international (Annexe C1) est ainsi soumise aux fréquents décollages d'avions signant le spectre au-dessus de 1 Hz. Une seconde station installée 2 km en amont à côté d'un collège est impactée par le rythme des journées scolaires incluant sonneries, pauses des élèves dans la cour de récréation ainsi que des motorisations électriques (climatisation, cuisines). C'est le cas également de la station en amont de la Rivière du Mât (Annexe C2). Les autres cas moins spécifiques sont caractérisés par une signature quotidienne due aux véhicules et en particulier aux heures de pointe mais aussi aux déplacements de piétons à proximité des stations. Dans une étude menée dans la ville de Barcelone sur des signaux issus de sismomètres installés au cœur de la ville, Diaz et al. [2017] observent ainsi une large bande de fréquences signée par le trafic routier, entre 3 et 100 Hz. Dans beaucoup d'autres villes du monde les moyens de transport sont plus diversifiés (trains, tramway et métro). Il n'y a pas d'industries à proximité des stations de notre réseau sismique. La liste des sources de bruit anthropique est donc relativement restreinte sur l'île de La Réunion. Cependant, l'activité journalière citadine qui implique les déplacements en véhicules automobiles ou à pieds et les motorisations du type climatisation, est bien visible sur nos spectres dans une gamme allant d'environ 5 à 45 Hz et sur des plages horaires journalières allant de 4 h du matin à 19h en heure locale.

Les signatures des différentes sources sismiques présentes dans l'environnement du réseau sismique installé dans le cadre de cette thèse sont susceptibles d'apparaître sur nos enregistrements entre 0 et 45 Hz. Si la signature de la houle est disjointe du signal de rivière et donc facilement discriminée, ce n'est pas le cas des évènements transitoires (chute de blocs etc) et météorologiques qui devrons faire l'objet d'une attention particulière (analyse temps-fréquence) pour être discriminés et séparés. Bien que la signature des activités anthropiques empiète sur celle du signal fluviatile, elle peut-être facilement identifiée de part sa redondance journalière (activités humaines) ou sa persistance quas-ininterrompue (générateur électrique). Etant donné que lors de chaque crue cyclonique, la houle cyclonique impose sa signature, nous étudierons une gamme de fréquence dont la limite basse sera de 1 Hz.

La figure 43 présente un exemple du contenu spectral de 10 jours d'enregistrements d'une station sismique du réseau Rivière des Pluies (RMA3). On observe le signal anthropique journalier ainsi que les signaux d'une crue (rivière du Mât) et de la houle associés au cyclone Dumazile (2018).

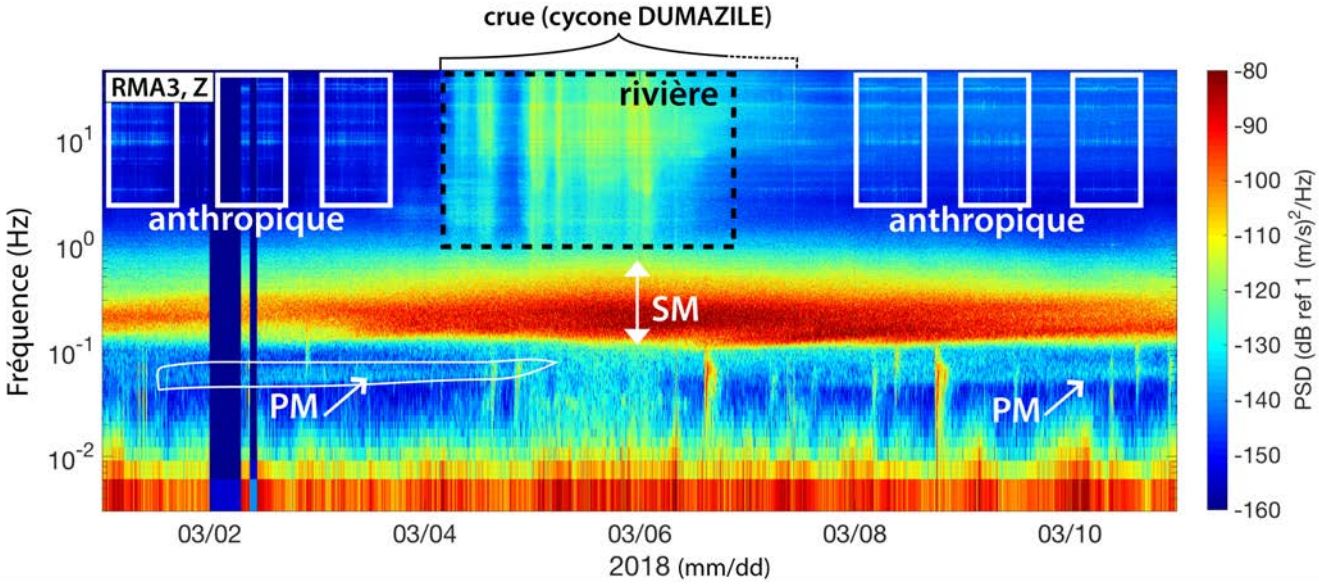


Figure 43. Spectrogramme de la composante Z de la station RMA3 représenté en log pour pouvoir visualiser les basses fréquences (< 1Hz) signées par la houle cyclonique associée ici au cyclone Dumazile (mars 2018) dont on distingue le pic secondaire (SM) et le pic primaire (PM); et les hautes fréquences (> 1 Hz) signées par les sources de bruit anthropiques et les sources sismiques associées à la crue de la rivière la plus proche (Rivière du Mât).

Chapitre 5 - Analyse des signaux sismiques de hautes fréquences associés à l'activité de la Rivière du Mât

Ce chapitre est consacré à l'étude des crues cycloniques de la Rivière du Mât enregistrées par une ou des stations sismologiques présentes dans le cirque de Salazie. Notre premier cas d'étude porte sur le cyclone Bejisa (2014) enregistré par une station isolée (SALA). Le second s'intéresse à la crue induite par le cyclone Dumazile (2018) et se base sur les signaux enregistrés par trois stations sismiques installées à des distances variables du cours d'eau dans ce bassin versant pendant la durée de la thèse. Pour chaque cas, nous présentons dans un premier temps les observations disponibles associées à la météorologie, l'hydrologie ainsi que les enregistrements sismologiques. Une analyse spectrale est faite sur les données sismologiques et s'associe à une comparaison avec la donnée de hauteur d'eau. Les données sismologiques sont également analysées par une analyse en composantes principales (ACP) dans le but de déterminer la direction de propagation des ondes sismiques et de nous éclairer sur la nature et l'origine des sources associées aux différentes bandes de fréquences.

5.1 Suivi sismologique du transport solide dans la Rivière du Mât lors du cyclone Bejisa à partir d'une station sismique

5.1.1 Présentation de l'article

Outre le travail bibliographique, la première année de thèse a été largement consacrée à l'installation du réseau sismologique, incluant la recherche de sites, l'installation et la maintenance des stations. La saison cyclonique de cette même année n'a pas généré de tempête tropicale notable pouvant apporter une crue. Nous avons donc débuté notre travail de recherche en analysant le signal de la station SALA installée dans le cadre du projet RHUM-RUM dans le cirque de Salazie à proximité du lit de la Rivière du Mât. Cette station a enregistré l'activité de la rivière lors de la crue provoquée par le passage du cyclone Bejisa les 1, 2 et 3 janvier 2014, qui a apporté des pluies intenses concentrées au niveau de l'amont des cirques (Figure 44). Partant du constat présent dans la littérature qu'une rivière en crue peut générer un signal pouvant être enregistré à plusieurs centaines de mètres du cours d'eau [*Burtin et al.*, 2008; 2010; 2011], nous avons donc choisi cette station unique, disposée à 500 mètres du lit de la rivière pour analyser l'enregistrement d'une crue cyclonique. Cette étude a fait l'objet

d'un papier soumis à *Geophysical Research Letters* et en cours de révision pour une resoumission.

Au cours de la saison cyclonique 2013-2014, le cyclone tropical Bejisa s'est initié sous forme de dépression tropicale le 29 décembre 2013 à partir d'une région de convection fragmentée à proximité de l'archipel des Seychelles 4°S, 55°E (http://www.meteo.fr). Cette dépression est rapidement devenue une tempête tropicale nommée Bejisa se dirigeant vers le sud-est. Le 30 décembre, la tempête a été déclarée au stade de cyclone tropical par le Centre météorologique régional spécialisé (CMRS) de La Réunion. La tempête s'est ensuite intensifiée en fin de journée, devenant un cyclone tropical intense avec des vents maximums estimés à environ 46 m/s (172 km/h) et une pression de surface minimale au centre de 953 hPa. Le 2 janvier 2014, reclassé en cyclone tropical, l'œil du cyclone Bejisa passe à une distance minimale de 50 km de la côte ouest de La Réunion à 15:00 UTC, ce qui a entraîné des rafales de vent sur les reliefs de la côte ouest de plus de 180 km/h. Enfin, en continuant son chemin vers le sud, il a balayé la côte ouest avec une vitesse de 15 à 10 km/h. Des pluies intenses ont affecté l'île avec des taux de précipitations de plus de 1000 mm en 48 heures dans le centre de l'île, en particulier sur les reliefs du Piton des Neiges et l'amont des cirques (répartition spatiale des précipitations en Figure 44). Dans le cirque de Salazie, la crue engendrée par ce phénomène intense a atteint un maximum de 3,5 mètres d'eau au Pont de l'Escalier dans la Rivière du Mât (Figure 45) ce qui est suffisant pour générer du transport sédimentaire dans le lit de la rivière.

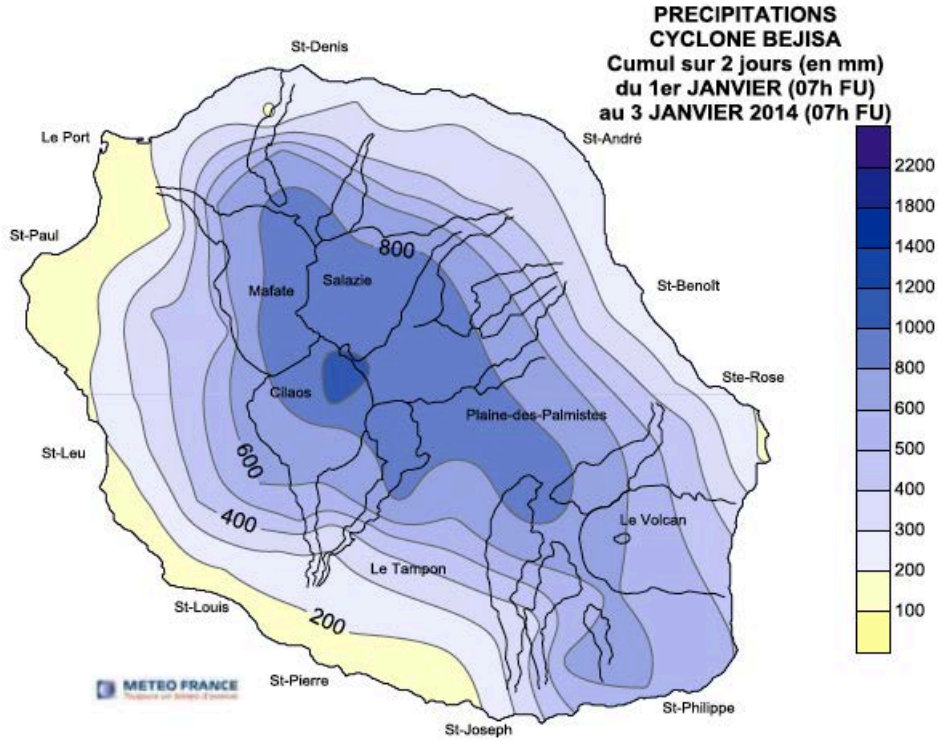


Figure 44. Carte présentant la répartition des taux de précipitations (en mm) sur l'île de La Réunion pendant le cyclone Bejisa cumulées sur 2 jours entre le 1er et le 3 janvier 2014. A noter qu'une large partie du bassin de Salazie a reçu plus de 800 mm de précipitations en 48h.

Figure 45. Photographie de la crue de la Rivière du Mât survenue lors des pluies intenses s'abattant sur le cirque de Salazie pendant le cyclone Bejisa (d'après Claude Tardy).

Seismic monitoring of a river during a tropical cyclone on La Réunion Island

Gonzalez A.[1], Fontaine F.R.[1], Barruol G.[2], Burtin A. [2], Recking A.[3], Join J.-L.[1], Benistant J.[4], Guillon M.[4], Delcher E.[1]

[1]Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR 7154 CNRS, Université Paris Diderot, 97744 Saint Denis, France, alicia.gonzalez@univ-reunion.fr, frfont@ipgp.fr

[2]Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France.

[3]IRSTEA-ETNA, BP 76, 38 402 Saint-Martin-d'Hères cedex, France.

[4]Ecole navale, BCRM Brest, CC 600, 29240 Brest Cedex 9, France.

Corresponding author: A. Gonzalez, Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR 7154 CNRS, Université Paris Diderot, 97744 Saint Denis, France. E-mail address: alicia.gonzalez@univ-reunion.fr

Papier en révision en vue d'une resoumission

5.1.2 Résumé

Nous avons analysé les enregistrements d'une station sismique installée à proximité de la rivière du Mât de l'île de La Réunion dans l'océan Indien, ainsi que des données hydrologiques et météorologiques pour caractériser le transport de la charge solide de cette rivière pendant le cyclone tropical Bejisa (janvier 2014). Une bonne corrélation ($r^2 \sim 0{,}94$) est observée entre l'amplitude des ondes sismiques (RMS) et la hauteur d'eau, en particulier pendant la partie ascendante de la crue à hautes fréquences (1-7 Hz). Nous mettons en évidence une hystérésis sens horaire dans la relation entre le signal sismique et la hauteur d'eau dans la gamme de fréquences 1-7 Hz et l'interprétons comme un indicateur du transport des sédiments. Les mesures de polarisation effectuées dans différentes gammes de fréquences montrent que ce n'est pas une source unique sismique qui émet du bruit mais qu'il existe de nombreuses sources simultanées le long de la section de rivière situées à proximité de la station sismique.

5.1.3 Abstract

We analysed recordings made at a seismic station installed close to the Rivière du Mât river of La Réunion Island in the Indian Ocean, together with hydrological and meteorological data to characterize the bedload transport in this river during the tropical cyclone Bejisa (January, 2014). A good correlation ($r^2 \sim 0.94$) is observed between the seismic wave amplitude (RMS) and the water level signal and particularly during the rising limb of the flood at high frequencies (1-7 Hz). We evidence a clockwise hysteresis in the relationship between the RMS and the water level in the range 1-7 Hz and interpret it as an indicator of the transport of sediments. Polarization measurements performed in multiple frequency ranges show that there are manifold seismic noise sources related to the river in the vicinity of the seismic station.

5.1.4 Introduction

La Réunion is a volcanic island located in the tropical part of the western Indian Ocean, about 750 km east of Madagascar (Figure 46a). Cyclones are able to generate strong winds, swells and intense rainfalls providing two world records in La Réunion over 72 hr (3900 mm) and 96 hr (4900 mm) (cf. http://pluiesextremes.meteo.fr). These hydrological forcings induce very high erosion rates along with rapid landscapes evolution. Preferential incision areas produce sediment transport, making recurrent natural hazards such as floods, banks destruction and landslides permanent challenges for the populations settled close to such areas. In particular, the monitoring and the quantification of the river bedload transferred towards the ocean is impossible to achieve during a cyclonic flood via in situ methods such as sediment traps and tracking tracer particles [*Wilcock*, 1997]. We thus used seismic records to describe fluvial processes because direct correlation between their amplitudes and hydrological parameters or sediment transport have been already described [*Govi et al.*, 1993b; *Burtin et al.*, 2008]. Recent studies showed that the high frequency (> 1 Hz; hereafter called HF) seismic signals could originate from water turbulence [e.g. *Gimbert et al.*, 2014], river bedload [e.g. *Burtin et al.*, 2008] and waves evolving at the fluid-air interface [*Schmandt et al.*, 2013b]. Apart from these fluvial processes, the ambient seismic energy observed at HF could originate from several physical processes such as anthropogenic activities [e.g. *Eibl et al.*, 2015; *Diaz et al.*, 2017], wind [e.g. *Boese et al.*, 2015], rainfall

[e.g. *Roth et al.*, 2016], volcanic activity [e.g. *Battaglia et al.*, 2005], ocean waves [e.g. *Adams et al.*, 2002], landslides [e.g. *Schöpa et al.*, 2017], rockfalls [e.g. *Deparis et al.*, 2008] and debris flow [e.g. *Arattano*, 1999; *Burtin et al.*, 2009; 2014].

From its high overall yearly rainfall (3000 to 5000 mm/y) and its high topography (Figure 46), the whole eastern Réunion Island is an exceptional region to study fluvial dynamics and sediment transport. We used the seismometer SALA installed 500 m from the riverbed of the Rivière du Mât located in the Salazie basin (Figure 46b), to monitor the HF seismological signature of the river during the cyclonic season 2013-2014. The river stream is deeply incised and the morphology of the stream alternates canyons and large alluvial sections consisting of a heterogeneous sediments granulometry [*De la Torre*, 2008].

During the cyclonic season 2013-2014, the Bejisa tropical cyclone impacted La Réunion island providing large amount of precipitations. It formed as a tropical depression on December 29, 2013. On December 30, the storm was upgraded to tropical cyclone (Figure 46a). On January 2, 2014, the eye of Bejisa cyclone reached its minimum distance of 50 km with the west coast of La Réunion Island at 15:00 UTC.

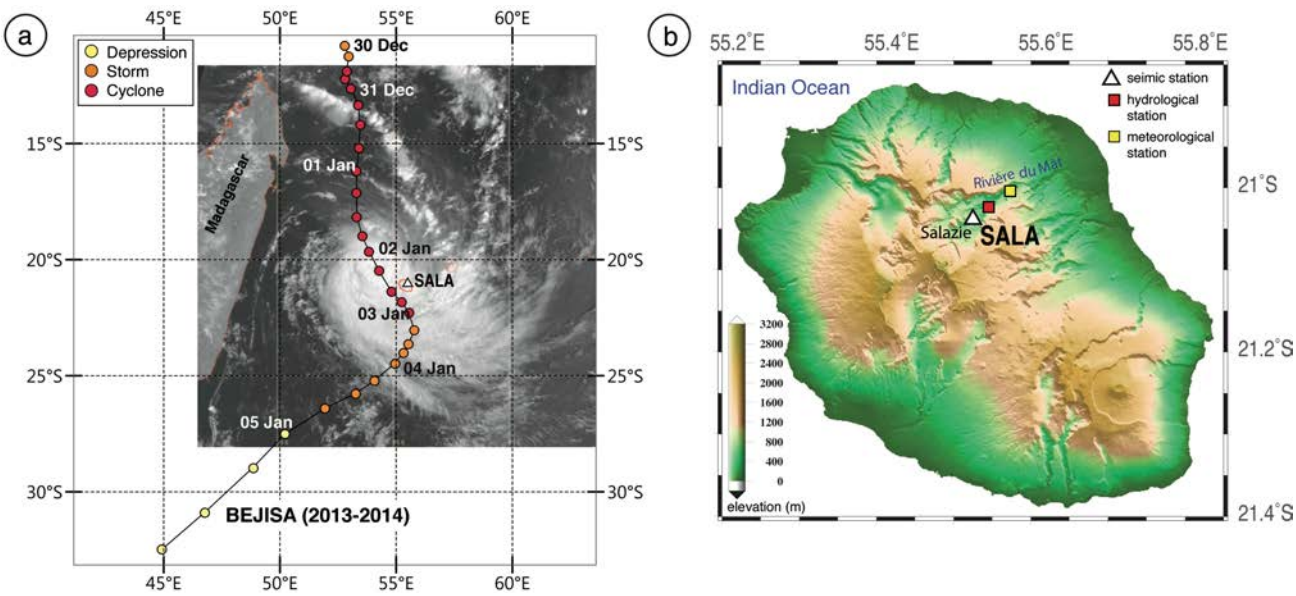


Figure 46. a) Map of the SW Indian Ocean, La Réunion Island and the SALA seismometer) showing the trajectory and intensity of the cyclone Bejisa (January 2014). Meteosat-9 satellite image of Bejisa on 2 January 2014 at 05:40 UTC (credits: "Météo-France"). b) Localisation of the water gauge (red square), rain gauge (yellow square) and seismometer (white triangle). We used both QGis (https://www.qgis.org/) and GMT http://gmt.soest.hawaii.edu/) softwares for the map.

5.1.5 Data and Methods

We analysed seismic data recorded during the cyclone Bejisa. In the following, we focus on 5 days of continuous data (January 1 to 5, 2014) at the SALA seismic station (Figure 46b). This station was installed into a high school building during the temporary RHUM-RUM experiment [*Barruol and Sigloch*, 2013]. It was equipped with a three-component Trillium 240 seismometer and a Reftek RT130 digitizer sampling data at 100 Hz.

To analyse data recorded at SALA, seismograms were first corrected for the instrument response. We computed the Power Spectral Density (PSD) with the time-frequency analysis using the TiSKit package developed by W. Crawford. This procedure has been applied to the vertical component and results are provided in decibel (dB) relative to velocity (10xlog10[$(m/s)^2$/Hz]).

Rainfall data (6 minutes resolution) were extracted from a tipping bucket rain gauge (each tip corresponds to 0.1 mm of rainfall) deployed 800 m downstream from the SALA station.

Water level data were recorded by pressure sensor installed in a mobil-bed hydrometric station with a resolution of 6 minutes. This sensor was 7 km downstream from the seismic station.

In order to compare hydrological with seismic data, we calculate the root mean square (RMS) from the waveform expressed in velocity. The RMS provides a measure of the amplitude over time. This calculation was done in the 1-7 Hz frequency range. This band was chosen in order to minimize the influence of the ocean microseisms (in the [0.05-0.35 Hz] band) [*Davy et al.*, 2015] and of the anthropogenic noise dominating between 10 and 30 Hz during day-times. Moreover, the highest seismic amplitudes during the flood event concern this relatively low frequency band (Figure 47). We used an hourly average of the envelope function to smooth the small peaks for an easier graphic readability (Figure 48).

In order to discriminate and locate the source of seismic signals during the cyclone passage, we finally performed a polarization analysis based on three principal components analyses (PCA) of ground motion (Annexe D) measured at the seismometer using the Ppol package [*Fontaine et al.*, 2009]. We first characterize the shape of the ground vibration by calculating the degree of rectilinearity in both the horizontal (CpH)

and the vertical planes (*CpZ*). *CpH* and *CpZ* equal to 0 for a quasi-circular polarization; and equal to 1 respectively for a purely horizontal polarization and purely vertical polarization (see Supplementary text material in Appendix D). In cases the polarization is strong enough, it allows retrieving the back-azimuth of the source(s).

Data were filtered in two frequency bands in order to investigate the possible frequency dependence of the polarization observations. We systematically computed the polarization measurements from 2 to 45 Hz and report measurements for two frequency bands in this paper: i) 2-6 Hz, ii) 15-45 Hz. For each frequency band, we used a 1000 seismic cycle-long moving window to bring out the preferential orientation. The polarization analysis is performed from January 1st to 4th, including the Bejisa related most intense flood period.

5.1.6 Results

Spectrogram of the vertical component of the SALA station reveals a clear increase of the overall seismic amplitude as the cyclone was within 300 km from the island, starting on January 1st at 14:00 UTC (LT-4:00) (Figures 46a; 47). An increase of ~35 dB is observed between 1 and 5 Hz and ~40 dB in the rest of the spectrum (See details about anthropogenic noise in Supplement). When the cyclone approaches at the end of January 1st, high amplitudes are observed first in the frequency band 1-5 Hz which is also the range where maximum amplitudes sign (-120 dB). Before the cyclone, we do not observe high amplitude signal in this frequency range during night times (Figure 47) so the river at low flow produce low seismic amplitude.

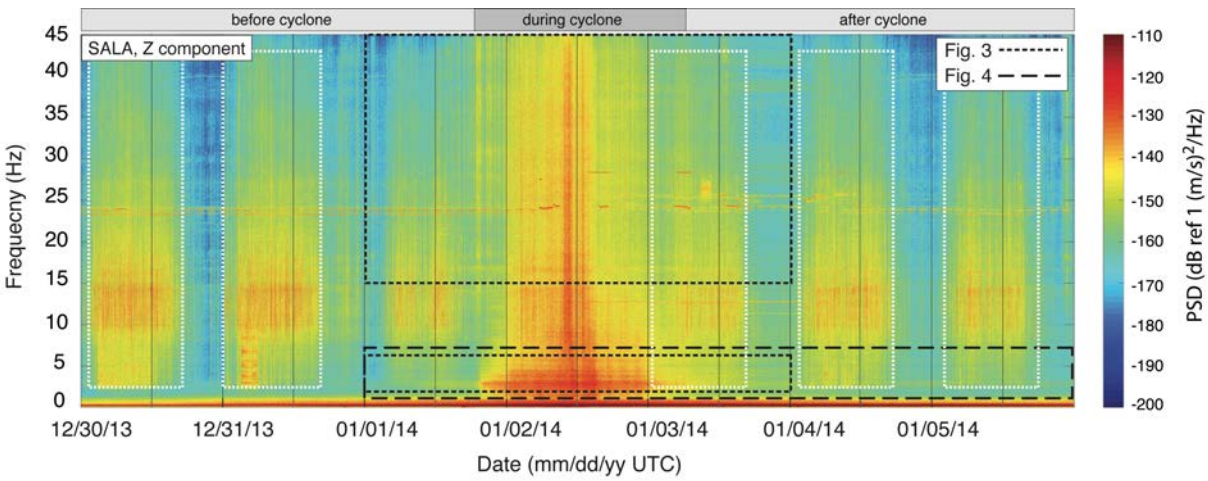


Figure 47. Spectrogram of the vertical-component continuous seismic record at SALA. White dotted line boxes indicate the increase of the signal amplitude generated by daily anthropogenic

activity. Black dotted line boxes indicate the time and frequency windows presented in the Figures 46 ("Fig. 3" short dots) and 47 ("Fig. 4" large dots).

Figure 48 presents a comparison between the hydrological, meteorological parameters and the RMS of the vertical component of station SALA filtered between 1 and 7 Hz. For a better understanding and consistency between the various observations, we applied a correction on the timing of the water level data from the instrument installed 7 km downstream from SALA station. The best correlation between seismic wave amplitude and water level was obtained for a time delay of 48 minutes. The Figure 48a shows a good correlation (r^2 ~0.94) between the RMS and the water level signal, and particularly during the rising limb (from January the 1st at 18:00 UTC to P3). From January 2 around 18:00 UTC to January 3, rainfalls are continuous and intense. A progressive increase of the water level starts less than one hour after the beginning of the continuous rainfall (P1 in Figure 48a). Two hours later, the seismic signal shows a sharp increase. A good correlation is also observed between the precipitation rate and the water level signal. Interestingly, the arrow P2 indicates a slope change in both water level and seismic wave amplitude signals. Both signals show a reduced growth rate while the slope of the cumulative rainfall remains stable, suggesting a change in the fluvial dynamics. The seismic signal shows two successive peaks quasi simultaneously to the precipitation rate and the water level (P3 in Figure 48a). These two peaks visible on the three time series are followed by a steep decrease in rainfall, water level and seismic energy. The maximum precipitation rate that reached almost 70 mm/h falls abruptly down to 35 mm/h within an hour, while the water level decreased from 3.4 m to 1.6 m. Thus, the stream response time to the fall of the precipitations seems nearly instantaneous, which can be explained by the fact that the rain occurs at the very local scale and that the soils are likely saturated after two days of intense rain. Simultaneously, the RMS decreases from 12×10^{-7} to 8×10^{-7} m/s within an hour and is still very well correlated to the water level during this step.

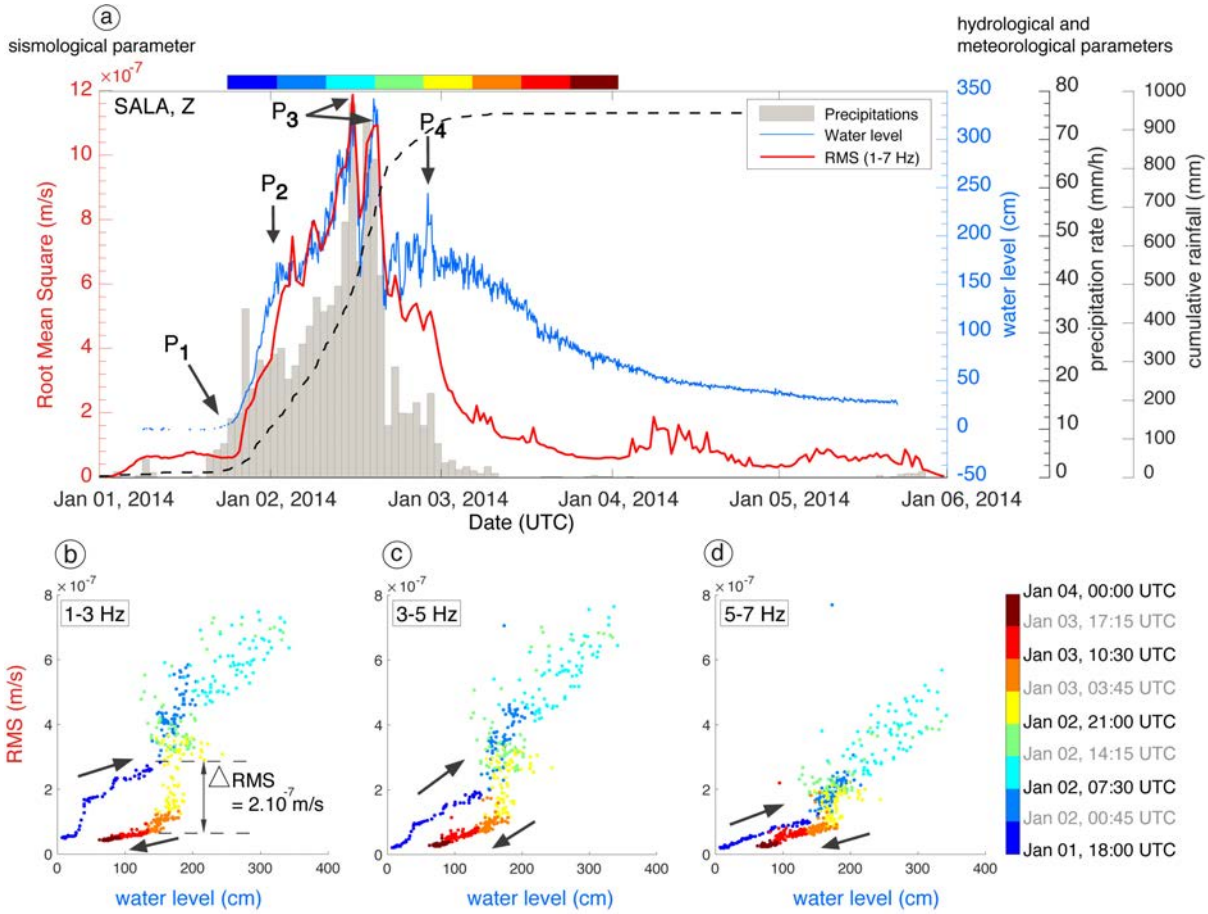


Figure 48. a) Five days time series of hourly precipitation rate (grey bars), cumulative precipitation (black dashed line), 6 minutes water level in the Rivière du Mat (blue line), hourly root mean square (RMS) of the vertical-component at station SALA computed over the frequency band 1-7 Hz (red line). b) to d) Relationships between RMS at station SALA and water level during Bejisa from January 1st at 21:00 LT to January 4th at 5:00 LT at various frequency bands. The colour scale indicates the temporal evolution as in Figure 48a.

After the last intense decrease of the rainfall rate (P4), both RMS and water level signals decrease at different rates. The seismic envelope curve displays an exponential decrease and almost reaches its initial amplitude, in advance with the water level. At the end of the available water level data set (3 days after the stop of intense rainfall) the water level was 0.27 m higher than the initial level at low-flow, suggesting either a possible gradation of the riverbed, or more likely that the end of the waning stage was not yet reached.

In the rising limb of the Figure 48a, a good correlation is observed between the RMS and the water level. However, an uncorrelation is illustrated by a clockwise hysteresis effect in the relationship between RMS and water level calculated during the flood cycle. One is clearly visible in this 1-7 Hz band (Figure 48c). Such hysteresis indicates a non-cyclic relationship between the RMS and the water level, meaning that

for a given water level the RMS was higher during the rising limb of the flood than during the recede. The same analyses performed at higher frequencies (>7 Hz) did not produce an hysteresis behavior. The period in grey shows sudden drops of water level and PSD (see P3 in Figure 48b). Between P2 and P4, the signals display the same cyclic linear trend in the relationship between water level and RMS (Figures 48b, 48c and 48d). After the last rapid clear drop, P4 indicates the moment when the hysteresis effect appears: when the water level reaches back its level of 1.70 m on January 3 its start a slow decrease (bell shape) while the RMS suffers from a very significant drop (yellow dots on Fig. 48a, 48b, 48c). This hysteresis allows determining a maximum of the noise level variation between the rising water level and falling water level stages for a given water level (ΔRMS; Figures 48b, 48c and 48d). A maximum difference of RMS of $2x10^{-7}$ m/s is observed in the 1-3 Hz band, corresponding to a water level of around 170 cm (Figure 48c).

