

## Université Paris Cité

École doctorale Sciences de la Terre et de l'Environnement  
et Physique de l'Univers STEP'UP n°560

à l'Institut de Physique du Globe de Paris,  
Équipe de Dynamique des Fluides Géologiques

# Dynamique du transport en suspension dans deux petits bassins versants guadeloupéens : Bras-David et Capesterre

par Amande ROQUE-BERNARD

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre et de l'Environnement

Dirigée par Eric LAJEUNESSE

Présentée et soutenue publiquement le 21 avril 2022

Devant un jury composé de

Eric LAJEUNESSE	Physicien	IPGP	Directeur de thèse
Antoine LUCAS	CR	IPGP	Co-encadrant
Eric GAYER	MCU	IPGP	Co-encadrant
Alain CRAVE	CR-HRD	Université de Rennes	Rapporteur
Jean-Michel MARTINEZ	DR	IRD	Rapporteur
Cécile FERRARI	Professeur	IPGP	Examinateuse
Caroline LE BOUTEILLER	PhD	INRAE	Examinateuse



## Résumé

Dynamique du transport en suspension dans deux petits bassins versants guadeloupéens : Bras-David et Capesterre

Le transport des particules fines en suspension dans les rivières participe à l'érosion et donc à la dynamique des paysages. Il est donc essentiel de comprendre comment ce transport opère et quelles sont les charges sédimentaires qui en résultent. Le transport en suspension est principalement contrôlé par le débit de la rivière. Mais la relation entre concentration de matière en suspension et débit n'est pas univoque, et des boucles dans les sens horaires et anti-horaire, ou hystérésis, sont couramment observées dans de nombreuses rivières. Pour expliquer ce phénomène, nous proposons un modèle simple de transport en suspension qui tient compte de l'échange de particules fines entre le lit de la rivière et la colonne d'eau. Ce modèle phénoménologique fait intervenir trois paramètres : (1) un niveau d'eau seuil, qui caractérise le cisaillement nécessaire, au-dessus duquel le débit commence à éroder les particules du lit, (2) un taux d'érosion qui caractérise l'intensité de l'entraînement des sédiments, (3) une vitesse de sédimentation, liée à la taille des grains transportés, qui décrit le dépôt des sédiments. Une étude théorique nous a permis d'estimer l'influence des valeurs des paramètres sur la forme des chroniques de concentration modélisées sur des crues synthétiques. Elle montre également que le modèle permet de recréer des hystérésis anti-horaire comme celles observées dans les chroniques de nombreuses rivières. Nous testons ensuite la validité du modèle sur des données collectées dans les bassins versants de Capesterre et de Bras-David, deux bassins versants de taille modeste ( $16$  et  $11 \text{ km}^2$ ), situés sur l'île de Basse-Terre, en Guadeloupe, et instrumentés par l'Observatoire de l'Eau et de l'éRosion aux Antilles (ObsERA). Bien que basé sur des hypothèses très simplificatrices (bassin versant homogène, sédiment de taille homogène provenant uniquement du lit de la rivière, pas d'effet d'onde de crue), le modèle reproduit de manière cohérente nos données de terrain et capture avec succès le comportement hystérique anti-horaire de la relation concentration-débit de nombreuses crues. En utilisant des méthodes d'inversion, nous évaluons les paramètres du modèle sur des crues isolées, puis sur des chroniques plus longues (deux semaines). Nos inversions montrent que la taille caractéristique des grains en suspension peut être estimée à partir des mesures de turbidité de la rivière, et ce même en l'absence de relation concentration-turbidité. Le modèle démontre également son efficacité dans la reproduction quantitative du transport de particules fines dans un petit cours d'eau, à l'échelle de la crue, et sur des périodes plus longues (typiquement deux semaines). Le modèle échoue, cependant, à décrire certains événements de crue, caractérisés par des relations concentration-débit de sens horaire. Nous suspectons

que ces évènements sont dominés par l'injection dans la rivière de particules fines en provenance des versants, un processus qui n'est pas inclus dans le modèle.

Mots clés : transport en suspension, bassin versant, érosion, sédimentation, hystérésis

## Abstract

Dynamics of suspended transport in two small Guadeloupean catchments:  
Bras-David and Capesterre

The transport of fine particles in suspension in rivers plays a key role in the erosion of continents and in the dynamics of landscapes. It is therefore important to understand the dynamics of this transport. River discharge is the main driver of sediment transport. Yet the relation between the suspended load concentration and the discharge is not unequivocal, and both clockwise and counter-clockwise loops, or hysteresis, are commonly observed in many rivers. To explain this phenomenon, we propose a phenomenological model for the suspended transport that accounts for the exchange of fine particles between the riverbed and the water column. This model involves three parameters: (1) a threshold water level, which characterizes the shear stress, above which the flow begins to entrain fine particles from the bed, (2) an erosion rate that characterizes the intensity of sediment entrainment, and (3) a settling velocity accounting for sediment deposition, which is related to the size of the transported grains. A theoretical investigation, based on synthetic floods, allows us to estimate the sensitivity of the model output to the input parameters. We show that the model accounts for counter-clockwise hysteresis of the concentration-discharge relation like those observed in the time series of many rivers. We then test the validity of the model against data collected in the Capesterre and Bras-David catchments, two small catchments (about 15 km<sup>2</sup>), located in Guadeloupe, monitored by the Observatoire de l'Eau et de l'érosion aux Antilles (ObsERA). Although the model is based on simplifying assumptions, it consistently reproduces our field data and successfully captures the hysteretic counter-clockwise behavior of the concentration-discharge relation. Using inversion methods, we evaluate the model parameters on a few isolated floods and then on longer time series, of duration about two weeks. We also show that the characteristic size of transported grains can be derived from turbidity measurements, even in the absence of a concentration-turbidity relation. The model also demonstrates its effectiveness in quantitatively reproducing fine particle transport in a small river, at the flood scale and over longer periods, typically two weeks. Yet the model fails to represent some flood events, characterized by a clock-wise hysteresic loop in the concentration-discharge relation. We suspect that transport during these events is dominated by the input of fine particles originating from hillslopes, a process that is not accounted for by our model.

Keywords : suspended load, catchment, erosion, sedimentation, hysteresis



# Remerciements

Il est important pour moi de remercier tous ceux qui m'ont accompagnée lors de l'accomplissement de cette thèse et qui par leur présence, leurs mots, leur soutien, leur rencontre, m'ont amenée à choisir de me lancer dans cette aventure triennale (+ un semestre en supplément). N'étant pas douée pour exprimer ma gratitude, j'espère n'omettre personne et trouver les bons mots pour traduire et transmettre avec justesse mes sentiments à leur égard.

Trois noms viennent, bien entendu, tout naturellement en premier : Antoine Lucas, Eric Lajeunesse et Eric Gayer. Notre entente a toujours été particulièrement sympathique et joviale (on rit beaucoup en réunion), ce qui a créé une atmosphère de confiance et d'échange. C'est grâce à cette atmosphère chaleureuse et stimulante que j'ai pu pleinement exprimer mes opinions, points de vue et idées. Merci à vous trois d'avoir toujours été à mon écoute. Je sais que les confinements ont été des moments difficiles pour tous, je vous remercie d'autant plus d'avoir été très disponibles pendant ces périodes particulières (je veux dire que vous avez été et vous êtes toujours très dispos si j'ai besoin, mais j'ai particulièrement apprécié votre soutien dans ces moments). Merci également de m'avoir laissé orienter cette thèse dans la direction de mon choix. Bref, avec vous trois, j'ai tiré le tiercé gagnant. Un grand merci !

Je remercie Julien Bouchez et Pascal Allemand, les deux membres de mon comité de thèse, pour m'avoir accompagnée toutes ces années, pour leur bienveillance et pour leur intérêt pour ma thèse. Merci d'avoir alimenté la discussion et aidé à développer mon raisonnement.

Je remercie également les membres du jury : les rapporteurs : Alain Crave, Jean-Michel Martinez, les examinatrices : Caroline Le Bouteiller et Cécile Ferrari. Merci d'avoir accepté de faire partie de mon jury, du temps accordé à la lecture, l'étude et la réflexion sur mon sujet de thèse, des questions pointues et pertinentes posées et de l'intérêt porté à mon sujet.

Merci à Isabelle Martinez, Cinzia Farnetani, Jean-Paul Montagner, Eric Gayer, et

Maylis Landeau de m'avoir donné l'opportunité pendant trois (ou quatre) ans de faire partie du corps enseignant du DFED (enfin je n'étais qu'une petite chargée de TD). J'ai beaucoup appris côté pédagogie en enseignant et je suis convaincue que les compétences acquises à cette occasion me serviront longtemps dans ma carrière scientifique.

Merci à Vincent, Céline et les autres membres d'ObsERA (tranquilles sous le soleil de Guadeloupe, et bien que nous ne nous soyons jamais vu — ou peut-être une fois en coup de vent) d'avoir toujours été disposés à répondre à mes questions concernant les données et l'instrumentation. Je n'ai malheureusement pas eu la chance de venir en mission de terrain sous le soleil des Antilles, je vous remercie d'autant plus de m'avoir fourni de précieuses informations pour mieux comprendre comment été monitorée ma petite rivière. À cette occasion, merci de nouveau Pascal, pour tes précieuses photos et vidéos de la rivière qui m'ont presque donné l'impression que je pataugeais dedans.

Merci à l'équipe de Planétologie et Sciences Spatiales, mais également à tous ceux qui partagent les locaux du bâtiment Lamarck, où il fait bon venir au bureau et travailler, pour m'avoir accueillie toutes ces années (depuis les stages de Master !) et pour avoir l'art de générer une atmosphère agréable de bonne entente. Alors merci à Alice D., Alice J., Annarosa, Anne, Arnaud, Boris, Chloé, Christiane, Christos, Claudine, David, Elvira, Emily, Fabio, Federico, Francesco, Francis, Gabrielle, Giovanni, Glenn, Grégory, Guillaume, Gwendoline, Henri, Isabelle, Kristel, Laurent, Léa, Louis-Marie, Maël, Marie, Matthieu G., Matthieu P., Maylis, Michel, Nora, Ninh, Olivier, Paul, Philippe, Raphaël, Sabrina, Safa, Samuel, Sylvain C., Sylvain T., Taichi, Tanguy, et Taoufik.

Merci à mes collègues de bureau, Salma, Julian et Marouchka, car il n'y a qu'avec une bonne ambiance de bureau que l'on peut faire du bon travail.

Merci à tous mes *fellow phd students* que j'ai rencontré pendant cette expérience pour leur soutien, merci donc à Alexandra, Alexandre, Angèle, Ariel, Audrey, Aurélien, Cyril G., Cyril S., Gaspard, Julianna, Léa, Lisa, Louise, Marina, Pauline, Sarah, Valentin et plein d'autres !

Merci à mes amis, et notamment Florian, Jean-Philippe, Philippe et Nour, pour leur soutien à l'international.

Merci à mon petit groupe de copines, docteures et futures docteures, celles qui m'ont soutenue depuis la licence, ou bien le master pour celles que j'ai rencontrées plus tard, merci d'avoir toujours été là pour moi, et j'espère encore pour de nombreuses années à venir, alors merci Ana, Charlotte, Evelyne, Gaëlle, Nassima et Tania.

Et enfin, si je devais retracer le chemin des rencontres qui m'ont conduite sur la route

---

de la recherche et des géosciences (et qui donc méritent ma gratitude), je commencerais par Caroline Lechevallier, ma professeure de SVT en Seconde et Terminale. Elle a su éveiller en moi un intérêt pour les géosciences dès le lycée, alors qu'il est bien connu que c'est la partie du programme la moins appréciée des lycéens (Argh les cailloux).

Vient ensuite Vincent Busigny, et toute l'équipe enseignante, pour m'avoir donné l'opportunité de bénéficier des enseignements de la formation STEP et de m'équiper des outils nécessaires pour entreprendre cette thèse. Puis c'est par mon premier stage, tourné vers les étoiles, à la fin de ma Licence 2, que j'ai découvert le monde de la recherche : Sébastien Charnoz, premier mentor, a su me transmettre, par sa joyeuse véhémence, le goût de la recherche, ce qui m'a incité à répéter l'expérience avec deux autres stages sous son encadrement. J'ai donc décidé de poursuivre vers le Master Télédétection, choix effectué après avoir suivi un cours introductif mais passionnant sur ce domaine, présenté par Stéphane Jacquemoud en Licence 3.

Enfin, c'est lors de ma recherche pour un stage en Master 1, et par l'intermédiaire de Stéphane, que j'ai eu la chance de me retrouver dans l'équipe de PSS à travailler avec Antoine (et Cécile!). Et la suite on la connaît ! : un second stage en Master 2, rebelote avec Antoine, et puis la thèse ! Merci chaleureusement à vous tous !

*And last but not least*, je remercie toute ma famille et tout particulièrement ma mère. Je pense (en fait j'en suis sûre) que je lui dois beaucoup, et la remercier pour le temps, l'énergie qu'elle m'a consacrée et le soutien apporté, occuperait certainement tout un nouveau chapitre... .



# Table des matières

<b>I</b>	<b>Introduction</b>	<b>15</b>
<b>II</b>	<b>État de l'art</b>	<b>19</b>
II.1	Notions de bassin versant . . . . .	20
II.2	Mesure de la concentration des sédiments en suspension . . . . .	22
II.2.1	Mesure manuelle . . . . .	22
II.2.2	Relation concentration-débit . . . . .	23
II.2.3	Turbidimétrie . . . . .	25
II.2.4	Méthodes alternatives . . . . .	26
II.3	Dynamique du transport de sédiments : hystérésis . . . . .	27
II.3.1	Classification et observations des hystérésis . . . . .	27
II.3.2	Approche descriptive . . . . .	28
II.3.3	Modélisation semi-empirique . . . . .	30
II.3.4	Facteurs influençant la relation concentration-débit . . . . .	31
II.4	Entraînement et transport de particules dans une rivière . . . . .	32
II.4.1	Particule sur le lit : seuil de mise en mouvement . . . . .	32
II.4.2	Modes de transports de sédiments solides . . . . .	36
II.4.3	Particule en suspension : vitesses de sédimentation . . . . .	38
II.4.4	Concurrence érosion-sédimentation : nombre de Rouse . . . . .	41
II.5	Problématique et objectifs . . . . .	42
<b>III</b>	<b>La Guadeloupe : un laboratoire hydrologique naturel</b>	<b>43</b>
III.1	Île de Basse-Terre, Guadeloupe . . . . .	44
III.1.1	Contexte géodynamique et géologie . . . . .	44
III.1.2	Le climat . . . . .	46
III.1.3	Les sols . . . . .	48
III.1.4	La végétation . . . . .	50
III.2	Érosion sur l'île de Basse-Terre . . . . .	51
III.3	Les bassins versants étudiés . . . . .	53
III.3.1	Capesterre . . . . .	53
III.3.2	Bras-David . . . . .	57
<b>IV</b>	<b>Suivi hydrologique des rivières de Capesterre et Bras-David</b>	<b>61</b>
IV.1	Hauteur d'eau et débit . . . . .	62

IV.1.1	Mesure de hauteur d'eau . . . . .	62
IV.1.2	Étalonnage de la relation débit-hauteur d'eau . . . . .	63
IV.1.3	Présentation générale des données de hauteur et de débit .	64
IV.1.4	Fluctuations naturelles du signal de hauteur d'eau . . . .	66
IV.2	Mesure de la concentration des sédiments en suspension . . . .	67
IV.3	Mesure de la turbidité . . . . .	69
IV.3.1	Définition de la turbidité . . . . .	69
IV.3.2	Principe physique et instrumentation . . . . .	69
IV.3.3	Relation turbidité/environnement/particule . . . . .	70
IV.3.3.1	Influence de la nature des particules . . . . .	70
IV.3.3.2	Influence de la nature de l'environnement . . . .	73
IV.3.4	Présentation générale des données de turbidité . . . . .	75
IV.3.5	Minimum échantillonné et dérive instrumentale . . . . .	75
IV.4	Étalonnage de la relation concentration-turbidité . . . . .	78
IV.4.1	Étalonnage sur Capesterre . . . . .	78
IV.4.2	Cas de Bras-David . . . . .	79
IV.5	Érosion à Capesterre . . . . .	80
IV.6	Observations du signal hydrologique . . . . .	80
IV.6.1	À l'échelle du mois . . . . .	80
IV.6.2	À l'échelle d'une crue . . . . .	82
<b>V</b>	<b>Modélisation du transport de sédiments</b>	<b>85</b>
V.1	Modèle phénoménologique du transport de sédiments . . . . .	86
V.1.1	Hypothèses et formalisme . . . . .	86
V.1.2	Adimensionnement . . . . .	89
V.2	Étude du comportement du modèle . . . . .	90
V.2.1	Réponse du modèle à un forçage en forme de créneau . . .	90
V.2.1.1	Résolution analytique . . . . .	90
V.2.1.2	Influence du forçage . . . . .	92
V.2.2	Réponse du modèle à une crue synthétique . . . . .	93
V.2.2.1	Définition d'un forçage mimant une crue . . . .	93
V.2.2.2	Influence du forçage . . . . .	95
V.2.2.3	Influence des paramètres . . . . .	97
V.2.3	Étude de sensibilité par les indices de Sobol . . . . .	101
V.3	Assimilation sur les données . . . . .	103
V.3.1	Cartes de la qualité de l'ajustement . . . . .	104
V.3.2	Hypothèse sur la relation concentration-turbidité . . . .	106
V.3.3	À l'échelle de la crue . . . . .	107
V.3.3.1	Cas d'une crue unique . . . . .	107
V.3.3.2	Cas d'un catalogue de crue . . . . .	112
V.3.4	À l'échelle d'une série de crues consécutives . . . . .	116
V.4	Discussion sur les résultats à Bras-David . . . . .	120
V.5	Conclusion sur les capacités du modèle . . . . .	123

<b>VI Applications, interprétations et limites du modèle</b>	<b>125</b>
VI.1 Application à Capesterre . . . . .	126
VI.2 Fonction d'érosion en loi de puissance . . . . .	128
VI.3 Observation de phénomènes hors hypothèses . . . . .	132
VI.4 Vitesse de sédimentation et taille de particules . . . . .	135
VI.4.1 Détermination de la taille à partir de la vitesse . . . . .	135
VI.4.2 Interprétation de la taille . . . . .	136
VI.5 Détermination du paramètre de Shields . . . . .	139
<b>VII Conclusion et perspectives</b>	<b>143</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>147</b>
<b>A Annexes au manuscrit</b>	<b>159</b>
A.1 Chapitre IV . . . . .	160
A.2 Chapitre V . . . . .	166
A.3 Chapitre VI . . . . .	168
<b>B Codes</b>	<b>171</b>
B.1 Importation des données ObsERA . . . . .	171
B.2 Programmation de l'étalonnage . . . . .	172
B.2.1 Extraction des données . . . . .	172
B.2.2 Calcul de la relation . . . . .	173
B.3 Programmation des fonctions du modèle . . . . .	174
B.4 Programmation de l'assimilation . . . . .	176
<b>Table des figures</b>	<b>177</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>181</b>

# Liste des symboles

	Description	Dimension
$a$	Coefficient de calibration dans la relation $C_s = aT$	M/L <sup>3</sup> /NTU
$A$	Section transversale de la rivière	L <sup>2</sup>
$C_0$	Concentration caractéristique de sédiments	M/L <sup>3</sup>
$C_s$	Concentration de sédiments en suspension dans la rivière	M/L <sup>3</sup>
$\widetilde{C}_s$	Concentration normalisée par rapport à $C_0$	Ø
$C_\infty$	Coefficient de traînée	Ø
$C_d$	Fonction de traînée	Ø
$d$	Taille caractéristique des grains	L
$D$	Fonction de sédimentation	M/L <sup>2</sup> /T
$E$	Fonction d'érosion	M/L <sup>2</sup> /T
$F$	Flux horizontal de sédiment	M/L/T
$\mathbf{F}_g$	Balance entre le poids $\mathbf{P}$ et la poussée d'Archimède $\mathbf{F}_A$	ML/T <sup>2</sup>
$\mathbf{F}_d$	Force de traînée	ML/T <sup>2</sup>
$g$	Accélération de la pesanteur	L/T <sup>2</sup>
$h$	Hauteur d'eau de la rivière	L
$h_t$	Hauteur d'eau seuil	L
$\tilde{h}$	Hauteur d'eau normalisée par rapport à $h_t$	Ø
$h_{max}$	Hauteur maximale d'eau (transitoire)	L
$h_0$	Hauteur minimale, initiale d'eau (transitoire)	L
$h_{12}$	Hauteur maximale d'eau (stationnaire)	L
$h_{01}, h_{23}$	Hauteur minimale, initiale d'eau (stationnaire)	L
$H_{ht}$	Heaviside, $H_{ht} = H(h - h_t)$	Ø
$MTC$	Masse totale cumulée	M
$Q$	Débit de la rivière	L <sup>3</sup> /T
$R_e, R_e^*$	Nombre de Reynolds	Ø

---

$R_o$	Nombre de Rouse	$\emptyset$
$S$	Pente de la rivière	$\emptyset$
$S_i$	Indice de Sobol de la variable $i$	$\emptyset$
$T$	Turbidité	NTU
$t$	Temps	T
$t_s$	Temps caractéristique de la sédimentation, $t_s = h_t/V_s$	T
$\tilde{t}$	Temps normalisé, $\tilde{t} = t/t_s$	$\emptyset$
$\Delta t_{12}$	Durée de la porte (stationnaire), $\Delta t_{12} = t_2 - t_1$	T
$t_{event}$	Début de la crue (transitoire)	T
$\Delta t_{storm}$	Durée de la montée de crue (transitoire)	T
$\Delta t_{hC}$	Ecart de temps entre le pic de crue et de concentration	T
$u$	Vitesse d'écoulement du fluide	$ML/T^2$
$u^*$	Vitesse de cisaillement du fluide	$ML/T^2$
$u_q$	Vitesse du débit	$ML/T^2$
$V_s$	Vitesse de sédimentation de la particule	$L/T$
$x$	Direction horizontale	L
$y$	Direction verticale	L
<hr/>		
$\alpha$	Taux d'érosion (espace), $\alpha = \epsilon/V_s$	$M/L^4$
$\alpha'$	Taux d'érosion (espace, turbidité), $\alpha' = \epsilon'/V_s$	NTU/L
$\epsilon$	Taux d'érosion (temps)	$M/L^3/T$
$\epsilon'$	Taux d'érosion (temps, turbidité), $\epsilon' = \epsilon/a$	NTU/T
$\chi^2$	Moindres carrés	[données]
$\phi_s$	Concentration de sédiment, $\phi_s = hC_s$	$M/L^2$
$\phi'_s$	Concentration de sédiment (turbidité), $\phi'_s = hT$	NTU L
$\tau$	Contrainte de cisaillement	$M/L/T^2$
$\tau_c$	Contrainte de cisaillement critique pour l'entraînement	$M/L/T^2$
$\Theta$	Paramètre de Shields	$\emptyset$
$\Delta\rho$	Différence de densité entre les sédiments $\rho$ et le fluide $\rho_f$	$M/L^3$
$\nu$	Viscosité cinématique du fluide	$L^2/T$
$\mu$	Viscosité dynamique du fluide	$M/L/T$

---

# **Chapitre I**

## **Introduction**

What makes a river so restful to people is that it doesn't have any doubt - it is sure to get where it is going, and it doesn't want to go anywhere else.