Polarization measurements were performed below and above the frequency band affected by the daily anthropogenic induced noise (maximum energy between 9 and 15 Hz), in the 2-6 Hz and 15-45 Hz frequency bands (Figure 49). Both frequency bands show preferential orientation (series of red points: Apparent backazimuth) before, during and after the cyclone passage a preferred direction. In the 2-6 Hz band, the *CpH* is particularly low and varies from 0.3 to 0.4 during the cyclone for the higher frequency band. This indicates that the signal is likely composed of the contribution of a multitude of seismic sources arriving simultaneously at the station with different backazimuths, the whole summation generating some kind of isotropic result. The degrees of rectilinearity in the horizontal and vertical plane is therefore too low to relate the backazimuths observed to a single specific noise source. In the 15-45Hz frequency band, the *CpH* is slightly higher, in the range 0.5-0.6, suggesting a slightly more elongated ellipsoid and therefore a more focused noise source. In this band, the observe backazimuth trending very homogeneously N270°, which means EW, i.e., the direction of the closest part of the Mât river respective to the SALA station. Interestingly, the orientation evolves over time in the 2-6 Hz frequency band while it remains much more stable in the high frequency band (15-45 Hz) nevertheless the dispersion of the polarization direction is slightly lower during the cyclone and its induced flood event.

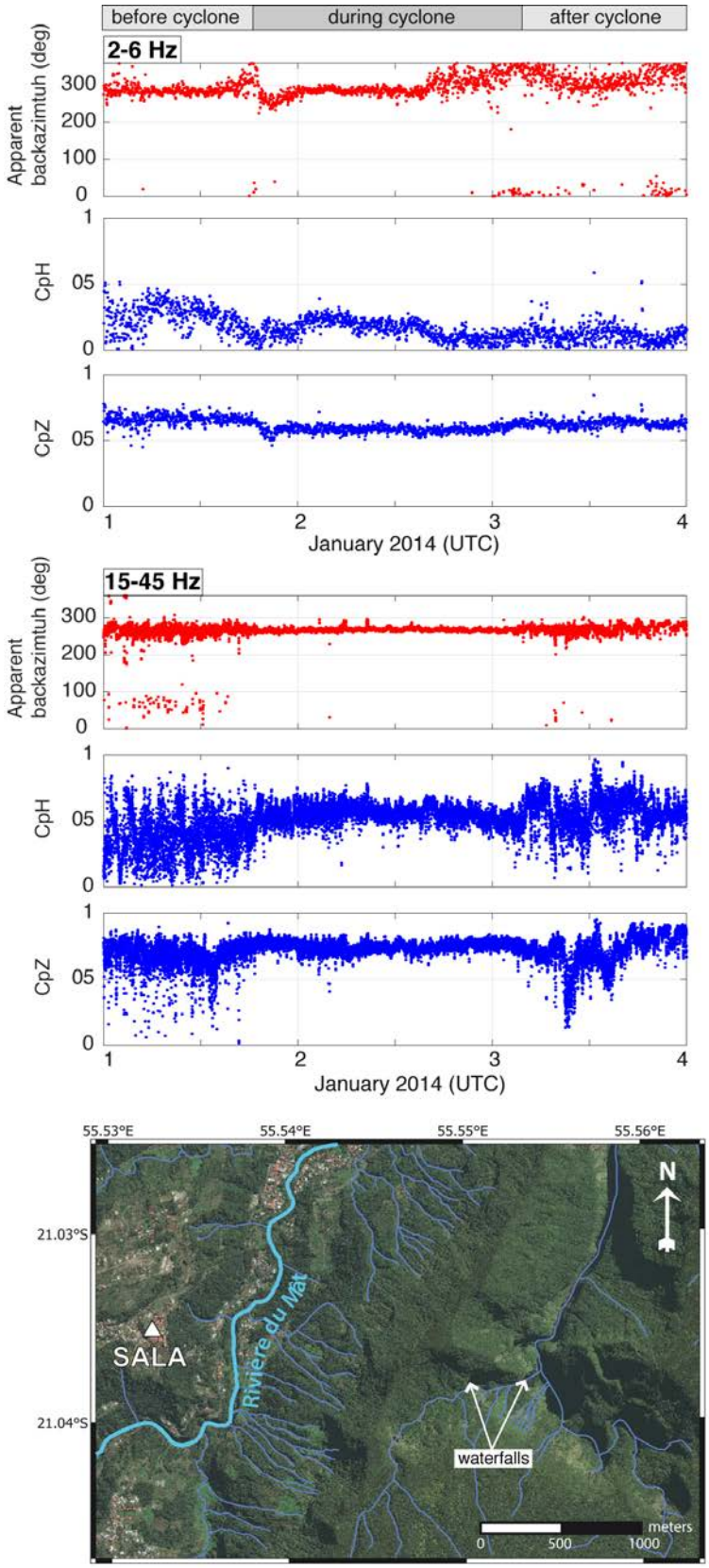


Figure 49. Back-azimuth results (red dots) from the polarization analysis in the 2-6 Hz and 15– 45 Hz frequency band the station SALA: from January 1 to 4. For both frequency band, *CpH* and *CpZ* are represented (blue dots). (Down) Satellite map showing location of the Rivière du Mât stream from the station as long as two remarkable continuous waterfalls.

5.1.7 Discussion

5.1.7.1 HF seismic noise and water level

Both water flow turbulence and impacting bedload activity could be sources of seismic amplitude variations during cyclonic floods. We highlighted a good correlation between the seismic signal and the water level over the whole frequency band (excluding frequencies dominated by anthropogenic sources). The best correlation is observed between 1 and 7 Hz and particularly during the rising limb of the flood. We thus propose that during an extreme event, the 1-7 Hz seismic signal band could be confidently used as proxy of the water level rise.

5.1.7.2 Origin of hysteresis

Previous studies already observed an hysteresis behavior formed either by the PSD or the seismic wave amplitude and the water level. Hsu et al. [2011] led an analysis of HF seismic signals associated with a river activity in central Taiwan during three storms and conclude, with a seismic station installed 50 meters to the stream, that sediment transport is the prevalent parameter generating an hysteresis in the 1-9 Hz band. For a station installed 600 meters from the river, Gimbert et al. [2014] provide models predicting an hysteresis effect between 3 and 18 Hz. Chao et al. [2015a], from the analysis of a river activity in southern Taiwan during a typhoon, show an hysteresis in the 5-15 Hz band. These three previous authors associate this hysteresis effect with the bedload transport activity.

In the present study, we observed a clear hysteresis between 1 and 7 Hz with an enhanced signature between 1 and 3 Hz (Figure 48b). This effect appears when the falling limb is established and the water level fall back to a level of ~1.70 m (Figure 49). About 2 km upstream from SALA seismometer, a slow and km-scale landslide is continuously eroded by the river and provides a continuous sediment supply to the Rivière du Mât [Belle et al., 2013], suggesting that the sediment supply limitation is unlikely the dominant effect to explain the hysteresis [e.g. Leopold and Emmett, 1976; Moog and Whiting, 1998].

A second explanation may reside in the bedload and/or bed armor mobility [Hsu et al., 2011]. Although it is difficult to determine the water level corresponding to the start of such mobility without information of riverbed morphology and grain size

distribution standing before the event, the stage between P2 and P3 (Figure 48) displays different characteristics than between P1 and P2. In particular, after reaching 1.70 m during the first water level rise, the slope of the curve suddenly reduces. As mentioned above, it is clear that the water level response to the precipitations is very rapid (approximately 30 minutes). However, the water level evolves at a slower rate from P2, while the precipitation rate remains unchanged (visible in Figure 48 by the absence of inflection point on the cumulative rainfall curve). This suggests that the same amount of water has to drain off, not associated to a water rise but likely to a higher velocity flow. Although it is likely that the bedload transport starts before P2, we propose that P2 may correspond to the start of the bed armor dislocation. This process would involve a larger mass of moving sediments than before P2, so we should expect the seismic signal amplitude to drastically increase at this point. This phenomenon is indeed observed during the flood rising limb (6 dB increase) at a higher frequency where hysteresis is not developed: 7-15 Hz (see P2 in Figure 48). Concerning the falling limb, the PSD decays at lower rate during the falling limb than during the rising phase. This would suggest that the transport of the whole mass of sediments constituting the bed armor generates less noise during the recede, which could be explained by the fact that during this phase, blocks and pebbles land back on the stream floor one by one, emitting smaller seismic energy than during the rising phase.

5.1.7.3 Sources of polarization

The polarization analysis is a very informative tool to help distinguishing seismic sources, since it may help discriminating the direction of the different sources and the nature of the involved seismic waves by describing the evolution of the 3D shape of the ground motion through time. However, before and during the cyclone passage, the signal is not polarized and the preferred orientation of the back-azimuths cannot be interpreted as a direction of a specific source of noise, because the rectilinearity coefficients, especially in the horizontal plane, are very low (<0.3). We suppose that the observed backazimuth directions only comes out as the statistically best represented source.

Considering that the river activity corresponds to the principal signal recorded during the cyclonic flood, the sources are located principally in the river section located closest to the seismic instrument (see river location in regard to the seismic station on

the map in Figure 49). However, in this site, the river is curvy (canyon) and surrounds the seismic station site from Southwest to North. This context increases the surface section of the river that is at a minimum distance from the station and increases the number of the potential seismic sources. The low values of CpH is fully consistent with a signal corresponding to multiple and different seismic sources located along the river the signal of each reaching the station with different backazimuths, resulting in a close to circular ground motion in the horizontal plane.

In the surroundings, no other potential seismic source are identified except for two waterfalls of 150 and 300 meters high, continuously active and located 2 to 2.5 km from the station and which we expect to be very powerful during heavy rain induced by cyclone. Nonetheless, considering the attenuation with distance (here 2 km), we conclude they are likely not the best candidates to explain the main noise source.

Furthermore, the amplitude of the signal associated to this back-azimuth is higher during the cyclone (ten-fold difference), which is related to the dynamic processes related to the flood event.

5.1.8 Conclusion

In this study, we analysed seismic records in the 1 to 45 Hz frequency range at a three-component seismic station located close to a mountain stream of La Réunion Island during a tropical cyclone, together with hydrological and meteorological data. We show that such a single seismometer may provide useful insights on the source amplitude from seismic envelopes and spectral analyses and on the source location from polarization analyses. A good correlation is observed between the seismic amplitude of the seismic noise and the water level in the river during flood, suggesting that seismic records can be used as a proxy of the water level during such extreme event. The observed variations of seismic amplitude and water level suggest that both turbulence flow and bedload transport are active in the range 1-7 Hz as suggested by Burtin et al. [2008]. However, we propose that the bedload is likely to be the major source of seismic signals because of a clear hysteresis effect in the 1-7 Hz. Although direct evidence of the origin of this hysteresis is lacking, it may result from different processes in the sediment transport during the rising and falling stage of the flood. Polarization measurements of the HF seismic signals show that the source related is not unique. Instead, there are likely multiple noise sources distributed along a relatively long portion of the river in

the vicinity of the seismometer (here highly sinuous and narrow section). Despite the complexity of the sediment and hydrological processes involved, seismology can therefore provide complementary information to hydrology, sedimentology and geomorphology to better characterize flood events and sediment transport during storms.

5.2 Cyclone Dumazile enregistré par trois stations (papier soumis à GJI)

5.2.1 Présentation de l'article

Cette seconde étude se concentre sur un évènement cyclonique différent, ayant eu lieu au cours de la thèse, le cyclone Dumazile. Ce dernier s'est moins approché de l'île, avec des distances minimales à la côte respectives de 400 km (la distance était de 50 km pour Bejisa). Lors de son passage à proximité de l'île, le cyclone Dumazile a apporté de fortes précipitations en amont des cirques (jusqu'à 1500 mm en 4 jours), mais légèrement moins fortes que le cyclone Bejisa (jusqu'à 2200 mm en 2 jours) (Figure 50). La crue induite par ces précipitations est également moins forte avec une hauteur d'eau maximale au Pont de l'Escalier de 2,7 m (3.5 m durant Bejisa).

Les trois stations sismiques installées en 2016 dans le cirque de Salazie dans le cadre de cette thèse ont enregistré l'activité de la rivière lors de la crue associée à ce cyclone Dumazile. Ces trois stations sont installées à différentes distances du lit de rivière et l'utilisation conjointe de leurs enregistrements fait la spécificité de cette étude par rapport à la précédente. Elle offre l'opportunité de comprendre comment les stations réagissent à l'environnement fluviatile selon la distance qui les sépare du cours d'eau. Ce travail a fait l'objet d'une publication soumise dans la revue *Geophysical Journal International*.

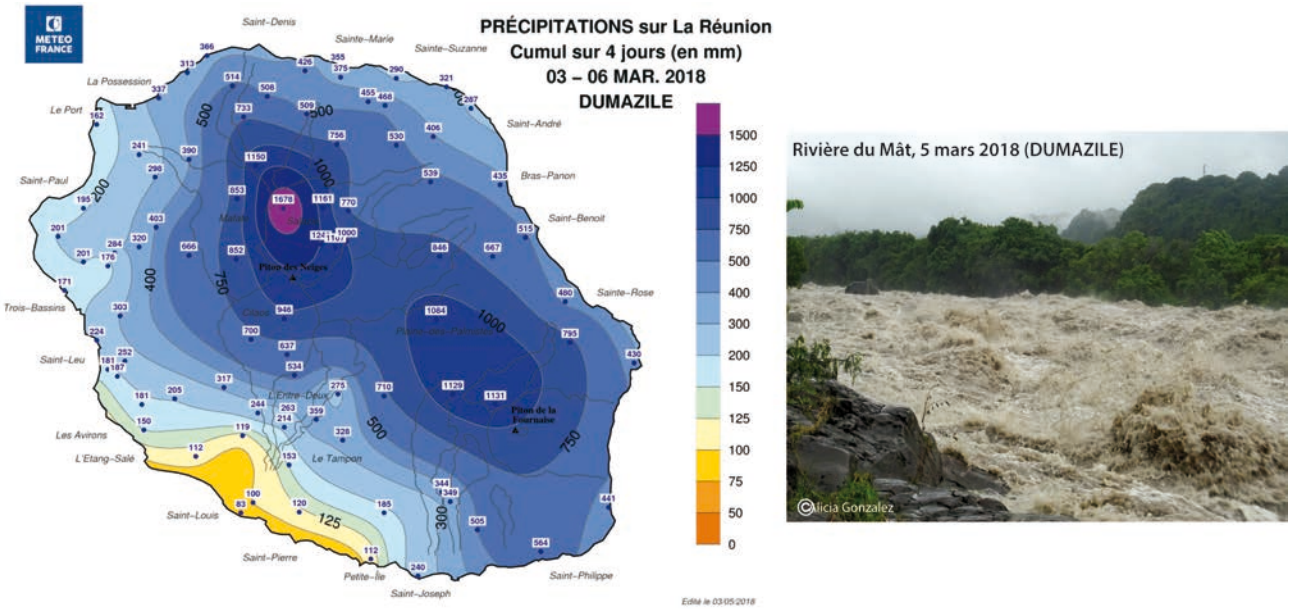


Figure 50. ***(Gauche)*** **Carte présentant la répartition des taux de précipitations (en mm) sur l'île de La Réunion pendant le cyclone Dumazile cumulés sur 4 jours entre le 3 et le 6 mars 2018 inclus. La partie amont du cirque de Salazie a cumulé plus de 1000 mm et parfois plus de 1500 mm de précipitations durant cet événement.** ***(Droite)*** **Photographie du lit de rivière de la Rivière du Mât en crue (5 mars 2018) (-20,983°;55,633°).**

Seismic signature of a river flooding in La Réunion Island during the tropical cyclone Dumazile (March 2018)

Gonzalez, A.[1], Fontaine, F.R.[1], Barruol, G.[2], Recking, A.[3], Join, J.-L.[1], Delcher, E.[1], Burtin, A.[2], Michon, L.[1]

[1]Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR 7154 CNRS, Université Paris Diderot, 97744 Saint Denis, France, alicia.gonzalez@univ-reunion.fr, frfont@ipgp.fr

[2]Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France.

[3]IRSTEA-ETNA, BP 76, 38 402 Saint-Martin-d'Hères cedex, France.

Submission date: March, 20th 2019

Abbreviated title: Seismic signature of a river flooding in La Réunion

Corresponding author: A. Gonzalez, Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR 7154 CNRS, Université Paris Diderot, 97744 Saint Denis, France. E-mail address: alicia.gonzalez@univ-reunion.fr

Papier en révision

5.2.2 Résumé

Les enregistrements de trois stations sismiques installées temporairement le long de la rivière du Mât, une rivière située à La Réunion (Océan Indien), ont été analysés pour caractériser le bruit sismique à hautes fréquences (> 1 Hz) induit par le cyclone tropical Dumazile (mars 2018). Utilisés en association avec des données hydrologiques et météorologiques, nous avons mis en évidence une très bonne corrélation ($r^2 \sim 0{,}9$) entre l'amplitude des ondes sismiques et le niveau de l'eau, notamment lors de la crue associée au cyclone. La relation entre l'amplitude des signaux sismiques de la station localisée à 20 mètres du lit de rivière et le niveau de l'eau montrent une hystérésis dans les deux gammes de fréquences [2-7] Hz et [15-45] Hz, dominée par la turbulence de l'eau dans la bande des basses fréquences (2-7 Hz) et par

le transport des sédiments dans la bande des hautes fréquences (15-45 Hz). Nous montrons également une influence importante de la distance entre la station et la rivière, avec une forte atténuation du bruit avec la distance à hautes fréquences, ce qui suggère que la surveillance du transport des sédiments doit être effectuée par des stations situées très près du lit de la rivière. Pour la station la plus proche, les mesures de polarisation effectuées dans de multiples gammes de fréquences combinées à l'effet d'atténuation montrent que les sources de bruit sismique dominantes liées à la rivière pendant la crue sont probablement situées très près de la station sismique et ne sont pas concentrées en un seul point.

5.2.3 Abstract

Recordings from three seismic stations temporarily installed along the Rivière du Mât, a river located in La Réunion Island (Indian Ocean) were analyzed to characterize high-frequency (> 1 Hz) seismic noise induced by the tropical cyclone Dumazile (March, 2018). Used together with hydrological and meteorological data, we evidenced a very good correlation ($r^2 \sim 0.9$) between the seismic wave amplitude and the water level, particularly during the rising limb of the river flood. The amplitude of the seismic signals and the water level displays a clockwise hysteresis in both frequency ranges [2-7] Hz and [15-45] Hz, dominated by water turbulence in the low frequency band (2-7 Hz) and by sediment transport in the higher frequency band (15-45 Hz). We also show a clear influence of the station distance to the river, with strong noise attenuation with distance at high frequency, suggesting that the sediment transport monitoring has to be performed by stations located very close to the riverbed. For the closest station, polarization measurements performed in multiple frequency ranges and strong noise attenuation with distance at high frequency show that the dominant seismic noise sources related to the river during the flood are likely located very close to the seismic station and are not focused in a single point.

Keywords: Seismic noise; Hydrogeophysics; Indian Ocean; Time-series analysis

5.2.4 Introduction

La Réunion is a volcanic island located in the tropical part of the western Indian Ocean, about 750 km east of Madagascar (Fig. 51a and 51b). Tropical cyclones are able to generate strong winds, swells and intense rainfalls providing several precipitations

world records, like for instance over 72 hours (3900 mm) and 96 hours (4900 mm) (http://pluiesextremes.meteo.fr/lareunion/). Together with steep volcanic reliefs, these hydrological forcing induce very high erosion rates along with rapid landscapes evolution. Preferential incision areas in volcanic rocks produce large sediment transport, making recurrent natural hazards such as floods, banks destruction and landslides permanent challenges for the populations settled in the vicinity of such areas. During cyclonic floods, the monitoring and the quantification of the river bedload transferred towards the ocean is impossible to achieve via *in situ* methods such as sediment traps and tracking tracer particles [*Wilcock*, 1997], motivating the development of indirect observations and the search of proxies. In this study, we thus used seismic records to approach and describe fluvial processes because of their potential in providing direct correlation between the amplitude of the seismic noise, hydrological parameters and sediment transport [*Govi et al.*, 1993b; *Burtin et al.*, 2008]. Recent studies have shown that the high frequency (> 1 Hz) seismic signals could originate from water turbulence [e.g. *Gimbert et al.*, 2014], river bedload [e.g. *Burtin et al.*, 2008] and waves evolving at the fluid-air interface [*Schmandt et al.*, 2013a]. Apart from these fluvial processes, the ambient seismic energy observed above 1 Hz could originate from several physical processes such as anthropogenic activities [e.g. *Eibl et al.*, 2015; *Diaz et al.*, 2017], wind [e.g. *Boese et al.*, 2015], rainfall [e.g. *Roth et al.*, 2016], volcanic tremor [*McNutt*, 1992], ocean waves [e.g. *Adams et al.*, 2002], landslides [e.g. *Schöpa et al.*, 2017], rockfalls [e.g. *Deparis et al.*, 2008] and debris flow [e.g. *Arattano*, 1999; *Burtin et al.*, 2009; 2014].

Several studies have shown that detailed analysis of seismic and water level relationship may evidence a hysteresis between the seismic wave amplitude and the water level that may reveal variations in the water dynamics and the sediment transport processes. Hsu et al. [2011] led an analysis of high frequency seismic signals related to a river activity in central Taiwan during three storms and conclude, with a seismic station installed 50 meters to the stream, that sediment transport is the prevalent parameter generating an hysteresis in the 1-9 Hz band. Chao et al. [2015a], from the analysis of a river activity in southern Taiwan during a typhoon, showed a hysteresis in the 5-15 Hz band also interpreted in term of the river bedload transport. For a station installed 600 meters from the river, Gimbert et al. [2014] provided models predicting a hysteresis effect between 3 and 18 Hz and suggested that both water turbulence and river bedload

transport could generate a hysteresis curve. Roth et al. [2017] followed with the idea that both physical processes could be involved in the non-cyclic relationship. They showed that the evolution of sediment transport rate during a flood has no consequence on the hysteresis magnitude by comparing seismic spectra from in-bed plate geophones (receiving direct impact of grains) and used as a proxy of sediment transport rate [*Turowski et al.*, 2011; *Rickenmann et al.*, 2012; 2013], and the seismic spectra from near river seismometers.

From its high overall yearly rainfall (3000 to 5000 mm/y) and its high and steep topography, the whole eastern part of La Réunion Island is an exceptional region to study fluvial dynamics and sediment transport. In this study, we used seismometers deployed in the frame of the Rivière des Pluies seismic experiment (https://doi.org/10.15778/RESIF.ZF2015) to constrain the high-frequency seismic signature of a river located in the Salazie basin, on the northern side of La Réunion Island (Fig. 52a and 52b). In the frame of the ReNovRisk Erosion project that aims at studying the erosion and the sediment transport in flooding rivers during tropical cyclones, this seismic experiment aims at monitoring the seismological signature of two rivers of the island with strong topographies during tropical cyclones, to get a better quantification of the amounts of sediments transported downstream and indirectly of the erosion. Both can have dramatic consequences for civil infrastructures and populations. The river streams in La Réunion Island and in particular the Rivière du Mât are indeed deeply incised (Fig. 52b) and the morphology of the streams alternate narrow canyons and broader alluvial sections consisting of a heterogeneous sediments granulometry.

After presenting the origin of the data and the applied methods, we present the results obtained during the tropical cyclone named "Dumazile" occurring in March 2018. Finally, we discuss the origin of the high-frequency signals, the signatures of water and sediment transport and the information that can be extracted from seismic, hydrological and meteorological recordings.

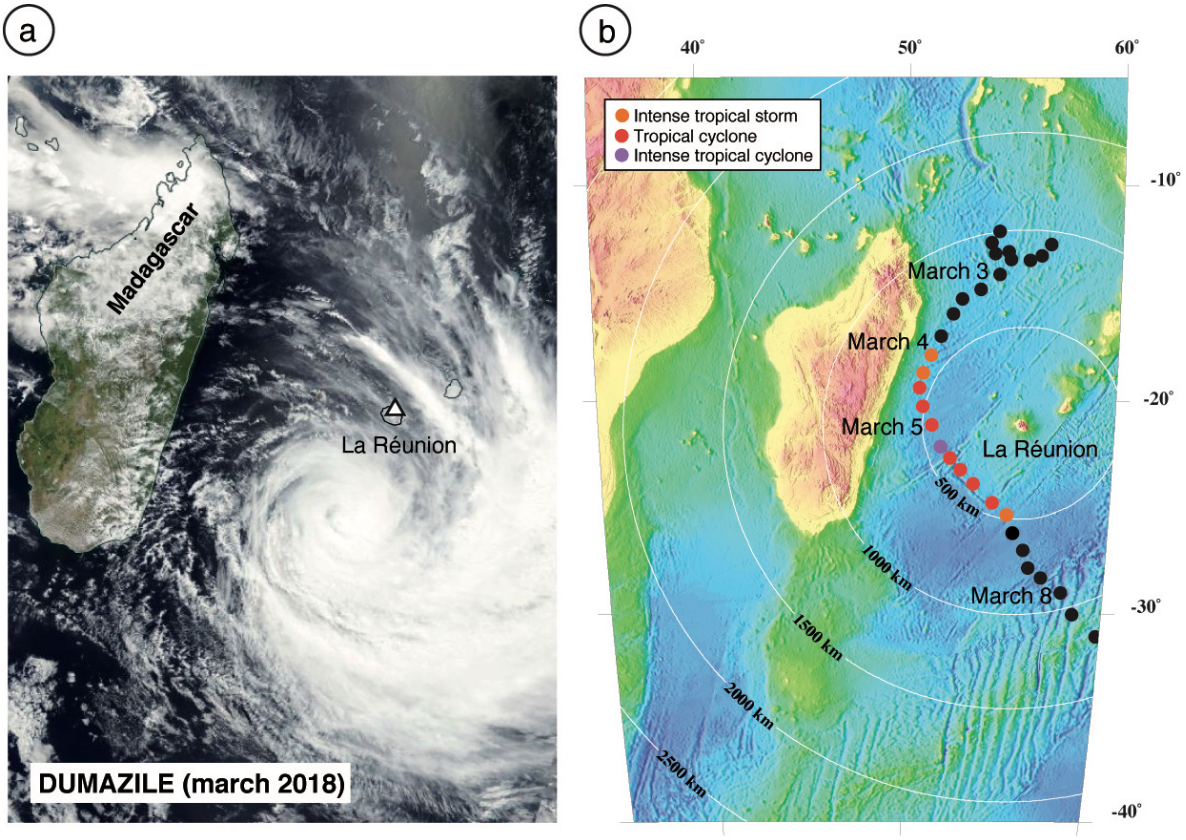


Figure 51. a) Meteosat-9 satellite image of Dumazile on March 4, 2018 at 05:40 UTC (credits: "Météo-France") showing the size of the cyclone impacting the whole SW Indian Ocean and La Réunion Island in particular. b) Map of the SW Indian Ocean, showing La Réunion Island and the trajectory and intensity of the cyclone Dumazile (March 4 to 7, 2018).

5.2.5 Data and Methods

The present study focuses on the data recorded by three broad-band seismometers (RMA1, RMA2 and RMA3) from the *Rivière des Pluies* seismic network installed along the riverbed of the Rivière du Mât [*De la Torre*, 2008] in the Salazie basin (Fig. 50). The three seismic stations are respectively at 500, 350 and 20 meters from the river.

During the cyclonic season 2017-2018, the Dumazile tropical cyclone impacted La Réunion Island with heavy rains (more than 1500 mm of precipitations over four days). It formed as a tropical depression on March 2, 2018. On March 4, the storm was upgraded to tropical cyclone (Figs 49a and 49b) located about 500 km NW of La Réunion and moving southwards. On March 5, 2018, the eye of Dumazile cyclone reached its minimum distance of 400 km west of the island at 00:00 UTC and reached the grade of intense tropical cyclone at 12:00 UTC (at 440 km from the island). From March 6 to 8, Dumazile decreased in intensity and gradually escaped toward the SE.

We analysed seismic records during the cyclone Dumazile using three seismic stations RMA1, RMA2 and RMA3 installed along the Rivière du Mât (Figs 50a and 50b). In the following, we focus our analysis on five days of continuous seismic, hydrological and meteorological data (March 3 to 7, 2018). The three stations were installed within buildings at various distances from the riverbed, at 500, 350 and 20 metres, respectively. RMA1 and RMA2 stations were equipped with Guralp CMG40 seismometers and RMA3 with a Guralp CMG3-ESPC seismometer. The Guralp CMG40 sensor was characterized by a flat response between 1/40 and 50 Hz whereas the response of the Guralp CMG3-ESPC sensor was flat between 1/120 and 50 Hz. Data were acquired continuously at each seismic station by a Nanometrics Taurus digitizer at 100 samples/s which subsequently limited our frequency investigations to 50 Hz.

Rainfall data (6 minutes resolution) were extracted from a tipping bucket rain gauge (each tip corresponds to 0.1 mm of rainfall) deployed 800 m downstream from the RMA1 station, in Salazie village. The instrument is maintained by Météo-France Réunion (https://publitheque.meteo.fr/). Water level data were recorded by a pressure sensor installed in a mobile-bed hydrometric station with a resolution of 5 minutes. Interestingly, this sensor was collocated with the RMA3 station (7 km and 8 km downstream from RMA1 and RMA2, respectively). The data collected were made available from the "Office de l'Eau de La Réunion" (https://www.eaureunion.fr/bdd/).

The seismic records were first corrected for the instrument response. We computed the power spectral density (PSD) with a time-frequency analysis using the TiSKit package developed by W. Crawford (http://www.ipgp.fr/~crawford/Homepage/Software.html). This procedure was applied to the seismometer vertical component and results are provided in decibel (dB) relative to velocity ($10 \times \log_{10} [(m/s)^2/Hz]$).

In order to compare hydrological and seismic data, we also calculated the root mean square (RMS) from the seismic waveform expressed in velocity (m/s). The RMS provides a smoothed measure of the seismic noise amplitude over time and over a given frequency range. For each station, these calculations were done in both Low-Frequency (LF; [2-8] Hz) and High-Frequency (HF; [15-45] Hz) ranges (see Table 1 for specific frequency band at stations). These bands exclude the influence of the ocean microseisms (0.05-0.35 Hz) [*Davy et al.*, 2015] and minimize the anthropogenic noise dominating between 10 and 30 Hz during day-times (depending on the station). We used a 30 min

average of the RMS to smooth the small peaks for improving the readability (Fig. 3). However, a 5-minutes sampling has been used to allow calculating the relationship with the water level.

In order to discriminate and locate possible sources of seismic signals during the cyclone, we also performed a signal polarization analysis based on principal components analyses (PCA) of ground motion measured at the three-component seismometers, using the Ppol package [*Fontaine et al.*, 2009; *Scholz et al.*, 2017]. This potentially allows retrieving the apparent back-azimuth of the sources and to characterize the ground vibrations by calculating the degree of rectilinearity of the particle motion [*Flinn*, 1965; *Montalbetti and Kanasewich*, 1970] in the horizontal (*CpH*) and in the vertical planes (*CpZ*) (these coefficients being equal to 0 for a circular polarization and equal to 1 for a purely linear polarization). The back-azimuth is given ± 180° as we cannot determine the preferred phase type. More precisely, the polarization coefficients were determined as follow:

$$CpH = 1 - \frac{e_2}{e_1} \qquad (9),$$

where e_2 and e_1 are the eigenvalues of the covariance matrix obtained from the two horizontal components with $e_2 \leq e_1$.

The apparent back-azimuth of the ground motion θ is:

$$\theta = \arctan\frac{u_2}{u_1} \qquad (10),$$

where u_2 and u_1 are the cartesian coordinates of u the eigenvector corresponding to the highest eigenvalue of the covariance matrix. In the E, N and Z coordinates system, u_1 corresponds to the coordinate relative to E and u_2 to the coordinate relative to N.

We can then determine the longitudinal component L by $L = cos\ (q+p)\ N + sin\ (q+p)\ E$; where E and N are the horizontal components. Using the longitudinal and vertical components, we can then determine a third covariance matrix and the degree of rectilinearity of the particle motion in the vertical plane:

$$CpZ = 1 - \frac{f_2}{f_1} \qquad (11),$$

where f_2 and f_1 are the eigenvalues of the covariance matrix determined using L and Z components and $f_2 \leq f_1$.

In order to investigate the possible frequency dependence of the polarization and to separate any possible turbulence-induced signals (at low frequency) from sediment-induced signals (at higher frequency) [*Gimbert et al.*, 2014], data were filtered in various frequency bands (Table 1). For each frequency band, we used a 1000 seismic cycle-long moving windows to bring out the preferential orientation (for example a 222 seconds time window for the range 2-7 Hz). The polarization analysis was performed on continuous data spanning March 3 to 7. This window covers the whole Dumazile-induced flood period, and includes one day of record before the flood with a water level characterized as low-flow (10 cm at RMA3 station).