---

Hal Boyle

Les rivières sculptent les paysages en incisant le relief qui contrôle leur cours, et leur débit est fortement influencé par la pluviométrie sur l'ensemble du bassin versant [Anderson and Anderson, 2010, Bierman and Montgomery, 2014].

Lors d'une crue, le débit de la rivière augmente. À cette occasion, l'aspect de l'eau de la rivière peut devenir trouble et marron (Fig. I.1). Ce changement est dû à la présence de particules fines en suspension dans l'eau, dont la taille varie généralement entre quelques dizaines et quelques centaines de micromètres [Sheldon *et al.*, 1972, Wilcock *et al.*, 2009]. Ces particules fines, maintenues en suspension dans l'eau par la turbulence de l'écoulement, constituent ce que nous appelons la "charge en suspension" [Van Rijn, 1984].



FIGURE I.1 – La Seine en crue, Paris, 22 Janvier 2018. ©AFP.

Ces sédiments proviennent de l'érosion du lit de la rivière, des berges et des versants du bassin drainé par le réseau hydrographique associé [Bierman and Montgomery, 2014]. La rivière transporte ces sédiments depuis l'intérieur du bassin vers son exutoire et contribue donc à l'érosion et à l'évolution du relief. Il est donc nécessaire de mesurer le transport de sédiments en suspension pour mieux comprendre et étudier sa dynamique et son rôle dans l'érosion continentale.

La mesure de la concentration des sédiments en suspension est facilement réalisable de manière ponctuelle. Il suffit, par exemple, de prélever un échantillon d'eau, de filtrer la charge solide et de la peser pour estimer la concentration. En pratique, cependant, cette opération est longue et elle ne permet pas de mettre en place un suivi continu de la concentration des sédiments en suspension dans une rivière.

Comme la concentration augmente avec le débit de la rivière, il est tentant d'utiliser le débit comme "proxy" pour la concentration [Horowitz, 2003, Huang and Montgomery, 2013] (Fig. I.2.a). Il est en effet bien plus facile de mesurer de manière continue le débit, par une instrumentation automatique, que la charge sédimentaire, c'est pourquoi le débit est fréquemment utilisé comme grandeur intermédiaire.

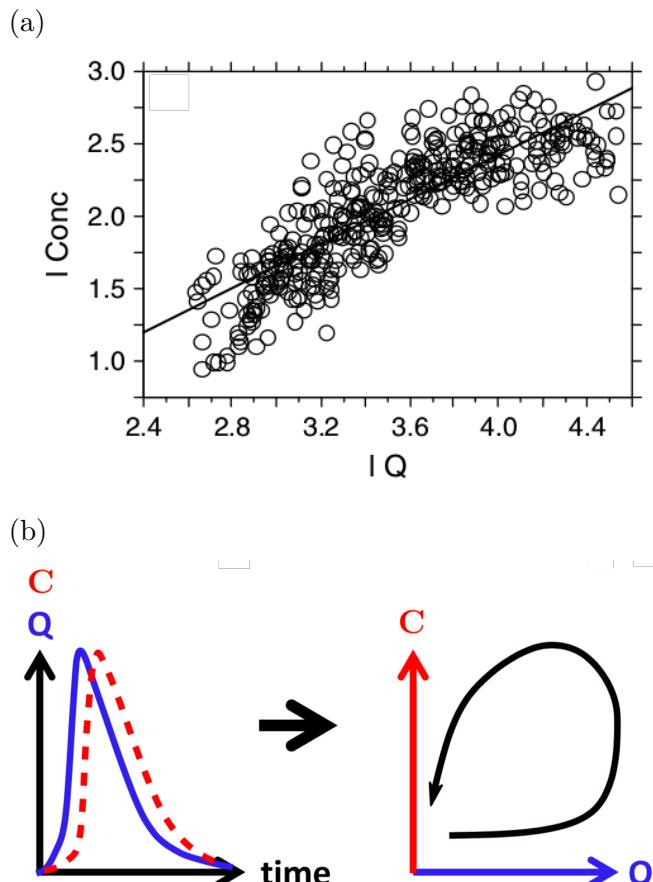


FIGURE I.2 – Dispersion des données de la relation débit-concentration. (a) Relation entre les logarithmes de la concentration ( $\log \text{Conc}$ ) et du débit ( $\log Q$ ), Broad River, Géorgie, États-Unis. D'après Horowitz [2003]. (b) Cycle d'hystérésis anti-horaire. SSC : concentration des sédiments en suspension,  $Q$  : débit. D'après Misset [2019].

Mais les données de concentration des sédiments en suspension en fonction du débit présentent souvent une large dispersion, lorsque nous les traçons pour des acquisitions sur de grandes périodes (mois, années). Cette dispersion est due à une variabilité naturelle du système qui est un système dynamique dans le temps. De plus, les variations de concentration ne sont pas nécessairement synchrones avec les variations de débit. À l'échelle de la crue, cela se traduit par l'observation de boucles, appelées hystérésis [Williams, 1989] (Fig. I.2.b). La dispersion des données et le caractère non univoque de ces boucles limitent donc l'utilisation des relations débit-concentration à des études à grande échelle (échelle du bassin, de l'année). Si l'existence d'hystérésis limite l'utili-

sation du débit comme intermédiaire pour la concentration, la forme de ces hystérésis contient de l'information sur les processus de transport de sédiments, à l'échelle de la rivière, voire du bassin versant. Les causes des hystérésis sont nombreuses et complexes, car elles dépendent à la fois de la localisation de la source des sédiments, des modes de transport, de l'écoulement de la rivière et de l'état du lit.

Dans ce travail de thèse, nous proposons d'établir un formalisme simple du transport de sédiments dans la rivière, dans le but d'expliquer les variations de concentration des sédiments en suspension en fonction de celles du débit de la rivière. Notre modèle est basé sur la compétition entre deux processus : l'érosion du lit de la rivière et la sédimentation des particules transportées. Pour ce faire nous nous appuierons sur les données de hauteur d'eau (indicateur pour le débit) et de turbidité (indicateur pour la concentration en sédiments) mesurées depuis 2013 et 2016, en Guadeloupe, par l'Observatoire de l'Eau et de l'éRosion aux Antilles (ObsERA). Après un état de l'art (Chapitre II), nous présenterons le contexte de la Guadeloupe et des bassins versants étudiés (Chapitre III), puis nous décrirons les méthodes de mesures et d'étalonnage des données d'hydrologie et de turbidité (Chapitre IV). Ensuite, nous établirons notre modèle, étudierons son comportement, et en testerons sa validité et discuterons de ses limites sur des crues isolées puis sur des chroniques (Chapitre V). Enfin nous discuterons des implications de nos résultats (Chapitre VI).

## Chapitre II

# État de l'art

---

II.1	Notions de bassin versant . . . . .	20
II.2	Mesure de la concentration des sédiments en suspension . . . . .	22
II.2.1	Mesure manuelle . . . . .	22
II.2.2	Relation concentration-débit . . . . .	23
II.2.3	Turbidimétrie . . . . .	25
II.2.4	Méthodes alternatives . . . . .	26
II.3	Dynamique du transport de sédiments : hystérésis . . . . .	27
II.3.1	Classification et observations des hystérésis . . . . .	27
II.3.2	Approche descriptive . . . . .	28
II.3.3	Modélisation semi-empirique . . . . .	30
II.3.4	Facteurs influençant la relation concentration-débit . . . . .	31
II.4	Entraînement et transport de particules dans une rivière . . . . .	32
II.4.1	Particule sur le lit : seuil de mise en mouvement . . . . .	32
II.4.2	Modes de transports de sédiments solides . . . . .	36
II.4.3	Particule en suspension : vitesses de sédimentation . . . . .	38
II.4.4	Concurrence érosion-sédimentation : nombre de Rouse . . . . .	41
II.5	Problématique et objectifs . . . . .	42

---

Ce travail de thèse se place à l'échelle du bassin versant. Il est donc nécessaire de commencer par en définir les caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques, les processus d'apport et de transport de sédiments, et les couplages entre ces processus. Ensuite, nous présenterons les différentes méthodes de mesure de la concentration des sédiments en suspension et discuterons de leurs avantages et de leurs limites. Puis, nous discuterons des propriétés des hystérésis dans les relations entre concentration et débit à travers une synthèse des différentes études effectuées sur ce phénomène. Enfin, nous décrirons la physique du transport de sédiments à l'échelle du grain ; celle sur laquelle nous nous appuierons en partie pour formaliser le transport sédimentaire dans les rivières.

## II.1 Notions de bassin versant

Le bassin versant topographique est une surface drainée et définie par un réseau hydrographique. L'exutoire marque le point unique de convergence et de sortie de tous les tributaires du réseau en amont de ce point (Fig. II.1). Le réseau est alimenté en eau par les précipitations au niveau des sources en amont et par infiltration.

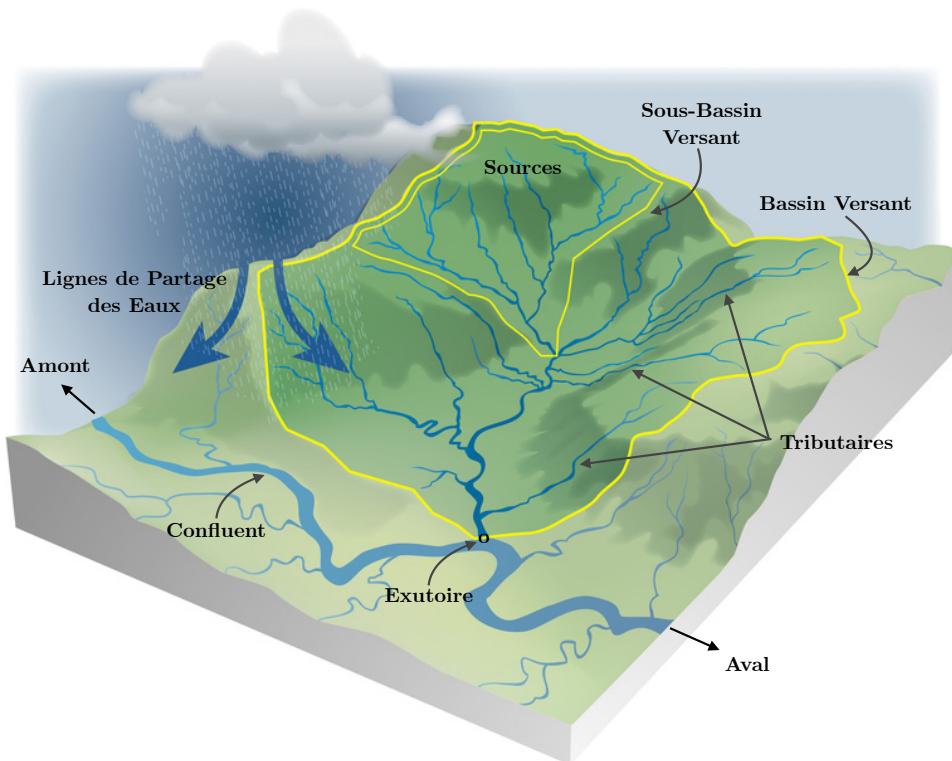


FIGURE II.1 – Représentation schématique d'un bassin versant topographique. Modifié depuis <https://www.syndicat-gartempe.fr/>.

L'essentiel des paysages terrestres est modelé par le couplage entre versants et réseau hydrographique [Allen and Hovius, 1998, Lague, 2001]. De manière schématique, l'érosion à l'échelle des continents peut être vue comme une réaction en chaîne dans laquelle les versants produisent les sédiments dont ils alimentent les rivières qui les transportent depuis les zones d'érosion jusqu'aux zones de dépôts, dans les bassins océaniques ou intra-continentaux [Allen and Hovius, 1998, Lague, 2001]. Dans ce cadre, le rapport entre le flux de sédiments injecté par les versants dans la rivière, et la capacité de cette dernière à transporter ces sédiments en dehors du bassin versant joue un rôle important.

De façon plus précise, la rivière est alimentée en sédiments par l'érosion de trois zones au sein du système versants-rivière :

- les versants du bassin : instabilités gravitaires et processus de pente, tels que les glissements de terrain, les avalanches et les effondrements, apportent une partie du matériel des versants à la rivière. Ces instabilités peuvent avoir des causes sismiques et météorologiques.
- les berges de la rivière peuvent libérer des sédiments, sous l'action de l'incision de la rivière elle-même, ou par instabilité gravitaire,
- le lit de la rivière, sous l'action de l'incision de la rivière.

Des constats précédents, nous pouvons supposer que des couplages ont lieu au sein du système bassin entre versants et rivière. En effet les processus d'apport de sédiments à la rivière depuis les versants participent activement à l'évolution du relief des pentes du bassin. Le réseau de drainage, quant à lui, participe également à l'évolution du relief en érodant son lit. Mais comme la rivière se charge d'évacuer ces sédiments, il y a donc une concurrence entre fréquence d'apport et temps d'évacuation. Or, la présence de rivières pérennes et de structures géologiques tels que les canyons, incisés par les écoulements depuis des millions d'années, démontrent que les rivières sont des procédés efficaces d'évacuation des sédiments et de remodelage du relief [Cook *et al.*, 2009].

Au sein de la rivière, les sédiments solides sont soit transportés par charriage, au niveau du lit, soit par suspension, avec/dans l'écoulement de la rivière. C'est pourquoi, pour quantifier et qualifier le transport de sédiments par le réseau de drainage, nous pouvons utiliser la mesure et/ou l'estimation de la concentration des sédiments en suspension à la sortie du bassin versant.

## II.2 Mesure de la concentration des sédiments en suspension

### II.2.1 Mesure manuelle

La méthode la plus directe pour la détermination de la concentration des sédiments en suspension est la mesure depuis un échantillon. Pour ce faire, il faut collecter l'eau de la rivière, puis la filtrer pour déterminer ensuite la masse de sédiments contenue dans un volume donné. L'eau peut être collectée manuellement ou par l'intermédiaire d'un système de pompage, qui peut se déclencher de manière automatique. Dans tous les cas, l'analyse de l'eau collectée se fait en laboratoire à l'aide d'une intervention humaine.

Cette méthode soulève le problème de l'échantillonnage : où et quand faut-il mesurer pour que la donnée soit représentative ? En effet, dans les grands fleuves, de grande profondeur, la concentration des sédiments en suspension dépend de la profondeur de l'échantillonnage [Rouse, 1950, Bouchez *et al.*, 2011, Armijos *et al.*, 2017, Santini *et al.*, 2019]. Il faut donc échantillonner selon toute la colonne d'eau pour obtenir des mesures représentatives à chaque instant. Outre la variabilité spatiale, la variabilité temporelle est à prendre en compte : lors de crue, la charge sédimentaire varie fortement par rapport aux périodes calmes. Il faut donc échantillonner pendant ces deux périodes.

Bien que ce soit la manière la plus exacte de déterminer la concentration, cette méthode peut être coûteuse en temps. De plus, ce système qui nécessite une intervention humaine ne peut être automatisé pour un suivi continu et régulier sur le long terme. Ces limitations ont donc poussé la communauté scientifique à développer d'autres approches.

## II.2.2 Relation concentration-débit

Parmi les solutions proposées, nous avons évoqué auparavant l'utilisation de relations débit-concentration. Cette approche s'appuie sur le constat que la concentration des sédiments en suspension augmente avec le débit de la rivière, et culmine généralement lors des crues (Fig. II.2). Nous observons des pics à la fois de débit et de concentration autour de 55 min et 80 min.

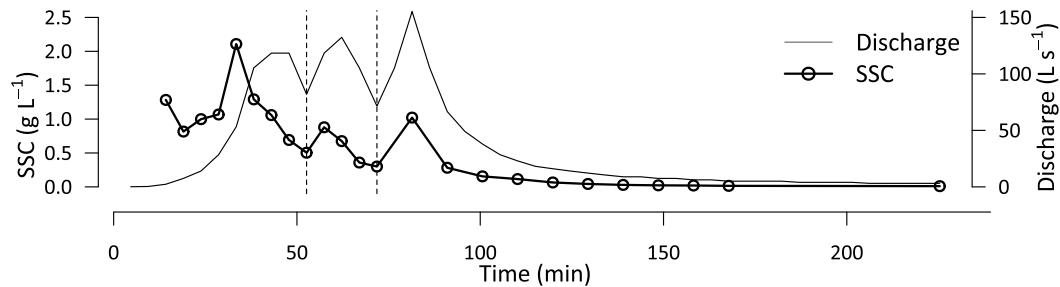


FIGURE II.2 – Exemple de chronique de concentration (SSC : *Suspended Sediment Concentration*) et de débit (*Discharge*), pour une série de crues. Bassin versant de Lutzito, de superficie de 0,033 km<sup>2</sup>, Île Barro Colorado, canal de Panama. D'après [Aich et al. \[2014\]](#).

La mesure du débit est facile à automatiser grâce à l'utilisation de capteurs de pression installés *in situ*. Par conséquent, le débit est couramment utilisé comme indicateur pour estimer cette charge en suspension, indépendamment du contexte géologique, climatique et de la taille du bassin [Horowitz, 2003, Huang and Montgomery, 2013, Vaughan et al., 2017a, Ahn and Steinschneider, 2018]. Les relations d'étalonnage choisies entre les deux grandeurs sont souvent des fonctions affines ou de puissance (Fig. II.3.a). Malgré le clair alignement des données, celles-ci présentent très souvent de larges dispersions, qui peuvent s'étendre sur plusieurs ordres de grandeurs [Horowitz, 2003]. Ces dispersions sont autant observées pour des bassins versants de grande taille que de petite taille (Fig. II.3.a vs .b).