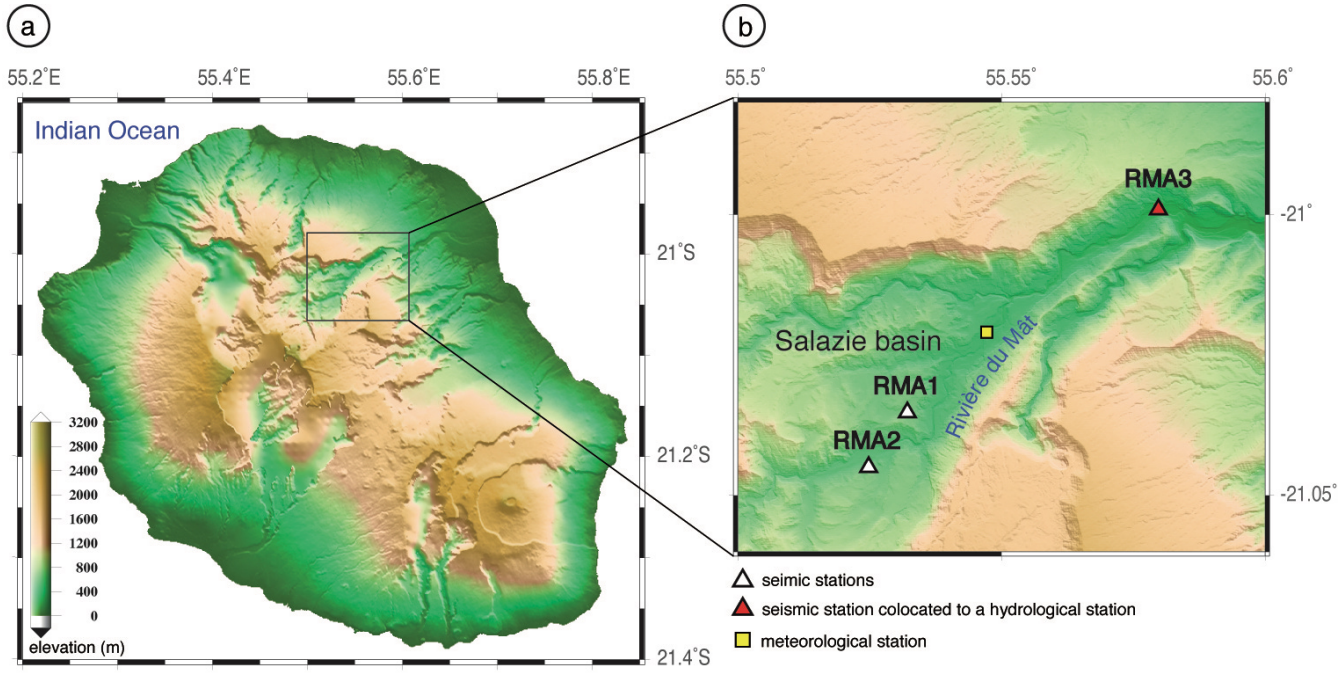


Figure 52. a) Topographic map of La Réunion Island showing the Salazie Basin, the seismic stations (white triangle) and the localisation of the water gauge (red triangle) and rain gauge (yellow square). b) Detailed map of the Salazie Basin showing the instrumental setup. This map was created with the GMT software [*Wessel and Smith*, 1991] and the digital elevation model of the IGN (http://professionnels.ign.fr/, 5-m resolution).

Table 1. Seismic station coordinates, river-to-station distance and analysed frequency bands at low (LF) and high frequency (HF) for each station.

STATION	Lat. (°)	Long. (°)	River-to-station distance (m)	LF (Hz)	HF (Hz)
RMA1	-21.0352	55.5321	500	2-7	25-45
RMA2	-21.0449	55.5248	350	2-7	20-45
RMA3	-20.9988	55.5797	20	2-8	15-45

5.2.6 Results

5.2.6.1 Noise spectral analyses

Spectrograms of the vertical component of the three seismic stations presented in Figure 53 reveal a clear increase of the overall seismic amplitude as the cyclone was at distance smaller than 500 km to the island, starting on March 4th at 4:00 UTC. When the cyclone approached on March 4th and 5th, spectrograms from RMA1 and RMA2 display a PSD increase of 20 dB in the low frequency range (2-7 Hz), while no specific increase is observed at higher frequencies. RMA3 spectrogram displays a PSD increase of 20 dB in the low frequency range while a 30 dB increase is simultaneously observed in the high frequency range. Before the cyclone, on March 3, we do not observe high amplitude signal in this frequency range during night times (Fig. 51), demonstrating that the river at low flow produces low seismic noise amplitude and that the subsequent noise increase is related to the flood itself. In Fig. 51, the three spectrograms are at the same scale and are compared to the precipitation rate measured at Salazie village, about at the centre of the three seismic station installation sites. None of the seismometers was actually collocated with the rain gauge. Such representation therefore assumes that the precipitations are rather homogeneous at the scale of the station coverage during a cyclone passage, which is a reasonable assumption considering the scale of the cyclone (Fig. 49) but which is perhaps not accurate at a very local scale. The cumulative amount of precipitations over the time series duration from March 3 to 6 is greater than 1500 mm in the upstream part of the Salazie Basin. On the spectrogram of RMA3 (Fig. 51) we also present the water level measured at a collocated water gauge. In this case, it makes sense to compare both seismic and hydrological parameters describing the fluvial processes acting at this site of the river. The measured water level exhibits globally a

clear correlation with the overall seismic noise (LF: $r^2 \sim 0.86$; HF: $r^2 \sim 0.89$), despite some possible hysteresis effects that we describe and discuss below. We also observe that each peak in the water level generates a clear peak in the seismic noise amplitude.

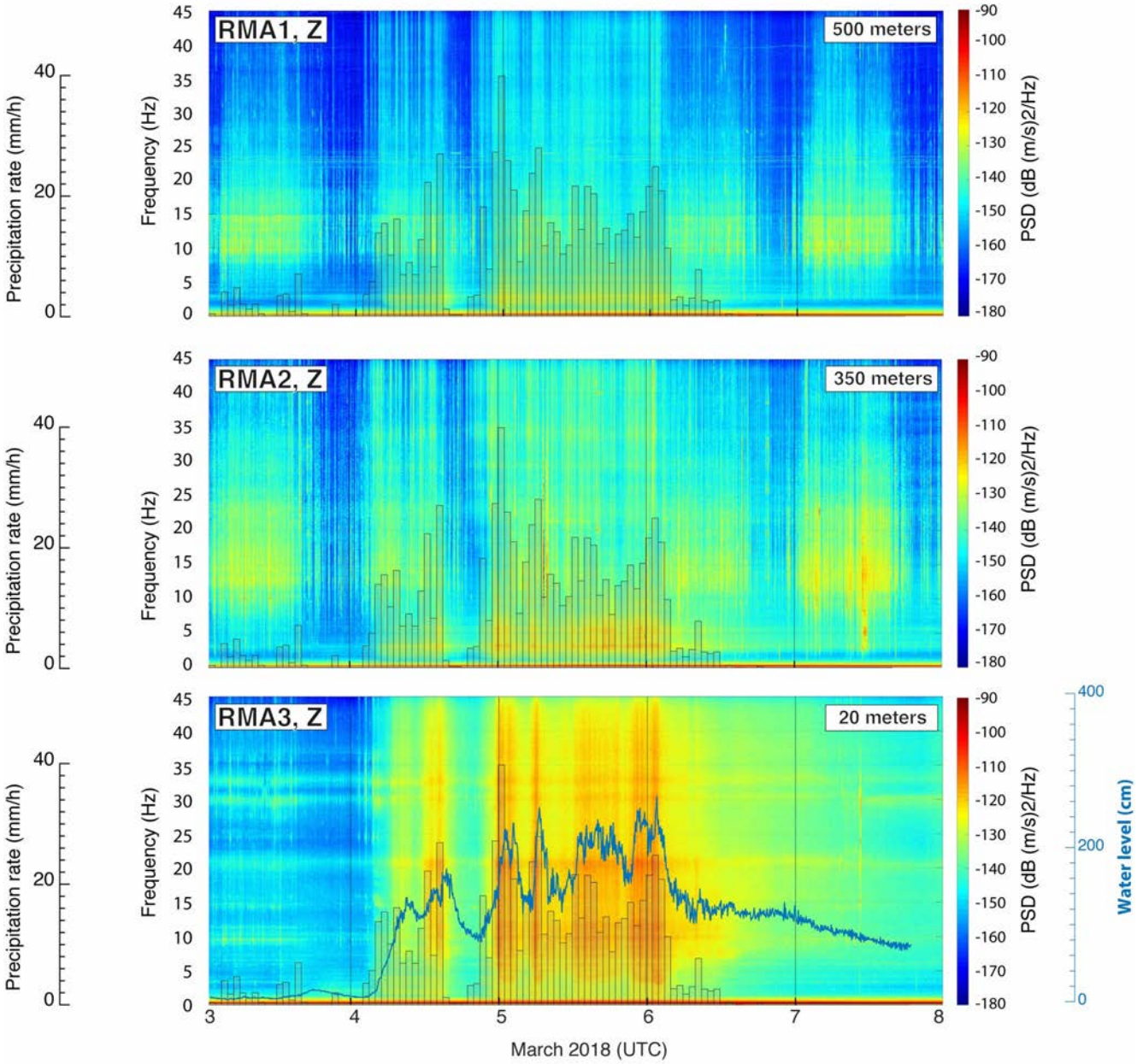


Figure 53. Spectrograms from the vertical-component continuous seismic record of RMA1, RMA2 and RMA3, during the March 3 to 8 period, presented with the same colour scale, together with the rain precipitation (black bars). For RMA3, the water level (blue curve) is also presented to show the clear correlation of the HF seismic signals with the water level in the river.

To better quantify the PSD variation associated with the flood, we present Figs 54a, 54b and 54c the average spectra computed at each station before (blue curve) and during the cyclone (red curve) over the frequency range 0 to 25 Hz. If the increase of the

PSD induced by the cyclone is clear in the secondary microseismic band (0.1 to ~0.33 Hz), these spectra also show clear increase at frequencies above 1 Hz. Interestingly, we observe that the distance of the seismic station from the riverbed probably controls the noise level in the various bands. We show Fig. 54d the difference in the noise spectra before and during the cyclone (ΔPSD). The value is close to zero at relatively low frequency (below 10 Hz) for stations far from the river bed (RMA1 and RMA2) whereas ΔPSD remains high until 25 Hz for the closest station RMA3. Indeed, at RMA1 located at 500 m to the river, we observe a 20 dB noise level variation that occurs at low frequency (around 2-3 Hz). At higher frequencies, no strong variation is observed before and during the flood, suggesting that the flood-induced high frequency signals are likely attenuated at this distance. At station RMA2 located 350 m from the riverbed, we also observe a clear 20 dB noise variation, but spreading at slightly higher frequencies (2 to 7 Hz), but we still observe the absence of clear noise variation at higher frequencies. At station RMA3 located at proximity of the river (20 m), we observe a very different pattern, with a strong noise variation (20 to 28 dB) over a much wider frequency range (5 to 45 Hz).

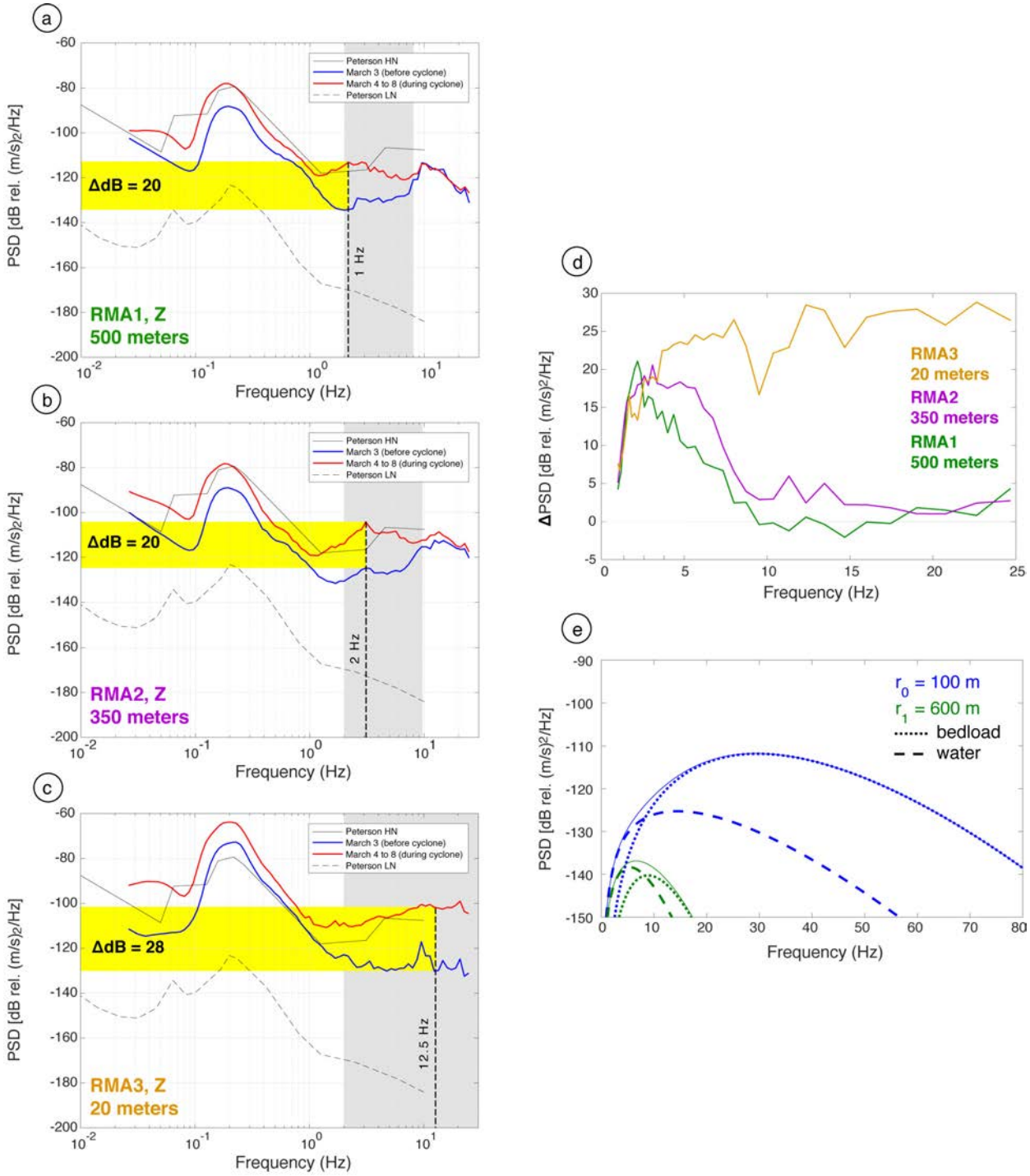


Figure 54. a), b) and c) Average spectra calculated at RMA1, RMA2 and RMA3 before the cyclone (on March 3) in blue, and during the cyclone (from March 4 to 8) in red, calculated with the SACPSD software [*Herrmann*, 2013]. This representation allows the visualization of the noise variation induced by the cyclone and the flood, at the various sites and at the various frequencies. Black lines represent the high noise (HN) and low noise (LN) level models from [*Peterson*, 1993]. d) Calculated difference in the noise spectra before and during the cyclone (ΔPSD) for the three seismic stations in the frequency range 1 to 25 Hz, showing the different behaviour depending on the station distance to the riverbed. Note that RMA3 station, located closest to the river display variations of the seismic amplitude over the whole 1-25 Hz frequency band while the two other stations, located at larger distances show only variations in the low frequency band during the flood. e) Predicted PSD values presented in *Gimbert et al.,* [2014] from the turbulent flow model (thick dashed lines) and for the bedload source [Tsai et al., 2012] (thinner dashed lines). PSD

values for these two models are shown for two distinct distances: 100 m (in blue) and 600 m (in green). Thin solid lines represent the sum of the PSD predicted by both models at the two distances. The Trisuli River parameters were used to compute the PSD (see *Gimbert et al*. [2014] for further details).

5.2.6.2 Connecting seismic, hydrological and meteorological data

In the present study, we highlight a good correlation ($r^2 \sim 0{,}9$) between the amplitude of the seismic signal and the water level over the whole frequency band (excluding frequencies dominated by anthropogenic sources), which is particularly visible for a station situated very close to the riverbed and only between 2 and 8 Hz for the two stations further away from it (350 and 500 meters).

In Fig. 55 we compare hydrological and meteorological parameters to the RMS of the vertical seismic component of station RMA3 filtered at LF and HF (see Table 1). The water level time series (5 minutes resolution) has been averaged (sliding mean value) over 15 min in order to minimize the noise generated by the very local waves. The RMS filtered between 2 and 7 Hz (black curve) is more than twice lower (max ~ 3×10^{-6} m/s) than the RMS filtered between 15 and 45 Hz (max ~ 8×10^{-6} m/s). We find a high correlation (r^2~0.9) between the seismic wave amplitude and the water level during the flood, which is also evident in Fig. 55a. A good correlation is also observed between the precipitation rate and the water level, suggesting that the water level is a proxy for the local rainfall over the upstream part of the basin.

From March 4 to 6, intense rainfalls occurred with several peaks over 20 mm/h. A strong increase in the water level starts only one hour after the beginning of a continuous rainfall (March 4th, 02:00 UTC). The absence of significant detectable delay (i.e, more than one hour) in the stream response to the precipitations starting on March 4th, 02:00 UTC can be explained by the surface run-off of the water over saturated soils after days of rain during the rainy season. Such watershed hydrological reactivity suggests a very local source of river feeding and impedes any meaningful calculation of flood wave velocity.

As the water level increases, low and high-frequency noise levels start to increase gently. The high frequency band displays a sharper increase than the low frequency range about 3 hours after the increase of the water level when it was about 20 cm higher than at low flow. During this first event called "subevent 1" (Fig. 55a), the maximum

precipitation rate that reached almost 28 mm/h falls abruptly down to zero mm/h within an hour, while the water level decreased from 1.8 m to 0.9 m. Simultaneously, the RMS between 15 and 45 Hz (red curve) decreases from 3.5×10^6 to 0.5×10^6 m/s within an hour while keeping a good correlation with the water level during this step. The maximum precipitation rate occurs on early March 5 (subevent 2) and corresponds to a clear peak of the seismic amplitude in the two frequency bands. We discretize the whole Dumazile cyclone in five short-duration precipitation subevents (Fig. 55a). We show that all of them are clearly correlated to sudden increases in the seismic amplitude, illustrating the reactivity of the basin but also the fact that the seismic amplitude at high frequencies (>1 Hz) is a good proxy for the water level.

After the last progressive decrease of the rainfall rate associated to the Dumazile cyclone event (on March 6, 00:00 UTC, subevent 5), both seismic amplitude and water level signals decrease, but at different rates. The RMS curves display an exponential decrease and reach their initial amplitudes on March 8, in advance of the water level, suggesting the presence of some hysteresis effect that we discuss below.

Figures 55b and 55c present the relationship between the RMS and the water level for two different frequency bands over the whole flood event, whereas Figs 55d and 55e zoom on subevents 1 on March 4 (the analysis of subevents 2, 3, 4 and 5 are presented in Appendix E4). The "Total flood cycle" is the length of time starting on March 4 (00:00 UTC) and ending on March 7 (20:00 UTC). The seismic amplitude-water level relationship over the "Total flood cycle" (Fig. 55a) shows a clockwise hysteresis in the 2-7 Hz frequency band (Fig. 55b, $\Delta RMS \sim 0.4 \times 10^{-6}$ m/s). This effect appears at low stages of the flood (under ~115-130 cm) and brings out a comparison between the RMS-water level relationship during the first increase of the water stage (from 00:00 to 8:00 UTC on March 4) and this relationship during last slow drop at the end of the flood. The hysteresis behavior indicates a non-cyclic relationship between the RMS and the water level. The observed clockwise hysteresis indicates that for a given water level, the RMS was higher during the rising limb of the flood than during the recede. We do not observe such a hysteresis in higher frequency band (15-45 Hz). Both frequency bands appear to report several hystereses related to the numerous successive flood peaks (water level > 130 cm). For a better readability, we specifically focus on individual flood peaks (associated to different rainfall impulses), which can be considered as subevents during which the water does not reach back its initial stage (low flow). During the "subevent 1"

on March 4 (Fig. 55d) we observe a clear hysteresis at low frequency, extended on all water stages, with a maximum ΔRMS of 0.5×10^{-6} m/s. This effect appears when the falling limb is established and the water level falls back (orange dots in Figure 55d). During the following subevents 2, 3, 4 and 5 (Appendix E4) the relationship RMS-water level at low frequency also brings out hysteresis effect for which the ΔRMS varies irregularly and has a different direction (counter clockwise) during the fifth event which means that higher energy corresponds to falling limb of the flood peak.

At high frequency (15-45 Hz), a larger clockwise hysteresis effect is observed, for example, about seven-fold larger than during the subevent 1 ($\Delta RMS = 3.4 \times 10^{-6}$ m/s). Similarly, during the following subevents (2, 3 and 5), the hystereses are clockwise and the associated ΔRMS decrease from the first subevent to the fifth one from 3.4×10^{-6} to 2.0×10^{-6} m/s (Table 2). It has been challenging to describe the direction and amplitude of the hysteresis during the "subevent 4" due to the presence of noise of other origin than the river (possibly related to winds and anthropogenic activities).

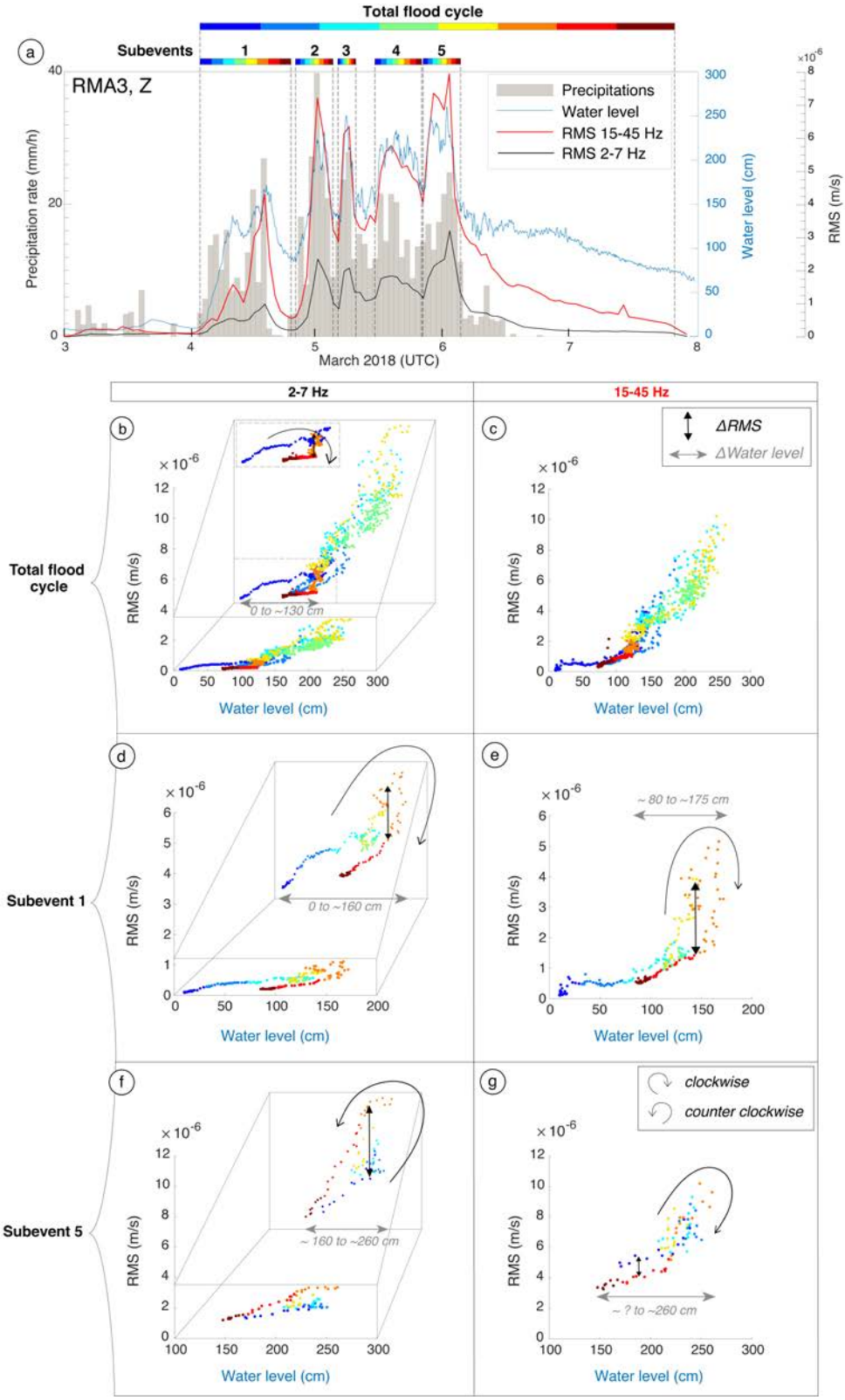


Figure 55. a) Five days time-series of hourly precipitation rate (grey bars), water level in the Rivière du Mat (blue line), RMS of the seismic amplitude from RMA3 station in the high frequency band (15-45 Hz) in red and in the low frequency band (2-7 Hz) in black. b), c) Relationships between mean PSD at station RMA3 and water level during the whole tropical cyclone Dumazile (March 4 to 8). d), e) The same relation during the only first flood peak called subevent 1 (on March 4). The dots colour scale indicates the time evolution. b) et c) have the same scale than d) and e). In order to better visualize the hysteresis amplitude, we show a zoom in b) and d).

Table 2. *ΔRMS* (×10^{-6} m/s) variation over the successive flood peaks at RMA3 station. These peaks are considered as subevents associated with the tropical cyclone Dumazile in the low frequency band (2-7 Hz) and in the higher frequency band (15-45 Hz).

		subevents				
		1	2	3	4	5
Frequency bands (Hz)	2-7	0.5	1.0	0.5	-	1.3
	15-45	3.4	2.7	2.1	-	2.0

5.2.6.3 Polarization analysis results

Polarization measurements of the three component seismic data were performed at the three seismic stations during the Dumazile cyclone period, in both the low and high frequency bands and are presented Fig. 56 for RMA3 and in supplements (Appendix E1, E2) for RMA1 and RMA2. For RMA3, we present the vertical seismograms (Fig. 56a) and the polarization results at low (2-7 Hz) and high frequency band (15-45 Hz). At high frequency (Fig. 56c), the polarization in the horizontal plane is low before the cyclone with a *CpH* around 0.4, which slightly increases with the first rainfall event (*CpH* ~ 0.6). At one point of the flood (end of March 4 and water level ~ 120 cm), the polarization in the horizontal plane becomes very low, with a *CpH* around 0.3, suggesting an almost circular ground motion during the flood period, and therefore no linear polarization pointing to a punctual source. We furthermore do not observe any correlation with the seismic amplitude although it is clearly increasing during the cyclone. At low frequency instead (Fig. 56b), we observe a good correlation between the *RMS* and the *CpH*, suggesting a slightly stronger polarization at higher water level, although the *CpH* remains rather low, culminating at 0.6 during the water level peaks. At these peaks, the associated back-azimuth is homogeneously trending NS (0°±180°), suggesting that the closest part of the river (i.e North) may dominate the polarization.

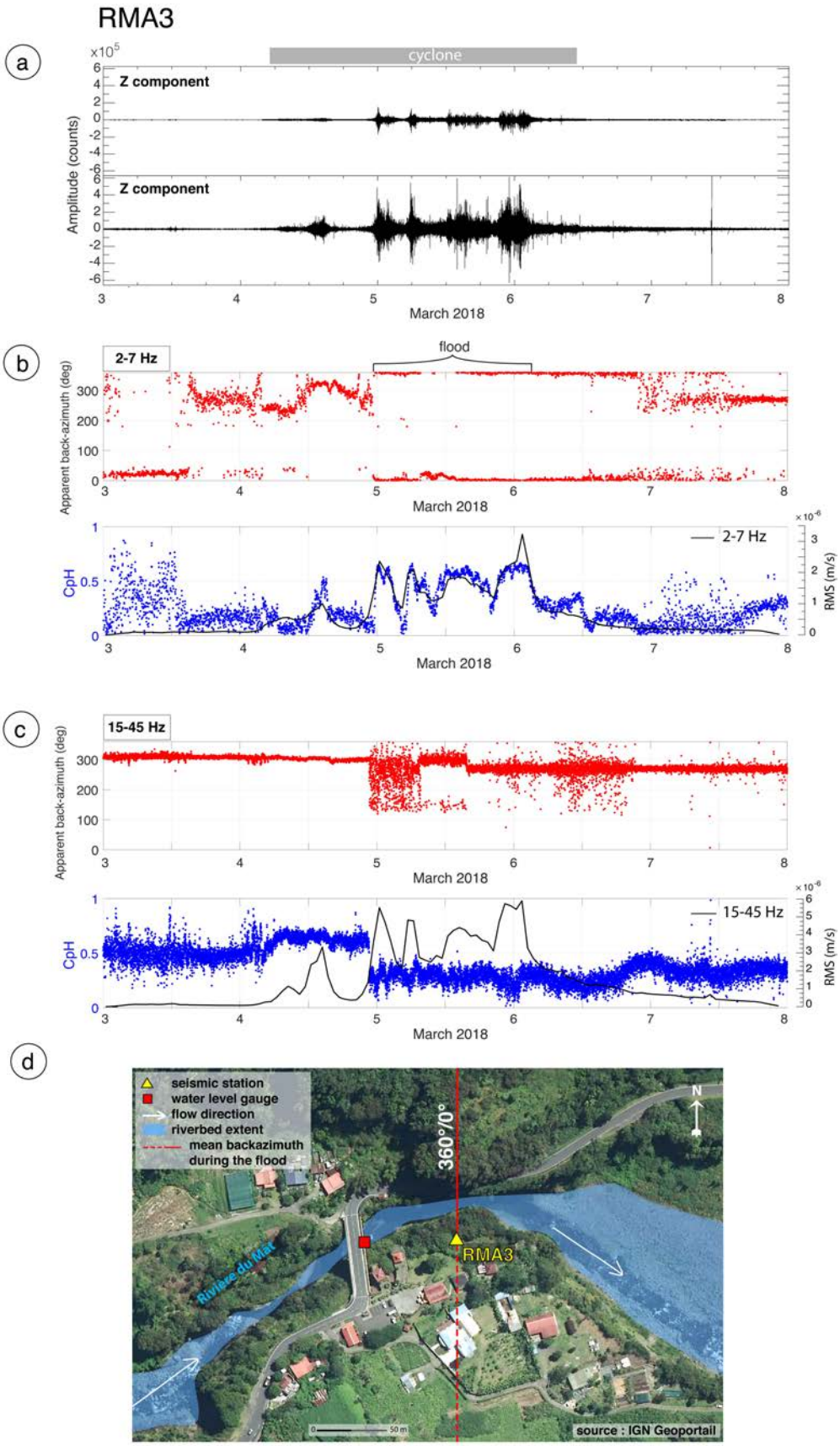


Figure 56. a) Seismic waveform recorded at station RMA3 during the cyclone Dumazile showing the smaller amplitude at low frequency than at high frequencies. b) Results from the polarization analysis in the 2-7 Hz showing the measured back-azimuth (red) and the *CpH* (in blue). The RMS

determined in the 2-7 Hz frequency range is compared to the *CpH* variation. c) Measured back-azimuths and computed *CpH* and RMS for the 15-45 Hz band. d) Mean back-azimuth during cyclone (March 5 to 7) represented by a red line on a map of the surrounding of the seismic station RMA3 (yellow triangle). The water level gauge is represented by a red square, a transparent bleu shape represents the riverbed of the Rivière du Mât and two white arrows represent its flowing direction towards the East direction.

5.2.7 Discussions

5.2.7.1 Sources of noise from polarization analysis

Polarization analysis is a powerful approach to analyse seismic sources, since it may help discriminating between a dominating single noise source and the presence of simultaneous different sources, but it may also provide information on the nature of the involved seismic waves forming the studied seismic signals.

Our observations performed at high-frequency (Fig. 56c) at station RMA3 located close to the riverbed strongly suggest that the high-frequency signal generated by grains or blocks interactions and recorded at the seismic station arrives simultaneously from numerous sources with various back-azimuths. The absence of preferential orientation pointing towards a dominant source clearly indicates that the whole river segment in the vicinity of the station is emitting the seismic signals as evidenced by the strong attenuation with distance. It is therefore composed of multiple individual sources.

At low frequency instead (Fig. 56b), we observe a good correlation between the *RMS* and the *CpH*, suggesting that there is likely a source of water turbulence that dominates the seismic signals at high water level. The *CpH* increases during the flood but remains relatively low (~0.6) indicating that the ground motion ellipsoid is not extremely elongated. Despite this *CpH* value, the horizontal polarization measurement trends homogeneously towards the north, i.e., in the direction of the closest location of the river (Fig. 56d), which is coherent with a very local source signature induced by the water turbulence.

At stations RMA1 and RMA2 (Appendix E1 and E2), the signal amplitude is much lower (about one order of magnitude) and does not exhibit any polarization in the horizontal plane: the *CpH* value is lower than 0.3, indicating an almost circular ground motion. This is consistent with our previous conclusions that the river bedload signature is quickly attenuated with distance (see location of these stations in regards to the riverbed on the map in the Appendix E3) and that the water turbulence signature, if

present, is likely originating from numerous back-azimuths along the riverbed, producing no linear polarization and pointing to multiple sources.

5.2.7.2 Influence of the river-to-station distance on the water and sediment seismic signature

The observation of strong noise variation (20 to 25 dB) over a wide frequency range (5 to 45 Hz) at RMA3 station clearly suggests that the high-frequency part of the noise is more successfully recorded in the direct vicinity of the river and that the noise is quickly attenuated with distance. These results are consistent with the theoretical calculations from *Tsai et al.* [2012] and *Gimbert et al*. [2014] that show that the turbulence-induced noise (at low frequency) dominates the noise at large distance to the river (Fig. 54e), whereas the sediment transport-induced noise (at high frequencies) is dominant in the vicinity of the source.