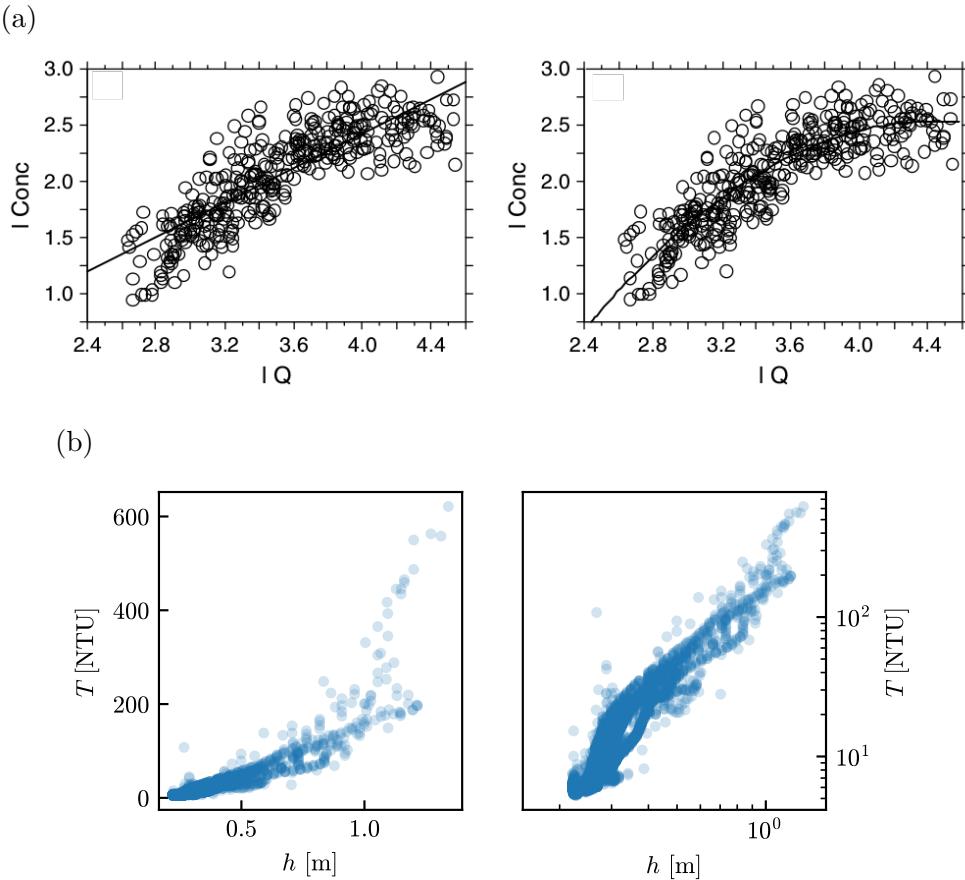


FIGURE II.3 – Dispersion des données de la relation concentration-débit. (a) Relation affine (gauche) et polynomiale (droite) entre les logarithmes de la concentration ( $\text{lConc}$ ) et du débit ( $\text{lQ}$ ). Broad River, Géorgie, États-Unis pour un bassin versant de superficie  $3,7 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ . D'après Horowitz [2003]. (b) Exemple de dispersion des données, pour deux types de représentation, linéaire (gauche) et logarithme (droite), pour un bassin versant de Guadeloupe de superficie d'environ  $12 \text{ km}^2$  (voir Fig. V.23.a et .b pour la chronique correspondante). Niveau d'eau  $h$  : indicateur du débit, turbidité  $T$  : indicateur de la concentration des sédiments en suspension.

La mesure du transport par une relation d'étalement concentration-débit se heurte à une difficulté majeure, car en plus de la dispersion des données, la relation entre la concentration des sédiments en suspension et le débit n'est pas univoque : lorsqu'elle est observée à l'échelle d'un seul événement de crue, elle présente souvent des hystérésis [Bogen, 1980, Klein, 1984, Wymore *et al.*, 2019]. La superposition de ces hystérésis successives dans le temps participe à la dispersion des données. Par conséquent, ces relations ne sont pas satisfaisantes pour une étude à l'échelle de la crue.

Toutefois, bien que ces relations concentration-débit ne traduisent rien des mécanismes physiques à l'oeuvre, elles peuvent être utilisées et être suffisamment satisfaisantes pour la détermination d'ordres de grandeur pour l'estimation de taux d'érosion et de flux annuels [Horowitz, 2003, Vongvixay *et al.*, 2010, Delmas *et al.*, 2011].

### II.2.3 Turbidimétrie

Une autre méthode de mesure de la concentration des sédiments en suspension, fréquemment utilisée sur le terrain, repose sur l'utilisation d'un turbidimètre, qui mesure la turbidité de la rivière dans laquelle il est immergé [Truhlar, 1978, Finlayson, 1985, Gippel, 1989]. Le principe physique du turbidimètre repose sur la diffraction d'une onde lumineuse par les particules (nous reviendrons dans le détail du principe physique qui sous-tend cette mesure en Chapitre IV). Plus il y a de particules en suspension dans la rivière, plus la lumière est diffractée, plus la turbidité augmente. La turbidité est donc une mesure indirecte de la concentration des sédiments en suspension.

Le turbidimètre permet des mesures avec une haute fréquence (de quelques secondes à quelques heures, selon l'utilisateur) et peut donc fournir un suivi continu, régulier et de longue durée.

La turbidimétrie a l'avantage d'être automatique et simple d'utilisation. Elle est généralement l'option la plus répandue. Du fait de sa haute fréquence de mesure, il est possible et facile d'obtenir de nombreux points de mesure pendant les crues et d'échantillonner avec précision les hystérésis qui en résultent. En revanche, elle est extrêmement dépendante des propriétés physiques et de la quantité des particules.

La valeur de la turbidité dépend en effet des propriétés des grains et peut changer selon la taille, la composition et la concentration de ces grains [Foster *et al.*, 1992, Clifford *et al.*, 1995, Holliday *et al.*, 2003].

De plus, il n'existe pas de relation physique simple entre la concentration des sédiments et la turbidité car l'unité de la turbidité (unité néphélométrique<sup>1</sup> de turbidité) est définie à partir de la concentration de la formazine (polymère utilisé comme standard<sup>2</sup>). Ainsi, des relations empiriques propres à chaque bassin et à chaque jeu de données sont établies, et peuvent varier au cours du temps [Finlayson, 1985, Lewis, 1996, Ziegler *et al.*, 2014].

La relation entre concentration  $C_s$  et turbidité  $T$  utilisée et déterminée par régression est la plupart du temps une loi de puissance de la forme  $C_s = aT^b$  (Fig. II.4), qui est souvent privilégiée à une relation linéaire (qui peut surestimer fortement les petites valeurs), indépendamment des conditions géologiques et climatiques du bassin, et de sa taille [Truhlar, 1978, Minella *et al.*, 2008, Gao *et al.*, 2008, Ziegler *et al.*, 2014].

---

1. Un néphélomètre est un instrument qui détermine la concentration des particules insolubles en suspension dans un liquide en mesurant l'intensité de la lumière qu'elles dispersent

2. voir Fig. A.8, page 163, pour des photos des étalons

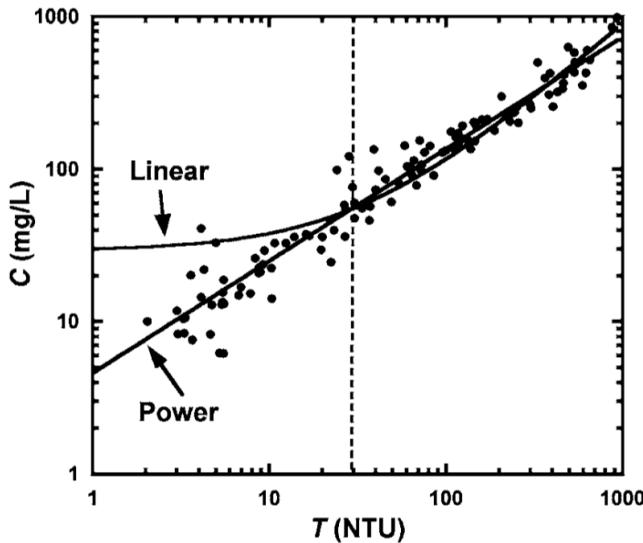


FIGURE II.4 – Exemple d'étalonnage par une loi linéaire et une loi de puissance de la relation entre la concentration  $C$  en sédiment et la turbidité  $T$ . Bassin de superficie 114,5 km<sup>2</sup>, New River et Rivière Alamo, Vallée Impériale, Californie. D'après Gao *et al.* [2008].

#### II.2.4 Méthodes alternatives

D'autres méthodes de mesure de la concentration comprennent notamment l'acoustique, la diffraction volumique et les différences de pression [Gray and Gartner, 2009, 2010, Rai and Kumar, 2015]. La méthode acoustique repose sur l'émission d'un pulse et la mesure de l'énergie émise par l'écho. L'avantage de cette méthode est qu'elle est non-intrusive et donc l'instrument est moins sujet à l'encrassement par le milieu, ce qui peut provoquer une diminution de la qualité de la mesure du signal [Rai and Kumar, 2015]. En revanche, la conversion des données en concentration requiert des informations supplémentaires relatives au milieu, telles que la salinité par exemple. De plus, pour des valeurs élevées de concentration, le signal devient non linéaire [Sutherland *et al.*, 2000].

Contrairement à la turbidimétrie qui permet une mesure pour un volume intégré (instrument immergé), la diffraction volumique mesure la lumière diffractée selon plusieurs petits angles d'émission, dans un échantillon d'eau qui circule dans l'instrument avant d'être évacué dans la rivière. Cette méthode présente l'intérêt de pouvoir déterminer des concentrations volumiques dans plusieurs classes de taille de grain [Lynch *et al.*, 1994, Mikkelsen *et al.*, 2005, Lajeunesse *et al.*, 2011]. En revanche, la méthode convient surtout aux milieux homogènes, composés de particules sphériques. De plus, la présence de particule de diamètre largement supérieur au maximum détectable par

la gamme de longueurs d'ondes peut fortement fausser les résultats ou mésestimer les concentrations [Rai and Kumar, 2015].

L'estimation par pression consiste à mesurer la variation de pression entre deux points puis à déterminer la concentration connaissant la variation de hauteur entre les deux points, et les densités de l'eau et des sédiments secs [Hsu and Cai, 2010]. L'un des avantages de cette technique est la capacité à mesurer de fortes concentrations, à partir de 10 g/L. En revanche, elle peut ne pas être fiable pour des concentrations inférieures [Gray and Gartner, 2009].

## II.3 Dynamique du transport de sédiments : hystérésis

### II.3.1 Classification et observations des hystérésis

Les relations concentration-débit prennent souvent la forme de boucles, ou hystérésis, au lieu d'un alignement des mesures (Fig. II.5.a) puisque les variations de débit et de concentration ne sont pas nécessairement synchrones [Williams, 1989].

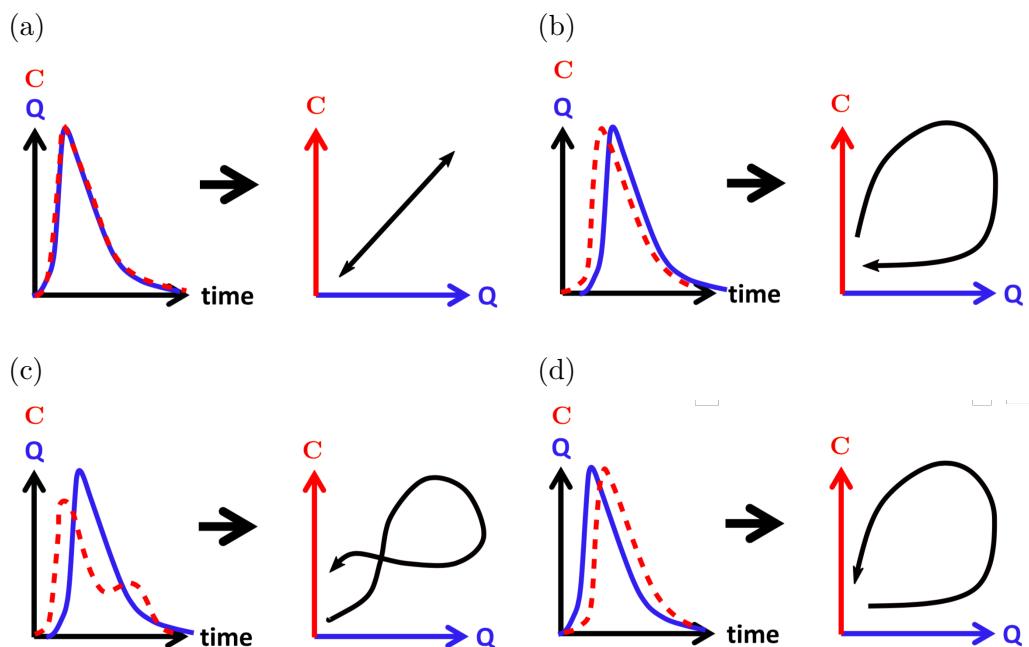


FIGURE II.5 – Classification des différents types de relation concentration-débit d'après Williams [1989]. (a) la ligne, (b) le cycle horaire, (c) courbe en "huit", (d) le cycle anti-horaire. D'après Misset [2019].

Ces relations ont diverses formes possibles, qui traduisent la dynamique concentration-débit. Williams [1989] propose une classification en trois catégories :

- le cycle horaire : le pic de concentration précède le pic de débit (Fig. II.5.b),
- le cycle anti-horaire : le pic de concentration suit le pic de débit (Fig. II.5.d),
- la figure huit : l'alternance de plusieurs pics en débit ou en concentration crée deux (ou plus) boucles (Fig. II.5.c).

Ces boucles sont observées dans les petits comme dans les grands bassins versants, et dans divers contextes géologiques et conditions climatiques [Langlois *et al.*, 2005, Eder *et al.*, 2010, Bača, 2008, Ziegler *et al.*, 2014].

Plusieurs approches ont été développées au fil des ans afin de faire la lumière sur les mécanismes responsables de la formation de ces boucles.

### II.3.2 Approche descriptive

La diversité des formes que peut prendre la relation concentration-débit a conduit les hydrologues à définir des indices empiriques, permettant de caractériser le comportement d'une crue, tels que *HI* (*Hysteresis Index*) et *FI* (*Flushing Index*) [Langlois *et al.*, 2005, Lawler *et al.*, 2006, Lloyd *et al.*, 2016, Vaughan *et al.*, 2017b, Wymore *et al.*, 2019]. Le premier indice est utilisé pour décrire la direction de l'hystérésis. Il existe plusieurs façon de le calculer, mais dans tous les cas, il s'agit de comparer les concentrations de la partie montante de la boucle avec celles de la partie descendante. Ainsi, Lloyd *et al.* [2016] utilisent la turbidité normalisée

$$T_{ni} = \frac{T_i - T_{min}}{T_{max} - T_{min}}, \quad (1)$$

puis effectuent la différence point par point (soit sur la totalité des points, soit sur un certain pourcentage) entre les données de la partie montante (*RL* = *rising limb*) et de la partie descendante (*FL* = *falling limb*, Fig. II.6.a) dans leur calcul de l'indice,

$$HI_i = T_{ni}^{RL} - T_{ni}^{FL}, \quad (2)$$

et enfin, regardent la distribution des valeurs de *HI* (Fig. II.6.b).

Peu importe la méthode, *HI* est négatif si la boucle est anti-horaire (Fig. II.6.b).

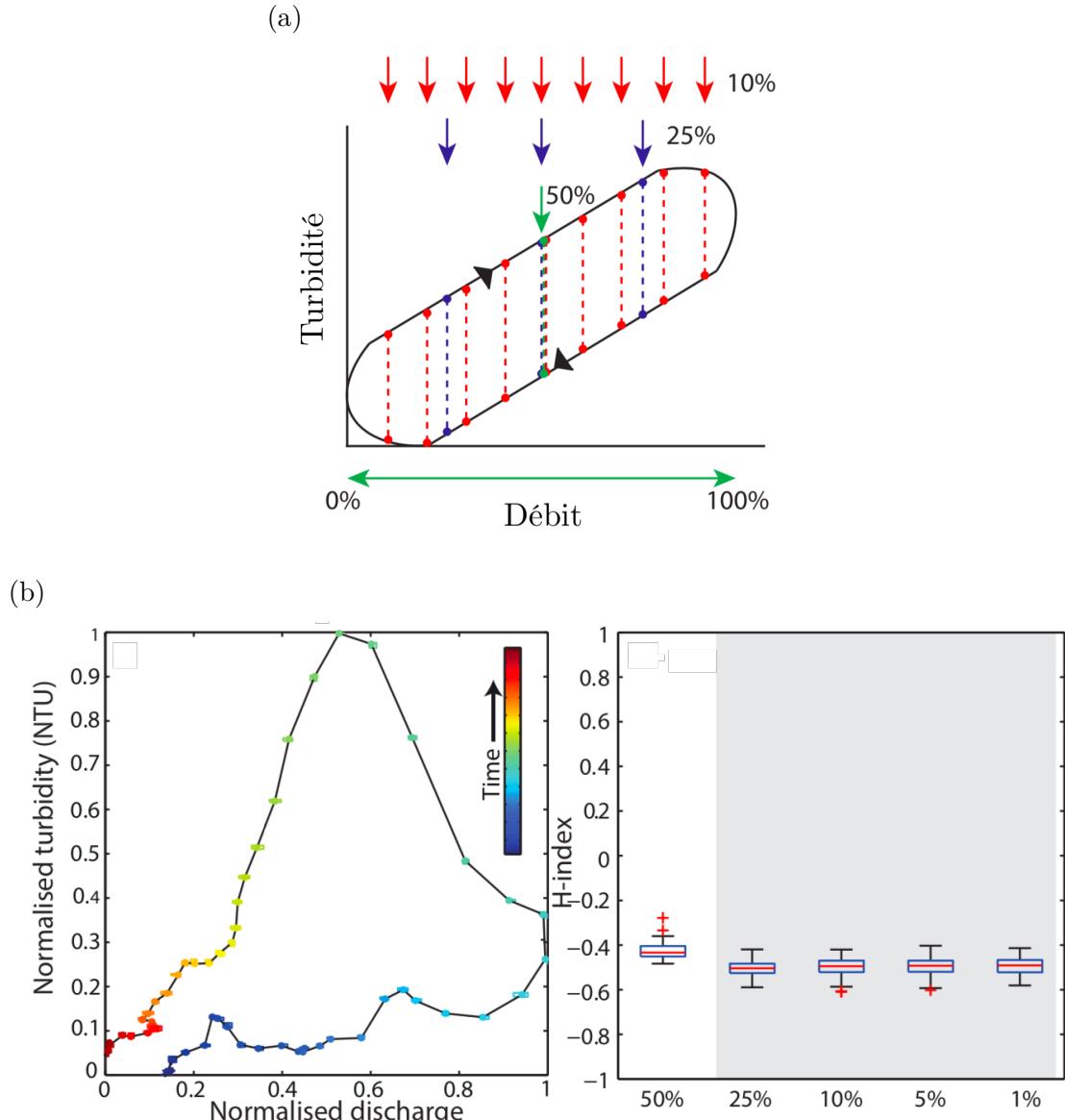


FIGURE II.6 – Indices d'hystérésis. (a) Schéma du calcul de l'indice d'hystérésis par [Lloyd et al. \[2016\]](#), (b) exemple d'une hystérésis anti-horaire et des valeurs des indices selon le pourcentage de points utilisés. Zones grisées : distributions de  $HI$  qui ne sont pas statistiquement différentes. Données de la rivière Wylye, Wiltshire, Royaume-Uni. D'après [Lloyd et al. \[2016\]](#).

L'indice  $FI$  permet de caractériser l'orientation de la boucle, avec  $FI > 0$  s'il y a une augmentation de la concentration lors de la crue<sup>3</sup>. Le calcul de  $FI$  repose seulement sur le calcul de la différence de concentration entre le point initial de la boucle et le sommet.

L'utilisation de ces deux indices nécessite un très bon échantillonnage des données à la fois pendant la période de crue (montée) et la période de décrue (descente) car ils sont calculés à partir de l'ouverture du cycle (Fig. II.6).

<sup>3.</sup> dans le cas d'application à des concentrations chimiques nous pouvons observer une décroissance de la concentration lors de la montée de crue [[Evans and Davies, 1998](#)]

Ces indices n'ont pas vocation à expliquer la dynamique d'une crue mais à décrire son comportement. Appliqués à un catalogue de crues, ils permettent de déterminer des tendances saisonnières ou d'identifier des tendances en rapport avec différents contextes géologiques. En s'appuyant sur le calcul des *HI* sur un catalogue de crues pour six bassins versants localisés dans la même région des Alpes, [Misset et al. \[2019a\]](#) ont ainsi montré que les cycles anti-horaires étaient plus fréquents pendant l'été, qui correspond à une période plus sèche mais associée à des tempêtes de courte durée.

Ces indices permettent surtout de classer les hystérésis. Ils ne permettent pas de déterminer la dynamique ni les processus physiques au sein de la rivière, liés au transport de sédiments, à l'origine du phénomène.

### II.3.3 Modélisation semi-empirique

Une alternative à l'utilisation d'indices descriptifs consiste à rechercher une description mathématique de la relation concentration-débit sous la forme d'une équation mathématique [[Mather and Johnson, 2014](#)]. [VanSickle and Beschta \[1983\]](#), par exemple, proposent de décrire l'hystérésis avec une fonction de lessivage  $g(t)$ , elle-même fonction de l'apport de sédiments  $S(t)$ , le tout de la forme

$$C_s(t) = aQ(t)^b g[S(t)]. \quad (3)$$

Au delà du fait que cette formulation comporte des paramètres ajustables  $a$  et  $b$ , elle s'appuie également sur une fonction  $S$  dont l'expression reste difficile à définir [[Vongvixay et al., 2010](#)].

[Krueger et al. \[2009\]](#) proposent, quant à eux, d'ajouter un terme dépendant de la dérivée du débit par rapport au temps, soit

$$C_s(t) = aQ(t)^b + c \frac{dQ(t)}{dt}, \quad (4)$$

avec  $a$ ,  $b$  et  $c$  correspondant respectivement à la pente, la courbure et la direction de l'hystérésis, soit encore des paramètres descriptifs de la boucle.

Ces approches peuvent être vues comme des tentatives de correction de la relation concentration-débit, par l'ajout de termes empiriques. Elles ne s'appuient pas sur des lois de conservations. Pour pallier à ce problème, [Sander et al. \[2011\]](#) ont proposé un modèle basé sur la conservation de la masse pour les sédiments, en considérant le lit de la rivière comme composé de deux couches, une couche de sédiments déposé, de masse  $m$ , et une couche mère, non encore érodée, située en dessous (Fig. II.7).

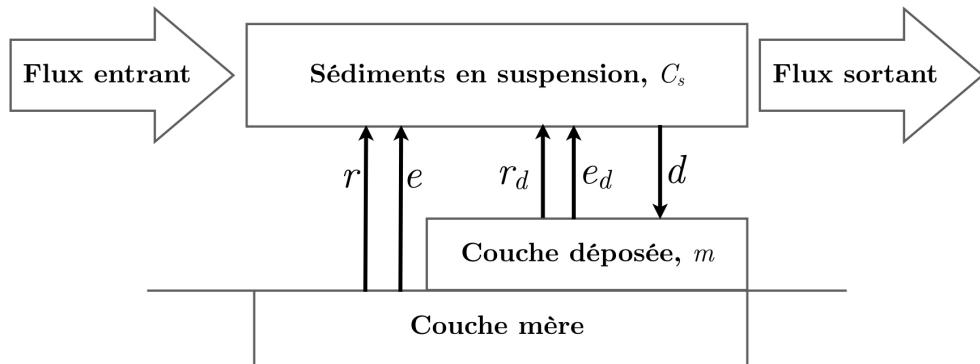


FIGURE II.7 – Schéma des échanges entre la rivière et le lit pour le modèle de [Sander et al. \[2011\]](#). Adapté d'après [Hairsine and Rose \[1991\]](#) et [Sander et al. \[2011\]](#).

Le modèle, basé sur les équations de [Hairsine and Rose \[1991, 1992\]](#), est un couplage de deux équations. Premièrement, dans la rivière, il est établi que

$$\frac{\partial(hC_s)}{\partial t} + \frac{\partial(QC_s)}{\partial x} = e + e_d + r + r_d - d \quad (5)$$

avec  $d$ , un taux de déposition,  $e$  et  $e_d$  des taux d'érosion par les précipitations des couches mère et issue de la déposition, et  $r$  et  $r_d$  des taux d'érosion par entraînement du fluide, des couches mère et issue de la déposition. Et deuxièmement, pour la couche issue de la déposition, la conservation de masse est

$$\frac{\partial m}{\partial t} = d - e_d - r_d. \quad (6)$$

Les expressions des fonctions des membres de droite font intervenir un grand nombre de paramètres tels que des capacités d'érosion des couches, la densité du fluide, des vitesses de sédimentation, les distributions des grains dans le lit, la puissance du ruisseau...

Ce modèle, applicable dans le contexte de rivière de très faible profondeur dans lesquelles l'impact des gouttes de pluie est capable d'éroder le lit de la rivière, apporte beaucoup d'importance à la structure initiale du lit et à la répartition spatiale des distributions des grains dans la couche érodable. Cette dernière méthode nécessite donc une certaine connaissance de la structure du lit et de la distribution des grains dans le lit, et prend en compte beaucoup de paramètres, soit à connaître, soit à ajuster.

#### II.3.4 Facteurs influençant la relation concentration-débit

De nombreux facteurs semblent contrôler la relation concentration-débit des sédiments. À petite échelle, il a été montré que le flux sédimentaire s'ajuste à la contrainte de cisaillement (= érosion du lit par entraînement du fluide) locale qui dépend de la

profondeur d'eau et de la vitesse de sédimentation des particules, sur un temps caractéristique [Claudin *et al.*, 2011]. Le retard résultant entre le maximum du débit et le maximum de concentration induit la formation d'une boucle dans la relation concentration-débit, dans le sens anti-horaire. De plus, il peut être nécessaire de déplacer les sédiments grossiers du lit afin de mettre à jour les particules fines, qui peuvent être transportées par suspension (les particules fines peuvent être coincées sous des particules plus grossières par un effet d'armure [Frey and Church, 2009, Ferdowsi *et al.*, 2017]). Il faut donc exercer une contrainte plus importante pour permettre une augmentation de la concentration des sédiments en suspension. Le lit de la rivière peut donc agir comme un réservoir sédimentaire, qui stocke et libère les particules fines selon sa propre dynamique [Orwin and Smart, 2004, Guillon *et al.*, 2018, Misset *et al.*, 2019b].

La relation concentration-débit semble également dépendre de la fraction des particules fines transportées depuis le lit de la rivière, par rapport à celles provenant de sources externes, comme le ruissellement sur le versant, les glissements de terrain, les affluents en amont, ainsi que l'érosion des berges [Asselman, 1999, Smith and Dragovich, 2009].

Enfin, si la vitesse de transport des sédiments est inférieure à la vitesse de l'écoulement, le retard résultant entre le maximum du débit et le maximum de concentration induit la formation d'une boucle dans le sens anti-horaire. La durée du retard contrôle notamment la forme de cette boucle, lorsque la distance de transport des sédiments et la différence de vitesse sont suffisamment grandes [Klein, 1984, Nistor and Church, 2005].

## II.4 Entraînement et transport dans une rivière : forces exercées sur une particule

Pour étudier plus en détail la dynamique du transport en suspension, nous rappelons brièvement dans cette section les processus à l'œuvre à l'échelle du grain.

### II.4.1 Cas d'une particule sur le lit : seuil de mise en mouvement

Une particule, de taille caractéristique  $d$  [m], transportée dans une rivière est soumise aux forces suivantes (nous noterons en gras les grandeurs vectorielles, Fig. II.8) [Andreotti *et al.*, 2013] :

- son poids  $\mathbf{P}$ , sous l'effet de la gravité, qui l'incite à sédimenter,

- la poussée d'Archimède  $\mathbf{F}_A$ , la force de pression exercée par l'eau de la rivière et qui cherche à la maintenir en suspension,
- la force de traînée exercée par l'écoulement,  $\mathbf{F}_d$ .

Le poids corrigé de la poussée d'Archimède, aussi appelé poids apparent  $\mathbf{F}_g$  [ $\text{kg}/\text{m}^3 \cdot \text{s}^2$ ], s'exprime simplement comme

$$\mathbf{F}_g \propto d^3(\rho - \rho_f)\mathbf{g} \quad (7)$$

avec  $\rho, \rho_f$  [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ] les masses volumiques de la particule et du fluide, et  $\mathbf{g}$  [ $\text{m}/\text{s}^2$ ] l'accélération de la pesanteur.

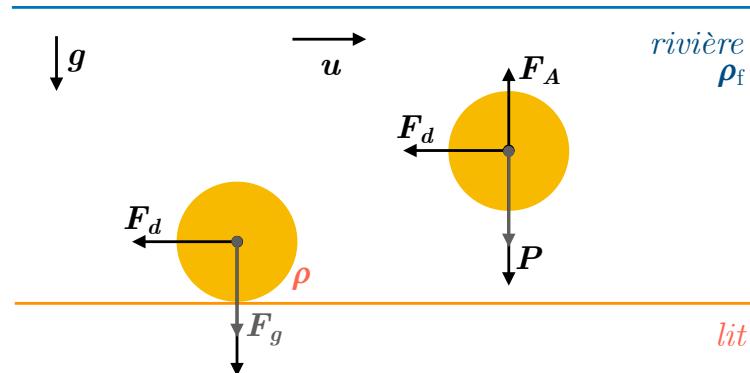


FIGURE II.8 – Schéma des forces exercées sur une particule en suspension dans un fluide (rivière) et en contact avec le lit.

Au niveau du lit, la force de traînée dépend de la contrainte cisailante  $\tau$  [ $\text{kg}/\text{m}^3 \cdot \text{s}^2$ ] exercée sur le grain par l'écoulement. Par conséquent la force de traînée s'écrit

$$F_d \propto \tau d^2, \quad (8)$$

où  $d^2$  représente la surface de la particule sur laquelle s'exerce la contrainte.

Pour que la particule soit entraînée par l'écoulement, il faut que la force de traînée soit plus importante que le poids apparent de la particule. Le transport de sédiments est donc décrit par un nombre sans dimension, le nombre de Shields  $\Theta$  [ $\emptyset$ ] [1936],

$$\Theta = \frac{F_d}{F_g} = \frac{\tau}{(\rho - \rho_f)gd}. \quad (9)$$

Les sédiments sont entraînés lorsque ce nombre est supérieur à une valeur seuil,  $\Theta_c$ , appelé nombre de Shields critique, soit lorsque  $\Theta > \Theta_c$ .

Il en résulte que, quand la particule entre en mouvement, la contrainte a dépassé la contrainte cisailante critique  $\tau_c$ , définie comme

$$\tau_c = \Theta_c(\rho - \rho_f)gd. \quad (10)$$

Ce résultat peut également être retrouvé par un raisonnement dimensionnel. En considérant les propriétés du milieu, de la particule et de l'écoulement, le raisonnement se base sur cinq paramètres qui sont

- la taille caractéristique,  $d$ ,
- la contrainte de cisaillement,  $\tau$ ,
- le poids apparent de la particule,  $d^3(\rho - \rho_f)g$ ,
- la densité du fluide,  $\rho_f$ , et
- sa viscosité dynamique,  $\mu$  [kg/m/s],

et trois dimensions (longueur, temps, masse). Il est donc possible d'obtenir  $5 - 3 = 2$  nombres sans dimensions.

Avec le rapport  $\tau d^2$  sur  $d^3(\rho - \rho_f)g$ , le paramètre de Shields est retrouvé.

Il reste à déterminer un nombre sans dimension faisant intervenir  $\rho_f$  et  $\mu$ . Le rapport  $\rho_f d / \mu$  a la dimension inverse d'une vitesse. Dans le cas d'une contrainte de cisaillement, la vitesse de cisaillement  $u^*$  peut être définie comme  $u^{*2} = \tau / \rho_f$ .

Par conséquent, le second nombre adimensionné est

$$R_e^* = \frac{\rho_f u^* d}{\mu}. \quad (11)$$

Sachant que la viscosité cinématique  $\nu$  [m<sup>2</sup>/s] s'exprime comme  $\nu = \mu / \rho_f$ ,  $R_e^*$  s'écrit également

$$R_e^* = \frac{u^* d}{\nu}, \quad (12)$$

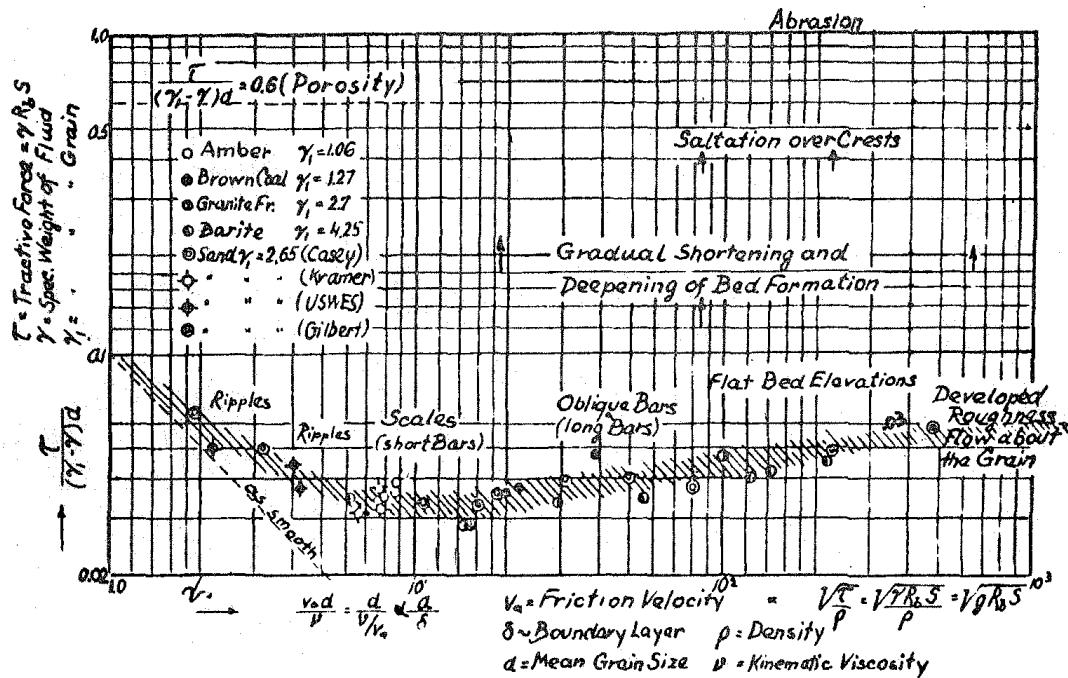
qui est le nombre de Reynolds [[Sommerfeld, 1909](#)] du grain.

La valeur du paramètre  $\Theta_c$  est représentée classiquement en fonction du nombre de Reynolds du grain [[Shields, 1936](#)] (Fig. II.9.a).

Le problème avec cette représentation est que les deux nombres adimensionnés dépendent de la contrainte cisallante :  $\Theta$  de par sa définition, et  $R_e^*$  par l'intermédiaire de la vitesse de cisaillement. Par conséquent, les deux paramètres ne sont pas indépendants l'un de l'autre. Pour s'affranchir de ce problème, [Andreotti et al. \[2013\]](#) proposent de tracer le nombre de Shields en fonction d'un diamètre de grain adimensionné par le diamètre visqueux  $d_\nu$  [m] (Eq. 13). Ce dernier correspond à la taille pour laquelle les effets inertIELS (représentés par la différence de densité entre particule et fluide), visqueux (propriété de l'écoulement) et de la gravité sont de même ordre de grandeur, soit

$$d_\nu = \left( \frac{\rho}{\rho_f} - 1 \right)^{-1/3} \nu^{2/3} g^{-1/3}. \quad (13)$$

(a)



(b)

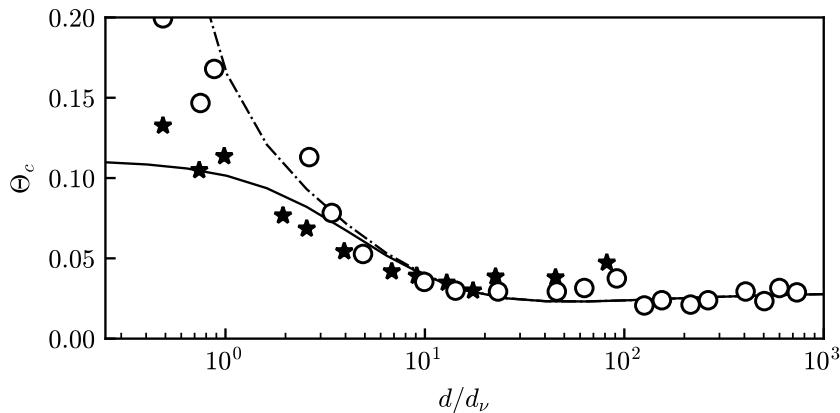


FIGURE II.9 – Nombre de Shields au-dessus duquel un écoulement peut mettre en mouvement des grains. (a) Diagramme de [Shields \[1936\]](#), nombre de Shields critique en fonction du nombre de Reynolds du grain, (b) Diagramme de Shields, en fonction du rapport  $d/d_\nu$  présenté par [Andreotti et al. \[2013\]](#). Trait plein : modèle simple, trait pointillé : prise en compte la cohésion granulaire. Différents symboles, différents jeux de données. Repris depuis [Andreotti et al. \[2013\]](#), depuis les données compilées par [Garcia \[2008\]](#).

Ceci permet de représenter le nombre de Shields en fonction d'une taille de grain sans dimension,  $d/d_\nu$  [[Andreotti et al., 2013](#)] (Fig. II.9.b). Cette nouvelle représentation permet de déterminer la contrainte seuil de mise en mouvement en fonction de la taille des sédiments.

Le paramètre de Shields est relativement constant pour les grandes tailles de grain mais augmente rapidement quand le rapport  $d/d_\nu$  devient inférieur à 100 [Andreotti *et al.*, 2013] (Fig. II.9.b). En deçà de cette valeur, deux cas se distinguent selon que la cohésion entre grains intervient ou non. L'augmentation est plus importante en présence de cohésion (pointillé contre trait plein, Fig. II.9.b). En effet, s'il y a de la cohésion entre les particules, la contrainte nécessaire pour "arracher" les particules du lit est alors plus importante.

La détermination de la valeur expérimentale du paramètre de Shields repose sur la définition de la quantité de grain à mettre en mouvement et peut donc changer selon l'expérience et l'expérimentateur [Buffington and Montgomery, 1997, Shvidchenko *et al.*, 2001]. En conditions de laboratoire, les expériences sont généralement effectuées avec des grains en matière synthétique de taille uniforme. Il est donc aisé de déterminer cette valeur.

En revanche, en milieu naturel, les sédiments ne sont plus de taille unique et présentent des distributions de tailles qui peuvent être très étalées. Néanmoins, le concept de seuil de mise en mouvement reste valable. Lamb *et al.* [2008] observent même une variation du paramètre de Shields en fonction de la pente de la rivière, pour lesquelles les mesures en laboratoire et de terrain sont en accord. En effet, la contrainte de cisaillement peut aussi s'exprimer comme une fonction de la hauteur d'eau de la rivière et de la pente. De plus, la structure du lit de la rivière peut aussi jouer un rôle : si le lit est plus meuble (arrangement des grains en vrac) que compact (arrangement ordonné, ou effet d'armure), en particulier après une période de sédimentation, la contrainte de cisaillement nécessaire à la mise en mouvement sera alors moins importante [Charru *et al.*, 2004].

#### II.4.2 Modes de transports de sédiments solides

Une fois la condition sur la contrainte de cisaillement satisfaite, une particule est entraînée et mise en mouvement. Son mode de déplacement est alors régi par sa taille [Wilcock *et al.*, 2009]. Dans les rivières, les sédiments solides se répartissent donc en deux catégories : la charge en suspension dans la colonne d'eau et la charge de fond au niveau du lit (Fig. II.10 et Fig. II.11) :

- la charge de fond correspond au transport de la fraction grossière du lit de sédiments. Elle met en jeu des sédiments de tailles supérieures au millimètre, qui avancent par saltation, roulement et glissement (ces trois modes correspondent

au charriage) sur le lit de la rivière.

- la charge en suspension met en jeu des sédiments fins, dont la taille varie entre la dizaine de micron et le millimètre. Ces sédiments sont maintenus en suspension dans la rivière par les fluctuations des vitesses turbulentées de l'écoulement.

En dessous de quelques dizaines de micron, nous commençons à rentrer dans la catégorie des particules colloïdales, qui sont constamment en suspension (et ne sédimentent presque jamais, en ce sens elles se comportent comme les particules dissoutes dans la rivière, nous parlons donc alors de *wash load*).

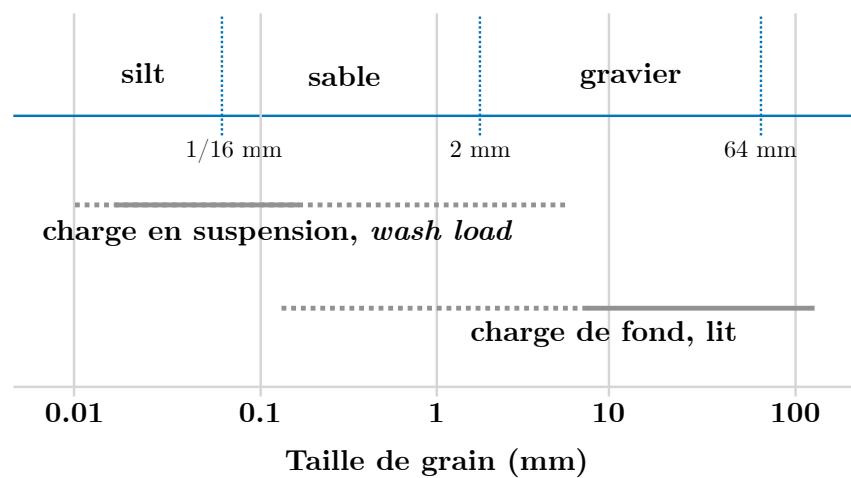


FIGURE II.10 – Répartition des tailles des sédiments dans une rivière. Adapté depuis Wilcock *et al.* [2009].

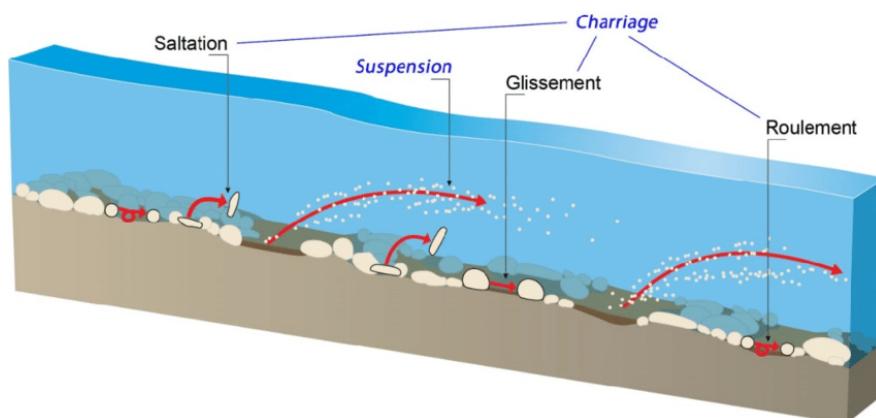


FIGURE II.11 – Schéma du transport par charriage et par suspension. D'après Richard *et al.* [2018].

Après sa mise en suspension, sous l'effet de la gravité, une particule sédimente et sa vitesse de sédimentation dépend du type d'écoulement de la rivière par rapport à la taille de la particule.