Both water flow turbulence and bedload activity are sources of seismic noise at low and high frequencies, respectively, that may display amplitude variations during cyclonic floods [*Hsu et al.*, 2011; *Gimbert et al.*, 2014]. Such dependence of the noise amplitude and frequency content to the river-to-station distance was already described by *Gimbert et al.* [2014] from physical modelling of the seismic noise generated by the water turbulence. They modelled the PSD values expected for both the water turbulence and the sediment transport for two different river-to-station distances: 100 and 600 m. In their models, a station installed at 600 meters from the riverbed should be characterized by a noise dominated by water flow turbulence signature at low frequency (3-8 Hz), while the grains impacts should sign at higher frequencies, dominantly in the 10-18 Hz frequency band. Our seismometers located at distances ranging from 20 to 500 m to the riverbed provide the opportunity of comparing the observed noise levels to those theoretical predictions (Fig. 54e). At our stations RMA1 and RMA2 located at rather large distance from the river (500 and 350 m, respectively), we indeed observe the attenuation affecting first the highest frequencies and thus the sediment transport signature, whereas most of the flood signature is still visible at low frequencies, as shown Figs 53 and 54. If the low frequency signature of RMA1 and RMA2 stations is therefore likely dominated by the water flow turbulence, the model predicts a visible signature of the sediments transported, which is not what we observe. The high frequency noise has much smaller amplitudes at these two stations located farther from

the river than RMA3. For the case of a station installed at 100 meters from the riverbed, the model predicts that the bedload signature spreads over a larger frequency domain (starting at lower and ending at higher frequencies) and that its noise level growths and dominates the flow turbulence signature. Our RMA3 station installed at 20 meters from the riverbed clearly confirms the presence of strong energy spread from low to high frequencies, as shown Fig. 54d. In case of a station very close to the riverbed, one likely records the signature of the bedload transport over most of the spectrum. Therefore, our observations supports the model predictions of *Gimbert et al.* [2014] and *Tsai et al.* [2012]. We confirm that during an extreme flood event, the 2-7 Hz frequency band could be used as proxy of the water level rise and that the sediment transport signature dominates at higher frequencies but is better detected at station recording close to the riverbed.

5.2.7.3 Seismic amplitude - water level hysteresis: characterization of sediment transport

In order to isolate the sediment transport signature in the seismic records, we focus on the relationship between seismic noise level and water level at station RMA3, which is the only site permitting such analysis by the simultaneous recording of hydrological and seismological data at the same location and because the two others are too far from the riverbed.

As mentioned in the introduction, hysteresis is an important phenomenon that may sign river dynamics and sediment transport during a flood. Different hypotheses to explain the presence of hysteresis effect related to either the water flow turbulence or the sediment transport has been developed [*Hsu et al.*, 2011; *Gimbert et al.*, 2014; *Roth et al.*, 2017]. Among the possible causes of hysteresis generated by the flow, we can cite the flow velocity, which is higher during the increase of the water level than during its recede [*Hsu et al.*, 2011], leading to a hysteresis type of relationship (pressure gradient in the sense of the flow during the rising limb while it opposes the sense of the flow at the end of the flood). This can explain the clockwise hysteresis observed at low frequency (2-7 Hz) for water level lower than 130 cm. A change of riverbed morphology due to either aggradation or erosion over the successive flood peaks can also modify the flow velocity and the state of the flow turbulence (water level-discharge relationship) as well as the modification of the bed roughness due to sediment reorganization. This

scenario gives a possible reason for the diverse hystereses observed over the successive subevents in the frequency range 2 to 7 Hz.

A first hypothesis of the hysteresis associated to the transport of sediment may reside in the decrease in the sediment supply during the flood [e.g. *Leopold and Emmett*, 1976; *Moog and Whiting*, 1998]. This hypothesis is however unlikely to be the dominant effect in the studied basin to explain the observed hysteresis in the high frequency band (15-45 Hz) related to each flood subevents. Upstream to RMA3, RMA2 station is indeed sitting on a slow, km-scale landslide which is continuously eroded by the river and that likely provides a continuous source of sediment supply to the Rivière du Mât during flood events [*Belle et al.*, 2013].

An alternative hysteresis explanation involving sediment transport may reside in the bedload mobility [*Hsu et al.*, 2011]. Our observations could suggest that the transport of the whole mass of sediments constituting the bed armor generates less noise during the recede. This can be explained by the fact that during this energy-decreasing phase, blocks and pebbles land back on the stream floor sorted by particle size, reorganizing themselves, emitting less seismic energy than during the rising phase which is likely more turbulent. Moreover, during the increasing phase of the water level, the flow dynamics are more intense (pressure gradient in the sense of the flow) so that the sediments move erratically and can be propelled while at the end of the flood, the flow become less dynamic (pressure gradient in the opposite sense of the flow). This scenario can reasonably account for clockwise hysteresis observed for each independent subevent. A conclusive demonstration of such dynamics is however difficult to establish since it should require detailed information on the riverbed morphology and grain size distribution standing before and after the event, what we do not have. Nevertheless, the process of grains reorganization throughout the flood cycle can reduce the riverbed roughness, which reduces the transport capacity. These arguments are very consistent with our observations of the decrease of the ΔRMS from beginning to end of flood.

5.2.8 Conclusion

In this study, we analysed seismic records in the 2 to 45 Hz frequency range at three broadband three-component seismic stations located along a mountain stream in La Réunion Island during a tropical cyclone, together with hydrological and meteorological data. A good correlation ($r^2 \sim 0.86$) is observed at low frequency (2-7 Hz) between the seismic amplitude and the water level in the river during the cyclone-induced flood, suggesting that seismic records can be used as a good proxy of the water level during such extreme event. We show that a comparison between seismometers installed at various river-to-station distances may help to distinguish water turbulence that signs at low frequency from sediment transport that signs at higher frequency. A clear hysteresis is observed in the seismic amplitude-water level that we discuss in term of flow dynamics and sediment transport modes during the rising and falling stage of the flood. We highlight that the hysteresis on the low frequency range (2-7 Hz) mostly reports evolution of the flow dynamics (change on the turbulent state) and that high frequency hysteresis (15-45 Hz) dominantly signs changes in the sediment transport processes and convey information on the sediment transport capacity. These findings are consistent with the results from physical models Gimbert et al., [2014], predicting that the water turbulence has a signature at lower frequency than sediments impacts which have a maximum seismic amplitude between 30 and 40 Hz. Polarization measurements determined at RMA3 in the high frequency range clearly indicate that the whole river segment close to the station (as evidenced by the strong attenuation effect) is emitting noise during cyclone (March 5 to 7). At low frequency the horizontal polarization measurement trends homogeneously towards the direction of the closest location of the river during the cyclone. From our observations, we conclude that any study dedicated to the bedload transport quantification should favour very short river-to-station distance (less than 100 meters) for which bedload transport is visible over most frequencies. It would be also appropriate to have a collocated rain gauge to constrain the rainfall signature and to use high sampling rate seismometers to extend the spectra above 100 Hz to better analyse the bedload transport frequency band. Further investigations of the sediment shape and size and of the riverbed geomorphology evolution may help to better constrain the complexity of the sediment transport during flood events.

Chapitre 6 - Analyse du signal sismique à la Rivière des Pluies, exemple des cyclones Carlos et Dumazile.

6.1 Introduction

La Rivière des Pluies est la plus densément instrumentée des deux rivières d'étude avec 6 stations sismiques pour 3 stations dans le cirque de Salazie. De plus, la Rivière des pluies est instrumentée depuis l'aval (1,5 km à l'Océan) jusqu'à l'amont à 5 km (~9,5 km sur 18 km au total) de sa source contrairement à la Rivière du Mât qui est instrumentée sur un tronçon central de ~9 km sur 34 km de longueur totale.

Lors de la saison cyclonique 2016-2017 la totalité des stations étaient en place et fonctionnelles. Cette saison humide a connu un démarrage spécialement calme de novembre à janvier (le plus calme depuis plus de 50 ans d'après Météo France) à l'image de la saison 2015-2016. Le 3 février un système dépressionnaire s'initie au Nord-Est de l'île Tromelin, 600 km au Nord de La Réunion. Il se déplace vers La Réunion (direction Sud-Est). Il est baptisé Carlos le 4 février et classé Forte Tempête Tropicale. Carlos s'approche alors de l'île Maurice le 5 février puis se dirige vers le Sud-Sud-Ouest et se rapproche de La Réunion le 6 février (voir image satellite Figure 57). Suite à des conditions atmosphériques défavorables le système s'affaiblit et est déclassé comme Tempête Tropicale Modérée mais poursuit son chemin vers l'île et apporte les premières bandes de nuages pluvieux le 7 février. Il atteint une distance minimale des côtes Ouest de l'île de 130 km dans la nuit du 7 au 8 février (Figure 57) apportant des pluies dont le cumul sur 3 jours dépassent les 1250 mm (Figure 58).

En comparaison avec le cyclone Dumazile survenu l'année suivante (description détaillée dans le chapitre 5 et Fig. 50), le cyclone Carlos a apporté moins de précipitations sur le bassin versant de la Rivière des Pluies (station météo Montauban). Contrairement au record horaire de 44 mm atteint lors de l'approche du météore Dumazile, le record horaire mesuré pendant Carlos est de 18 mm. La hauteur d'eau maximale atteinte par le cours d'eau au Pont de Domenjod est de 2,3 m pendant Carlos et de 3,3 m lors de Dumazile (simultanément aux records de précipitations mentionnés).

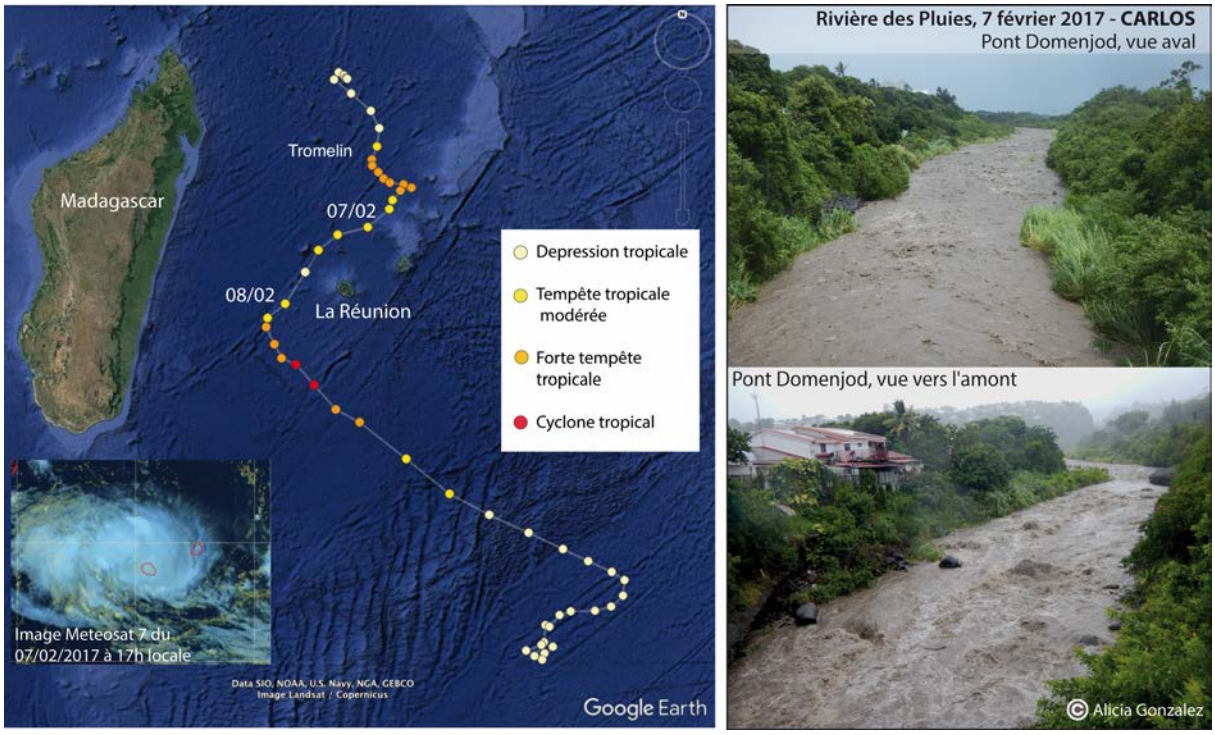


Figure 57. (Gauche) Trajectoire et intensité du cyclone Carlos au large de l'île de La Réunion. Image Meteosat et données Météo France Réunion. (Droite) Photographies personnelles de la Rivière des Pluies dans sa partie centrale (Pont de Domenjod où se trouve une station hydrométrique) lors de la crue provoquée par le passage du cyclone Carlos en février 2017.

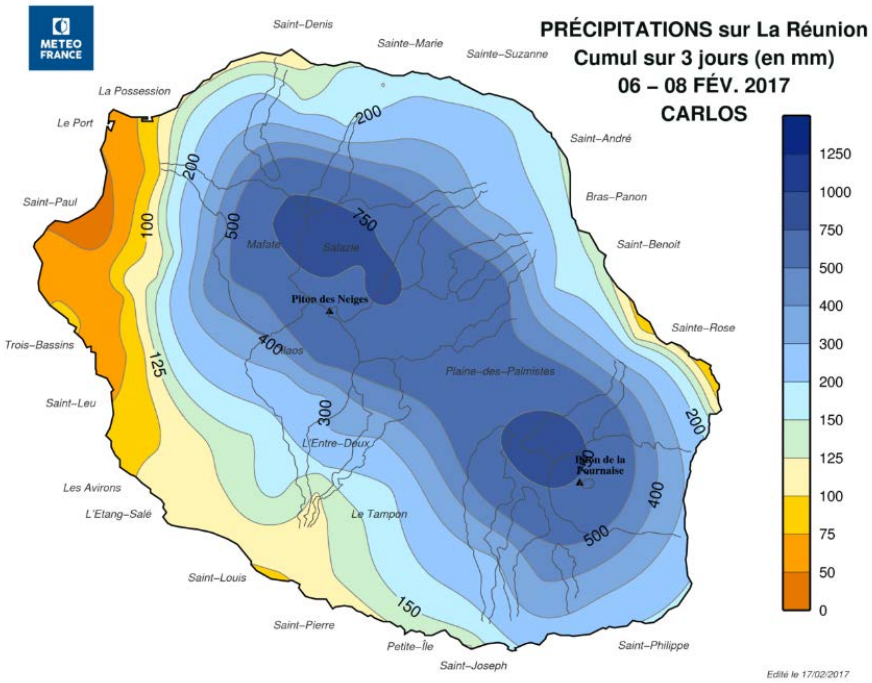


Figure 58. Carte de cumul de précipitations (en mm) sur l'île de La Réunion pendant le cyclone Carlos cumulées entre le 6 et le 8 février 2017.

6.2 Observations

6.2.1 Analyse spectrale

Lors du cyclone Carlos, cinq stations à proximité de la Rivière des Pluies (RIV1, RIV2, RIV3, RIV5 et RIV6) ont enregistré le signal de crue associé alors que pendant le passage du cyclone Dumazile les stations RIV1, RIV2, RIV4, RIV5 et RIV6 étaient fonctionnelles. Les dysfonctionnements de RIV4 lors de Carlos et RIV3 lors de Dumazile sont respectivement dus à un arrêt de l'alimentation et un problème de lecture de la carte par le numériseur.

Les spectrogrammes de la composante verticale issus des enregistrements des cinq stations lors du passage de l'un et l'autre des cyclones sont présentés en Figure 59 et 60. Dans ces deux figures, les spectrogrammes sont classés d'aval en amont, de haut en bas. Pour comparer le signal des deux cyclones on peut comparer les stations RIV1, RIV2, RIV6 et RIV5 éloignées respectivement du cours d'eau de 315, 200, 200 et 20 mètres. De façon générale, on observe pour chaque station des maxima plus grands lors du cyclone Dumazile d'environ 5 à 10 dB par rapport au cyclone Carlos.

Les stations RIV1 et RIV2 sont largement affectées par le bruit anthropique que l'on reconnaît par sa répétition journalière et qui couvre une large bande de nos spectres (3-45 Hz) et cela lors des deux cyclones. Ce bruit anthropique a probablement les mêmes caractéristiques d'une période à l'autre et apporte donc des énergies similaires lors des deux cyclones. On peut le considérer comme le bruit de fond ambiant moyen journalier qui s'élève à -130 dB, avec un bruit de fond minimum pendant la nuit que l'on peut estimer à -150 dB. En outre RIV1 présente une énergie légèrement plus forte et continue aussi pendant la nuit sur les gammes 15 et 25 Hz dont les sources sont des générateurs probablement en lien avec l'aéroport qui se trouve à 600 mètres de la station. A noter, une baisse de ce bruit anthropique en milieu de journée, bien visible à RIV1 qui pourrait correspondre à la pause méridienne de l'activité humaine dans la zone urbanisée de la partie avale du cours d'eau.

A l'approche et durant le passage de chaque cyclone, on observe plusieurs motifs de hautes énergies communs aux spectrogrammes des différentes stations mais présentant une variabilité en intensité et en fréquence d'une station à l'autre. Ces motifs de forte amplitude sont en lien avec les sources d'origine cyclonique.

Le premier (motif 1) est un signal dont la morphologie s'étale dans le temps durant les quelques jours de pluies intenses (entre le 7 et 8 février 2017 pour Carlos et entre les 3 et 7 mars 2018 pour Dumazile) comme un trace persistante mais qui n'est pas très régulière (pulses de plus haute énergie ponctuels). Sa gamme de fréquences est très réduite et de fréquence centrale positionnée environ à 2-3 Hz. Lors de Carlos, son énergie est similaire à celle apportée par le bruit anthropique, mais on a la chance de pouvoir l'observer car elle est de plus basse fréquence. Au moment des pulses ponctuels où l'énergie de ce motif est plus forte, on constate la présence d'un second type de motif signant ponctuellement sur une plus large gamme de fréquences.

Le second motif de hautes énergies visible en fin du 7 février est étalé régulièrement de bas en haut sur nos spectres, sur la gamme de fréquences 4-30 Hz pour RIV1 et 4-45 Hz pour RIV2, mais de durée relativement courte : 2 à 3h. Lors de Carlos, l'énergie contenue dans ce motif 2 est similaire au bruit de fond ambiant journalier mais on la chance de pouvoir l'observer pendant la nuit du 7 au 8 février. Par contre, lors de Dumazile, l'énergie contenue dans ces bandes est plus forte que le bruit ambiant.

Le dernier motif remarquable (motif 3) concerne la station la plus éloignée du lit de rivière, RIV1 pendant les deux cyclones, et la station RIV2 uniquement pendant le cyclone Dumazile où il est moins marqué. Il s'agit de hautes énergies continues dans le temps (régulières en terme d'amplitude) sur une période plus étendue que le motif 1 (démarrage plus tôt, fin plus tard) : du 6 au 9 février (Carlos) et du 4 au 8 mars (Dumazile). La gamme de fréquence excitée est comprise entre 2 et 8 Hz pour RIV1 et 2 et 5 Hz pour RIV2. Lors de Dumazile, le maximum d'énergie observé dans ces structures est -118 dB pour RIV1 et -123 dB pour RIV2. De plus, on trouve la plus forte énergie dans le motif 3 de RIV1 bien que cette station soit plus éloignée du lit de rivière. Notons également une chose très intéressante observée sur le spectrogramme de RIV1 pendant Dumazile. Lorsque l'énergie du motif 3 est la plus forte (-118 dB), c'est-à-dire le 5 mars entre 6h à 23h59 UTC, il n'y a pas d'énergie de type motif 2 qui se propage à hautes fréquences.

Concentrons nous maintenant sur les stations RIV6 et RIV5, respectivement disposées à 200 et 20 mètres du lit de rivière. Pour les deux épisodes cycloniques on ne retrouve pas, ou peu, la signature anthropique journalière. L'augmentation d'amplitude simultanée au passage des deux cyclones est donc nettement plus visible. Les

enregistrements de RIV5 et RIV6 ont des signaux de morphologie équivalente d'un cyclone à l'autre.

Bien que l'on retrouve les trois motifs décrits précédemment sur RIV1 et RIV2 sur les enregistrements de la station RIV6, elle porte un signal cyclonique différent de celui de RIV2, pourtant installée à la même distance du cours d'eau (200 m). En effet, il semble que le premier motif soit de plus haute énergie et de plus large bande : 2-5 Hz. Le second motif large bande culmine à plus basse fréquence sur RIV6, vers 30 Hz ce qui est plus semblable à ce que l'on observe sur RIV1 que sur RIV2. Enfin, le troisième motif, que l'on retrouve sur RIV2 uniquement lors de Dumazile, est également déporté vers les hautes fréquences autour de 10 Hz. Les même éléments qui ressortent dans la comparaison entre RIV2 et RIV6 sont les même pour les deux cyclones.

La station RIV5 installée à 20 mètres du cours d'eau montre un signal d'une forme plus homogène. À l'approche du cyclone Carlos, cette station présente la plus grande augmentation d'énergie du réseau atteignant -105 dB (-95 dB lors de Dumazile). En comparaison avec les autres stations, on peut facilement concevoir que le troisième type de motif décrit précédemment se retrouve sur cette station très proche du lit de rivière à plus haute fréquence, sur une plus large gamme et avec une fréquence centrale de plus forte énergie : c'est le motif continu dans le temps que l'on observe entre 5 et 35 Hz environ (du 7 au 11 février pour Carlos et du 4 au 8 mars et plus pour Dumazile). Superposé à ce phénomène, on retrouve également le second type de motif, les bandes de courtes durées et de larges contenus fréquentiels (5-45 Hz).

Lors du cyclone Dumazile, la forte énergie enregistrée à RIV5 est la même que celle de la station RIV3 durant le cyclone Carlos disposée à seulement quelques mètres du cours d'eau à l'étiage (possiblement en eaux lors de la crue). Encore un peu plus proche du cours d'eau que RIV5, on constate que le signal de RIV3 est de même morphologie mais centré sur une gamme de fréquence plus haute. Cette gamme démarre à 15 Hz au lieu de 5 Hz à RIV5 et s'étale au-delà de 45 Hz donc hors de la limite de notre spectre. Il nous est donc impossible de décrire la fréquence maximum atteinte dans cette bande d'énergie.

6.2.1.1 Discrimination de la signature de l'écoulement et des sédiments

Le motif numéro 1, bien qu'assez continu (trace), est d'intensité variable, correspondant finalement mieux à la variation temporelle du motif 2. Ce n'est

probablement rien de plus que les pieds des bandes du motif 2 qui se prolongent en fait en bas de la gamme de fréquences de nos spectres (jusqu'à moins de 2Hz). On ne lui associera donc pas une source spécifique.

Comment interpréter la présence du motif 2 ? Si à 315 mètres du cours d'eau on peut imaginer que les hautes fréquences associées à l'activité de la rivière sont atténuées, le signal restant provient probablement d'une sources très locales, peut-être la précipitation tout autour de la station. Ceci est cohérent avec les observations de Roth et al. [2016] qui montrent que la signature de la pluie se propage à très hautes fréquences. Cependant, il reste l'incertitude de la valeur du bas de la gamme qui est à 2 Hz sur nos enregistrements et que Roth et al. [2016] positionnent à 16 Hz. De plus, on ne peut pas mettre en lien ces bandes avec des pulses de transport sédimentaire. En effet, pour les cas des stations éloignées de quelques centaines de mètres du cours d'eau, si les hautes fréquences de ces bandes, entre 30 et 45 Hz par exemple, n'étaient pas beaucoup atténuées et étaient donc susceptibles d'enregistrer les impacts de blocs, ça concernerait une portion assez fine de la distribution granulométrique (les plus gros blocs signant à plus basse fréquence). Or, le motif 2, étant assez ponctuel (2h), ne peut pas concerner les plus petits galets qui se déplacent sans doute de façon continue pendant toute la durée de la crue. Cependant, si on imagine que c'est le cas (bandes hautes fréquences signées par petites particules), cela signifierait que dans les périodes où ces pulses (motif 2) ne sont pas actifs, il n'y a pas de transport sédimentaire.

Enfin, si on se penche sur l'observation du moment de plus forte énergie entre 2 et 8 Hz (motif 3), cela ne correspond pas à une augmentation d'énergie de motif 2, alors la source du motif 2 n'est pas le transport sédimentaire. En effet, l'augmentation d'intensité de l'écoulement (motif 3) devrait induire un transport sédimentaire plus important. Cependant, on constate de façon intéressante que sur chaque station, d'amont en aval, le démarrage du motif 3 signifiant le début de crue n'est pas précédé par de fortes énergies de motif 2. Or, l'augmentation de la hauteur d'eau, et donc de la dynamique de l'écoulement (turbulence), devrait suivre une période de précipitations. On peut donc penser que le motif 3 est la signature du transport sédimentaire.

Les observations concernant le motif 3 peuvent être mise en relation avec la présence de la crue cyclonique car le signal est bien continu et laisse une trace pendant quelques jours après les maxima d'intensité pluviométriques et hydrologiques liés au

passage du cyclone. Or, on sait que la décrue complète d'un tel cours d'eau peut durer plusieurs jours.

6.2.1.2 Effet de site ?

RIV6, bien qu'à distance du lit de rivière similaire à RIV2 (env. 200m), montre un signal différent. Nous mettons cette différence en direct lien avec un effet de site : cette station est en effet installée au sommet d'un rempart de 500 mètres de haut dominant le lit de rivière. En comparant avec RIV2, on peut proposer que l'effet du rempart amplifie le signal en amplitude et en fréquence. Les distances entre la station sismique et le cours d'eau précédemment estimées à vol d'oiseau (distance horizontale), il serait finalement judicieux de considérer que cette station est installée à 500 mètres pour estimer la distance réelle que les ondes parcourent dans le sol.

6.2.1.3 Sismologie proxy de la variabilité d'intensité des différentes épisodes de crue cyclonique)

Les spectrogrammes des deux évènements nous donne un aperçu de la sensibilité des capteurs à la variation de l'intensité des évènements cycloniques. Si les données météorologiques et hydrologiques nous montrent que Dumazile est un phénomène un peu plus intense que Carlos, nous avons pu ici le confirmer à l'aide de l'observation sismologique.

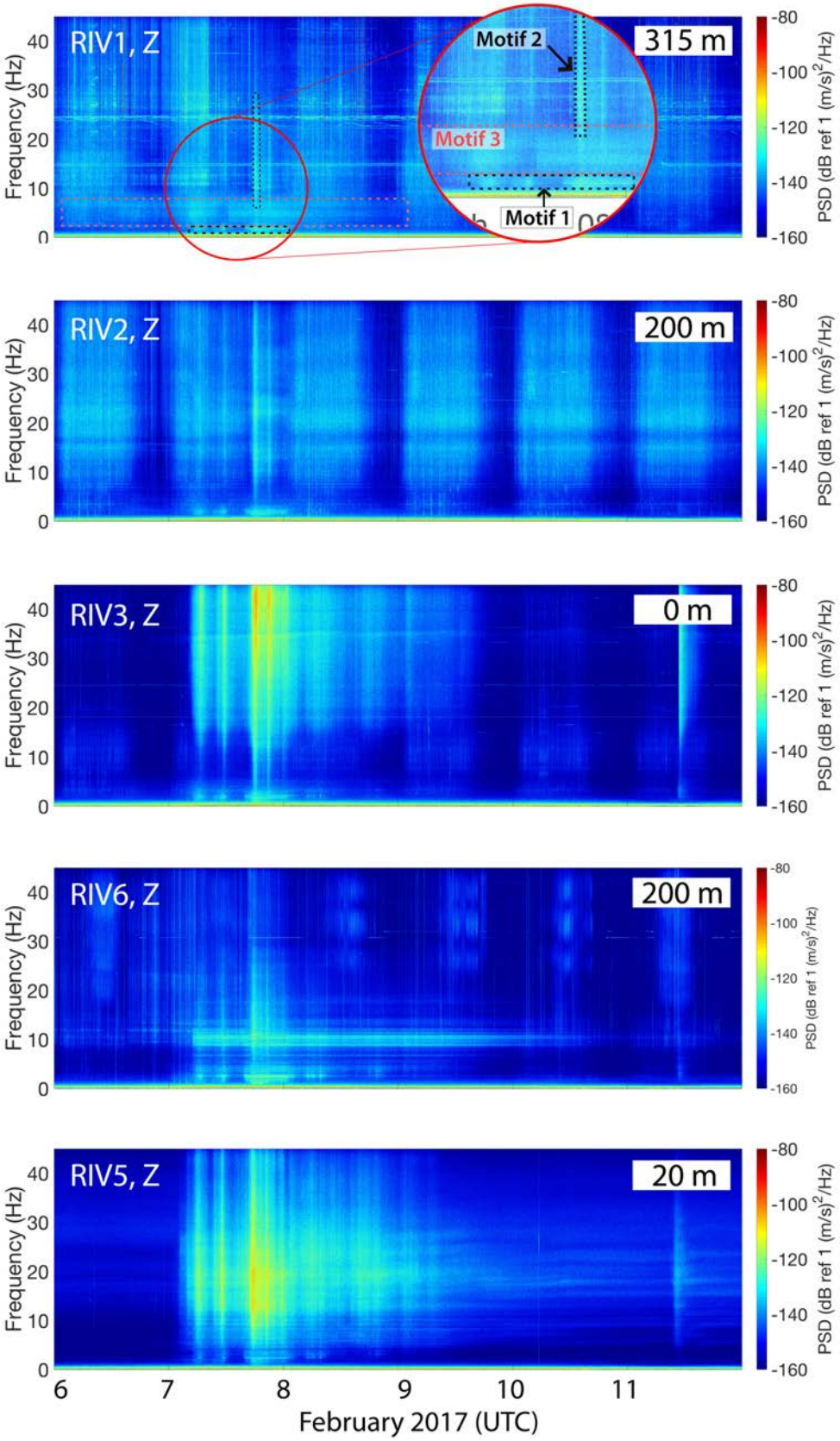


Figure 59. Secptrogrammes de la composante verticale des enregistrements sismiques continus des stations RIV1, RIV2, RIV3, (RIV4 non fonctionnelle), RIV5 et RIV6 lors du cyclone CARLOS du 6 au 12 février 2017.

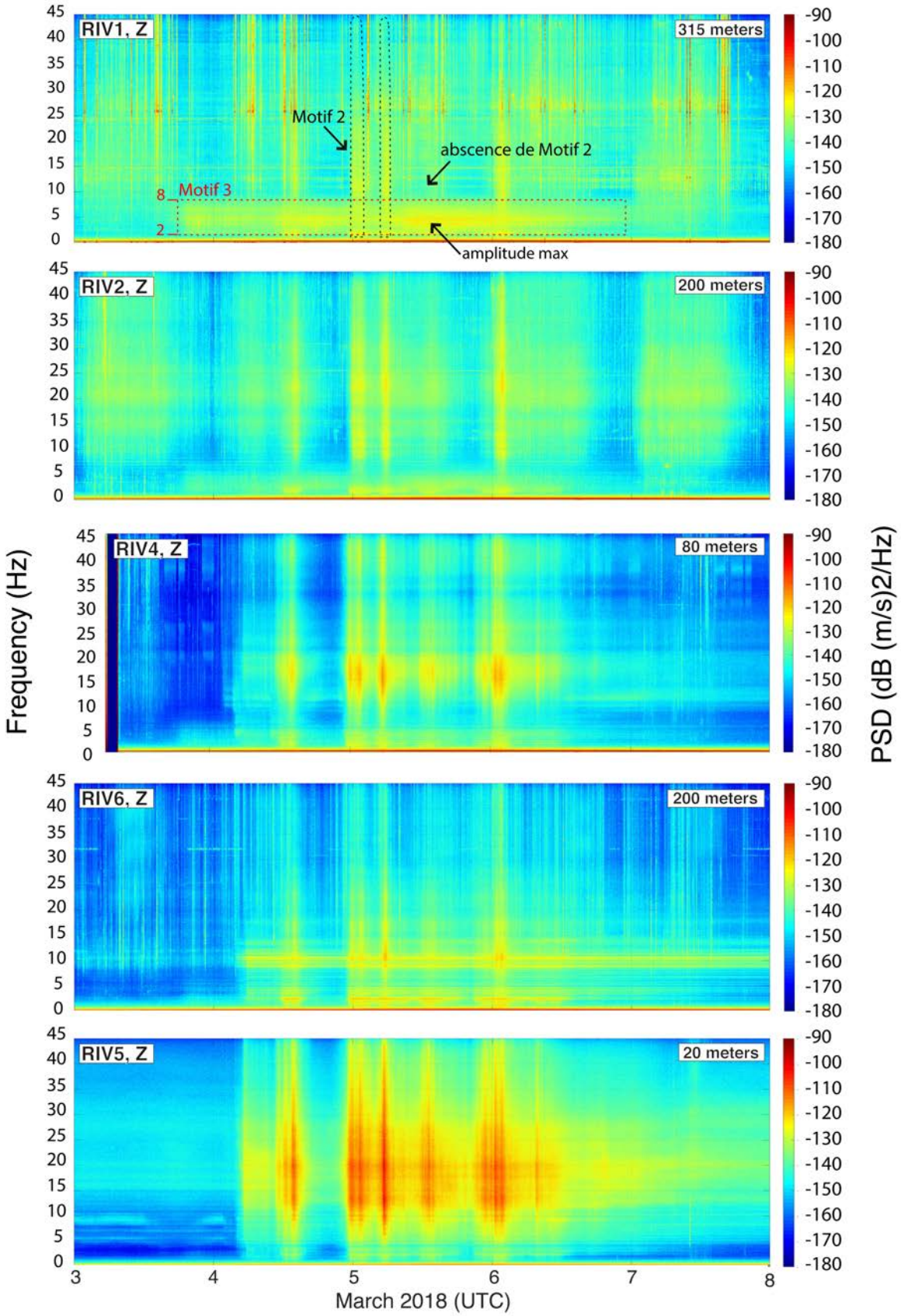


Figure 60. Secptrogrammes de la composante verticale des enregistrements sismiques continus des stations RIV1, RIV2, (RIV3 non fonctionnelle), RIV4, RIV5 et RIV6 lors du cyclone Dumazile du 3 au 8 mars 2018.

6.2.1.4 Influence de la distance station sismique - rivière

Grâce aux spectrogrammes précédent on constate que plus la station est proche du cours d'eau, moins le motif numéro 1 est présent, c'est-à-dire la partie basse fréquence du motif 2 ; on ne perd pas le motif 2 sur sa partie haute fréquence et plus le motif numéro 3 prend une forme différente : plus la bande est large et plus elle est déportée vers les hautes fréquences.

Dans le but de compléter notre analyse spectrale, nous avons calculé les spectres moyens (sur une journée) pour chaque station avant (courbe bleue) et pendant (courbe rouge) le cyclone Dumazile entre 0 et 25 Hz. Cette restriction en fréquences n'est pas un problème dans notre cas car les trois motifs de hautes énergies associées à l'activité cyclonique ont une limite basse de la gamme de fréquences en dessous de 25 Hz. En outre, la moyenne sur une journée est importante pour ne pas perdre l'information des hautes énergies de motif 2 qui sont de courte durée (2 à 3h).

Dans la figure 61, on constate que les hautes fréquences (supérieures à 1 Hz), dans la partie grisée, sont influencées par le cyclone qui apporte une plus forte énergie au mouvement du sol. Comme observé dans le chapitre dédié aux stations de la Rivière du Mât, la bande de fréquences dans laquelle on observe une plus forte énergie pendant le cyclone semble évoluer en fonction de la distance entre la station et le cours d'eau. Les stations les plus éloignées n'ont pas de hautes énergies à hautes fréquences. Ces constatations vont dans le sens des prédictions du modèle mécanique de Gimbert et al. [2014] (Figure 62.b).

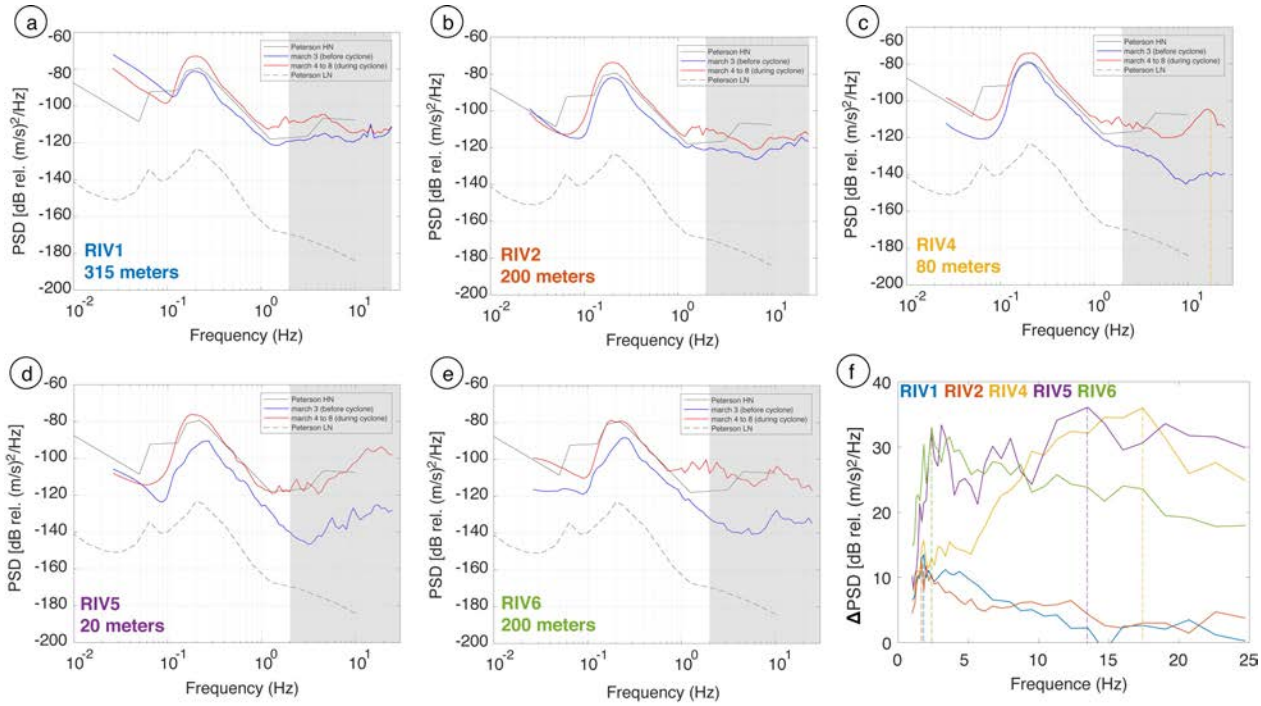


Figure 61. Spectres de bruit moyens aux stations RIV1 (a), RIV2 (b), RIV4 (c), RIV5 (d), RIV6 (e), avant le cyclone Dumazile (on March 3) en bleu, et pendant le cyclone Dumazile (from March 4 to 8) en rouge, calculé avec le programme SACPSD [*Herrmann*, 2013]. Les lignes noires représentent les niveaux de bruit haut, "high" en anglais (HN) et bas, "low" en anglais (LN) observés aux stations permanentes par Peterson [*Peterson*, 1993]. f) Différence (ΔPSD) entre les spectres moyens mesurés pendant et avant le cyclone pour chaque station entre 1 et 25 Hz.

La figure 62 présente l'évolution de l'énergie maximale (ici normalisée) des spectres pendant la crue cyclonique en fonction de la distance entre chaque station et le cours d'eau et pour les deux cyclones, Carlos et Dumazile. Dans les deux cas, nous observons une claire décroissance de l'énergie en fonction de la distance à la rivière, qui confirme les observations effectuées le long de la Rivière du Mat présentées dans le chapitre 5.

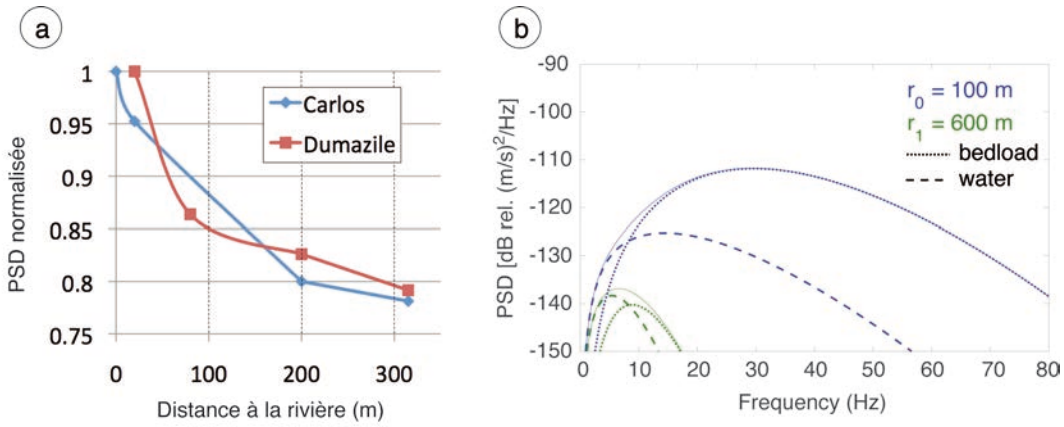


Figure 62. a) Atténuation de l'énergie sismique sur les différentes stations du réseau lors des deux évènements cycloniques : les valeurs des PSD maximum du spectre pendant l'événement ont été

normalisées. b) Prédictions des valeurs de PSD par le modèle physique de *Gimbert et al.,* [2014] pour reproduire le signal émis par la turbulence de l'eau (line pointillés grossiers) et par le modèle [Tsai et al., 2012] reproduisant le signal émis par le transport sédimentaire (ligne pointillés plus petits). Les PSD de ces deux modèles sont présentées pour deux distances distinctes: 100 m (en bleu) et 600 m (en vert). La ligne pleine fine représente la somme des PSD prédites pour les deux modèles aux deux distances. Les modèles ont été paramétrés avec les caractéristiques de la rivière Trisuli (voir *Gimbert et al.* [2014] pour plus de détails).

6.3 Relation entre paramètres sismologique et hydrologique

Dans le bassin versant de la Rivière des Pluies, trois stations météo nous fournissent un cumul de précipitation, soit sur une base horaire ou bien sur une base de 5 minutes. Bien que nous ayons émis l'hypothèse que lors d'un événement météorologique du type cyclone, les précipitations sont réparties de façon homogène à l'échelle du bassin versant, nous profitons de la présence de plusieurs de ces stations hydrologiques dans ce bassin versant pour tester cette idée et essayons de comparer les différentes séries temporelles pluviométriques aux paramètres géophysiques enregistrés. Nous comparons la hauteur d'eau et le signal sismique aux données de la station météo la plus proche et nous préfèrerons choisir une station météo en amont des stations hydro – sismologique pour mieux interpréter les forçages hydrologiques (réponse du cours d'eau) avec, par exemple, les caractéristiques de l'onde de crue. En figure 63, nous présentons un exemple de comparaison entre deux séries temporelles de pluviométrie horaire mesurée à Gillot, à la côte, et à Montauban, au niveau de la portion de rivière encaissée et dont les remparts sont hauts d'environ 600 mètres, lors du cyclone Carlos (février 2017). Dans le but de visualiser la donnée brute, aucune correction temporelle n'a été appliquée dans la figure 63 bien que la station hydrologique du Pont de Domenjod soit installée ~350 mètres en aval de la station sismique RIV3.

Si les précipitations à la côte (Gillot) et sur les parties plus hautes de l'île (Montauban) montrent en effet des grandes variations similaires, on observe toutefois des différences notables entre ces deux stations qui illustrent l'hétérogénéité des précipitations à petite échelle durant un tel événement cyclonique. Les données signalent tout d'abord des précipitations plus importantes à la station de Montauban, localisées sur le relief, qu'en zone côtière. On observe également durant certaines périodes des différences de pluviométrie de l'ordre de 10 mm/h, ce qui est notable. Cette figure met par contre bien en évidence la bonne corrélation entre les

précipitations et la hauteur d'eau de la Rivière des pluies et avec l'amplitude du bruit sismique, qui confirme la sismologie comme un très bon proxy de l'activité des rivières.

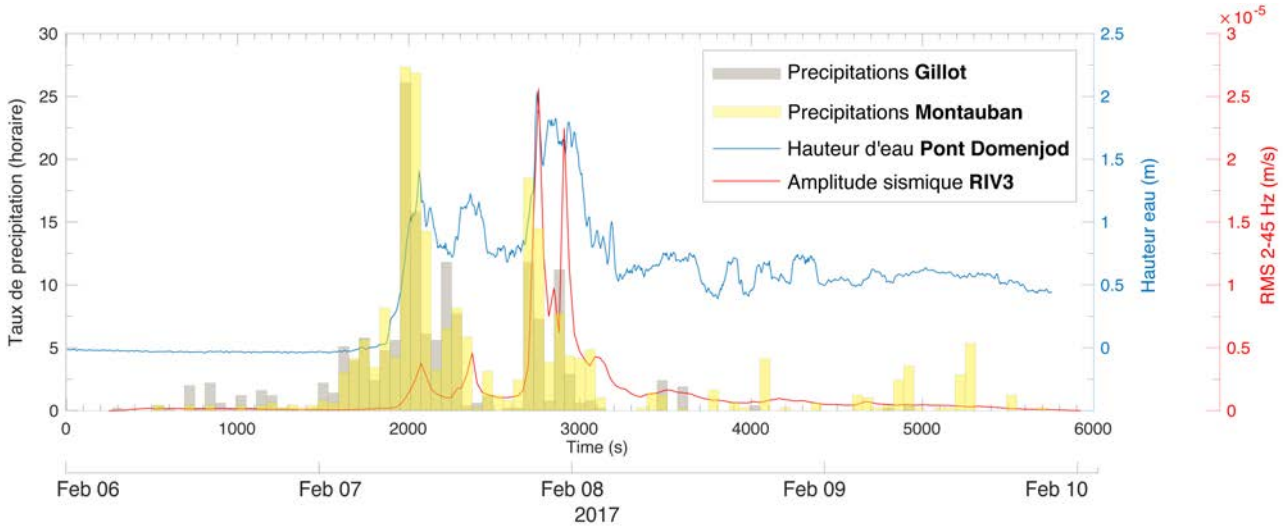


Figure 63. Comparaison des taux de précipitations entre la station Gillot en aval (barres grises) et Montauban en amont (barres jaunes).

En figure 64, nous comparons les paramètres météorologiques et hydrodrologiques avec la RMS du signal sismique enregistré à la station RIV5, exprimé en vitesse (m/s), entre 2 et 45 Hz. La station hydrologique se trouve à 400 mètres de la station sismique. On applique donc une correction temporelle de 1 minute, correspondant au décalage temporel nécessaire à obtenir la meilleure corrélation entre la hauteur d'eau et la RMS. La donnée de hauteur d'eau enregistrée au Piton Tanan (courbe bleue) s'arrête malheureusement au milieu de la journée du 5 mars. Nous ne pouvons donc pas comparer le dernier pic de hauteur d'eau. Cette figure illustre très bien la corrélation entre précipitations, hauteurs d'eau et bruit sismique. Le taux de précipitation est bien corrélé avec la hauteur d'eau elle même très bien corrélée avec la RMS (r^2~0,9). La gamme 2-45 Hz sur laquelle est calculée la RMS de cette station est donc un proxy de la hauteur d'eau.

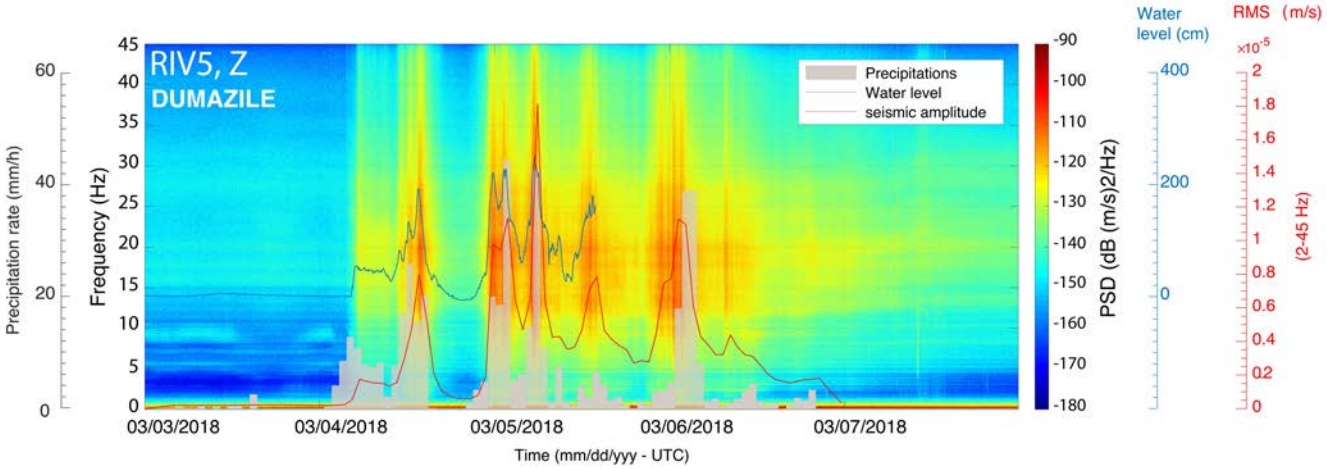


Figure 64. Série temporelle de 5 jours des données de hauteur d'eau de résolution 5 minutes au Piton Tanan (courbe bleue), cumul de précipitations horaires à Gillot (barres grisées), et du RMS de la composante Z de la station RIV5 (20 mètres du lit de rivière) entre 2 et 45 Hz (courbe rouge).

Si le signal sismique est un bon proxy de la hauteur d'eau, nous cherchons à savoir dans quelle mesure il peut-être en lien avec le transport sédimentaire. La réponse est possiblement dans la petite part de décorrélation qui existe entre le signal sismique et la hauteur d'eau. Pour avoir un regard plus fin sur cette relation, nous présentons dans la partie suivante la forme de la relation entre RMS et hauteur d'eau pour la même station.

Dans le but de comprendre comment le signal sismique répond aux paramètres hydrologiques et géomorphologiques on s'efforce de comparer les enregistrements sismiques avec une station hydrométrique colocalisée ou bien localisée dans une section de rivière présentant des caractéristiques morphologiques et sédimentaires qui n'induisent pas de biais de modifications morphologiques d'une section à l'autre (section, granulométrie, contribution de bassin versant), le but étant de décrire les mêmes changements morphologiques s'il y en a. En effet, si le signal sismique peut témoigner des changements morphologiques générés par le transport sédimentaire, le signal de hauteur d'eau peut aussi être influencé par les décrochements du lit de rivière (sous estimation) ou par des apports sédimentaires ayant pour effet l'engraissement du lit (sur estimation).

Nous avons donc choisi de comparer une station sismique disposée dans une portion de la rivière dont le fond est chargé en sédiments mobiles (station RIV5) à une station hydrologique placée dans un section très rétrécie sur le substratum volcanique ne disposant d'aucune épaisseur sédimentaire et ne laissant pas le sédiment se déposer

(verrou rocheux, station hydrométrique Piton Tanan, cf. Figure 8). On considère que la station Piton Tanan reproduit des conditions d'écoulement en chenal expérimental dépourvu de sédiments et qui donne donc uniquement des informations hydrologiques. Si la relation entre les deux séries temporelles comporte des biais, ils auront seulement pour origine les transformations morphologiques de la section face à la station sismique.

Lorsqu'on établit la relation entre la RMS de la composante Z de RIV5 et la hauteur d'eau au Piton Tanan on obtient une relation linéaire sans effet d'hystérésis (Figure 65). Nous obtenons ce même résultat pour les deux crues cycloniques induites par Carlos et Dumazile. Les deux périodes cycloniques exploitables ont été découpées en trois périodes correspondant chacune à un pulse de précipitations. On peut suivre l'évolution temporelle des relations RMS/hauteur d'eau à l'aide de l'échelle multicolore reportée au-dessus de chaque pic de crue.

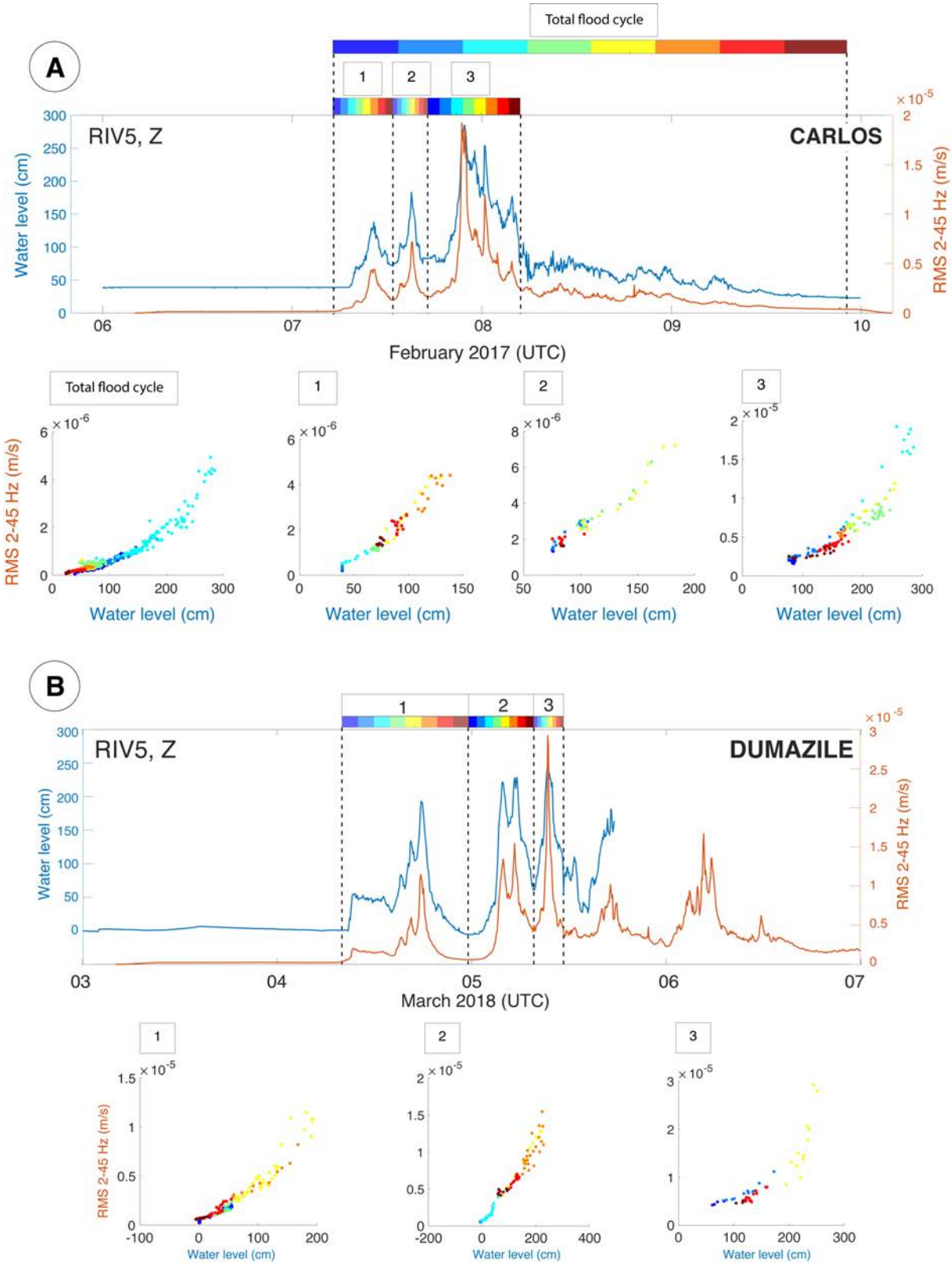


Figure 65. Série temporelle de 4 jours des données de hauteur d'eau de résolution 5 minutes (moyenne glissante 10 min) au Piton Tanan (courbe bleue) et du RMS de la composante Z de la station RIV5 (distance rivière-station de 20 m) entre 2 et 45 Hz (courbe orange) pendant les cyclones CARLOS (A) et DUMAZILE (B).

Le phénomène d'hystérésis précédemment observé dans la Rivière du Mat (Chapitre 5) était interprété dans différentes bandes de fréquence comme la preuve de changements soit dans la dynamique de l'écoulement (basse fréquence), soit dans la dynamique sédimentaire (haute fréquence). Dans les deux cas, ils étaient le témoignage d'un transport de sédiments ayant eu lieu entre la crue et la décrue, et en particulier durant les pics de plus hautes énergies et hauteur d'eau (hystérésis plus grand lors d'une plus grande augmentation de la hauteur d'eau).

L'absence d'hystérésis observée ici indique une relation réversible entre la hauteur d'eau et le bruit sismique. La relation entre les deux paramètres est la même que ce soit en période de crue ou de décrue. Le caractère réversible de la relation entre crue et décrue résulte du fait que la mesure de hauteur d'eau est faite sur une section dépourvue de sédiments. La hauteur d'eau n'est donc pas « biaisée » par des changements morphologiques induits par le transport de sédiments en fond du cours d'eau durant la crue, qui génèrerait l'effet d'hystérésis. La forme de la relation est quasi linéaire pour les deux premiers pics de crue présentés dans la figure 65 et présente un point d'inflexion dans le cas du troisième pic pour une hauteur d'eau d'environ 220 cm. Ce cas de figure est intéressant car le signal sismologique est linéairement corrélé à la hauteur d'eau et surtout, sa relation n'est pas affectée au cours du temps par les processus agissant pendant la crue et fournit donc un proxy de la hauteur d'eau, fiable car non affecté par la géométrie variable du fond.

La station RIV5 étant installée très proche du cours d'eau (20 mètres), on peut la comparer à la station RMA3 présentée dans le chapitre précédent pour discuter de la nature des sources et la gamme de fréquences qui leur est associée. Elle devrait donc présenter la signature du sédiment plutôt située dans les hautes fréquences de notre spectre (jusqu'à 45 Hz) et l'écoulement de l'eau signerait des fréquences dans le bas du spectre (au minimum 1 Hz). La portion du signal sismique proxy de l'écoulement est sensible à la morphologie de la section de rivière ainsi que les fréquences signées par les impacts de sédiments pouvant décrire les capacités de transport. Nous avons fait ces constatations avec un RMS calculé entre 2 et 45 Hz. Si l'une des deux sources sismiques contenait l'information d'un changement morphologique, l'effet d'hystérésis qu'elle génèrerait serait significatif. Au vu des valeurs de hauteur d'eau maximales atteintes, on peut dire que du transport a eu lieu (sans préciser la granulométrie mise en jeu). Il n'a

donc pas provoqué de changements morphologiques significatifs face à la station sismique.

6.4 Localisation des sources de bruit (analyse polarisation)

L'analyse de polarisation a systématiquement été menée pour chaque station lors de deux épisodes cycloniques et dans les gammes de fréquences de fortes énergies décrites au début du chapitre (motif 1, 2, 3). Pour exemple, la figure 66 présente les résultats de la station RIV5 lors du cyclone Dumazile dans trois gammes de fréquences différentes : 2-4, 15-20 et 40-45 Hz.

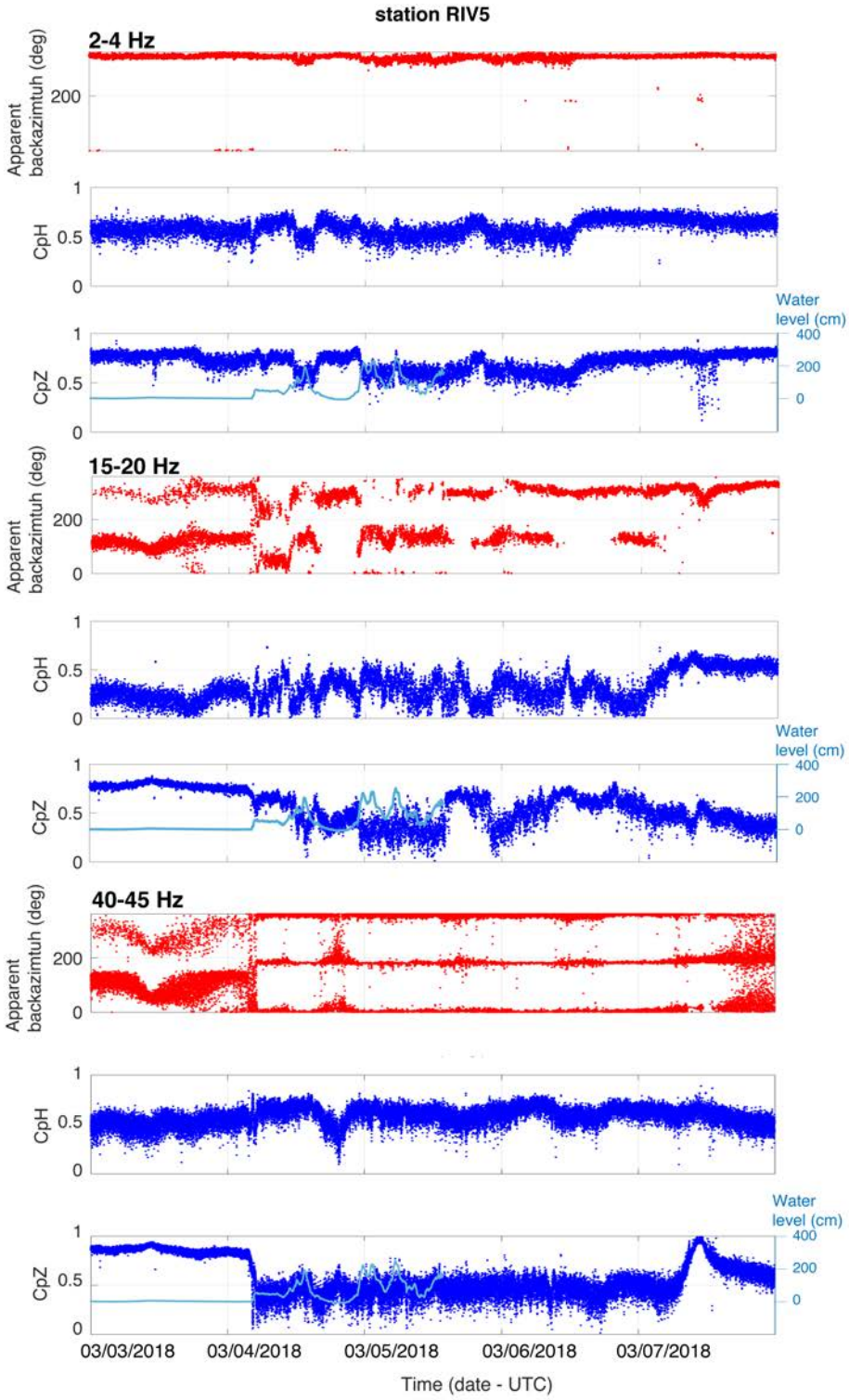


Figure 66. Résultats de l'analyse de polarisation menée sur trois gammes de fréquences : 2-4, 15-20, 40-45 Hz avec le backazimuth mesuré, en degrés (rouge) et les coefficients de rectilinéarité dans le plan horizontal (*CpH*) et le plan vertical (*CpZ*). La donnée de hauteur d'eau (très bien corrélée au RMS) a été tracé (bleu clair) pour faire une comparaison visuelle avec le coefficient *CpH* ou *CpZ*.

Dans les trois bandes de fréquences, nous mesurons de faibles taux de polarisations, généralement inférieurs à 0.5. L'allongement du mouvement elliptique du

sol dans le plan horizontal caractérisé par le paramètre *CpH* est donc faible et indique que nous n'avons clairement pas une source unique et ponctuelle de bruit qui génèrerait une polarisation beaucoup plus linéaire, mais plutôt une co-existance de plusieurs sources provenant de différents azimuths dont la somme des signaux génère un mouvement du sol faiblement polarisé.

6.5 Analyse spatio-temporelle : vitesse de l'onde de crue

Pour le cyclone Dumazile, nous avons comparé les RMS de la composante Z de chaque station dans le but de comparer les délais entre les pics d'énergie. Le signal sismique étant un proxy de la hauteur d'eau, nous pouvons ainsi obtenir une vitesse de déplacement de l'onde de crue. La figure 67 présente les RMS calculés entre 2 et 45 Hz. La station RIV1 n'est pas exploitable pour ces calculs car trop perturbée par le bruit anthropique. Nous avons également comparé la RMS des enregistrements sismiques avec le signal de hauteur le plus proche pour mesurer la vitesse de l'onde crue (cf. valeurs en gras et italique dans le Tableau 3). Nous pouvons, en effet, utiliser indifféremment la hauteur d'eau ou la RMS pour faire ces calculs.

La méthode pour déterminer la vitesse d'onde de crue consiste dans un premier temps à chercher le décalage temporel correspondant à la meilleure corrélation entre les deux séries temporelles comparées (RMS/RMS; RMS/hauteur d'eau; hauteur d'eau/hauteur d'eau). Nous faisons ensuite le rapport entre la distance, séparant les deux stations, mesurée sur une carte (https://www.geoportail.gouv.fr/carte) et la valeur du décalage temporel obtenu précédemment.

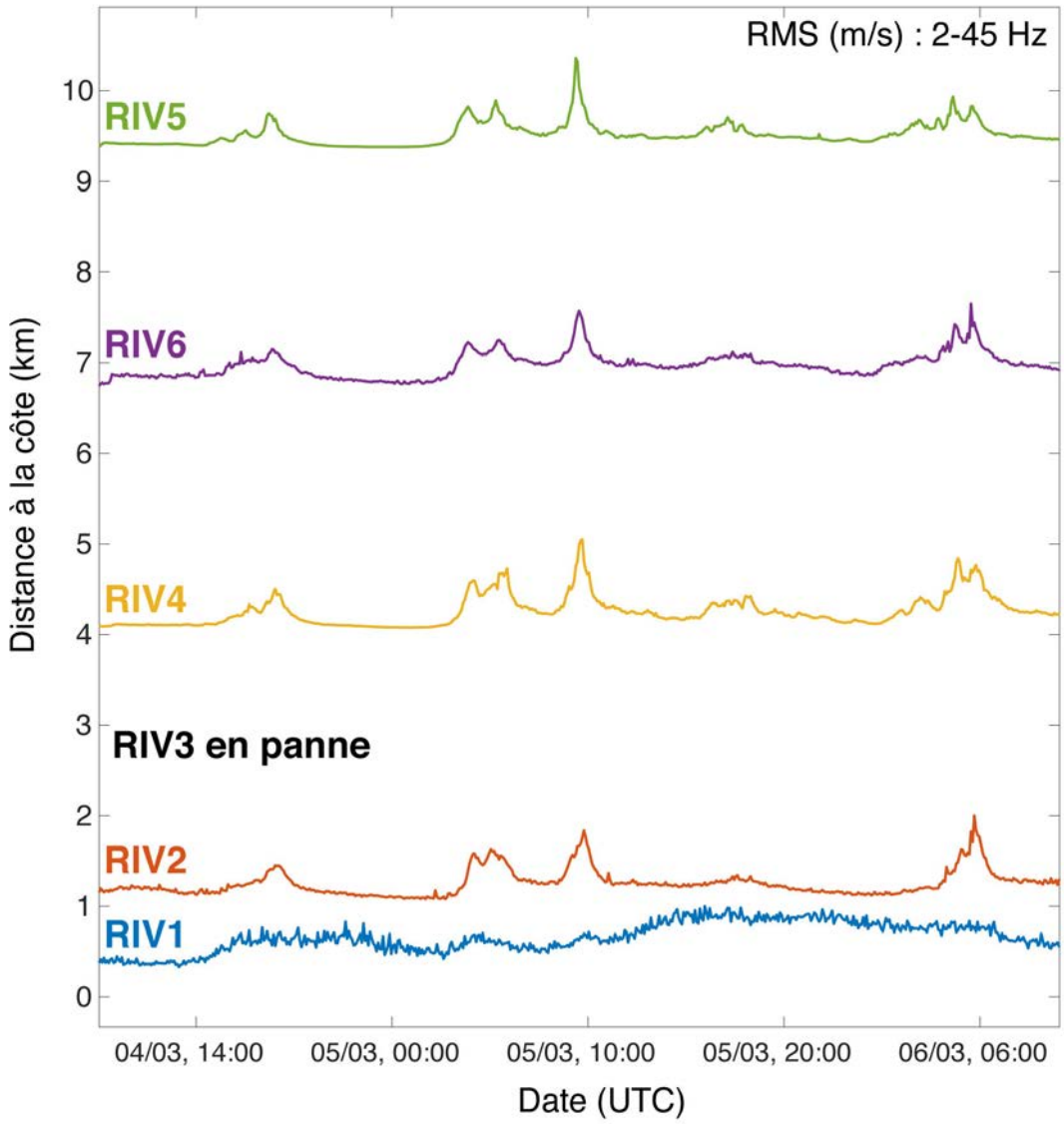


Figure 67. RMS filtrés entre 2 et 45 Hz pour les enregistrements de 5 stations du réseau de la Rivière des Pluies durant la crue cyclonique de Dumazile entre le 4 mars 9h UTC et le 6 mars à 11h UTC.