### II.4.3 Cas d'une particule en suspension : vitesses de sédimentation

La nature de l'écoulement d'un fluide autour d'une particule est déterminée par le nombre sans dimension de Reynolds,  $R_e = ud/\nu$ , où  $u$  est la vitesse caractéristique de l'écoulement autour du grain (Fig. II.12.a). Si  $R_e \ll 1$ , l'écoulement à l'échelle du grain est dominé par les forces visqueuses et sa structure est laminaire (Fig. II.12.b). Si  $R_e \gg 1$ , l'écoulement est au contraire dominé par les forces inertielles et sa structure est turbulente (Fig. II.12.c).

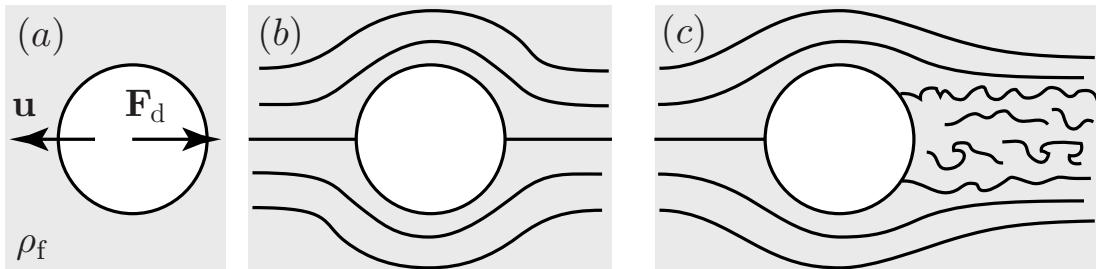


FIGURE II.12 – Représentation schématique d'un grain se déplaçant à la vitesse  $\mathbf{u}$  dans un fluide au repos. (a)  $\mathbf{F}_d$  : force de traînée,  $\rho_f$  : densité du fluide. Écoulements dans le cas (b) d'un régime laminaire et (c) d'un régime turbulent. D'après Andreotti *et al.* [2013].

Considérons une particule en mouvement sous l'effet de son propre poids dans un fluide au repos. La vitesse de la particule converge vers une valeur limite qui est atteinte quand le poids apparent  $\mathbf{F}_g$  et la force de traînée  $\mathbf{F}_d$  se compensent (accélération nulle) : la vitesse relative  $u$  devient donc la vitesse de sédimentation du grain, que nous noterons  $V_s$ . L'expression de cette vitesse dépend donc de la force de traînée, dont la formulation change selon le type d'écoulement autour du grain.

Dans le cas d'un grain de forme sphérique, l'expression de la force de traînée en régime laminaire est donnée par la loi de Stokes, soit

$$\mathbf{F}_d = -3\pi\nu\rho_f d\mathbf{u} \quad (14)$$

avec  $d$  le diamètre de la sphère. L'expression de la force de traînée en régime laminaire est donc proportionnelle à la viscosité dynamique du fluide ainsi qu'à sa vitesse.

La vitesse de chute, aussi appelée vitesse de Stokes, se déduit en égalisant  $F_d$  et  $F_g$ , d'où

$$V_s = \frac{\Delta\rho gd^2}{\rho_f 18\nu}, \quad (15)$$

Lorsque le nombre de Reynolds augmente, il n'est plus possible de négliger les effets inertIELS dans l'expression de la force de traînée. Le raisonnement dimensionnel permet de montrer que cette dernière s'écrit alors sous la forme [Andreotti *et al.*, 2013]

$$\mathbf{F}_d = -\frac{\pi}{8} C_d(R) \rho_f d^2 u \mathbf{u}, \quad (16)$$

où  $C_d(R)$  est un nombre sans dimension, appelé coefficient de traînée, qui dépend du nombre de Reynolds (Fig. II.13).

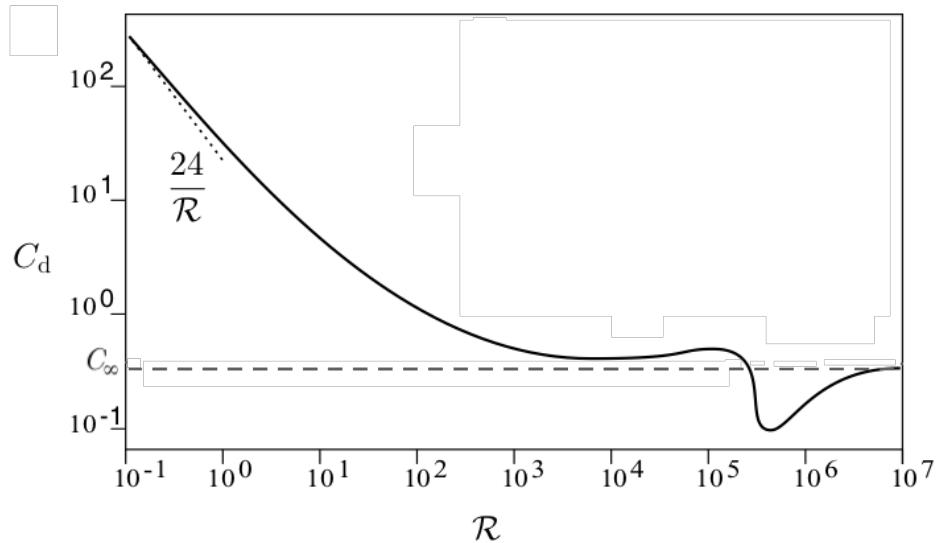


FIGURE II.13 – Variation de la valeur du coefficient de traînée en fonction du nombre de Reynolds, pour une sphère lisse ( $C_\infty = 0,47$ ). D'après Andreotti *et al.* [2013].

Lorsque le nombre de Reynolds est très grand, typiquement  $R > 10^4$ , les effets visqueux sont négligeables [Rott, 1990, Schlichting and Gersten, 2003]. L'écoulement est alors turbulent et les expériences montrent que  $C_d$  prend une valeur constante  $C_\infty$ , où  $C_\infty$  est de l'ordre de 0,47 pour des sphères lisses (Fig. II.13), et de l'ordre de 1 pour des grains naturels [Andreotti *et al.*, 2013].

Dans ce régime, la vitesse de sédimentation s'écrit

$$V_s = \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_f} \frac{4gd}{3C_\infty}}. \quad (17)$$

Pour déterminer l'expression de la vitesse de sédimentation pour des valeurs intermédiaires du nombre de Reynolds, il nous faut une expression pour le coefficient de traînée. Andreotti *et al.* [2013] proposent une expression de la forme

$$C_d(R) = \left[ C_\infty^{1/2} + sR^{-1/2} \right]^2 \quad \text{avec} \quad s = \sqrt{24} \quad (18)$$

À partir de cette expression, nous proposons de calculer une expression de la vitesse pour toutes les valeurs du nombre de Reynolds, soit

$$V_s = \frac{1}{C_\infty} \left[ \left[ \sqrt{\frac{8\Delta\rho}{6\rho_f} C_\infty g d} + \frac{s^2 \nu}{4d} \right]^{1/2} - \frac{s}{2} \sqrt{\frac{\nu}{d}} \right]^2. \quad (19)$$

Dans le cas de grain naturel ( $C_\infty = 1$ ), l'expression se simplifie en

$$V_s = \left[ \left[ \sqrt{\frac{8\Delta\rho}{6\rho_f} g d} + \frac{s^2 \nu}{4d} \right]^{1/2} - \frac{s}{2} \sqrt{\frac{\nu}{d}} \right]^2. \quad (20)$$

Camenen [2007] obtient une relation unificatrice similaire à l'équation (19) en partant d'une expression du coefficient de traînée avec un exposant  $n$  de valeur variable, et A et B des constantes, qui dépendent tous trois du type de grain,

$$C_d = \left[ \left( \frac{A}{R} \right)^{1/n} + B^{1/n} \right]^n \quad (21)$$

Il nous est également possible de déterminer une expression de la taille de grain comme une fonction de la vitesse de sédimentation,

$$d = s\nu \left[ \left[ \sqrt{\frac{8\Delta\rho}{6\rho_f} \frac{\nu}{V_s} g} + \frac{C_\infty V_s}{4s} \right]^{1/2} - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{C_\infty V_s}{s}} \right]^{-2}, \quad (22)$$

et

$$d = s\nu \left[ \left[ \sqrt{\frac{8\Delta\rho}{6\rho_f} \frac{\nu}{V_s} g} + \frac{V_s}{4s} \right]^{1/2} - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{V_s}{s}} \right]^{-2}. \quad (23)$$

Cette expression permet une transition douce entre les régimes laminaires et turbulents entre 1 et 0,1 mm (Fig. II.14).

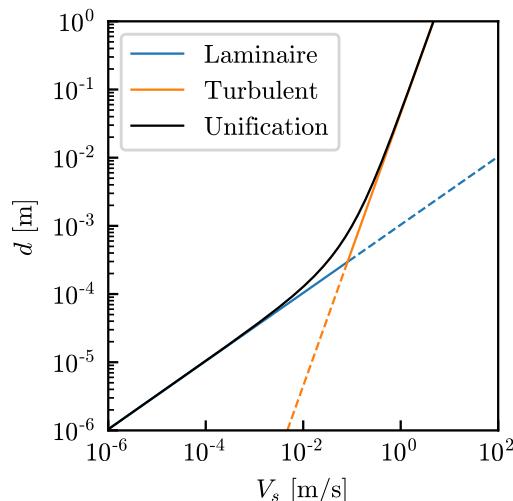


FIGURE II.14 – Taille caractéristique de grain selon sa vitesse de chute et le type de régime de l'écoulement par rapport au grain, pour des grains naturels.  $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_f = 1000 \text{ kg/m}^3$ ,  $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Dans la suite de ce travail, c'est sur ces équations que nous nous appuierons pour estimer la taille des sédiments en suspension dans les rivières guadeloupéennes à partir de valeurs de vitesse de sédimentation.

#### II.4.4 Concurrence érosion-sédimentation : nombre de Rouse

Au sein de l'écoulement d'un fluide, le nombre sans dimension de Rouse  $R_o$  [Rouse, 1950] permet de caractériser le transport de sédiments au sein de la colonne d'eau (charge de fond, ou charge en suspension). Il est défini comme le rapport entre la vitesse de sédimentation  $V_s$  et la vitesse de cisaillement  $u^*$ , soit

$$R_o = \frac{V_s}{ku^*}, \quad (24)$$

avec  $k$  la constante de von Kármán, dont la valeur est généralement considérée comme égale à 0,4 [Foken, 2006].

Ce nombre permet de juger de la compétition entre deux processus : la sédimentation qui entraîne les particules vers le lit et la turbulence qui les maintient en suspension. Pour des grands nombres de Rouse,  $R_o \gg 1$ , la sédimentation domine et les particules se concentrent au voisinage du lit de sédiments. Nous avons alors affaire à du transport par charriage [Whipple, 2004, Andreotti *et al.*, 2013]. Au contraire, les faibles nombres de Rouse,  $R_o \ll 1$ , correspondent à du transport par suspension.

## II.5 Problématique et objectifs

Les relations concentration-débit utilisées pour l'estimation de la concentration des sédiments en suspension présentent fréquemment des hystérésis, ce qui limite leur utilisation. Les causes de ces hystérésis sont nombreuses et complexes, car elles dépendent à la fois de la localisation de la source des sédiments, des modes de transport, de l'écoulement de la rivière et de l'état du lit.

En pratique il est difficile d'isoler l'effet d'un mécanisme pour l'étudier en détail. Pour ce faire, afin de limiter les incertitudes et les influences de nombreux phénomènes, l'idéal est de travailler sur des bassins versants qui vérifient les conditions suivantes :

- une aire de drainage restreinte : nous pourrons considérer qu'il n'y a pas d'effet d'onde de crue car la réponse à une perturbation est quasi instantanée,
- dans une région très végétalisée, et peu anthropisée, pour limiter les apports latéraux de sédiments depuis les berges vers la rivière,
- une lithologie homogène, pour limiter les effets dus à des sources de sédiments de nature variable.

Dans de tels laboratoires naturels, nous espérons pouvoir isoler la dynamique propre à l'interaction entre le lit de sédiments et l'écoulement. Les bassins de Bras-David et Capesterre, localisés sur l'île de Basse-Terre, en Guadeloupe, remplissent ces conditions, et grâce à l'observatoire ObsERA, les conditions hydrogéologiques sont enregistrées en continu à leurs exutoires.

## Chapitre III

# La Guadeloupe : un laboratoire hydrologique naturel



FIGURE III.1 – Basse-Terre et Grande-Terre, les deux îles principales de la Guadeloupe, photographiées depuis l'ISS. © Thomas Pesquet, ESA, NASA. 10 décembre 2016.

---

III.1	Île de Basse-Terre, Guadeloupe . . . . .	44
III.1.1	Contexte géodynamique et géologie . . . . .	44
III.1.2	Le climat . . . . .	46
III.1.3	Les sols . . . . .	48
III.1.4	La végétation . . . . .	50
III.2	Érosion sur l'île de Basse-Terre . . . . .	51
III.3	Les bassins versants étudiés . . . . .	53
III.3.1	Capesterre . . . . .	53
III.3.2	Bras-David . . . . .	57

---

Après une présentation de l'île de Basse-Terre et de son contexte géologique et climatique, nous présenterons les bassins versants de Capesterre et Bras-David, sur lesquels nous nous sommes appuyés pour cette étude.

## **III.1 Île de Basse-Terre, Guadeloupe**

### **III.1.1 Contexte géodynamique et géologie**

La Guadeloupe est un archipel constitué de plusieurs îles et îlots (îles principales, habitées : Basse-Terre, Grande-Terre, La Désirade, Marie-Galante, Les Saintes), localisé dans la région des Caraïbes (Fig. III.2). Les deux îles principales, Grande-Terre et Basse-Terre, qui forment un "papillon", sont en fait séparées par un bras de mer, la Rivière Salée. La Guadeloupe fait partie des arcs insulaires des Petites Antilles. La formation de ces deux arcs résulte de la subduction de la plaque nord-américaine sous la plaque caraïbe (Fig. III.2).

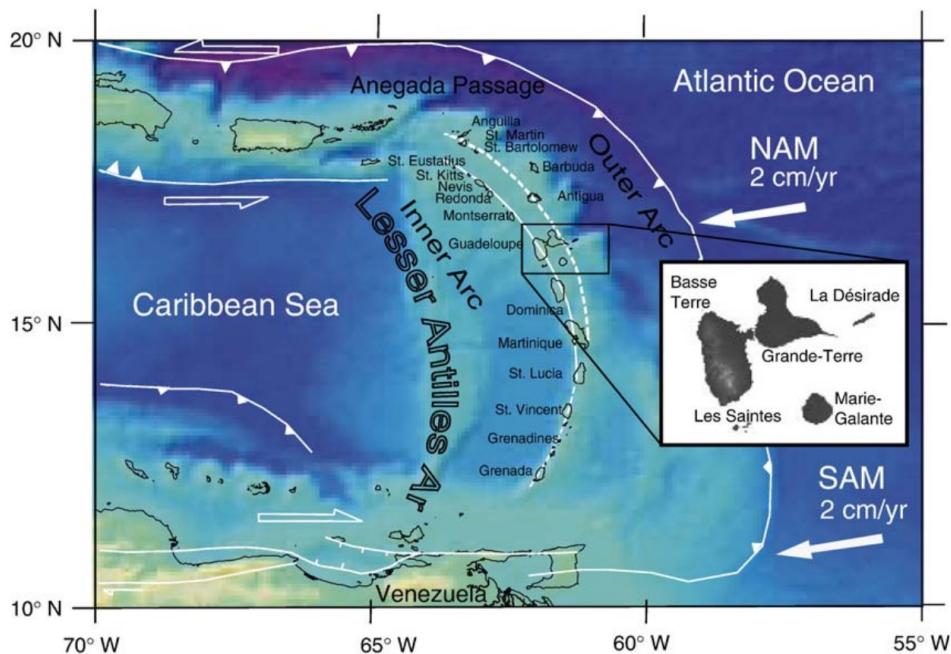


FIGURE III.2 – Contexte géodynamique de la Guadeloupe. NAM : North American Plate, SAM : South American Plate. D'après [Samper \*et al.\* \[2007\]](#).

Les îles principales de la Guadeloupe sont à cheval sur les deux arcs : Basse-Terre sur l'arc actuel et Grand-Terre sur l'arc ancien [Bouysse and Garrabe, 1984]. Le socle de Grand-Terre est composé de calcaire, dont la formation remonte à 5 millions d'années [Bouysse and Garrabe, 1984] (Fig. III.3). Basse-Terre présente une structure plus complexe, avec un gradient d'âge du Nord, âgé d'environ 2,8 millions d'années, au Sud, plus récent, avec des terrains dont l'âge va de 205 kans à l'actuel. Ce gradient des âges résulte de la formation successive des volcans de subduction au cours des âges géologiques. L'île est constituée de sept complexes principaux qui sont, du plus vieux au plus jeune, le Complexe Basal, la Chaîne du Nord (septentrionale), la Chaîne Axiale, la Chaîne de Bouillante, les Monts des Caraïbes, le complexe de Trois-Rivières-Madeleine, et le massif actif de la Grande Découverte-Soufrière (Fig. III.3).

Basse-Terre, qui s'étend latitudinalement sur 45 km et longitudinalement sur 20 km, ne compte plus qu'un seul volcan actif, la Soufrière, localisé au sud de l'île (Fig. III.3). Le volcan est le point culminant de l'île avec une altitude de 1467 m (Fig. III.4). La Soufrière fait partie de la famille des stratovolcans pélénens et sa formation date de 100 à 200 kans [Westercamp, 1980, Komorowski, 2005]. Le dôme a une composition andésitique, basaltique, dacitique et rhyolitique.

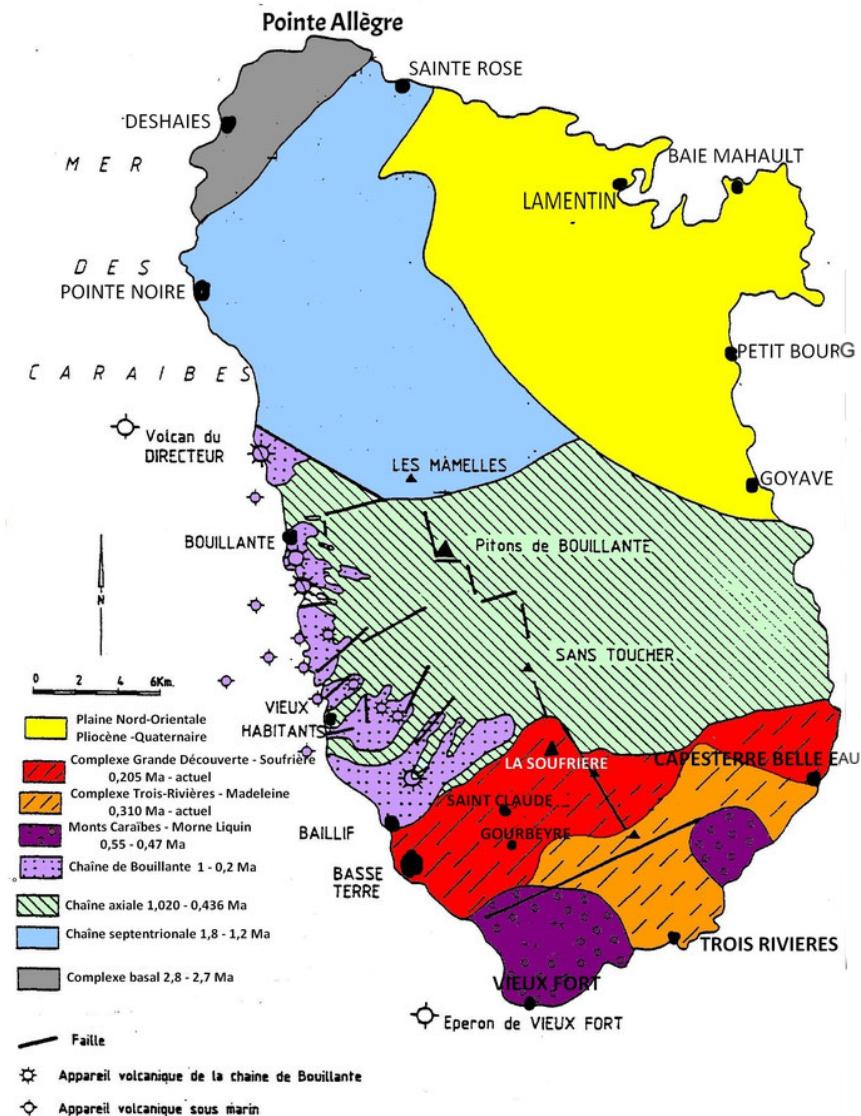


FIGURE III.3 – Carte géologique simplifiée de Basse-Terre. D'après Westercamp [1980] et Komorowski [2005].

### III.1.2 Le climat

La Guadeloupe bénéficie d'un climat tropical, avec deux saisons majeures : la saison sèche, de janvier à juin et la saison humide, de juin à janvier. La distribution des précipitations est gouvernée par la topographie de Basse-Terre (Fig. III.4 et Fig. III.5).