Les vitesses d'onde de crue devraient optimalement être calculées entre deux stations uniquement situées sur des tronçons sur lesquels il n'y a pas de contributions d'autres sous-bassins versants, de confluences. En effet, en fonction de leur réponse aux précipitations spécifiques à leur zone, la contribution de ces sous-bassins versants peut modifier l'hydrologie en aval des confluences et donc perturber les caractéristiques des flux hydriques et potentiellement des vitesses d'onde de crue. Sur un profil en long simplifié de la Rivière des Pluies (Figure 68) nous avons positionné les stations sismiques et hydrologiques ainsi que la position des confluences et des affluents principaux.

Nous avons effectué le calcul pour chaque couple de stations. Les résultats sont présentés dans le tableau 3 ci-après. Il inclut les couples de stations qui possèdent la contribution d'un sous-bassin versant (cf. cases grisées ,Tableau 3), dans le but de constater leur possible influence sur la vitesse de l'onde de crue.

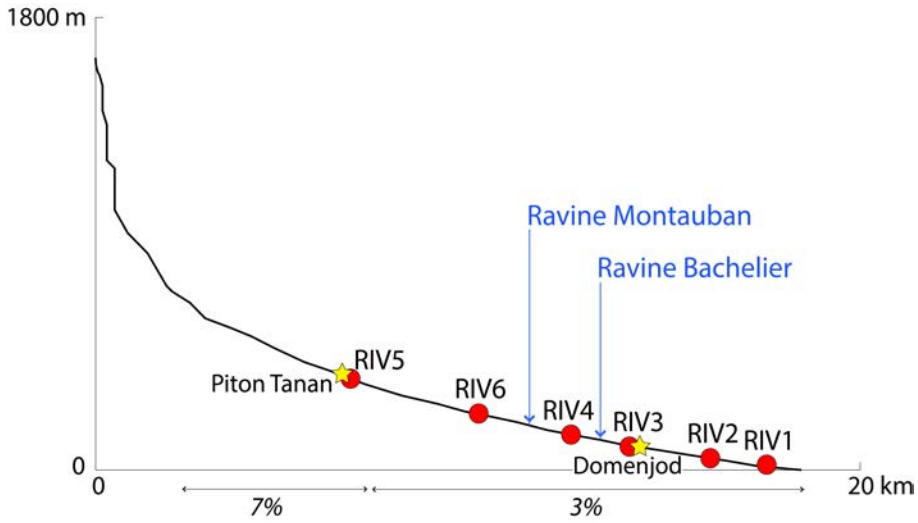


Figure 68. Profil longitudinal schématique de la Rivière des Pluies indiquant la position des stations sismologiques (points rouges), hydrologiques (étoiles jaunes) et la position des confluences de la Ravine Montauban et de la Ravine du Bachelier.

Les vitesses d'onde de crue calculées varient entre ~5 et 6 m/s. De façon intéressante, nous observons des vitesses assez homogènes et apparemment peu influencées par la présence de confluents. Cela signifie que ces sous-bassins versants alimentent en effet ces confluences et augmentent probablement leur débit mais restent temporellement en phase avec l'activité du bassin principal. Ceci indique une synchronicité globale des précipitations sur l'ensemble de la zone. Cet effet est également explicable par le fait des faibles distances impliquées dans ces sous-bassins qui réagissent rapidement.

Les valeurs mesurées dans le bassin versant de la Rivière des pluies est toutefois plus grande que ce que Hsu et al. [2011] suggèrent avec une vitesse mesurée (de la même façon) entre 2 et 5 m/s. Cette différence s'explique par la pente du lit de 0,5% pour Hsu et al. [2011] qui est plus faible que la pente de la section de la Rivière des Pluies sur laquelle sont installées les stations valant 3%. D'autre part, nos mesures sont plus faibles que la valeur de l'onde de crue de 8,7 m/s déterminée par Cook et al. [2018] lors d'une crue dévastatrice provoquée par le débordement soudain d'un lac glaciaire

dans un chenal de type torrentiel (forte pente) similaire aux rivières étudiées dans cette thèse. En effet, dans cette étude il ne s'agit pas d'un forçage pluviométrique dans l'enceinte du bassin de réception mais d'un forçage plus violent. Il est donc satisfaisant de constater que nos mesures sont plus faibles que la mesure de Cook et al. [2018].

Tableau 3. Vitesses d'onde de crues calculées entre chaque couple de station à la Rivière des Pluies lors de la crue induite par le cyclone Dumazile. Les couples sont présentés dans l'ordre d'aval en amont. Les cases grisées reportent les valeurs de vitesses d'onde de crue pour les couples possédant une contribution de sous-bassin versant.

couples de stations	r^2 maximal	vitesse onde de crue (m/s)
RIV2-Domenjod	***0,83***	***5,3***
RIV2-RIV4	0,82	6,3
Domenjod-RIV4	0,85	5,7
RIV2-RIV5	0,82	6,3
RIV4-RIV5	0,98	5,2
RIV4-RIV6	0,91	4,8
RIV5-RIV6	0,92	5,6
RIV6-Tanan	***0,91***	***5,6***
RIV5-Tanan	***0,91***	***6,6***

La marge d'erreur des valeurs de vitesses d'onde de crue calculées est associée à la mesure de la distance entre les stations considérées. Cette erreur est de l'ordre du mètre ou de la dizaine de mètres selon la largeur du lit de rivière. Lorsque le chenal a une morphologie de gorges, le linéaire est plus facile à estimer et l'erreur est réduite. L'erreur sur la mesure de vitesse sera d'autant plus grande que la distance entre les deux stations comparées est petite.

6.6 Transport de sédiments

6.6.1 Analyses granulométriques

Les relevés granulométriques effectués avant et après le cyclone Carlos en 2017, sur les portions de rivière face aux stations sismiques RIV3 et RIV4 sont présentés dans la figure 69. Ces deux stations sont éloignées de 1,3 km dans la zone centrale du lit de la Rivière des Pluies (Figure 68) en aval de la zone de gorges et hauts remparts. On

constate plusieurs effets significatifs après le passage du cyclone (courbes roses et oranges). D'une part, la distribution des tailles des particules de la station RIV3 s'est affinée et celle de RIV4 s'est épaissie. Il en résulte que les distributions des deux sites sont plus semblables qu'avant la crue cyclonique (D_{50} en particulier très similaire). Cela peut signifier que la crue a recouvert d'une masse de sédiments de même distribution cette zone de la rivière. De plus, on observe une augmentation de la part des particules les plus fines. Cela peut-être facilement expliqué par le phénomène typique de fin de crue lié à la décroissance de la hauteur d'eau, des débits et donc des régimes turbulents : un nappage de particules fines.

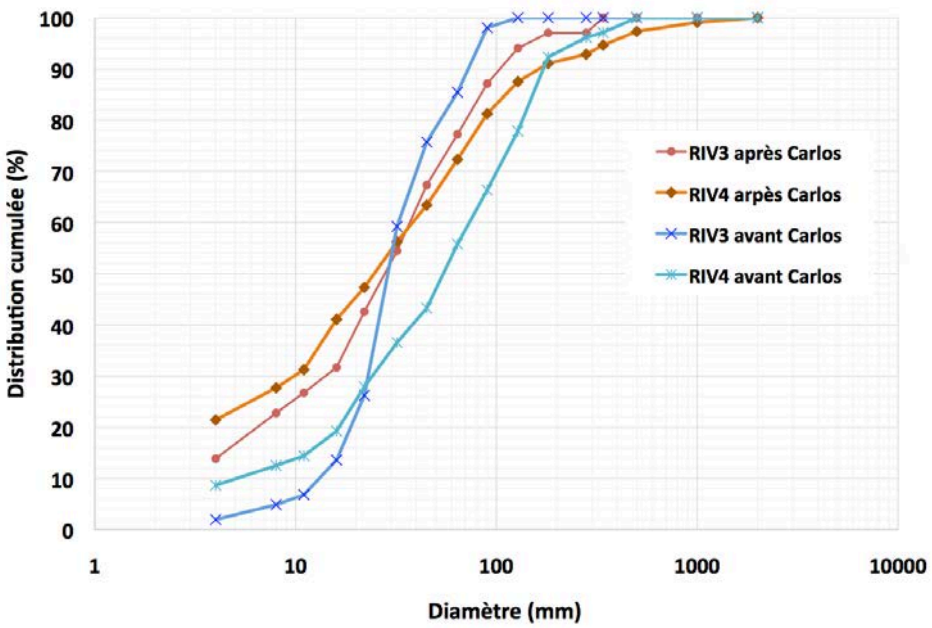


Figure 69. Distribution granulométrique de deux sections de rivière à proximité des stations sismiques RIV3 et RIV4.

En terme de données sismologiques, nous disposons des enregistrements de la station RIV3 lors du cyclone Carlos. La relation entre la RMS de la composante Z de cette station et la hauteur d'eau mesurée au Pont de Domenjod est présentée en Figure 70. Sans a priori de la nature des sources signant ce spectre, nous avons établi cette relation sur la gamme 2-45 Hz. Une correction temporelle (1,2 min) a été appliquée pour corriger le délai d'arriver de l'onde de crue entre les deux stations éloignées de 400 mètres. La forme de la relation présente un effet d'hystérésis dans le sens horaire que l'on met en lien avec une preuve d'un transport sédimentaire ayant eu lieu au cours de la crue (Figure 70). L'étude du cyclone Dumazile à la Rivière du Mât (Chapitre 5) nous

indique que les enregistrements de ce type de station, très proche du lit de rivière, sont signés par l'écoulement de l'eau à plus basse fréquence que le sédiment. Les interprétations faites à partir des spectrogrammes du réseau nous indiquent que la station RIV3 contient l'information des impacts liés à ce transport dans les bandes de motif 2. Or, ces bandes relativement hautes fréquences, s'étalant au-delà de 50 Hz, sont de plus fortes énergies que le motif 3 que l'on associe à la signature de l'écoulement. La signature du sédiment est donc dominante et l'hystérésis est donc plus représentatif de l'évolution des impacts directs des sédiments sur le lit de rivière et ainsi de la dynamique sédimentaire que des changements morphologiques.

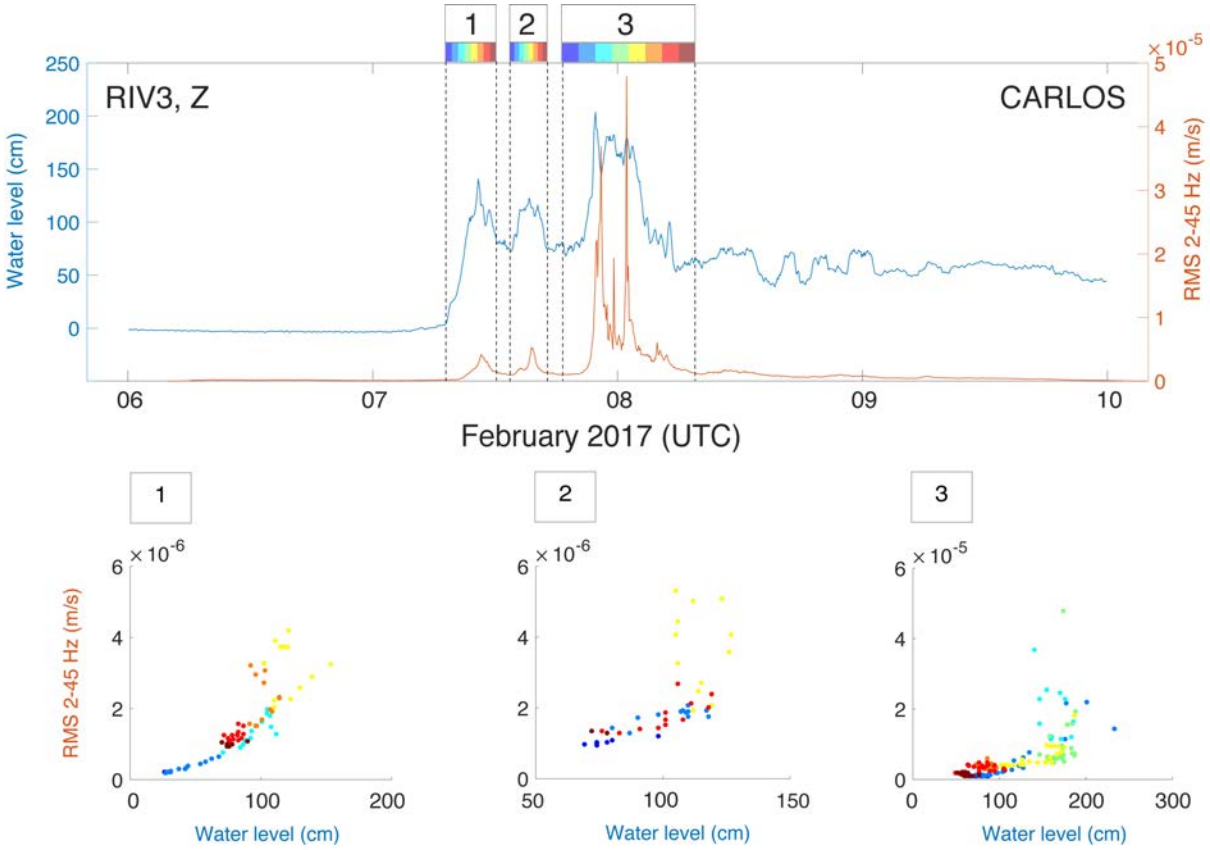


Figure 70. Série temporelle de 4 jours des données de hauteur d'eau de résolution 5 minutes (moyenne glissante 10 min) au Pont de Domenjod (courbe bleue) et du RMS de la composante Z de la station RIV3 (distance rivière-station de 0 m) entre 2 et 45 Hz.

6.6.2 Analyse photogrammétrique de la dynamique hydrosédimentaire (volumes érodés, ajoutés) (Dumazile).

En ce qui concerne le cyclone Dumazile de l'année suivante, celui-ci a été encadré par deux campagnes de prises de vues ULM que l'on a exploitées pour faire une comparaison dyachronique et observer d'éventuels changements morphologiques à l'échelle du bassin versant. Les résultats de quantification des volumes sédimentaires érodés et engraissés sont présentés dans le Tableau 4 sur des tronçons encadrés par les localisations des stations sismiques et classés dans l'ordre d'aval en amont. Un exemple de cartographie de ces zones d'érosion et de dépôts est présenté en figure 71.

Tableau 4. Résultats de quantification (m^3x10^3) des déplacements de volumes de sédiments dans le lit de la Rivière des Pluies lors du cyclone Dumazile, par sections de rivière entre les stations sismiques.

section	volume ajouté (m^3x10^3)	volume retiré (m^3x10^3)
Mer - RIV1	166,6	137,4
RIV1 - RIV2	53,1	30,5
RIV2 - RIV3	44,5	63,7
RIV3 - RIV4	81,6	16,6
RIV4 - RIV6	6,6	38,4
RIV6 - RIV5	36,9	2,9

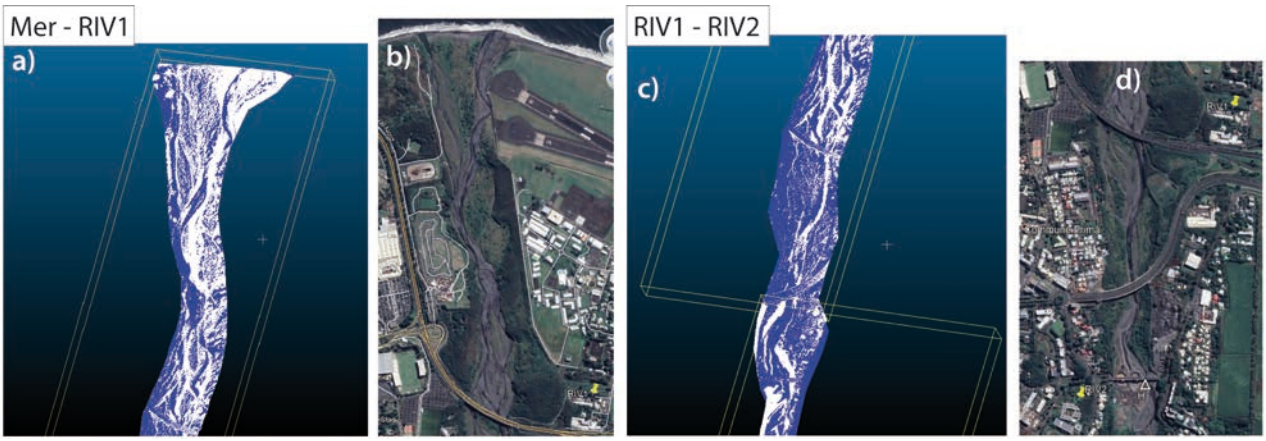


Figure 71. a) c) Exemple de résultat après traitement avec Cloud Compare pour obtenir une l'information de la localisation des zones érodées (blanc) et des zones engraissées (bleu). b) d) Vue aérienne de la même zone (https://www.geoportail.gouv.fr/carte). (a et b) Zone entre la mer et RIV1. (b et c) Zone entre RIV1 et RIV2.

Le bilan de ces volumes montre que lors de cet épisode le lit s'est majoritairement engraissé (épaisseur sédimentaire plus grande) avec un volume total de dépôt de 125 000 m³ et un volume total érodé de 50 000 m³. Cependant, les 50 000 m³ décrivent les zones érodées apparentes après la crue liée au passage du cyclone et non pas la totalité de ce qui a été évacué à la mer pendant toute la durée de la crue. L'étude diachronique des MNT ne nous donne pas accès à cette information. Elle nous renseigne sur la différence morphologique entre l'état morphologique de base (cartographie avant saison cyclonique) et l'état post-cyclone. Sa précision ne nous permet pas de remonter à l'information granulométrique.

Dans la zone de la station sismique RIV5, dont le signal est étudié plus haut dans ce chapitre, on observe une différence morphologique après le passage du cyclone. Toute la zone de virage face à la station (Figure 72) a perdu du sédiment. On a donc la preuve qu'un changement morphologique a eu lieu (impliquant du transport).

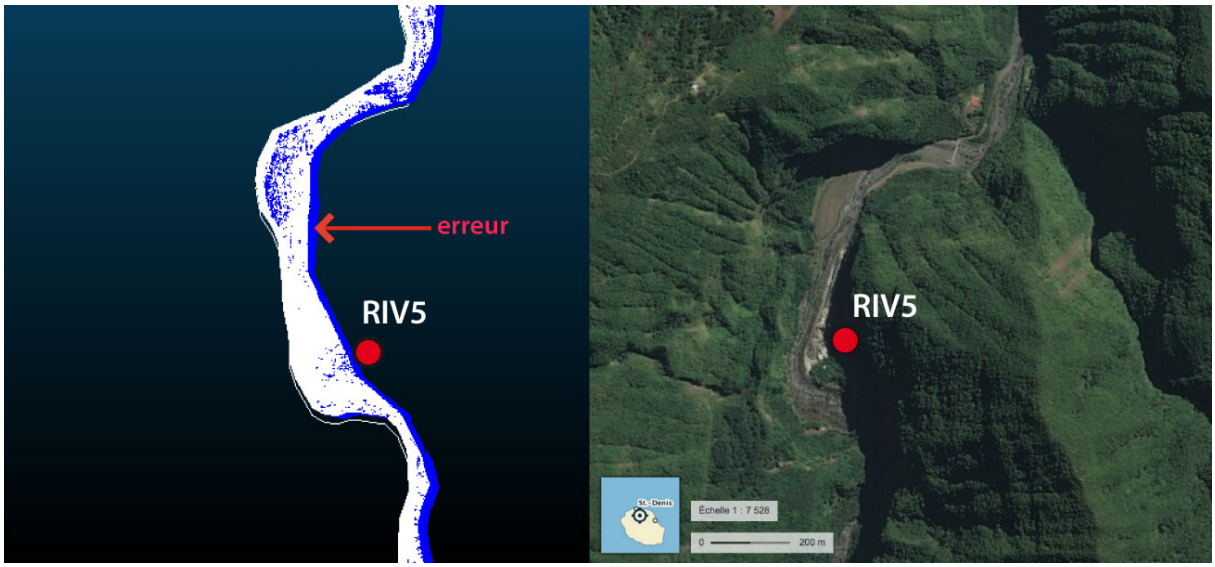


Figure 72. ***(Gauche)*** **Résultat de la comparaison des MNT avant/après Dumazile dans la section de rivière face à la station sismique RIV5. Zones érodées (blanc) et des zones engraissées (bleu). (Droite) Vue aérienne de la même zone (https://www.geoportail.gouv.fr/carte).**

Pour rappel, le signal sismique de RIV5 a été comparé à la hauteur d'eau mesurée au Piton Tanan, où l'écoulement a lieu dans un chenal très canalisé, sans mouvement de sédiments et la section est donc fixe, reproduisant ainsi un écoulement sans transport.

L'absence d'hystérésis dans la relation entre les deux paramètres nous donne la preuve que la signature du spectre de RIV5 est dominée par les impacts de sédiments. En effet, l'hystérésis observée dans la gamme signée par les impacts de sédiments peut traduire des changements de la dynamique sédimentaire (due aux réarrangements après les premiers déclenchements de transport dénaturant la morphologie du lit) mais n'implique pas forcément une morphologie résultante différente de l'état initial, ni en terme de section, ni en terme de distribution granulométrique. Par contre, l'hystérésis observée dans la gamme de fréquence signée par l'écoulement de l'eau est forcément indice d'un changement morphologique (sinon, le signal de l'écoulement de l'eau est linéaire et réversible) et donc la preuve de transport pendant un pic de crue (nous ne précisons pas ici son intensité). Or ici, l'analyse comparative des MNT nous donne la preuve que la zone a subi une modification morphologique. En l'absence d'hystérésis, nous pouvons donc conclure que la gamme 2-45 Hz n'est pas dominée par la signature de l'eau, mais par celle du sédiment.

6.7 Conclusion

L'étude comparative de deux cyclones d'intensité différentes nous permet de mettre en avant la sensibilité de notre réseau à la variabilité de l'intensité cyclonique. De plus, en couplant l'analyse spectrale à l'observation hydrologique nous avons mis en évidence une fois de plus une forte corrélation (~90%) nous permettant de concevoir que le signal sismique est un très bon indicateur du signal de hauteur d'eau et peut-être permettre le suivi de ce paramètre qu'il est difficile de mesurer lors d'une crue cyclonique. Le signal sismique nous procure une information supplémentaire associée à l'aspect hydrologique, la vitesse d'onde de crue. Nous apportons donc une observation des vitesses rencontrées pour un cyclone de l'intensité de Dumazile et dans le type de rivière de la Rivière du Mât.

L'analyse de polarisation confirme les interprétations établies dans les chapitres précédents. Elle indique que les sources qui parviennent au capteur sismique sont localisées sur tout le linéaire du tronçon de rivière autour de la station sismique, dans la limite de l'atténuation.

Enfin, l'association des informations de type granulométrique et photogrammètrique à l'analyse spectrale nous ont permis de discriminer les deux sources, écoulement et transport, et de confirmer que les stations proches du lit de rivière nous permettent déjà de visualiser la signature du sédiment en dessous de 45 Hz.

Chapitre 7 - Conclusion et Perspectives

Dans cette thèse, nous avons déployé un réseau de sismomètres de type large bande principalement le long de deux rivières de La Réunion (Rivières des Pluies et Rivière du Mât) dans le but de suivre le transport des sédiments lors de crues cycloniques. Les données de ces sismomètres ont ensuite été comparées aux données de stations hydrologiques et météorologiques à proximité des stations et ponctuellement, aux données granulométriques et géomorphologiques issues des campagnes de terrain menées pendant la thèse.

Les enregistrements de toutes les stations du réseau (Rivière des Pluies et Rivière du Mât) présentent de fortes corrélations avec la hauteur d'eau ($r^2 \sim 0{,}8 - 0{,}94$) sur toute la bande de fréquences de nos spectres (1 à 45 Hz) pendant les différentes crues cycloniques étudiées. Le signal sismique peut donc servir d'indicateur indirect de l'évolution de la hauteur d'eau (**proxy**). Dans le cas des stations les plus proches du lit de rivière (0 à 80 mètres), les basses fréquences du signal (2-10 Hz) permettent d'obtenir le meilleur proxy du signal de hauteur d'eau. Installées de façon dense, les stations sismiques nous donnent donc l'opportunité de multiplier les observations de ce paramètre hydrologique qui est difficile de mesurer dans des contextes si dynamiques rencontrés sur cette île tropicale. En effet, les sites d'installations possibles de capteurs de pression ou de capteur radar sont rares. La comparaison des séries temporelles de hauteur d'eau avec celles obtenues aux stations sismiques du réseau permet d'estimer une **vitesse d'onde crue**. On peut donc utiliser indifféremment l'amplitude sismique et la hauteur d'eau pour établir cette vitesse sur différentes sections de la rivière ce qui peut permettre d'observer d'éventuelles variations. La vitesse d'onde de crue mesurée à la Rivière des Pluies lors de l'évènement cyclonique Dumazile est en moyenne d'amont en aval de 5,8 m/s.

L'analyse de polarisation nous a permis de mieux comprendre l'origine multi-sources du signal associé à la crue. En effet, les résultats montrent un **signal non polarisé** dans le cas d'une station proche de la rivière en excluant toute autres sources sismiques sinon celles en lien avec la crue (écoulement turbulent et transport

sédimentaire). Les coefficients de rectilinéarité compris entre (0 et 0,6) suggèrent qu'une importante diversité de **types de phases** provenant de localisations diverses atteint le capteur sismique. Les ondes de Rayleigh générées par le phénomène de saltation et retenu par Tsai et al. [2012] comme le plus représenté, ne semble pas ressortir majoritairement dans nos signaux.

Le phénomène de crue met en jeu les processus d'écoulement ainsi que de transport de sédiments. Nous avons montré dans différentes études que le contenu spectral de nos enregistrements est composé de la signature de ces deux phénomènes. En particulier, nous avons associé les hautes énergies des **basses fréquences** de nos spectres à la source hydrologique (**écoulement**) et les plus **hautes fréquences** jusqu'à 45 Hz à l'impact des **sédiments** qui transitent.

Dans chaque gamme de fréquences associée à une source unique, écoulement ou sédiment, **l'hystérésis est la preuve que le transport** a eu lieu. Cependant, l'hystérésis dans la gamme signée par l'écoulement est un meilleur proxy des **changements morphologiques** alors que l'hystérésis dans la gamme du transport est un indicateur des **capacités de transport** variables au cours de la crue. Nous avons pu montrer que les stations très proches du lit de rivière nous donnent l'opportunité d'obtenir des spectres dominés par le transport et donc d'en faire le suivi. Néanmoins nous ne sommes pas parvenus à relier l'ampleur de l'hystérésis à une quantité de transport et à des volumes érodés.

Pour parvenir à pallier les incertitudes et incompréhensions rencontrées au cours de la thèse, et de répondre aux questions supplémentaires que nos résultats ont soulevées, je propose dans la partie suivante, une liste non exhaustive de perspectives.

L'expérience accumulée au cours de ces trois années de thèse, nous a permis de dresser un cahier des charges plus précis pour l'instrumentation et le suivi d'un ou plusieurs sites dédiés aux mesures conjointes :

- L'instrumentation sismologique :
  - Augmenter le pas d'échantillonnage à 1 kHz afin d'accéder à la totalité du spectre signé par les impacts des sédiments lors de leurs mouvements.
  - Implanter la station sismique dans une section de rivière compatible avec la mise en place d'une station hydrométrique (critères d'installation pour la mise en place d'un tube de sonde de pression ou d'un support de capteur radar).
  - Morphologie du réseau : privilégier un dispositif mobile dans le but d'avoir l'opportunité de suivre les sections qui nous intéressent en fonction des évolutions morphologiques du cours d'eau ou par exemple de densifier le réseau de manière ponctuelle selon les besoins. Ensuite, afin de simplifier la compréhension de la dynamique sédimentaire, favoriser l'instrumentation d'un cours d'eau dont les apports proviennent d'une source unique. Enfin, de façon à calculer correctement la vitesse de l'onde de crue, prendre soin d'instrumenter deux sites successifs entre lesquels le lit de la rivière ne subit pas de contribution de sous-bassins versants.

- La mesure hydrologique :
  - Augmenter le pas d'échantillonnage au maximum possible (1 Hz) pour avoir plus de précision sur les variations induites directement par des petits volumes sédimentaires qui transitent et mettre en place un protocole de traitement pour déterminer de façon statistique une tendance et discriminer les évènements ponctuels significatifs d'un changement morphologique.
  - Effectuer une campagne de prises de vues vidéos pendant la crue afin d'effectuer un traitement de type PIV ("Pixel Image Velocity") pour accéder à l'information de vitesse de l'écoulement en surface.

- La mesure météorologique :
    - Colocaliser et comparer les séries de données issues d'un disdromètre capable de mesurer la pluviométrie et la taille des gouttes d'eau pour affiner nos interprétations quant à la réponse hydrologique du bassin versant et pour discriminer la signature de l'impact des gouttes d'eau sur le sol environnant le capteur sismique.

- La stéréophotogrammétrie :
    - Multiplier les campagnes de prises de vue avant et après évènements cycloniques par drone à faible altitude compte tenu de la résolution du capteur photographique embarqué.
    - Répéter également les vols ULM afin de conserver l'information à grande échelle pour répondre aux problématiques d'érosion.

- Réaliser des campagnes en mer à l'aide de sondeur multifaisceaux pour estimer les volumes accumulés en zone sous-marine à la sortie du delta (aspect érosion).

- Exploiter les données des calibrations du signal émise par l'impact d'un bloc, conduite à partir lâchers de blocs à différentes distances de la station sismique.

Concernant le traitement du signal nous avons besoin d'ajouter à cette étude l'analyse des deux composantes horizontales bien que nous ayons montré que la composante dominante est la composante verticale (en termes d'amplitude). En effet, bien qu'incluses dans l'analyse en composante principale de la polarisation, les composantes horizontales n'ont pas été comparées directement aux paramètres hydrologiques. De plus, l'analyse de polarisation n'a pas permis d'étayer notre connaissance quant à la nature des phases sismiques enregistrées et nous devons réitérer nos protocoles de traitement du signal sur les composantes horizontales sans *a priori*.

Références

Adams, P. N., R. S. Anderson, and J. Revenaugh (2002), Microseismic measurement of wave-energy delivery to a rocky coast, *Geology*, 1–4.

Allen, J. R. L. (1974), Reaction, Relaxation and Lag in Natural Sedimentary Systems: General Principles, Examples and Lessons, *Earth-Sciences Reviews*, *10*, 263–342.

Arattano, M. (1999), On the Use of Seismic Detectors as Monitoring and Warning Systems for Debris Flows, *Natural Hazards*, *20.2-3*, 197–213.

Arattano, M. (2000), On Debris Flow Front Evolution Along a Torrent, *Phys. Chem Earth (B)*, *25*, 733–740.

Arattano, M., and L. Marchi (2008), Systems and Sensors for Debris-flow Monitoring and Warning, *Sensors*, *8*(4), 2436–2452, doi:10.3390/s8042436.

Ardhuin, F., L. Gualtieri, and E. Stutzmann (2015), How ocean waves rock the Earth: Two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s, *Geophys. Res. Lett.*, *42*(3), 765–772, doi:10.1002/2014GL062782.

Badoux, A., N. Andres, and J. M. Turowski (2014), Damage costs due to bedload transport processes in Switzerland, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *14*(2), 279–294, doi:10.5194/nhess-14-279-2014.

Bagnold, R. A. (1966), *An approach to the sediment transport problem from general physics*.

Bagnold, R. A. (1980), An Empirical Correlation of Bedload Transport Rates in Flumes and Natural Rivers, *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *372*(1751), 453–473, doi:10.1098/rspa.1980.0122.

Barrière, J., A. Oth, R. Hostache, and A. Krein (2015), Bed load transport monitoring using seismic observations in a low-gradient rural gravel bed stream,, 1–8, doi:10.1002/(ISSN)1944-8007.

Barruol, G., and K. Sigloch (2013), Investigating La Réunion hot spot from crust to core, *Eos Trans. AGU*, *94*, 205–207.

Barruol, G., C. Davy, F. R. Fontaine, V. Schlindwein, and K. Sigloch (2016), Monitoring austral and cyclonic swells in the ``Iles Eparses“” (Mozambique channel) from microseismic noise, *Acta Oecologica*, *72*(C), 120–128, doi:10.1016/j.actao.2015.10.015.

Barruol, G., D. Reymond, F. R. Fontaine, O. Hyvernaud, V. Maurer, and K. Maamaatuaiahutapu (2006), Characterizing swells in the southern Pacific from seismic and infrasonic noise analyses, *Geophys. J. Int.*, *164*(3), 516–542, doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01644.x.

Barstow, N., J. A. Carter, P. W. Pomeroy, G. H. Sutton, E. P. Chael, and P. J. Leahy (1990),

High frequency (1-100 HZ) noise and signal recorded at different depths in a mine, northwest Adirondacks, NY, *Geophys. Res. Lett.*, *17*(6), 681–684, doi:10.1029/GL017i006p00681.

Battaglia, J., V. Ferrazzini, T. Staudacher, K. Aki, and J.-L. Cheminée (2005), Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.*, *161*(2), 549–558, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02606.x.

Bänziger, R., and H. Burch (1990), Acoustic sensors (hydrophones) as indicators for bed loadtransport in a mountain torrent, *Hydrology in Mountains Regions*, 207–214.

Beauduin, R., P. Lognonné, J. P. Montagner, S. Cacho, J. F. Karczewski, and M. Morand (1996), The Effects of the Atmospheric Pressure Changes on Seismic Signals or How to Improve the Quality of a Station, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *86*, 1760–1769.

Belle, P., B. Aunay, S. Bernardie, G. Grandjean, B. Ladouche, R. Mazué, and J.-L. Join (2013), The application of an innovative inverse model for understanding and predicting landslide movements (Salazie cirque landslides, Reunion Island), *Landslides*, *11*(3), 343–355, doi:10.1007/s10346-013-0393-5.

Belleudy, P., A. Valette, and B. Graff (2010), Passive hydrophone monitoring of bedload in river beds: first trials of signal spectral analyses, *USGS, Scientific Investigations Report*, 1–24.

Berger, J., H. K. Eissler, F. L. Vernon, I. L. Nersesov, M. B. Gokhberg, O. A. Stolyrov, and N. T. Tarasov (1988), Studies of high-frequency seismic noise in eastern Kazakhstan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *78*(5), 1744–1758.

Berti, M., R. Genevois, R. LaHusen, A. Simoni, and P. R. Tecca (1999), Debris Flow Monitoring in the Acquabona Watershed on the Dolomites (Italian Alps), *Phys. Chem Earth (B)*, *25*, 707–715.

Boese, C. M., L. Wotherspoon, M. Alvarez, and P. Malin (2015), Analysis of Anthropogenic and Natural Noise from Multilevel Borehole Seismometers in an Urban Environment, Auckland, New Zealand, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *105*(1), 285–299, doi:10.1785/0120130288.

Bonnier, J., and M. Cruchet (2006), Projet DYNTOR. Carte géomorphologique de la rivière des Pluies - Etude du transil de matériaux issus du Grand Eboulis en mars 2002, *BRGM Report*, 1–42.

Bunte, Kristin, Abt, S. R, Potyondy, J. P, Swingle, and K. W (2008), A comparison of coarse bedload transport measured with bedload traps and Helley Smith samplers,, 1–14, doi:10.3166/ga.21.43-66.

Burtin, A. (2009), Analyse du bruit sismique des rivières pour l'estimation du transport de la charge de fond, 1–203 pp.

Burtin, A., J. Vergne, L. Rivera, and P. Dubernet (2010), Location of river-induced seismic signal from noise correlation functions, *Geophys. J. Int.*, *182*(3), 1161–1173,

doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04701.x.

Burtin, A., L. Bollinger, J. Vergne, R. Cattin, and J. L. Nábělek (2008), Spectral analysis of seismic noise induced by rivers: A new tool to monitor spatiotemporal changes in stream hydrodynamics, *J. Geophys. Res.*, *113*(B5), 911, doi:10.1029/2007JB005034.

Burtin, A., L. Bollinger, R. Cattin, J. Vergne, and J. L. Nábělek (2009), Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise, *J. Geophys. Res.*, *114*(F4), doi:10.1029/2008JF001198.

Burtin, A., N. Hovius, B. W. McArdell, J. M. Turowski, and J. Vergne (2014), Seismic constraints on dynamic links between geomorphic processes and routing of sediment in a steep mountain catchment, *Earth Surf. Dynam.*, *2*(1), 21–33, doi:10.5194/esurf-2-21-2014.

Burtin, A., N. Hovius, D. T. Milodowski, Y.-G. Chen, Y.-M. Wu, C.-W. Lin, H. Chen, R. Emberson, and P.-L. Leu (2013), Continuous catchment-scale monitoring of geomorphic processes with a 2-D seismological array, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *118*(3), 1956–1974, doi:10.1002/jgrf.20137.

Burtin, A., R. Cattin, L. Bollinger, J. Vergne, P. Steer, A. Robert, N. Findling, and C. Tiberi (2011), Towards the hydrologic and bed load monitoring from high-frequency seismic noise in a braided river: The â€œtorrent de St Pierreâ€•, French Alps, *Journal of Hydrology*, *408*(1-2), 43–53, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.07.014.

Camenen, B., Holubova, Lukac, Le Coz, Paquier (2011), Assessment of methods used in 1D models for computing bedload transport in a large river: the Danube River in Slovakia, *Journal of Hydraulic Engineering*, 1–24, doi:110.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000427.

Carter, J. A., N. Barstow, P. W. Pomeroy, E. P. Chael, and P. J. Leahy (1991), High-frequency seismic noise as a function of depth, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *81*(4), 1101–1114.

Cas, R. A. F., and J. V. Wright (1988), *VOLCANIC SUCCESSIONS*.

Chao, W.-A., Y.-M. Wu, L. Zhao, V. C. Tsai, and C.-H. Chen (2015a), Seismologically determined bedload flux during the typhoon season, *Sci. Rep.*, *5*(1), 13,971, doi:10.1029/2006JF000697.

Chao, W.-A., Y.-M. Wu, L. Zhao, V. C. Tsai, and C.-H. Chen (2015b), Seismologically determined bedload flux during the typhoon season, *Sci. Rep.*, *5*(1), 13,971–8, doi:10.1038/srep08261.

Charru, F., H. Mouilleron, and O. Eiff (2004), Erosion and deposition of particles on a bed sheared by a viscous flow, *J. Fluid Mech.*, *519*, 55–80, doi:10.1017/S0022112004001028.

Chen, Chang, Chiu, Lau, Lee (2013), Quantifying rainfall controls on catchment-scale landslide erosion in Taiwan, *Earth Surf. Process. Landforms*, 372–382, doi:10.1002/esp.3284.

Chevallier, L., and N. Valtin-Perignon (1982), Volcano-structural Evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean, *Bulletin of Volcanology*, *45-4*, 285–298.

Chiang, S.-H., and K.-T. Chang (2011), The potential impact of climate change on typhoon-triggered landslides in Taiwan, 2010–2099, *Geomorphology*, *133*(3-4), 143–151, doi:10.1016/j.geomorph.2010.12.028.

Cook, K. L., C. Andermann, F. Gimbert, B. R. Adhikari, and N. Hovius (2018), Glacial lake outburst floods as drivers of fluvial erosion in the Himalaya, *Geomorphology*, *362*, 53–57.

Curle, N. (1955), The influence of solid boundaries upon aerodynamic sound, *Proc. R. Soc. Lond. A*, *231*(1187), 505–514, doi:10.1098/rspa.1955.0191.

Custer, Bugosh, Ergenzinger, Anderson (1987), Electropmagnetic detection of pebble transport in streams: a method for measurement of sediment-transport waves, *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1–1.

Davy, C. (2015), Analyse du bruit microsismique associé à la houle dans l'océan Indien, 1–271 pp. 26 November.

Davy, C., E. Stutzmann, G. Barruol, F. R. Fontaine, and M. Schimmel (2015), Sources of secondary microseisms in the Indian Ocean, *Geophys. J. Int.*, *202*(2), 1180–1189, doi:10.1093/gji/ggv221.

Davy, C., G. Barruol, F. R. Fontaine, and E. Cordier (2016), Analyses of extreme swell events on La Réunion Island from microseismic noise, *Geophys. J. Int.*, *207*(3), 1767–1782, doi:10.1093/gji/ggw365.

De la Torre (2008), *Etude hydrogéomorphologique de la Rivière du Mât et propositions de solutions de gestion*.

Dean, T. (2017), The seismic signature of rain, *Geophysics*, *82*(5), 53–60, doi:10.1190/GEO2016-0421.1.

Deparis, J., D. Jongmans, F. Cotton, L. Baillet, F. Thouvenot, and D. Hantz (2008), Analysis of Rock-Fall and Rock-Fall Avalanche Seismograms in the French Alps, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*(4), 1781–1796, doi:10.1785/0120070082.

Diaz, J., M. Ruiz, P. S. S. Pastor, and P. Romero (2017), Urban Seismology: on the origin of earth vibrations within a city, *Sci. Rep.*, *7*(1), doi:10.1038/s41598-017-15499-y.

Dietrich, W. E., J. W. Kirchner, H. Ikeda, and F. Iseya (1989), Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers, *Nature*, *340*, 215–217.

Díaz, J., M. Ruíz, L. Crescentini, A. Amoruso, and J. Gallart (2014), Seismic monitoring of an Alpine mountain river, *J. Geophys. Res.*, 1–14, doi:10.1002/(2014JB10955.

Eibl, E. P. S., I. Lokmer, C. J. Bean, E. Akerlie, and K. S. Vogfjörd (2015), Helicopter vs. volcanic tremor: Characteristic features of seismic harmonic tremor on volcanoes,

Journal of Volcanology and Geothermal Research, *304*(C), 108–117, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.08.002.

Emmett, W. B. (1980), Sediment-Trapping Characteristics of the Helley-Smith Bedload Sampler, *Geological survey professional paper*, 1–54.

Fevre, Y. (2005), Mécanismes et vitesses d"érosion à l"échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé - La Réunion (Océan Indien),, 1–236.

Flinn, E. A. (1965), Signal analysis using rectilinearity and direction particle motion,, 1874–1876.

Fontaine, F. R., G. Barruol, B. L. N. Kennett, G. H. R. Bokelmann, and D. Reymond (2009), Upper mantle anisotropy beneath Australia and Tahiti from Pwave polarization: Implications for real-time earthquake location, *J. Geophys. Res.*, *114*(B3), doi:10.1029/2008JB005709.

Garnier, C. (2008), Etude du glissement de terrain de grande ampleur de Grand Met, Cirque de Salazie, *BRGM Report*, 1–75.

Gillot, P. Y., and P. Nativel (1989), Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *36*(1-3), 53–65, doi:10.1016/0377-0273(89)90005-X.

Gimbert, F. (2014), Journal of Geophysical Research: Earth Surface,, 1–30, doi:10.1002/(ISSN)2169-9011.

Gimbert, F., V. C. Tsai, and M. P. Lamb (2014), A physical model for seismic noise generation by turbulent flow in rivers, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *119*(10), 2209–2238, doi:10.1002/2014JF003201.

Gomez, B., and M. Church (1989), An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers, *Water Resources Research*, *25*, 1161–1186.

Govi, M., F. Maraga, and F. Moia (1993a), Seismic detectors for continuous bed load monitoring in a gravel stream, *Hydrological Sciences Journal*, *38*(2), 123–132, doi:10.1080/02626669309492650.

Govi, M., F. Maraga, and F. Moia (1993b), Seismic detectors for continuous bed load monitoring in a gravel stream, *Hydrological Sciences Journal*, *38*(2), 123–132, doi:10.1002/esp.3290100107.

Gurrola, H., J. B. Minster, H. Given, F. Vernon, J. Berger, and R. Aster (1990), Analysis of high-frequency seismic noise in the western United States and eastern Kazakhstan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *80*(4), 951–970.

Guzzetti, F., S. Peruccacci, M. Rossi, and C. P. Stark (2007), The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update, *Landslides*, 3–17, doi:10.1007/s10346-007-0112-1.

Hasselmann, K. (1963), A statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev.*

Geophys., *1*(2), 177–210, doi:10.1029/RG001i002p00177.

Haurie, J.-L. (1987), Géodynamique des cirques de la Réunion: implications géotechniques et stabilité des versants, 1–279 pp.

Helley, E. J., and W. Smith (1971), Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler, *United states department of interior geological survey*, 1–21.

Helmstetter, A., and S. Garambois (2010), Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res.*, *115*(F3), doi:10.1029/2009JF001532.

Herrmann, R. B. (2013), Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research, *Seismological Research Letters*, *84*(6), 1081–1088, doi:10.1785/0220110096.

Hibert, C., A. Mangeney, G. Grandjean, and N. M. Shapiro (2011), Slope instabilities in Dolomieu crater, Réunion Island: From seismic signals to rockfall characteristics, *J. Geophys. Res.*, *116*(F4), 461–18, doi:10.1029/2011JF002038.

Hibert, C., C. P. Stark, and G. Ekström (2015), Dynamics of the Oso-Steelhead landslide from broadband seismic analysis, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *15*(6), 1265–1273, doi:10.5194/nhess-15-1265-2015.

Hibert, C., J.-P. Malet, F. Bourrier, F. Provost, F. Berger, P. Bornemann, P. Tardif, and E. Mermin (2017), Single-block rockfall dynamics inferred from seismic signal analysis, *Earth Surf. Dynam.*, *5*(2), 283–292, doi:10.5194/esurf-5-283-2017.

Hoegh-Guldberg et al. (2018), Impacts of 1.5°C of global warming on natural and human systems, in *Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, T. Waterfield (eds.)]*, pp. 1–138.

Hovius, N., C. P. Stark, C. Hao Tsu, and L. Jiun Chuan (2000), Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan, *The Journal of Geology*, *108*(1), 73–89, doi:10.1086/314387.

Hsu, L., N. J. Finnegan, and E. E. Brodsky (2011), A seismic signature of river bedload transport during storm events, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(13), doi:10.1029/2011GL047759.

Huang, C.-J., H.-Y. Yin, C.-Y. Chen, C.-H. Yeh, and C.-L. Wang (2007), Ground vibrations produced by rock motions and debris flows, *J. Geophys. Res.*, *112*(F2), 733, doi:10.1201/9780203946282.

Hürlimann, M., D. Rickenmann, and C. Graf (2003), Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps, *Can. Geotech. J.*, *40*(1), 161–175, doi:10.1139/t02-087.

Join, J.L. (1991). “Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, Le piton des neiges”. Thèse de doct.Montpellier II. 187 p.

Krein, A., H. Klinck, M. Eiden, W. Symader, R. Bierl, L. Hoffmann, and L. Pfister (2007), Investigating the transport dynamics and the properties of bedload material with a hydro-acoustic measuring system, *Earth Surf. Process. Landforms*, *33*(1), 152–163, doi:10.1002/esp.1576.

Laronne, J. B., Outhet, Carling, McCabe (1994), Scour chain employment in gravel bed rivers, *Technical note*, *22*, 299–306.

Larose, E. et al. (2015), Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics*, *116*(C), 62–74, doi:10.1016/j.jappgeo.2015.02.001.

Laws, J. O., and D. A. Parsons (1943), The relation of raindrop-size to intensity, *Eos Trans. AGU*, 1–9.

Leduc, P. (2015), Etude expérimentale de la dynamique sédimentaire des rivières en tresses, 1–258 pp.

Leopold, L. B., and W. B. Emmett (1976), Bedload measurements, East Fork River, Wyoming, *Geology*, *73*, 1000–1004.

Liébault, F., and J. B. Laronne (2007), Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers: the case of the Esconavette Torrent (Southern French Prealps), *Geodinamica Acta*, *21*(1-2), 23–34, doi:10.3166/ga.21.23-34.

Liébault, F., H. Bellot, M. Chapuis, S. Klotz, and M. Deschâtres (2011), Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream, *Earth Surf. Process. Landforms*, *37*(4), 385–399, doi:10.1002/esp.2245.

Lighthill, M. J. (1952), On sound generated aerodynamically I. General theory, *Proc. R. Soc. Lond. A*, *211*(1107), 564–587, doi:10.1098/rspa.1952.0060.

Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, *243*, 1–35.

Louvat, P., and C. J. Allègre (1997), Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry:

Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *61*, 3645–3669.

Lu, X. X., L. S. Ran, S. Liu, T. Jiang, S. R. Zhang, and J. J. Wang (2013), Sediment loads response to climate change: A preliminary study of eight large Chinese rivers, *International Journal of Sediment Research*, *28*(1), 1–14, doi:10.1016/S1001-6279(13)60013-X.

Lucas, E., and M. Cruchet (2007), Etude géomorphologique de la Rivière des Pluies,

BRGM Report, 1–70.

Mao, L., A. Dell'Agnese, C. Huincache, D. Penna, M. Engel, G. Niedrist, and F. Comiti (2014), Bedload hysteresis in a glacier-fed mountain river, *Earth Surf. Process. Landforms*, *39*(7), 964–976, doi:10.1002/esp.3563.

Mao, L., J. R. Cooper, and L. E. Frostick (2011), Grain size and topographical differences between static and mobile armour layers, *Earth Surf. Process. Landforms*, *36*(10), 1321–1334, doi:10.1002/esp.2156.

Marc, O., A. Stumpf, J.-P. Malet, M. Gosset, T. Uchida, and S.-H. Chiang (2018), Initial insights from a global database of rainfall-induced landslide inventories: the weak influence of slope and strong influence of total storm rainfall, *Earth Surf. Dynam.*, *6*(4), 903–922, doi:10.5194/esurf-6-903-2018.

Maxime Farin, A. M. R. T. J. de R. N. S. T. D. C. H. C. M. O. S. F. B. (2015), Characterization of rockfalls from seismic signal: Insights from laboratory experiments,, 1–36, doi:10.1002/(ISSN)2169-9356.

Mazue, R., B. Aunay, and P. Belle (2013), Suivi des réseaux géodésiques dans les cirques de La Réunion, *BRGM Report*, 1–66.

McNutt, S. R. (1992), Volcanic tremor, *Encyclopedia of Earth System Science*, *4*, 417–425.

Meyer-Peter, E., and R. Müller (1948), Formulation for bed load transport, *Proceedings International Association for Hydraulic Research*, 1–14.

Michon, L., V. Ferrazzini, A. Di Muro, N. Villeneuve, and V. Famin (2015), Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *303*(C), 112–129, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031.

Montalbetti, J. F., and E. R. Kanasewich (1970), Enhancement of Teleseismic Body Phases with a Polarization Filter, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1–11.

Moog, D. B., and P. J. Whiting (1998), Annual hysteresis in bed load rating curves, *Water Resources Research*, *34*, 2393–2399.

Nehlig, P., and M. Bucelle (2005), *Connaissance géologique de La Réunion*, edited by B. Editions.

Peterson, J. (1993), Observations and modeling of seismic background noise, *U.S Departement of interior geological survey*, 1–94.

Pouget, R., and M. Garcin (2003), Etude diagnostic du transport solide et de l'évolution du fond du lit de la rivière des Pluies, Ile de La Réunion, *BRGM Report*, 1–50.

Quidelleur, X., J. W. Holt, T. Salvany, and H. Bouquerel (2010), New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma, *Geophys. J. Int.*, *182*(2), 699–710, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04651.x.

Recking, A. (2010), A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction, *Water Resources Research*, *46*(3), 896–16, doi:10.1029/2009WR008007.

Recking, A. (2008), Variation du nombre de Shields critique avec la pente, *La Houille Blanche*, *116, 11*(5), 59–63, doi:10.1051/lhb:2008055.

Recking, A., F. Liébault, C. Peteuil, and T. Jolimet (2012), Testing bedload transport equations with consideration of time scales, *Earth Surf. Process. Landforms*, *37*(7), 774–789, doi:10.1002/esp.3213.

Reid, I., A. C. Brayshaw, and L. E. Frostick (1984), An electromagnetic device for automatic detection of bedload motion and its field applications, *Sedimentology*, *31*, 269–276.

Reid, S. C., S. N. Lane, J. M. Berney, and J. Holden (2007), The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river, *Geomorphology*, *83*(1-2), 152–182, doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.030.

Rey, A., and O. Bielen (2016), *PPR multi-aléas des communes de La Réunion Propositions d'évolutions méthodologiques*.

Rickenmann, D. (1997), Sediment transport in Swiss torrents, *Earth Surf. Process. Landforms*, *22*, 937–951.

Rickenmann, D. et al. (2013), Bedload transport measurements with impact plate geophones: comparison of sensor calibration in different gravel-bed streams, *Earth Surf. Process. Landforms*, *39*(7), 928–942, doi:10.1002/esp.3499.

Rickenmann, D., J. M. Turowski, B. Fritschi, A. Klaiber, and A. Ludwig (2012), Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers, *Earth Surf. Process. Landforms*, *37*(9), 1000–1011, doi:10.1002/esp.3225.

Roth, D. L. (2016), Bed load sediment transport inferred from seismic signals near a riverBed load sediment transport inferred from seismic signals near a river,, 1–23, doi:10.1002/(ISSN)2169-9011.

Roth, D. L., E. E. Brodsky, N. J. Finnegan, D. Rickenmann, J. M. Turowski, and A. Badoux (2016), Bed load sediment transport inferred from seismic signals near a river, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *121*(4), 725–747, doi:10.1002/2015JF003782.

Roth, D. L., N. J. Finnegan, E. E. Brodsky, D. Rickenmann, J. M. Turowski, A. Badoux, and F. Gimbert (2017), Bed load transport and boundary roughness changes as competing causes of hysteresis in the relationship between river discharge and seismic amplitude recorded near a steep mountain stream, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *122*(5), 1182–1200, doi:10.1002/2016JF004062.

Roth, D. L., N. J. Finnegan, E. E. Brodsky, K. L. Cook, C. P. Stark, and H. W. Wang (2014), Migration of a coarse fluvial sediment pulse detected by hysteresis in bedload generated seismic waves, *Earth and Planetary Science Letters*, *404*(C), 144–153,

doi:10.1016/j.epsl.2014.07.019.

Sanchez-Sesma, F. J., R. L. Weaver, H. Kawase, S. Matsushima, F. Luzon, and M. Campillo (2011), Energy Partitions among Elastic Waves for Dynamic Surface Loads in a Semi-Infinite Solid, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *101*(4), 1704–1709, doi:10.1785/0120100196.

Sassa, K., Y. Yin, and P. Canuti (2015), The Third World Landslide Forum, Beijing, 2014, *Landslides*, *12*(1), 177–192, doi:10.1007/s10346-015-0555-8.

Schmandt, B., R. C. Aster, D. Scherler, V. C. Tsai, and K. Karlstrom (2013a), Multiple fluvial processes detected by riverside seismic and infrasound monitoring of a controlled flood in the Grand Canyon, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(18), 4858–4863, doi:10.1002/grl.50953.

Schmandt, B., R. C. Aster, D. Scherler, V. C. Tsai, and K. Karlstrom (2013b), Multiple fluvial processes detected by riverside seismic and infrasound monitoring of a controlled flood in the Grand Canyon, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(18), 4858–4863, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199712)22:12<1125::AID-ESP811>3.0.CO;2-V.

Scholz, J.-R., G. Barruol, F. R. Fontaine, K. Sigloch, W. C. Crawford, and M. Deen (2017), Orienting ocean-bottom seismometers from P-wave and Rayleigh wave polarizations, *Geophys. J. Int.*, *208*(3), 1277–1289, doi:10.1093/gji/ggw426.

Schöpa, A., W.-A. Chao, B. Lipovsky, N. Hovius, R. S. White, R. G. Green, and J. M. Turowski (2017), Dynamics of the Askja caldera July 2014 landslide, Iceland, from seismic signal analysis: precursor, motion and aftermath, *Earth Surf. Dynam. Discuss.*, 1–34, doi:10.5194/esurf-2017-68.

Shields, A. (1936), Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement, *Hydrodynamics laboratory*, 1–47.

Smart, G. M. (1984), Sediment tranposrt formula for steep channels, *Journal Hydraulic Engineering*, 267*276.

Tsai, V. C., B. Minchew, M. P. Lamb, and J.-P. Ampuero (2012), A physical model for seismic noise generation from sediment transport in rivers, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(2), doi:10.1029/2011GL050255.

Turowski, J. M., A. Badoux, and D. Rickenmann (2011), Start and end of bedload transport in gravel-bed streams, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(4), n/a–n/a, doi:10.1002/esp.3290170307.

Valovcin, A., and T. Tanimoto (2017), Modeling the Excitation of Seismic Waves by the Joplin Tornado, *Geophys. Res. Lett.*, *44*(20), 10,256–10,261, doi:10.1002/2017GL074185.

Vilajosana, I., E. Suriñach, A. Abellán, G. Khazaradze, D. Garcia, and J. Llosa (2008), Rockfall induced seismic signals: case study in Montserrat, Catalonia, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 805–812.

Walling, D. E. (1977), Assessing the Accuracy of Suspended Sediment Rating Curves for a Small Basin, *Water Resources Research*, *531-538*, 1–8.

Wessel, P., and W. Smith (1991), Free Software Helps Map and Display Data, *Eos Trans. AGU*, 1–5.

Whipple, K. X. (2004), Bedrocks rivers and the geomorphology of active orogens, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *32*(1), 151–185, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.

Wieczorek, G. F., and T. Glade (2005), Climatic factors influencing occurrence of debris flow, in *Debris-flow hazards and related phenomena*, pp. 325–362.

Wilcock, P. (1997), Entrainment, displacement and transport of tracer gravels, *Earth Surf. Process. Landforms*, *VOL 22*, 1125–1138.

Withers, M. M., R. C. Aster, C. J. Young, and E. P. Chael (1996), High-Frequency Analysis of Seismic Background Noise as a Function of Wind Speed and Shallow Depth, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1507–1515.

Wolman, M. G. (1954), A method of sampling coarse river-bed material, *Eos Trans. AGU*, *35*, 1–6.

Wu, W., W. Rodi, and T. Wenka (2000), 3D numerical modeling of flow and sediment transport in open channels, *American Society of Civil Engineers*, 4–15.

Zan, L., G. Latini, E. Piscina, G. Polloni, and P. Baldelli (2001), Landslides early warning monitoring system, vol. 1, pp. 188–190, IEEE.

Zaslavskii, Y. M., and V. Y. Zaslavskii (2015), Simulation of seismic response to the action of a rain drop, *Acoust. Phys.*, *61*(1), 96–100, doi:10.1134/S1063771015010157.

Installation d'une station sismique terrestre non permanente en site isolé

ANNEXE A1

Solution n° 1 : structure en profilé d'aluminium et valise ou coffret en plastique
Seulement valable en site protégé

Panneau photovoltaïque 250W

GPS

Caisson de protection du capteur sismique CTBX 18 + polystyrène

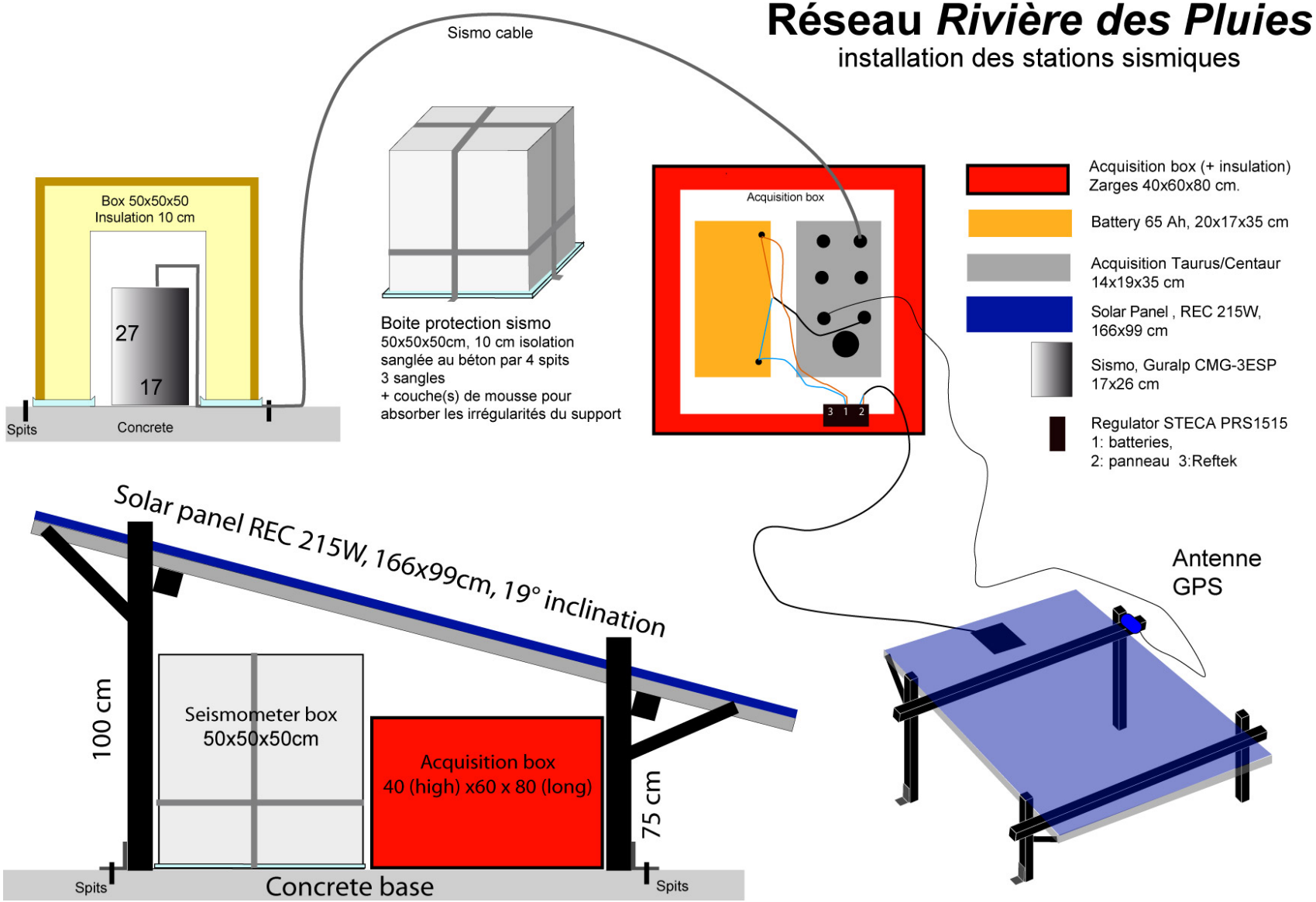
Caisson de protection de l'acquisition (valise étanche)

Dalle en Béton fibré de 0,7 m²

ou dalette 0.5x0.5 m

ANNEXE A2

Installation d'une station sismique terrestre non permanente en site isolé



Installation d'une station sismique terrestre non permanente en site isolé

ANNEXE A3

Solution n° 2 : structure hélitreuillable en cornière d'acier et coffret anti-vandale

Panneau photovoltaïque

GPS

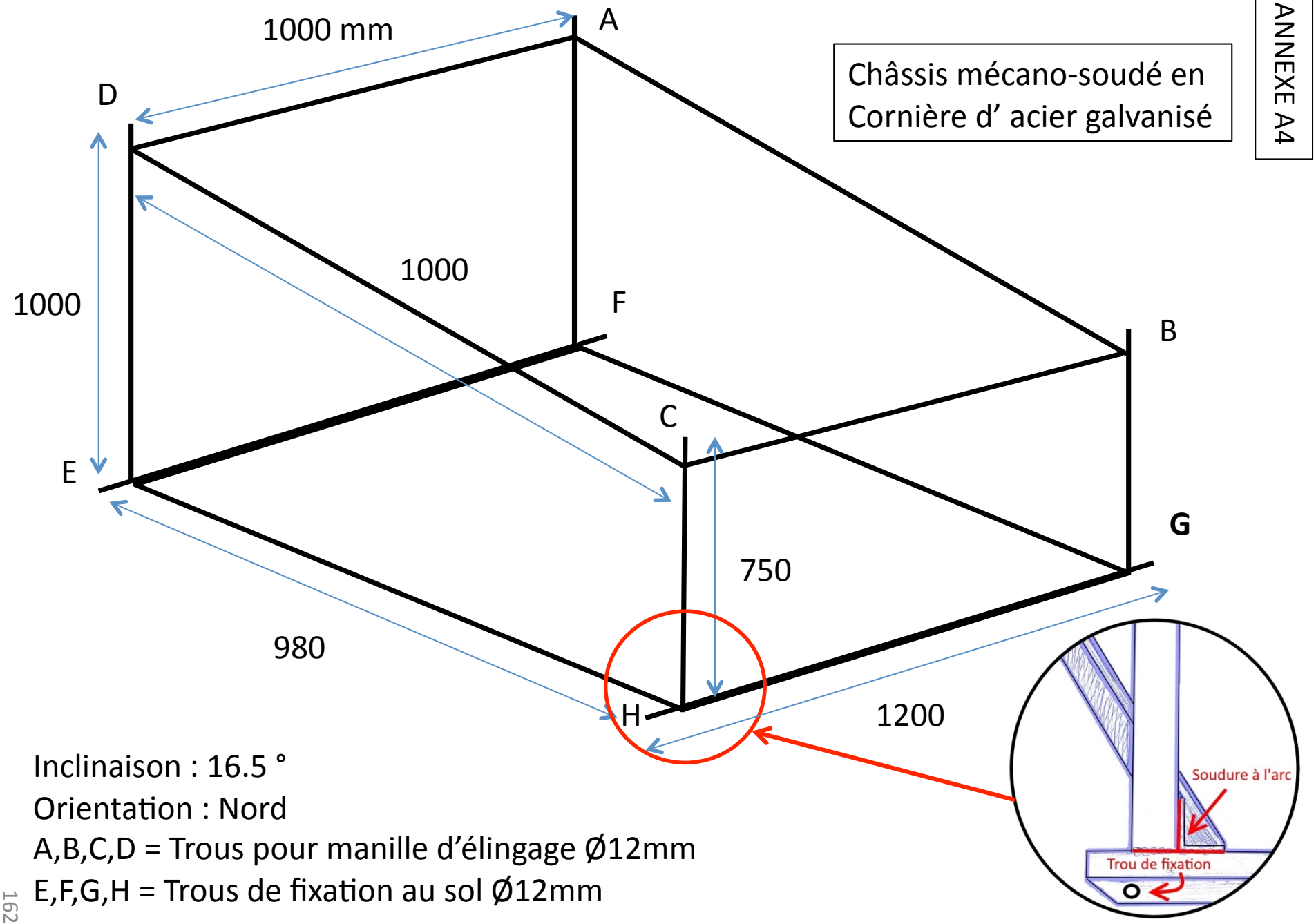
Caisson de protection du capteur sismique avec ceinture antivol