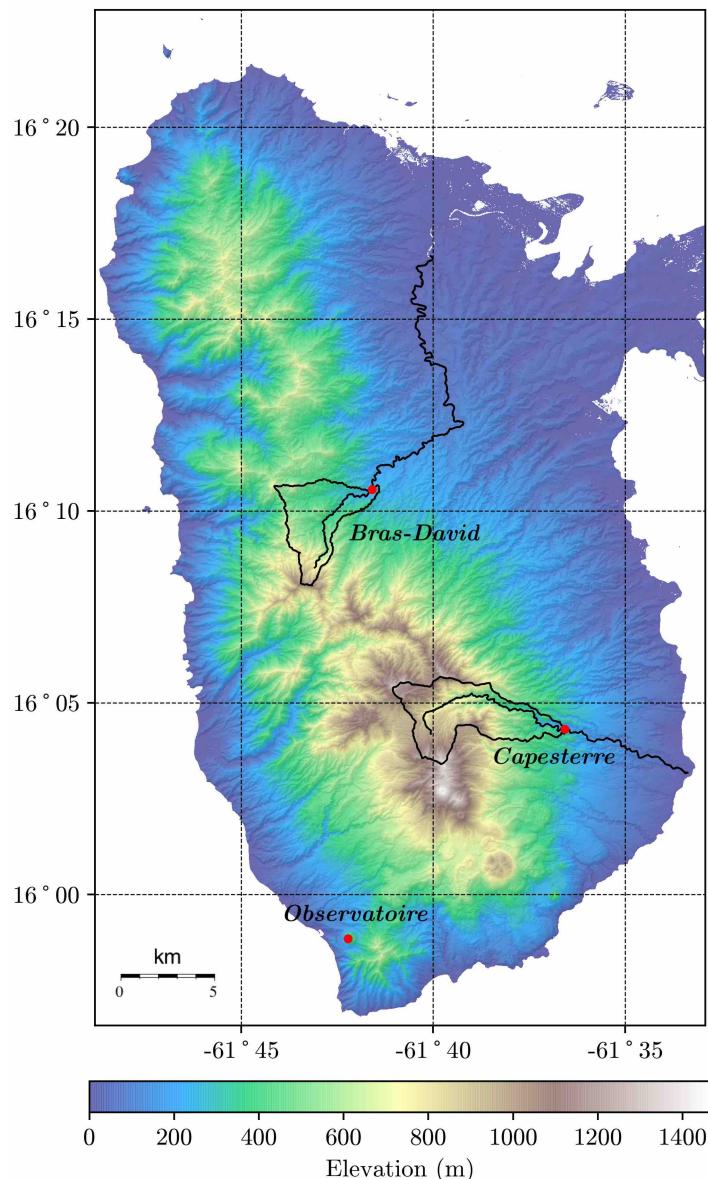


FIGURE III.4 – Carte topographique (élévation au dessus du niveau la mer) de Basse-Terre. Les frontières des deux bassins versants étudiés, Bras-David et Capesterre, ainsi que les cours d'eau principaux associés, sont tracés en noir. Les points rouges indiquent les positions des exutoires et celle de l'observatoire. Données IGN, RGE Alti, résolution horizontale de 10 m.

Nous observons une symétrie de la topographie et de la pluviométrie Nord-Sud et Est-Ouest, autour de la Soufrière. La gamme des précipitations moyennes annuelles s'étend entre 500 et 7500 mm. De plus, les Caraïbes se situent sur la trajectoire des cyclones atlantiques tropicaux, qui naissent aux larges de l'Afrique de l'Ouest et sont fréquents durant la saison humide. Ces cyclones sont évidemment accompagnés de fortes tempêtes et donc de fortes précipitations. Des précipitations de l'ordre de 300 mm ont été enregistrées en une journée durant la tempête Helena de 1963 [Allemand *et al.*, 2014], et de l'ordre de 500 mm en 12h durant la tempête Marylin de 1995 [Wernly,

1996]. Ces valeurs sont comparables avec les ordres de grandeurs des précipitations cumulées sur toute une année dans les régions de moindre pluviométrie, au niveau des littoraux ( $\sim 500$  mm).

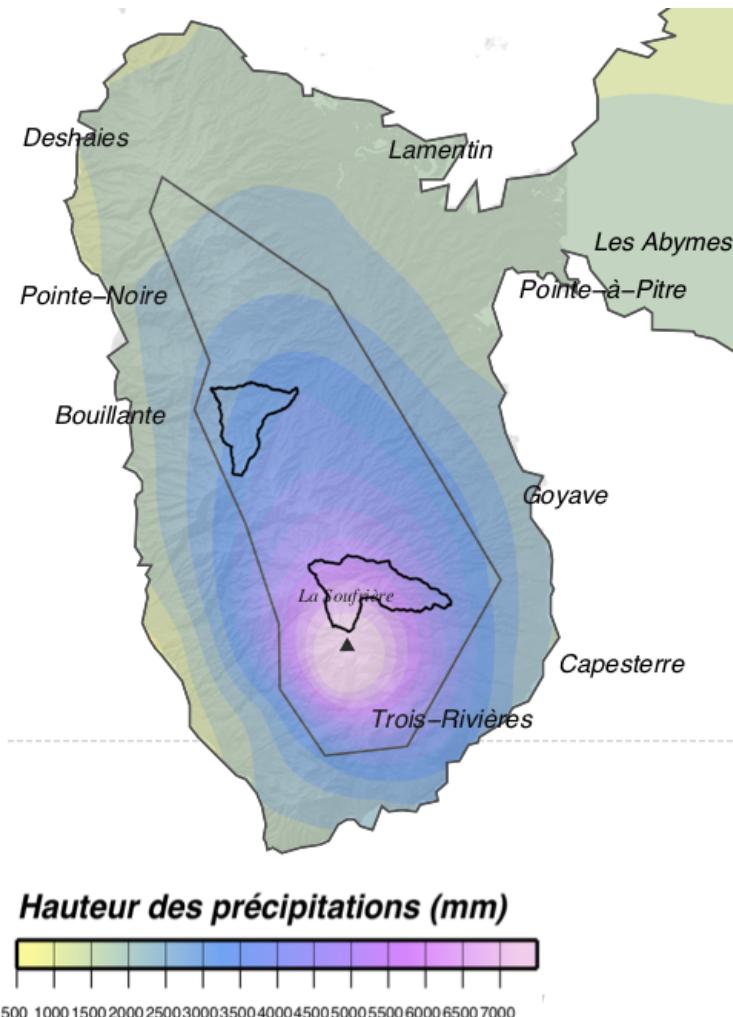


FIGURE III.5 – Répartition des précipitations moyennes annuelles sur Basse-Terre. Statistiques obtenues sur la période 1981-2010. Édition du 23/02/2016. Source : Météo France. Les frontières des bassins versant de Capsterre et Bras-David sont en noir. Le polygone en gris est le zonage climatique par Météo France, qui sépare le régime pluviométrique du relief de celui des littoraux.

### III.1.3 Les sols

La formation des sols de Basse-Terre résulte de l'altération de la roche mère volcanique par le climat tropical. Nous retrouvons majoritairement deux types de sols [Cabidoche, 2011, Sierra and Desfontaines, 2018] (Fig. III.6) :

- les ferralsols (Fig. III.6.b), pour fer et aluminium, aussi appelés oxisols : ce sont des sols très altérés, de faible teneur en silice. Ils ont généralement une couleur rouge ou rougeâtre, due à leur forte teneur en fer(III), en oxydes et hydroxydes

d'aluminium. Ils se sont développés sur des dépôts volcaniques anciens, sous un climat tropical humide. L'agrégation des argiles par les oxyhydroxydes de fer, associé à un pH acide, confèrent aux ferralsols une infiltrabilité de l'eau et une stabilité structurale élevées, et donc une grande résistance à l'érosion.

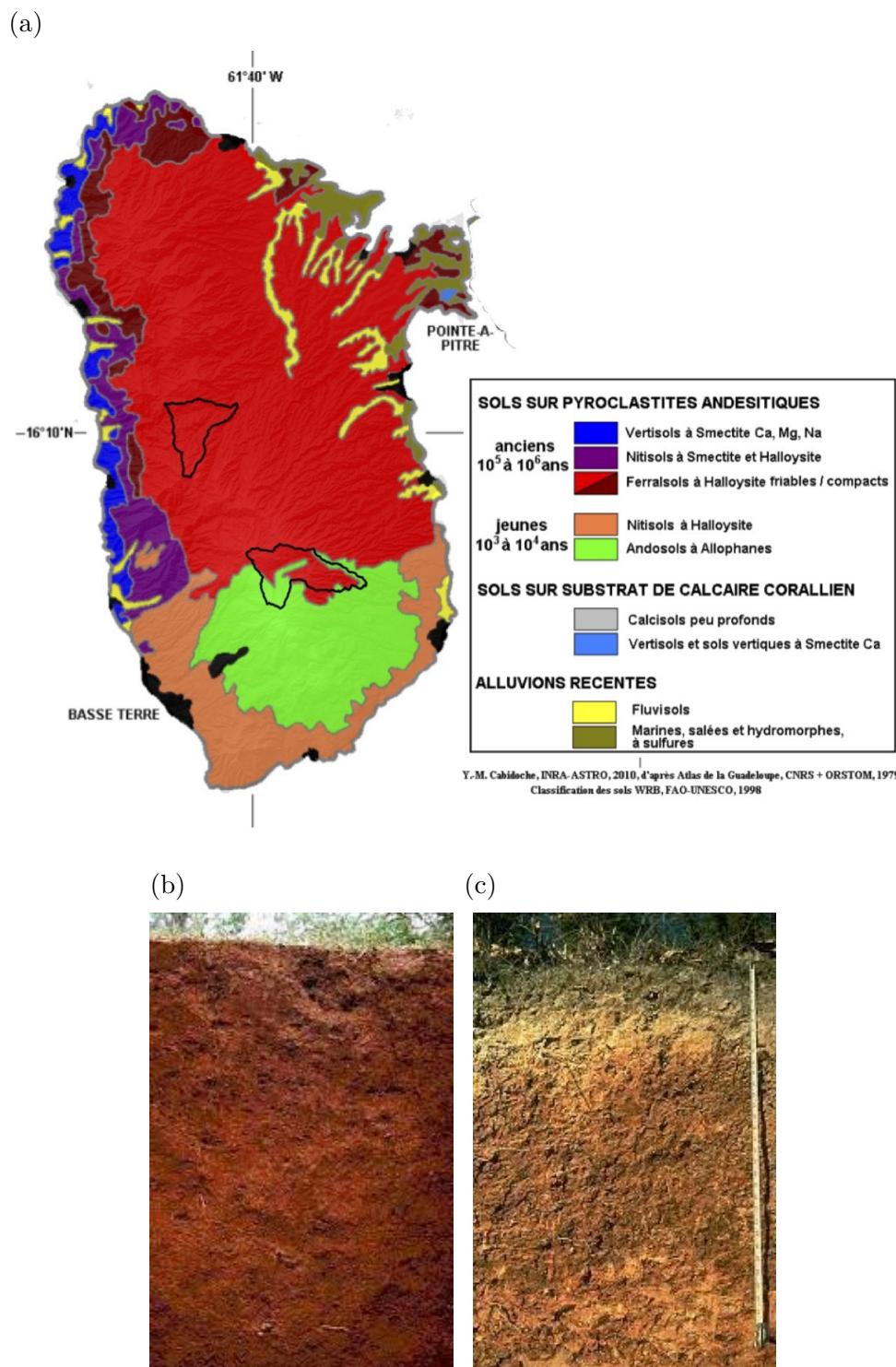


FIGURE III.6 – Types de sols de Basse-Terre. D'après [Sierra and Desfontaines \[2018\]](#) et Cabidoche [2000, 2010]. (a) Carte des sols de Basse-Terre, noir : délimitations des bassins versants étudiés, (b) ferralsol, région du Lamentin, (c) andosol, région de Capesterne.

— les andosols (Fig. III.6.c) : issus de roche mère volcanique, ils sont très fertiles et riches en matière organique, ce qui leur donne généralement une couleur foncée. En Guadeloupe, des variations de couleur sont observées selon l'altitude et la composition minérale. Les andosols se sont formés sur des dépôts volcaniques récents sous un climat de forte pluviométrie, c'est pourquoi, sur Basse-Terre, ils sont présents au niveau du dôme de la Soufrière. Ils présentent également une grande résistance à l'érosion, du fait de leur infiltrabilité et stabilité structurale élevées.

### III.1.4 La végétation

Basse-Terre est recouverte de forêts tropicales, marquées par une végétation dense et luxuriante (Fig. III.7). D'une part, la végétation, par sa présence, a pour effet de fortement amplifier l'infiltration du sol et limiter le ruissellement de l'eau à la surface. D'autre part, l'action de l'évapo-transpiration par la végétation limite la quantité d'eau disponible. De plus, les racines des plantes améliorent la perméabilité du sol. La végétation limite donc l'érosion mécanique du sol [Norris *et al.*, 2008, Gonzalez-Ollauri and Mickovski, 2017, Islam and Islam, 2018].

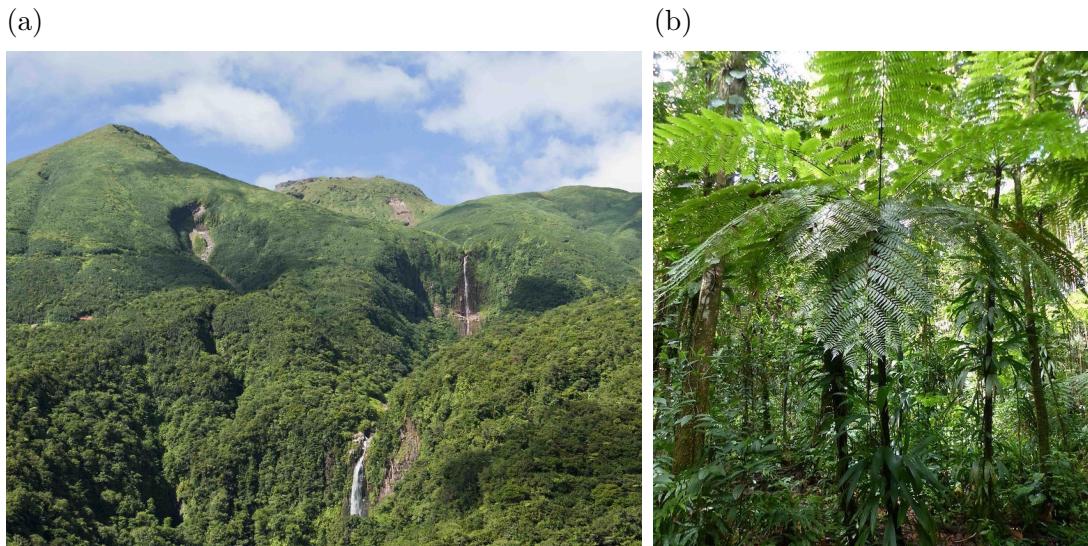


FIGURE III.7 – Végétation tropicale en Basse-Terre. (a) Forêt vierge vue au dessus de la canopée, dans la zonde des chutes du Carbet, juste un peu au Sud du volcan, © Fabien Salles, Parc National de la Guadeloupe, (b) la forêt vue en dessous de la canopée, vers Petit Bourg, © Guide du routard.

## III.2 Érosion sur l'île de Basse-Terre

Pour estimer les taux d'érosion physique sur l'île de Basse-Terre, une manière de faire est de déterminer les flux de sédiments exportés en dehors des bassins versants. La normalisation de ces flux à l'aire du bassin versant fournit le taux d'érosion recherché.

L'approche la plus directe consiste donc à mesurer de manière continue les flux de sédiments à l'embouchure des rivières. Pour ce faire, les flux sédimentaires sont d'abord calculés depuis la masse des sédiments évacués (concentration des sédiments en suspension que multiplie le débit) sur une période donnée, généralement à l'échelle de l'année. Les taux d'érosion physiques se déduisent en normalisant ces flux par l'aire drainée. En pratique, cependant, le transport par charriage n'est actif que pendant les épisodes de crues intenses, de qui rend sa mesure très difficile. Par conséquent, la mesure des flux de sédiments se limite souvent au transport en suspension et cette méthode directe ne fournit qu'une sous-estimation des taux d'érosion. De plus elle nécessite la possibilité d'évaluer une relation d'étalonnage entre débit et concentration, ce qui n'est pas réalisable facilement partout (dû à des limitations quant à la mesure de concentration, telles que des difficultés d'accès, des problèmes de mise en œuvre, ...).

Ces difficultés ont conduit au développement de méthode indirecte, telles que la méthode des "bilans de masse géochimique" [Gaillardet *et al.*, 1995, Louvat and Allègre, 1998]. Cette approche repose sur l'hypothèse d'un équilibre permanent entre érosion chimique (production de sol depuis la roche mère) et mécanique (dénudation du sol). Le flux d'un élément chimique donné (comme par exemple le calcium, le potassium ou le sodium) est la somme des quantités transportées par la charge de fond, par la charge en suspension et sous forme dissoute. Ces deux dernières quantités peuvent être mesurées à partir d'échantillons de sédiments (concentration des sédiments en suspension) et d'eau de la rivière (concentration de matière dissoute). Il faut aussi déterminer la composition de la roche mère et de la phase altérée. Bien que l'hypothèse de sol à l'équilibre soit difficile à vérifier, ces bilans permettent de déterminer des valeurs de bornes minimales. De cette façon, Rad *et al.* [2006] ont estimé que les taux d'érosion sur Basse-Terre varient entre 800 et 4000 t/km<sup>2</sup>/an, avec une moyenne de 2555 t/km<sup>2</sup>/an.

Samper *et al.* [2007] quant à eux s'aident de modèles numériques de terrain pour estimer les volumes érodés. Ces modèles numériques de terrain retracent la formation et l'évolution de la topographie de la Chaîne Axiale à partir d'observations géomorphologique et géochimique et par radio-chronologie. Ils permettent donc d'estimer des

volumes érodés à partir de différences de topographie. Pour le complexe volcanique de la Grande Découverte, dont la Soufrière fait partie, ils obtiennent des valeurs comprises entre 1250 et 5250 t/km<sup>2</sup>/an, sur les derniers 650 kans, qui sont comparables avec les valeurs de Rad *et al.* [2006].

À l'aide de bilan de masse sur l'uranium-234 et son élément fils, le thorium-230, Rad *et al.* [2013] ont pu déterminer de nouvelles valeurs pour la Guadeloupe, comprises entre ~2000 et ~6000 t/km<sup>2</sup>/an (Fig. III.8).

À cette occasion nous remarquons que les valeurs pour les îles tropicales volcaniques ne semblent pas suivre la même tendance que celles pour les bassins versants granitiques calculées par Millot *et al.* [2002]. La Guadeloupe, Java et la Martinique présentent des taux d'érosion chimiques et mécaniques plus importants que pour les bassins versants granitiques.

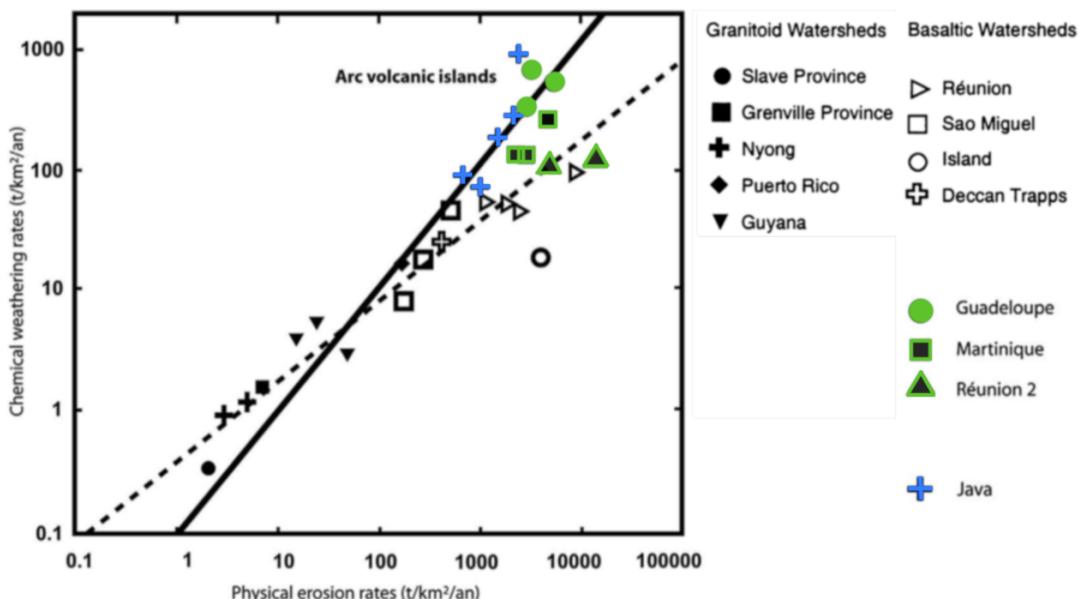


FIGURE III.8 – Taux d'érosion chimiques et physiques pour des bassins versants granitiques et basaltiques. Noir et blanc, depuis les données de Millot *et al.* [2002] (estimation depuis les apports de sédiments en suspension), vert, Rad *et al.* [2013] et bleu, Louvat and Allègre [1997]. Trait pointillé : corrélation proposée par Millot *et al.* [2002] entre érosion chimique et physique, trait plein : nouvelle corrélation proposée par Rad *et al.* [2013]. Adapté de Rad *et al.* [2013].

Rad *et al.* [2013] expliquent les fortes valeurs de taux d'érosion physiques des îles tropicales volcaniques par les conditions climatiques (importantes et fréquentes précipitations) et le régime torrentiel des rivières, qui provoquent des glissements de terrain. De plus, ils ajoutent que les formations pyroclastiques qui constituent le sol et qui peuvent être très épaisse, favorisent l'infiltration de l'eau et sont très facilement érodables, comparées aux formations granitiques.