Coffret de protection de l'acquisition et de la batterie

Dalle en béton ou dalette 0.5x0.5 m

ANNEXE A4

Châssis mécano-soudé en
Cornière d' acier galvanisé



Inclinaison : 16.5 °
Orientation : Nord
A,B,C,D = Trous pour manille d'élingage Ø12mm
E,F,G,H = Trous de fixation au sol Ø12mm

ANNEXE A5

Liste de matériels et prix actualisés au 1er mai 2019

Matériel pour sructure légère aluminium	NB	PU HT €	PT TTC
Panneau photovoltaique 250W Bisol ou 215 W REC (1.65x0.99x0.04 m)	1	217	217
Régulateur PWM STECA PRS 1515 ou MPPT 75/15	1	98	98
Cable 6 mm2 (2x1.5m)	1	15	15
prises MC4	2	4	8
Profilé rail alu Schuko L=4.5m + equerres+vis marteau	2	46	91
Batterie 12V 65Ah GEL	1	150	150
Coffret Legrand Marina ref. L36255 (600x400x230) ou valise Nanometrics	1	255	255
Grille de fond de panier ref. 601	1	74	74
Vis Inox - Ancrages -Scellements -Tiges filetées	1	350	350
Coffret de protection capteur CTBX 18 mm (0.5x0.5x0.5m)	1	100	100
Polystyrère ep. 5 cm 1.2mx1m	1	14	14
TOTAL			1372.14
Matériel pour structure de station sismique hélitreuillable			
Cornière en acier galvanisé l=40 mm L= 6 m	2	25	50
Panneau photovoltaique 250W Bisol ou 215 W REC (1.65x0.99x0.04 m)	1	217	217
Régulateur PWM STECA PRS 1515 ou MPPT 75/15	1	98	98
Cable 6 mm2 (2x1.5m)	1	15	15
prises MC4	2	4	8
Batterie 12V 65Ah GEL	1	150	150
Coffret Legrand Marina ref. L36255 (600x400x230)	1	255	255
Grille de fond de panier ref. 601	1	74	74
Vis Inox - Ancrages -Scellements -Tiges filetées	1	350	350
Coffret de protection capteur CTBX 18 mm (0.5x0.5x0.5m) plaque 1.22x2.5 m	1	86	85.5
Fer plat de 30 mm de large (ceinture de coffret de capteur)	1	9	8.5
Polystyrère ep. 5 cm (plaque 1.2mx1m)	1	14	13.9
Coffret acier galvanisé anti-vandale + 2verrous	1	850	850
TOTAL			2174.9
Détail fabrication structure acier galvanisé mécano-soudé			
Cornière acier galva 40 mm	NB	L(mm)	L totale (mm)
Embase AV et AR	2	1200	2400
Pieds amont et cadre support panneau photovoltaique	6	1000	6000
Embase latérale	2	980	1960
Pieds aval	2	750	1500
Total			11860

ANNEXE B

Liste des campagnes de prise de vue (depuis perche et drone) et résolution des MNT associés

Code Station sismique	Marquage P : peinture C : clou	Commentaires	Nomenclature GPS Garmin	TOPO						Stéréo photogrammétrie : dates prises de vues					Paramètres	MNT résolution	Résolution ortho	Précision du nuage de points
				GPS Garmin			GPS RTK (LELA)								Timelapse T			
				Longitude	Latitude		X	Y	Z	SONY	Xiaomi Yi	Firefly6S	Lumix FT5	Phantom III	Hauteur perche H			
RIV1	P	Aval pont Gillot côté Ouest	1				344398,35	7688664,13	32,90									
	P	Aval pont Gillot	2				344395,78	7688655,00	32,99									
	P	Aval pont Gillot	3				344424,25	7688637,47	34,33									
	P	Aval pont Gillot	4				344453,97	7688623,01	35,31									
	P	Aval pont Gillot	5				344476,04	7688614,35	36,07				12/23/16					
	P	Aval pont Gillot côté Est	6				344505,03	7688602,71	35,89									
	P	Aval pont Gillot côté Est Lit RDP	143LIT				344508,67	7688599,58	35,07									
	P	Amont pont Gillot côté Ouest	7				344508,808	7688561,359	37,78									
	P	Amont pont Gillot	8				344520,709	7688553,588	37,41									
	P	Amont pont Gillot côté Est	9				344528,604	7688555,691	37,37									
RIV3	P	côté Ouest du lit	11				345237.050	7686065.808	97.090									
	P	côté Ouest du lit	12				345227.355	7686071.067	99.180									
	P	côté Ouest du lit	13				345225.181	7686076.993	98.580									
	P	côté Ouest du lit	14				345229.612	7686080.663	96.960									
	P	côté Ouest du lit	15				345224,663	7686086.322	96 896									
	P	côté Ouest du lit	16				345233.350	7686095.705	96.370									
	P	côté Est du lit	17				345213.619	7686083.382	98.260									
	P	côté Est du lit	18				345242.019	7686099.067	96.670	12/13/16	12/13/16	12/12/16		01/12/17	6 mètres	1,06cm/pix	5,3mm/pix	error 0,029m
	P	côté Est du lit	19				345248.603	7686084.795	97.220									
	P																	
		Pt du lit	28LIT.				345240.183	7686067.714	96.098									
	P	Pt du lit	29LIT.				345237.088	7686073.555	96.006									
	P	Pt du lit	30LIT.				345235.166	7686077.928	95.740									
	P	Pt du lit	31LIT.				345233.205	7686082.573	95.674									
	P	Pt du lit	32LIT.				345231.369	7686088.327	95.429									
	P	Pt du lit	33LIT.				345229.497	7686092.028	95.457									
RIV4	P	côté Nord du lit	21				344822.874	7684978.607	135.300									
	P	côté Nord du lit	22				344812.908	7684968.639	135.420									
	P	côté Sud du lit	23				344800.110	7684954.313	135.590									
	P	côté Sud du lit	24				344807.877	7684949.273	137.470									
	P	côté Sud du lit	25				344801.490	7684941.979	136.620									
	P	côté Sud du lit	26				344802.179	7684933.900	136.440									
	P	côté Sud du lit	27				344810.172	7684932.449	136.730									
	P	côté Sud du lit	28				344817.977	7684940.195	135.850									
	P	côté Sud du lit	29				344827.000	7684945.353	135.400					01/12/17		1,02cm/pix	5,08mm/pix	error 0,030m
	P	côté Sud du lit	30				344838.102	7684959.026	135.740									
	P	côté Sud du lit	31				344830.008	7684966.270	136.120									
	P	Pt du lit	238LIT				344799.531	7684956.232	135.026									
	P	Pt du lit	239LIT				344803.108	7684961.351	134.861									
	P	Pt du lit	240LIT				344810.392	7684964.210	134.785									
	P	Pt du lit	241LIT				344815.707	7684966.317	134.708									
	P	Pt du lit	242LIT				344819.544	7684968.069	134.516									
	P	Pt du lit	243LIT				344824.998	7684971.593	134.646									
RIV5	C	angle aval plateforme béton	51	55.49040	-20.96525													
	PA	zone aval face station	52	55.49035	-20.96496													
	PB	zone aval face station	53	55.48983	-20.96484													
	PC	zone aval face station	54	55.48983	-20.96504									12/28/16		1,2cm/pix	5,98mm/pix	
	PD	zone aval face station	55	55.49004	-20.96515													
	PE	zone aval face station	56	55.48979	-20.96541													
	PF	zone aval face station	57	55.48971	-20.96547													
	C	sur enrochement amont	58	55.49002	-20.96705													
RIV5 (amont)	PA	zone amont	59	55.48954	-20.96675													
	PB	zone amont	60	55.48951	-20.96703													
	PC	zone amont	61	55.48970	-20.96695									12/28/16		1,04cm/pix	5,21mm/pix	
	PD	zone amont	62	55.48992	-20.96721													
	PE	zone amont	63	55.49007	-20.96739													
	PF	zone amont	64	55.49036	-20.96777													
RIV6	P	Zone canalisation en aval Riv6	65	55.49874	-20.94497													
	P	Zone canalisation en aval Riv6	66	55.49881	-20.94491													
	P	Zone canalisation en aval Riv6	67	55.49876	-20.94475									12/28/16		3,95mm/pix	7,9mm/pix	
	P	Zone canalisation en aval Riv6	68	55.49885	-20.94468													
	P	Zone canalisation en aval Riv6	69	55.49877	-20.94476													
	P	Zone canalisation en aval Riv6	70	55.49862	-20.94484													

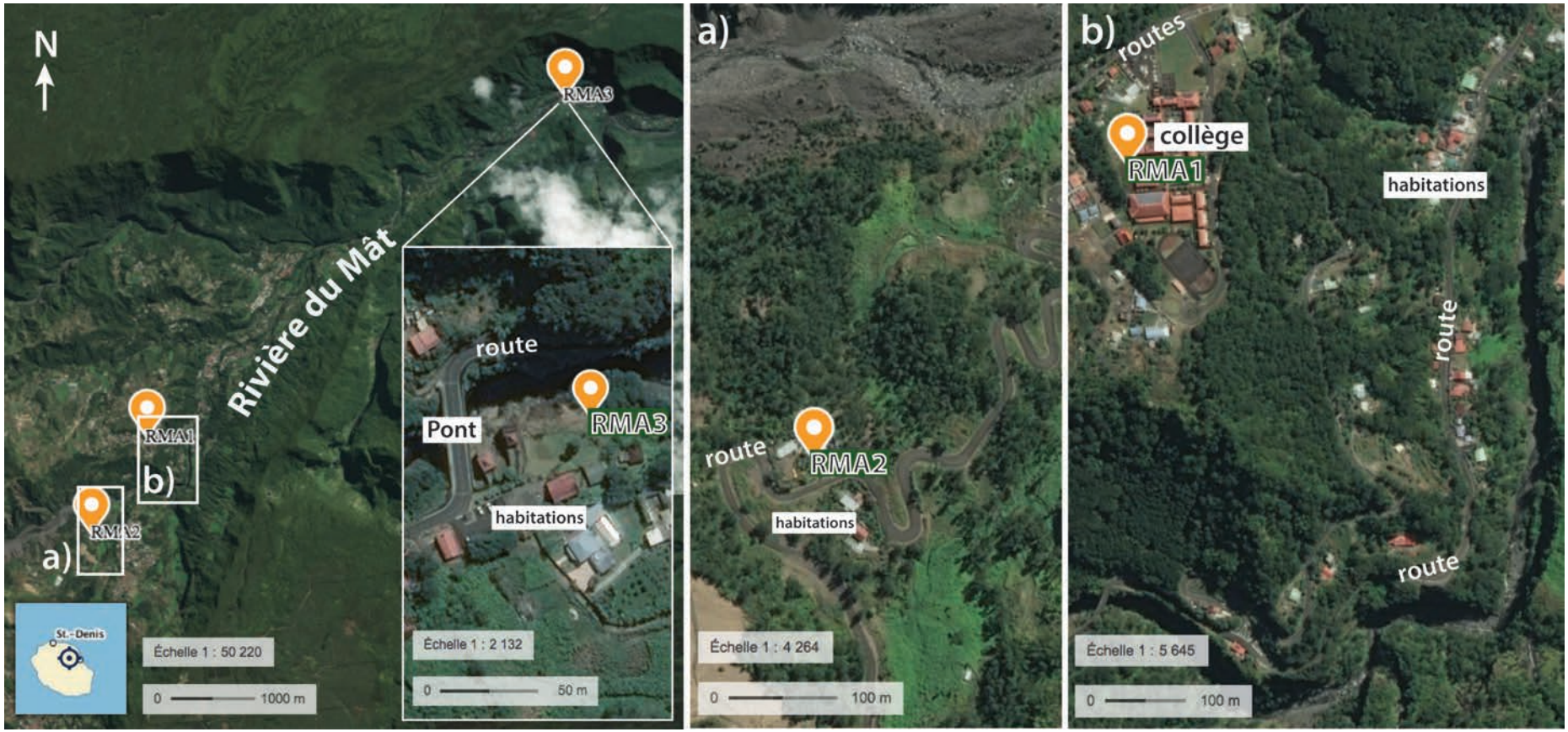
Infrastructures dans l'environnement du réseau sismique à la Rivière des Pluies

ANNEXE C1

C1. (Gauche) Rivière des Pluies instrumentée par nos six capteurs sismiques RIV1, RIV2, RIV3, RIV4, RIV6, RIV5. a) b) c) Zooms sur trois zones présentant la position des routes, ponts et habitations, et autres infrastructures localisées dans l'environnement proche des stations sismiques.

Infrastructures dans l'environnement du réseau sismique à la Rivière du Mât

ANNEXE C2



C2. (Gauche) Zone centrale de la Rivière du Mât instrumentée par nos trois capteurs RMA1, RMA2, RMA3 ; zoom sur RMA3 présentant la position des routes, ponts et habitations. a) b) Zooms sur RMA2 et RMA1

ANNEXE D

Shape parameters of the particle ground motion

The covariance matrix is formed from a principal component analysis [e.g. Fontaine et al., 2009; Sholz et al., 2017] applied to the three component seismic records. The covariance matrix is equal to $(1/N)(D^TD)$, where N is the number of points in the time window, D is a N by 3 centred matrix with the three orthogonal records (X and Y: two horizontal components and Z the vertical component) as its columns, and D^T is the transpose of D. D is mean centred by column.

We can also realize a principal component analysis using the horizontal components only and compute the degree of rectilinearity of the particle motion [Flinn, 1965; Montalbetti and Kanasewich, 1970] over the horizontal plane:

$$CpH = 1 - \frac{e_2}{e_1} \qquad (1)$$

where e_2 and e_1 are the eigenvalues of the covariance matrix obtained from the two horizontal components and $e_2 \leq e_1$.

The back-azimuth angle of the ground motion in the horizontal plane, θ is:

$$\theta = \arctan\frac{u_2}{u_1} \qquad (2)$$

where u_2 and u_1 are the cartesian coordinates of u the eigenvector corresponding to the highest eigenvalue of the covariance matrix.

We can determine the longitudinal component L by $L = cos(\theta)\, Y + sin(\theta)\, X$; where Y and X are the horizontal components. Using the longitudinal and vertical components, we can then determine a third covariance matrix and the degree of rectilinearity of the particle motion in the vertical plane:

$$CpZ = 1 - \frac{f_2}{f_1} \qquad (3)$$

where f_2 and f_1 are the eigenvalues of the covariance matrix determined using L and Z components and $f_2 \leq f_1$.

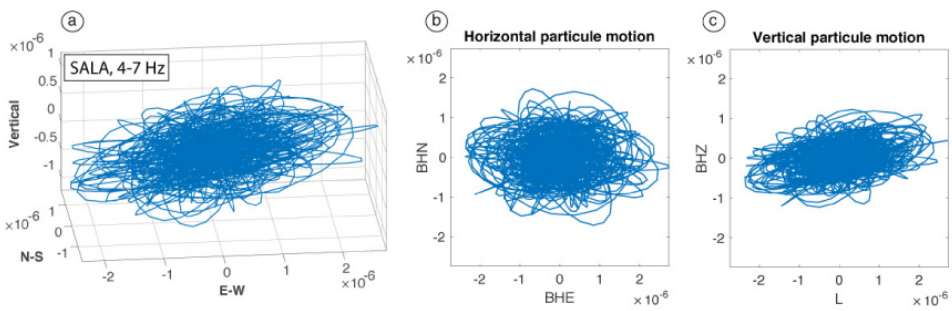
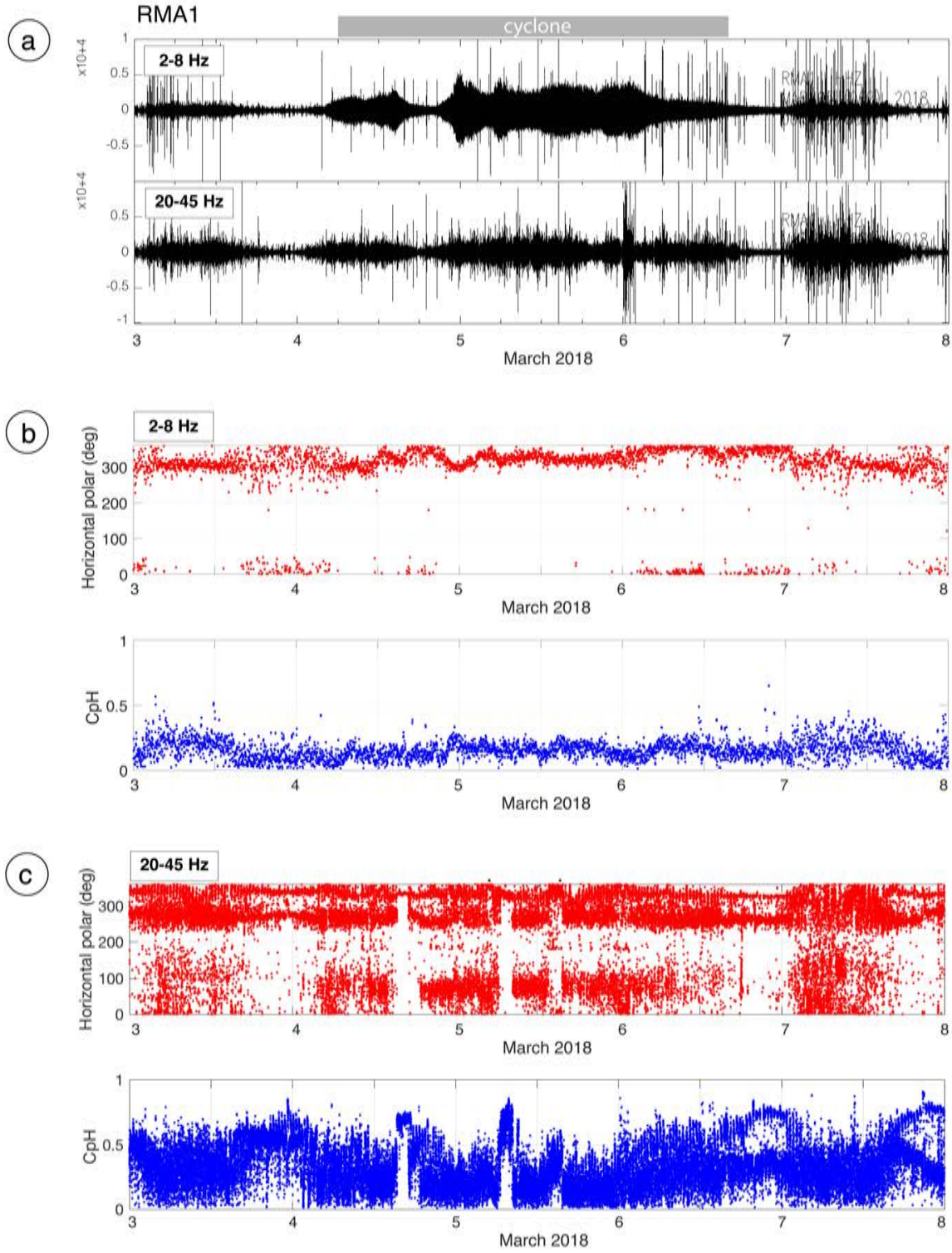


Figure. Example of polarization of the ground motion in the 4-7 Hz with fixed window (31 s containing 180 seismic cycles) calculation of the particles motion in the 4-7 Hz. a) 3D ground particles motion, b) 2D ground motion in the horizontal plane and c) 2D ground motion in the vertical plane.

ANNEXE E1

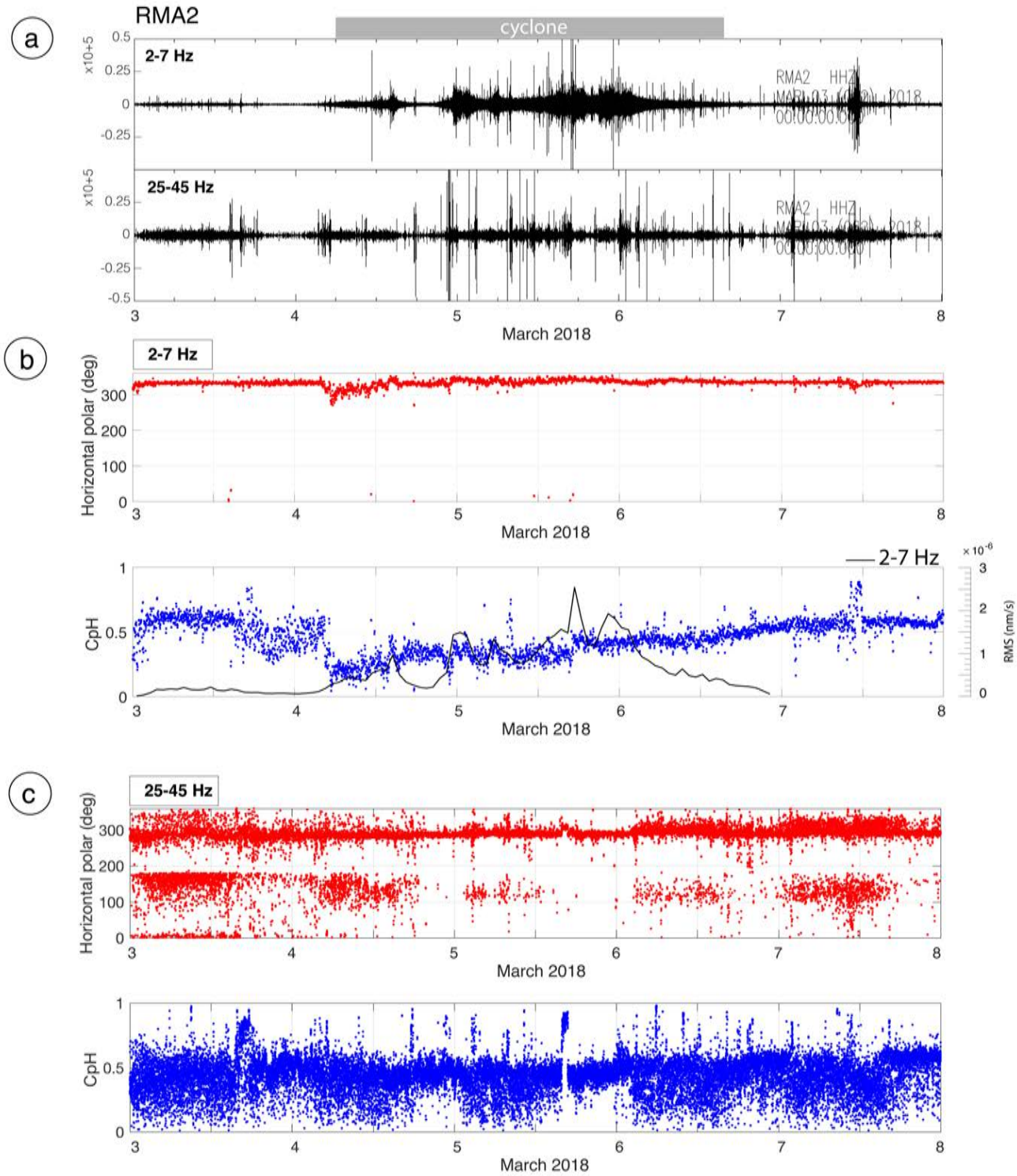
Polarization results for RMA1 station



Appendix D1. a) Seismic waveform recorded at station RMA1 during the cyclone Dumazile showing the smaller amplitude at low frequency than at high frequencies. b) Results from the polarization analysis in the 2-8 Hz showing the measured back-azimuth (red) and the CpH (in blue). c) Measured back-azimuths and computed CpH and RMS for the 20-45 Hz band.

ANNEXE E2

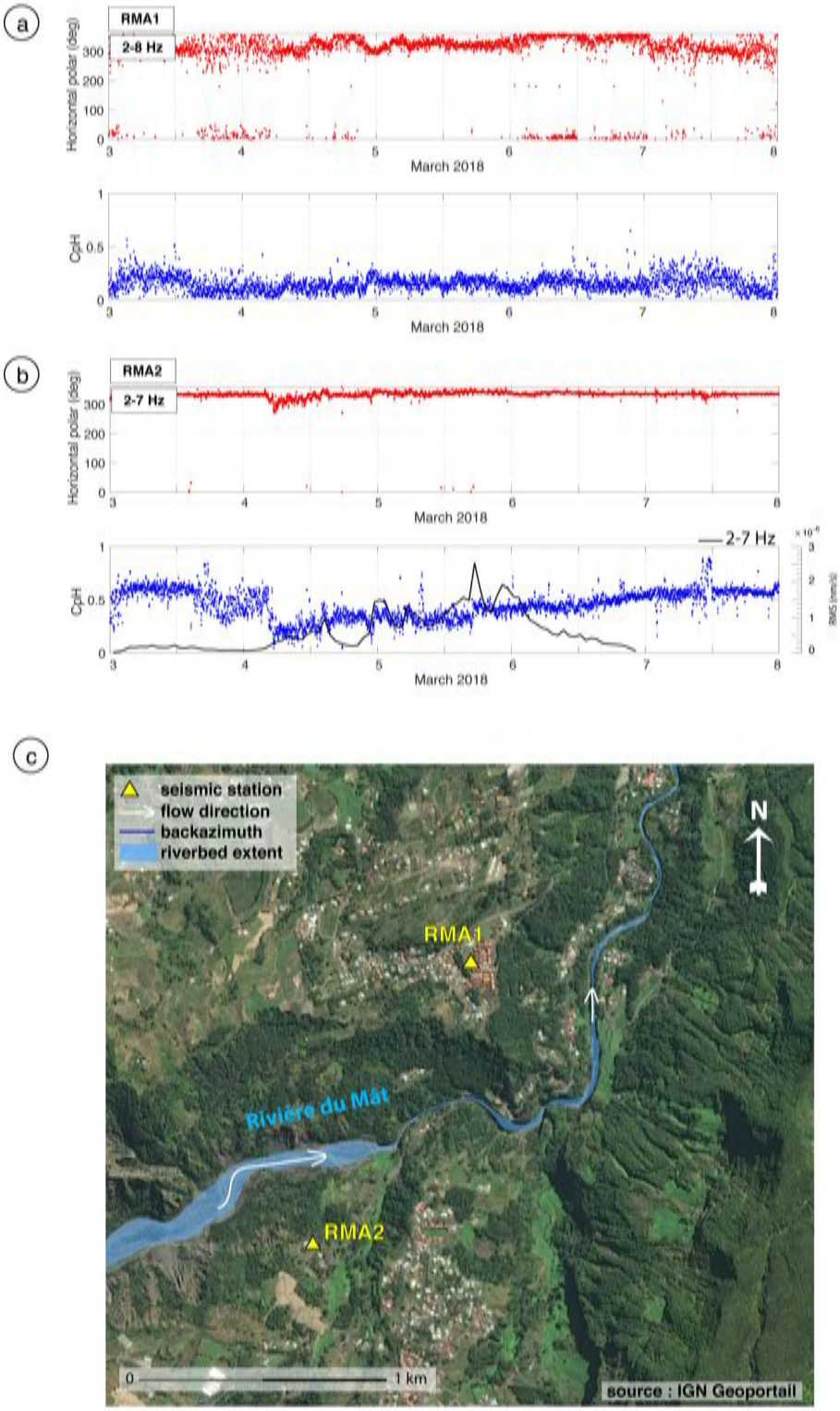
Polarization results for RMA2 station



Appendix D2. a) Seismic waveform recorded at station RMA2 during the cyclone Dumazile showing the smaller amplitude at low frequency than at high frequencies. b) Results from the polarization analysis in the 2-7 Hz showing the measured back-azimuth (red) and the CpH (in blue). The RMS determined in the 2-7 Hz frequency range is compared to the CpH variation. c) Measured back-azimuths and computed CpH and RMS for the 25-45 Hz band.

ANNEXE E3

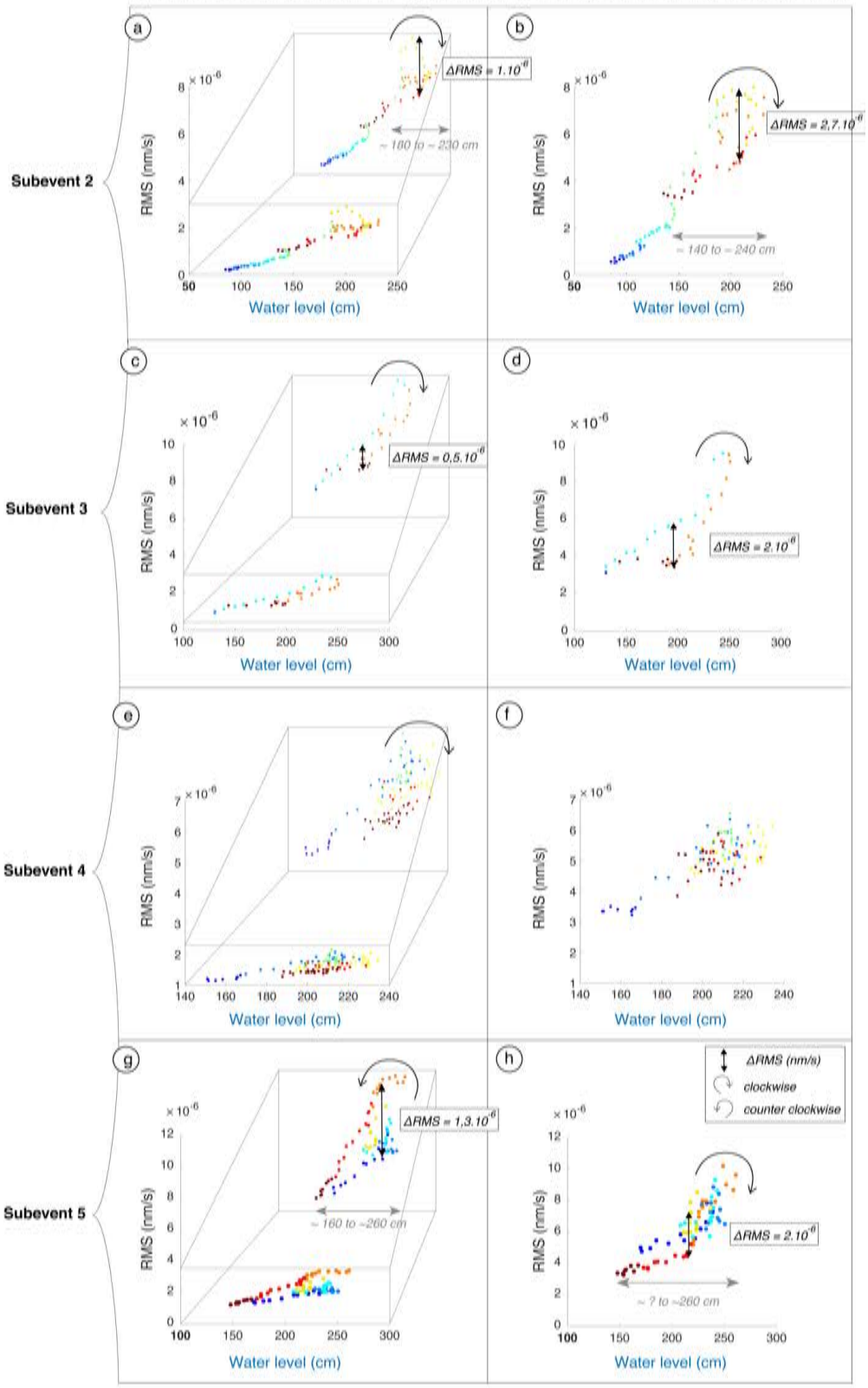
Polarization results for RMA1 and RMA2 stations and map of the surrounding of both stations.



Appendix D3. a) Results from the polarization analysis at station RMA1 in the 2-8 Hz showing the measured back-azimuth (red) and the CpH (in blue). b) Results from the polarization analysis at station RMA2 in the 2-7 Hz showing the measured back-azimuth (red) and the CpH (in blue). The RMS determined in the 2-7 Hz frequency range is compared to the CpH variation. c) Map of the surrounding of the seismic stations RMA1 and RMA2 (yellow triangles). A transparent bleu shape represents the riverbed of the Rivière du Mât and two white arrows represent its flowing direction towards the East direction.

ANNEXE E4

Relationships between mean PSD at station RMA3 and water level during flood subevents



Appendix D4. a), b) Relationships between mean PSD at station RMA3 and water level during the only first flood peak called Subevent 2. The dots colour scale indicates the time evolution. c), d) The same relation during the subevent 3. e), f) The same relation during the subevent 4. g), h) The same relation during the subevent 5. a) and b) have the same scale as long as c) and d); e) and f); g) andh). In order to better visualize the hysteresis amplitude, we show a zoom in a), c), e), g).

UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

Pôle Recherche
Ecoles doctorales

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné(e) Alicia Gonzalez en ma qualité de doctorant(e) de l'Université de La Réunion, déclare être conscient(e) que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à Saint-Denis le : 24/06/2019

Signature :

Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tes droits.
En conséquence, chaque utilisateur doit :
- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux
Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite ans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.
L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à cause un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».
L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (…) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.
Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage…) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur…) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.