Le taux d'érosion estimé par [Allemand et al. \[2014\]](#), calculé depuis la perte de volume par les glissements de terrain dues au passage de la tempête Helena de 1963, de  $2800 \text{ t/km}^2$ , qui est d'ordre de grandeur similaire à ce qui est attendu à l'échelle de l'année, favorise l'argument que l'érosion physique, en région tropicale volcanique, est majoritairement contrôlée par les conditions et évènements climatiques. Des conclusions similaires ont été déduites à Hawaii où une nette corrélation est observée entre précipitations et taux d'érosion [[Ferrier et al., 2013](#)].

### III.3 Les bassins versants étudiés

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes concentrés sur le transport de sédiments en suspension dans deux bassins versants de l'île de Basse-Terre, les bassins versants de Capesterre et de Bras-David. Ces deux bassins font l'objet d'un suivi continu dans le cadre de l'Observatoire de l'Eau et de l'éRosion aux Antilles (ObsERA)<sup>1</sup>.

L'observatoire est un service d'observation de l'INSU-CNRS et de l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Membre de l'infrastructure de recherche OZCAR (Observatoires de la Zone Critique : Applications et Recherche), il implique des équipes de l'IPGP, de l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe, de l'Institut Universitaire Européen de la Mer et du Laboratoire de Sciences de la Terre de l'Université Claude Bernard.

Nous allons présenter ces deux bassins versants, c'est-à-dire leurs caractéristiques morphologiques et géologique, l'état de la rivière au repos et en crue, et la composition et la structure du lit à l'exutoire.

Les exutoires des deux bassins sont localisés très en amont par rapport aux côtes de Basse-Terre<sup>2</sup> afin de nous affranchir des influences de l'activité anthropique, majoritairement localisée au niveau des littoraux.

#### III.3.1 Capesterre

Le bassin versant de Capesterre draine la partie nord, au vent, des flancs de la Grande Soufrière, ainsi que la partie sud des flancs du Sans-Toucher (Fig. III.3), sur une superficie de 16,6 km. L'exutoire, le point le plus bas, est à une altitude de 240 m. Le point le plus élevé de la rivière est à environ 1200 m (Fig. III.9). Par conséquent, la pente moyenne de la rivière principale est de 0,06, pour une longueur d'environ 11 km.

---

1. <http://webobsera.ipgp.fr/>

2. cf. Fig. III.4, page 47 pour rappel des localisations

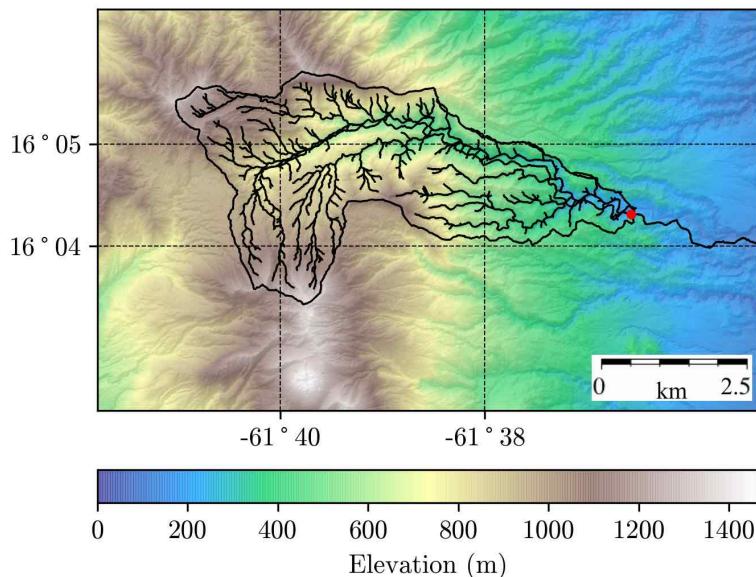


FIGURE III.9 – Topographie et réseau de drainage du bassin versant de Capesterre. Exutoire en cercle rouge. Données IGN RGE Alti, résolution de 10 m.

Le bassin versant est situé au cœur de la forêt tropicale, sur la côte au vent. Par conséquent, le taux de précipitations y est important, de l'ordre de 5700 mm/an.

Ce bassin versant est principalement composé de roches issues de coulées pyroclastiques refroidies, datant de 400 à 600 kans (Fig. III.3). Les sols du bassins sont peu épais, allant de 0,5 à 2 m de profondeur, et sont des ferralsols et des andosols (pour la partie sud-ouest, voir Fig. III.6.a). Le lit de la rivière comprend de nombreux galets et blocs, et est couvert par une fine couche de sédiments dont l'épaisseur peut varier (Fig. III.10.a). À l'exutoire, sa largeur est d'environ 10 m.

La distribution de taille des particules grossières du lit (diamètre supérieur à 4 mm) a été mesurée par comptage<sup>3</sup> [Wolman, 1954]. Après avoir déployé un décamètre le long du lit de la rivière, une particule a été extraite tous les mètres, et sa taille mesurée suivant les trois axes principaux (a, b, et c).

Les tailles varient entre 0,4 et 84 cm, avec une médiane de 9,9 cm (selon l'axe médian, Fig. III.11). Comme notre exutoire est situé relativement en amont par rapport à l'embouchure de la rivière, il n'est pas étonnant de trouver de nombreux galets dans son lit. En effet, plus nous allons en aval, plus les sédiments sont érodés, sédimentés et diminuent de taille.

<sup>3</sup>. effectué par Phairot Chatanantavet, Eric Lajeunesse, Luce Malverti et Patrick Meunier le 6 mars 2007



FIGURE III.10 – Photographies de la rivière Capesterre à l'exutoire, à une journée d'intervalle. (a) le 4 juin 2018 à 17h, au repos, le niveau d'eau est de 13 cm et la turbidité à 20 NTU, (b) le 5 juin 2018, à 17h, en crue (crue de petite amplitude), nous passons à 38 cm et 40 NTU. La rivière coule de la droite vers la gauche. © ObsERA.

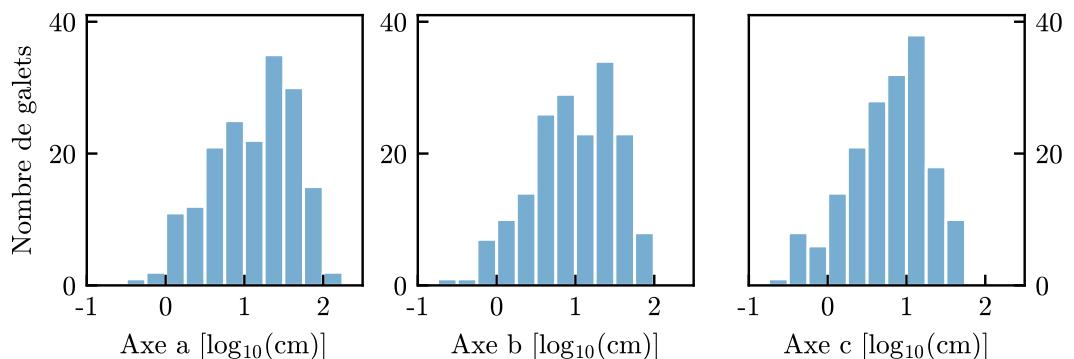


FIGURE III.11 – Distributions des tailles des particules grossières du lit, dans les trois directions de l'espace, Capesterre, 2007.

La pesée et le tamisage d'un échantillon prélevé à la surface du lit ont été effectués<sup>4</sup> (Tab. III.1) afin de déterminer la granulométrie des particules plus fines.

Une masse importante des grains est comprise entre des tailles de 0,2 et 2 mm. Comme ces résultats ont été obtenus à partir d'un échantillon du lit, et non de l'eau de la rivière, toutes ces tailles de grains ne sont pas nécessairement transportées en suspension durant les crues.

4. par Phairot Chatanantavet, Eric Lajeunesse, Luce Malverti et Patrick Meunier.

TABLE III.1 – Pesée et tamisage à Capesterre, le 3 Juin 2007.

Gammes de taille	Masses
> 4 mm	22,9 g
2 mm - 4 mm	57,7 g
1 mm - 2 mm	118,3 g
500 µm - 1 mm	225,7 g
200 µm - 500 µm	299,7 g
40 µm - 20 µm	74,1 g
< 40 µm	4,7 g

Au repos, la rivière est généralement claire, d'une profondeur comprise entre 10 et 30 cm (Fig. III.10.a). En période de crue, la rivière peut devenir turbide (Fig. III.10.b), mais pas nécessairement (aspect vaseux, Fig. III.12) et peut atteindre une profondeur de l'ordre du mètre. Lors de régimes torrentiels, la rivière peut déborder hors de son lit habituel et être très chargée en sédiments (Fig. III.13). Son aspect peut devenir boueux.



FIGURE III.12 – Rivière de Capesterre durant une période de crue non turbide. Photographie datant du 3 Juin 2020. La rivière coule du haut vers le bas. © ObsERA.



FIGURE III.13 – Rivière de Capesterre durant une période de crue torrentielle très turbide, le niveau d'eau est au dessus du palier en béton (en bas à gauche). Photographie datant du 18 Septembre 2019. © ObsERA.

### III.3.2 Bras-David

Le bassin de Bras-David quant à lui draine une aire de 11,3 km<sup>2</sup>, localisée entre les Mamelles et le Piton de Bouillante, au cœur de la forêt vierge (Fig. III.3). Le bassin est essentiellement composé de formations andésitiques et dacitiques, âgées d'environ 1 Ma, recouvertes par une épaisse couche ferralitique, jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (Fig. III.6.a). L'exutoire est à une altitude d'environ 225 m (Fig. III.14), pour une largeur de rivière d'environ 20 m. Par conséquent, la pente moyenne de la rivière principale est de 0,07, pour une longueur d'environ 6,7 km. Le bassin étant également situé sur la côte au vent, le taux de précipitations y est importante, de l'ordre de 3400 mm/an.

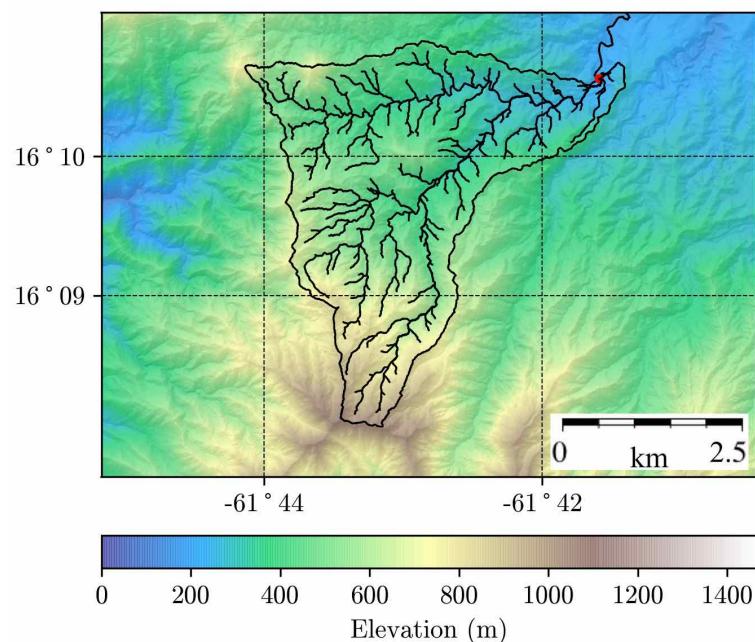


FIGURE III.14 – Topographie et réseau de drainage du bassin versant de Bras-David. Exutoire en cercle rouge. Données IGN RGE Alti, résolution de 10 m.

À l'exutoire, le lit de la rivière de Bras-David comprend de nombreux blocs et galets, dont une grande partie n'est pas forcément immergée en période calme (Fig. III.15.a).



FIGURE III.15 – Photographies de la rivière Bras-David, depuis le pont de la Maison de la Forêt (a) le 13 mai 2010, à 10h, au repos, (b) et 17 décembre 2019, à 10h35, en début de crue (voir toute la crue échantillonnée en annexe Fig. A.10.g, page 167). En début de crue, le niveau d'eau commence à 0,45 cm et la turbidité à 22 NTU. La rivière coule depuis le haut de l'image. © ObsERA.

Les galets du lit de la rivière présentent<sup>5</sup> une granulométrie comprise entre 0,4 et 130 cm (Fig. III.16), avec une moyenne de 19 cm (selon l'axe médian). Ces valeurs sont similaires aux mesures à Capesterre.

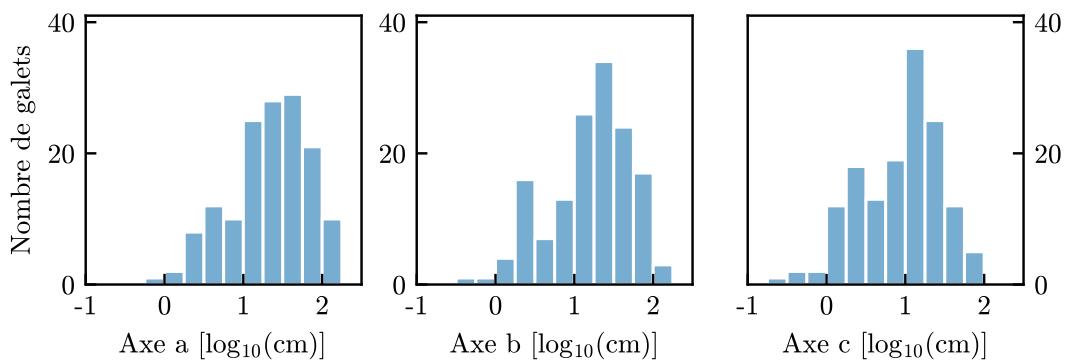


FIGURE III.16 – Distributions de tailles de particules grossières du lit, dans les trois directions de l'espace, Bras-David, 2005.

5. comptage effectué par Pierre Valla, Paul Planton et Eric Lajeunesse le 6 Juillet 2005

Dans le cas de Bras-David, les gammes de tamisages sont plus étendues et par conséquent, la majorité des particules fines se situent entre 0,5 et 4 mm<sup>6</sup> (Tab. III.2), ce qui reste globalement similaire aux observations à Capesterre.

TABLE III.2 – Pesée et tamisage à Bras-David, le 7 Juin 2005.

Gammes de taille	Masses
500 µm - 4 mm	1340,03 g
250 µm - 500 µm	145,64 g
> 250 µm	77,57 g

Durant une période de crue, la rivière s’élargit fortement et seuls les gros rochers restent visibles (Fig. III.15.b). Lors de périodes très turbides, la totalité du lit de la rivière peut être inondée et la rivière peut prendre une couleur ocre qui témoigne d’une force charge de sédiments en suspension (Fig. III.17).



FIGURE III.17 – Rivière de Bras-David durant une période de crue torrentielle très turbide. Photographie datant du 22 Décembre 2016. © ObsERA.

6. effectués par Pierre Valla, Paul Planton et Eric Lajeunesse.





## Chapitre IV

# Suivi hydrologique des rivières de Capesterre et Bras-David

---

IV.1	Hauteur d'eau et débit . . . . .	62
IV.1.1	Mesure de hauteur d'eau . . . . .	62
IV.1.2	Étalonnage de la relation débit-hauteur d'eau . . . . .	63
IV.1.3	Présentation générale des données de hauteur et de débit .	64
IV.1.4	Fluctuations naturelles du signal de hauteur d'eau . . . .	66
IV.2	Mesure de la concentration des sédiments en suspension . . . . .	67
IV.3	Mesure de la turbidité . . . . .	69
IV.3.1	Définition de la turbidité . . . . .	69
IV.3.2	Principe physique et instrumentation . . . . .	69
IV.3.3	Relation turbidité/environnement/particule . . . . .	70
IV.3.3.1	Influence de la nature des particules . . . . .	70
IV.3.3.2	Influence de la nature de l'environnement . . . .	73
IV.3.4	Présentation générale des données de turbidité . . . . .	75
IV.3.5	Minimum échantillonné et dérive instrumentale . . . . .	75
IV.4	Étalonnage de la relation concentration-turbidité . . . . .	78
IV.4.1	Étalonnage sur Capesterre . . . . .	78
IV.4.2	Cas de Bras-David . . . . .	79
IV.5	Érosion à Capesterre . . . . .	80
IV.6	Observations du signal hydrologique . . . . .	80
IV.6.1	À l'échelle du mois . . . . .	80
IV.6.2	À l'échelle d'une crue . . . . .	82

---

Ce chapitre est dédié à la présentation et au traitement des données hydrologiques acquises dans les rivières de Capesterre et Bras-David par ObsERA. Dans le cadre de cette thèse, un travail d'expertise (traitement, tri, analyse, interprétation) a été effectué car les données de l'observatoire n'avaient jamais été traitées pour une étude du transport de sédiments. Une mission de terrain devait avoir lieu afin d'apporter une vision globale et des informations complémentaires utiles à l'interprétation. Mais du fait de la situation sanitaire relative à la pandémie, elle a été reportée à plusieurs reprises et finalement n'a jamais eu lieu.

Nous discutons des méthodes d'acquisition de la hauteur d'eau et de la turbidité de l'eau de la rivière, des incertitudes associées à ces mesures et des informations sur la dynamique du transport de sédiments contenues dans les chroniques. Enfin nous finirons en discutant de la particularité des données à Capesterre.

## **IV.1 Hauteur d'eau et débit**

Le suivi du débit des rivières de Capesterre et de Bras-David est réalisé via la mesure automatique de la hauteur d'eau grâce à une relation d'étalonnage qui peut être déterminée à partir de campagnes ponctuelles de mesures de débit.

### **IV.1.1 Mesure de hauteur d'eau**

La mesure de la hauteur d'eau est effectuée par un transducteur de pression submersible (modèle CS451<sup>1</sup> de Campbell Scientific, Fig. IV.1.a). Cette mesure est rapportée à une échelle limnimétrique, installée et maintenue par la Direction de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DEAL) de Guadeloupe (Fig. IV.1.b).

L'incertitude sur la donnée du niveau d'eau dépend de la précision du capteur. La précision du capteur dépend de son gain, qui est de l'ordre de 0,1% de la valeur du maximum mesurable, soit de l'ordre de 2 mm.

---

1. <https://www.campbellsci.fr/cs451>

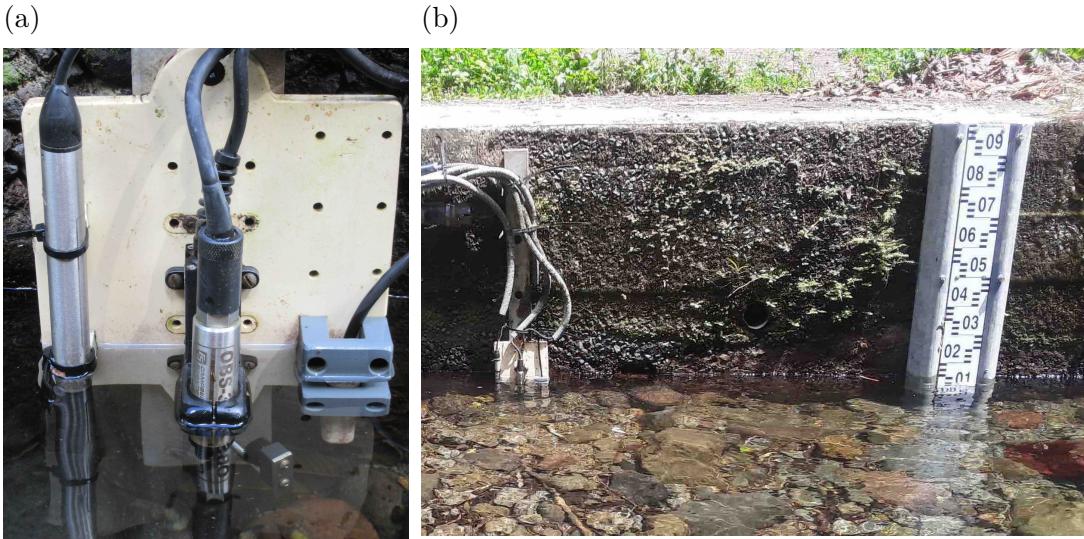


FIGURE IV.1 – Dispositif de mesure pour la hauteur d'eau et la turbidité à Capes-Terre. (a) Sondes du dispositif, gauche : capteur de pression, au centre : turbidimètre, (b) positionnement dans l'eau du dispositif (gauche) et échelle limnimétrique (droite). © ObsERA.

#### IV.1.2 Étalonnage de la relation débit-hauteur d'eau

La relation entre débit et hauteur d'eau est univoque. En effet, celle-ci est constante dans le temps, sous réserve que la forme du lit (largeur, profondeur et formes des berges) ne change pas. Ceci se vérifie en l'absence de glissement de terrain important au niveau de l'exutoire, ou à proximité et dans l'hypothèse que la rivière ne change pas elle-même la forme de son lit par incision.

Sous l'hypothèse d'une rivière de section rectangulaire, nous avons

$$Q = u_q h l, \quad (25)$$

avec,  $u_q$ , la vitesse moyenne d'écoulement, qui dépend de la pente de la rivière et de la hauteur d'eau, et  $h$  et  $l$  les profondeur et largeur de la rivière. De façon plus générale, le débit d'une rivière de section quelconque dépend de la hauteur d'eau de la rivière

$$Q = f(h). \quad (26)$$

Pour estimer le débit à partir de la hauteur d'eau, il donc nécessaire d'établir la relation (26) puisque celle-ci dépend de la forme du lit. La DEAL effectue ponctuellement des mesures de débit par la méthode de jaugeage de dilution du sel. Ces mesures sont complétées par ObsERA, qui utilise un courantomètre à effet Doppler. Les données récoltées permettent d'établir la relation (26). Pour obtenir une expression de cette

relation, nous avons choisi<sup>2</sup> d'ajuster le logarithme du débit par une fonction linéaire de la hauteur d'eau, afin d'accorder autant de poids aux faibles et aux grands débits (Fig. IV.2). Ainsi pour Capesterre, nous obtenons

$$Q = 0,00046(h - 8,62)^{2,44}, \quad (27)$$

et pour Bras-David

$$Q = 0,00011(h - 8,46)^{2,45}, \quad (28)$$

avec  $Q$  le débit en  $\text{m}^3/\text{s}$  et  $h$  la hauteur d'eau en cm.

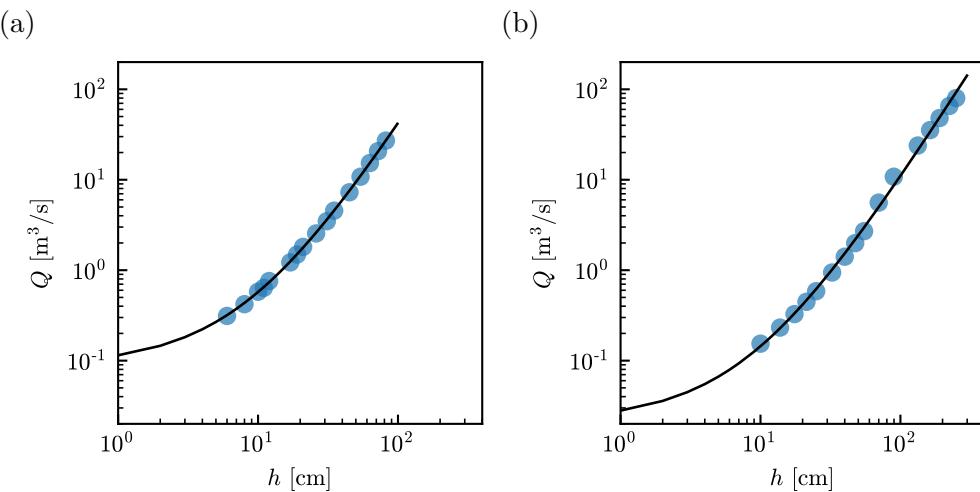


FIGURE IV.2 – Relation de conversion des hauteurs d'eau en débit. (a) Capesterre, (b) Bras-David. Étalonnage : ObsERA. Symboles : données, ligne : ajustement des données par la relation (26).

#### IV.1.3 Présentation générale des données de hauteur et de débit

Les mesures de hauteur d'eau débutent en 2012 à Capesterre et en 2013 à Bras-David. Le pas d'échantillonnage est de 5 min pour les deux bassins versants sur les périodes considérées. La hauteur d'eau varie entre 0,1 ( $10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ ) et 1,6 m (96  $\text{m}^3/\text{s}$ ) pour Capesterre, et entre 0,1 ( $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ ) et 2,4 m (68  $\text{m}^3/\text{s}$ ) pour Bras-David.

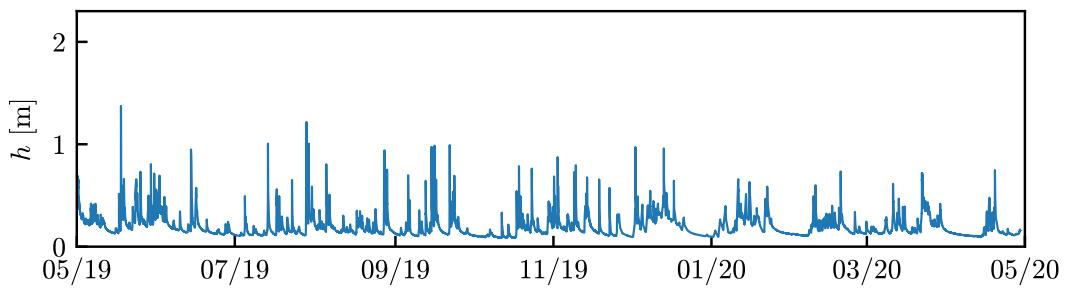
Les séries temporelles de la hauteur d'eau présentent des variations très abruptes et fréquentes, typiquement sur l'échelle d'une journée, qui mettent en évidence le régime torrentiel dû aux conditions climatiques tropicales (Fig. IV.3).

En revanche, le calcul du débit moyen mensuel permet de montrer que le débit est relativement constant toutes ces années, et qu'aucune tendance saisonnière marquée ne semble se dégager (Fig. IV.4).

---

2. plus précisément, dans le cas présent, ObsERA a fait ce choix qui n'est pas remis en question

(a)



(b)

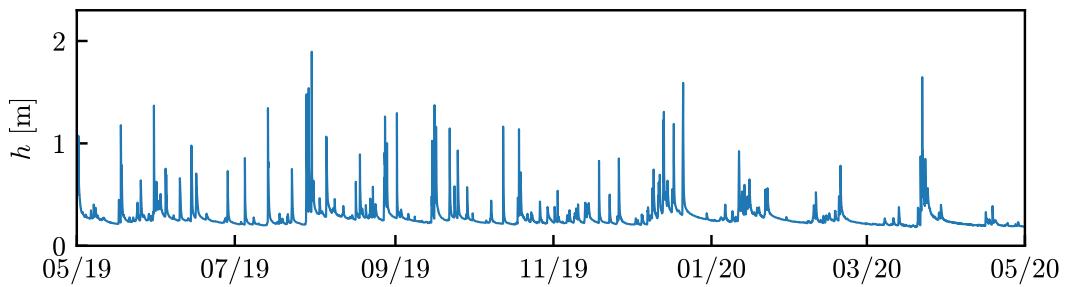
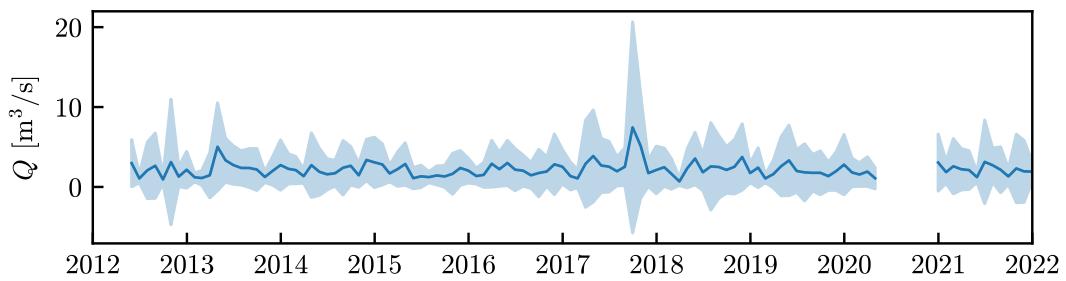


FIGURE IV.3 – Variation du niveau d'eau entre mai 2019 et mai 2020. (a) Capesterre, (b) Bras-David.

(a)



(b)

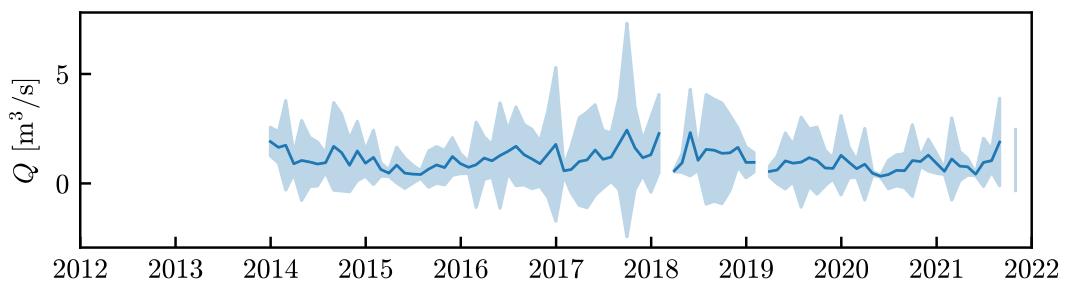


FIGURE IV.4 – Débits mensuels moyens et écart-types pour toute la période de mesure. (a) Capesterre, (b) Bras-David.

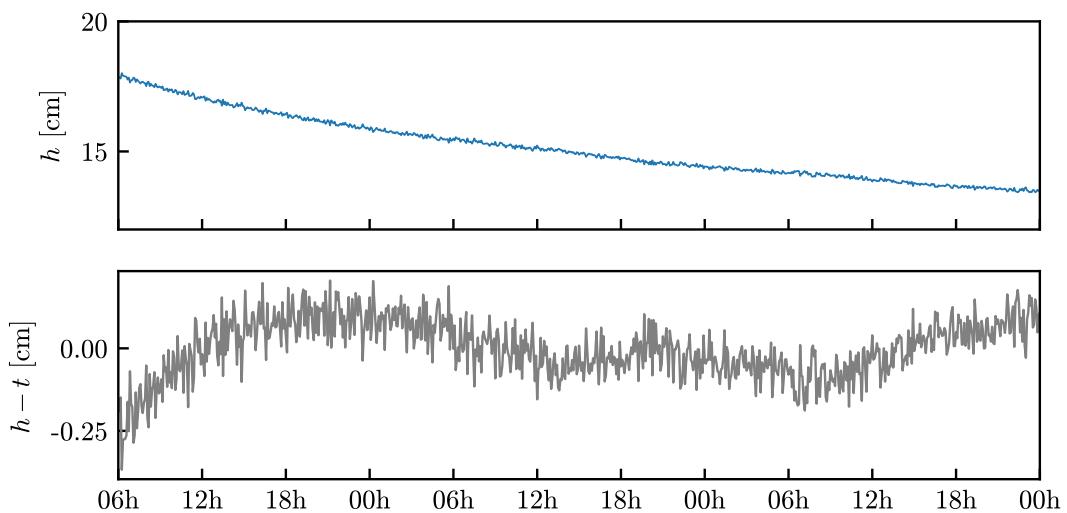
Néanmoins, nous remarquons un pic autour de septembre 2017, visible pour les

deux bassins. Ce pic correspond aux fortes précipitations provoquées par le passage des ouragans Irma et Maria, à proximité de la Guadeloupe à cette période.

#### IV.1.4 Fluctuations naturelles du signal de hauteur d'eau

Dans une rivière, la surface de l'eau n'est jamais calme mais est sujette à des oscillations d'amplitude variable. À petite échelle de temps, de l'ordre de quelques jours, par temps calme, ces oscillations sont visibles et même marquées dans le cas de Bras-David (Fig. IV.5.a,b en bleu).

(a)



(b)

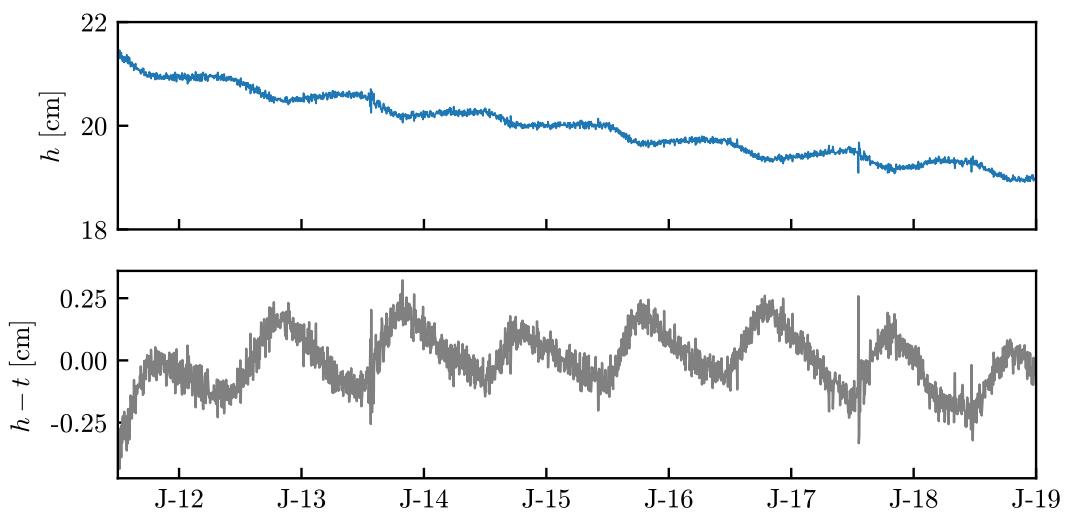


FIGURE IV.5 – Variations naturelles de la hauteur d'eau à Capesterre (a) et à Bras-David (b). Signal brut ( $h$ ) et signal corrigé de la tendance linéaire ( $h - t$ ).

En corrigeant la tendance linéaire et majeure du signal, nous pouvons estimer les

amplitude de ces oscillations (Fig. IV.5.a,b en gris). Pour les deux bassins, les amplitudes sont de l'ordre de  $\pm 5$  mm, que nous pouvons négliger compte tenu des amplitudes liées aux crues ( $\sim 1,5\text{--}2$  m).

À Bras-David, une autre oscillation est présente avec une périodicité de l'ordre de la journée, que nous attribuons à un effet de la température sur le capteur (les variations de la température sont évidemment journalières, avec un léger déphasage, cf. Fig A.3, page 160).

## IV.2 Mesure de la concentration des sédiments en suspension

La mesure de la concentration des sédiments en suspension dans les rivières repose sur le prélèvement d'échantillons d'eau dans la rivière. Un système de pompage automatique (6712 Full-Size Portable Sampler<sup>3</sup>), mis en place à proximité de l'exutoire à Capesterre, est activé dès que la hauteur dépasse un seuil défini par l'opérateur. Ce seuil est fixé à 0,40 m jusqu'à 2018, puis passe à 0,30 m. Au delà de cette valeur seuil, nous estimons que la rivière est en crue et donc qu'elle transporte des sédiments. La pompe s'enclenche toutes les 15 min et pompe pendant moins d'une minute un volume d'environ 950 mL<sup>4</sup> (Fig. IV.6.a). Entre chaque pompage, le système se purge. À Bras-David, l'échantillonnage est manuel. Les échantillons sont ensuite filtrés (filtre avec une porosité de 0,2  $\mu\text{m}$ ), séchés (dans une étuve à 50 °) et pesés<sup>5</sup> (Fig. IV.6.b). Toutes ces étapes nous permettent de déterminer des concentrations de sédiments en suspension.

---

3. <https://www.teledyneisco.com/en-us/waterandwastewater/Pages/6712-Sampler.aspx>

4. les flacons font un litre mais gardons une marge

5. une pesée avant et après séchage pour ne pas oublier le volume d'eau évaporée

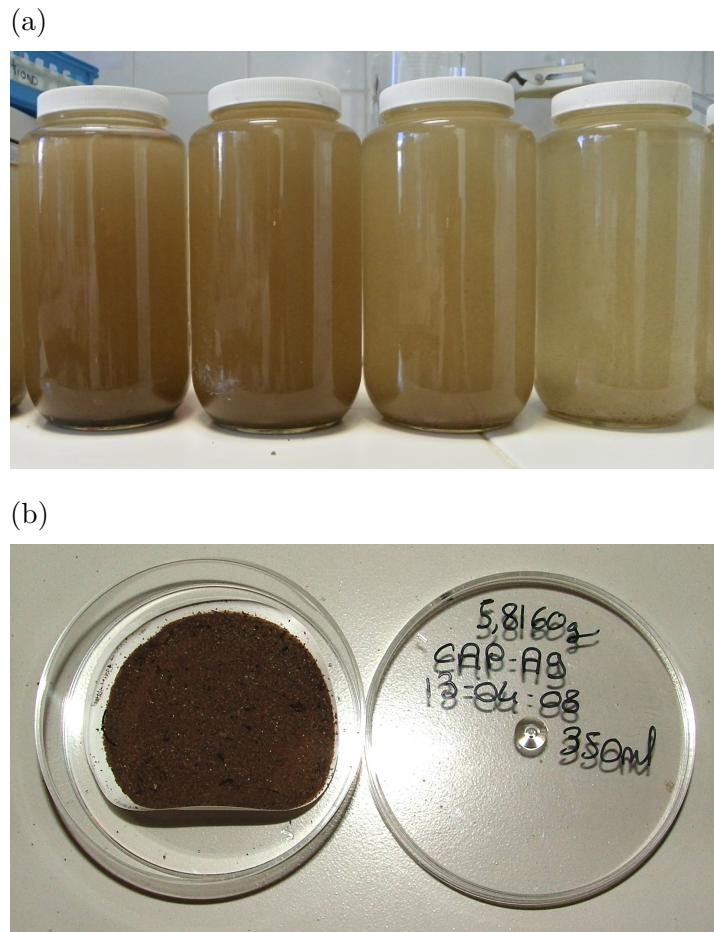


FIGURE IV.6 – Photographies d'échantillons à Capesterre. (a) Échantillons d'eau de rivière chargée en sédiments, (b) dépôt de sédiments en suspension sur un filtre, après séchage. © ObsERA.

À Capesterre, il existe 217 mesures, réparties sur un ensemble de 21 crues (diagramme concentration et hauteur d'eau en Fig. IV.7), sur une période s'étendant de août 2012 à octobre 2021, et 8 à Bras-David, acquises entre août 2016 et mars 2021.

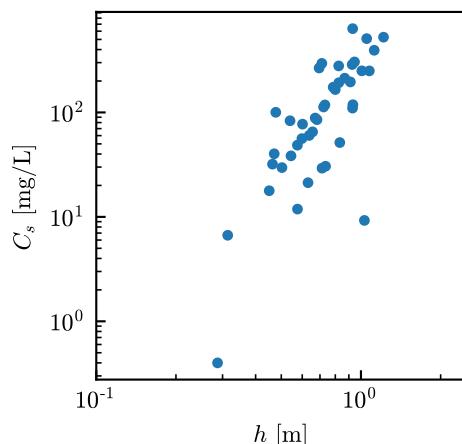


FIGURE IV.7 – Relation concentration-hauteur d'eau à Capesterre.

Puisque cette méthode ne peut pas fournir un suivi régulier de la concentration des sédiments en suspension, bien qu'elle permette des mesures directes de concentration, la turbidité est alors utilisée comme intermédiaire pour suivre en temps réel l'évolution de la concentration des sédiments en suspension dans les rivières.

## IV.3 Mesure de la turbidité

### IV.3.1 Définition de la turbidité

La turbidité est une caractéristique optique de l'eau qui apparaît trouble à la suite de la diffusion de la lumière et de son absorption par les particules dans l'eau. En milieux naturels, cette turbidité est souvent causée par la matière solide, organique ou inorganique, en suspension [Wells, 1920, Loring *et al.*, 1983]. L'unité de la turbidité est l'Unité de Turbidité Néphélométrique ou NTU, en anglais. La turbidité est donc un indicateur indirect de la concentration des particules en suspension dans un milieu aqueux. L'unité n'a aucune signification physique *stricto sensu*<sup>6</sup>, et il n'existe pas de relation simple, directe ou unique, empirique ou physique, entre les NTU et la concentration des particules en suspension. En revanche, il existe bien un lien physique entre la concentration des particules en suspension et la rétro-diffusion mesurée par l'instrument.

### IV.3.2 Principe physique et instrumentation

Dans le cas de la diffusion, deux géométries (ou lobes de diffusion) se distinguent : la diffusion avant et la diffusion arrière, aussi appelée rétro-diffusion (Fig. IV.8.a). Pour un milieu contenant des particules en suspension, la diffusion peut être multiple si la même onde est rétro-diffusée plusieurs fois au sein du milieu granulaire (Fig. IV.8.b). La mesure de la turbidité est donc influencée par les propriétés d'absorption et de diffusion de son environnement (milieu aqueux dans lequel il est immergé) et des particules.

---

6. pour la définition la plus explicite trouvée, voir 162 en annexe

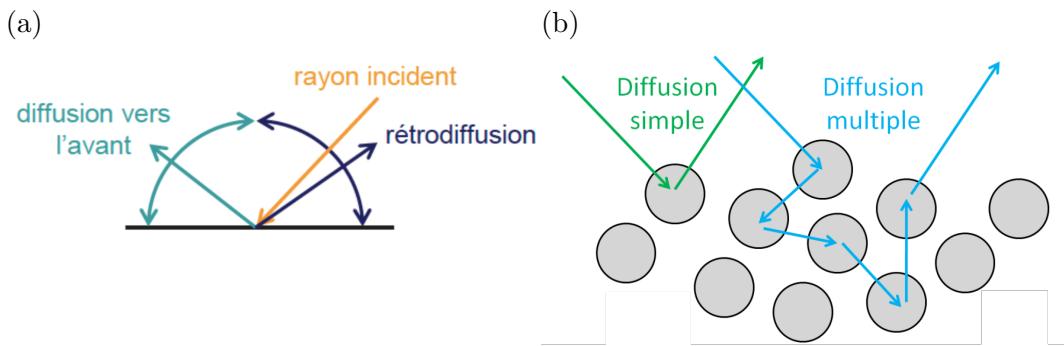


FIGURE IV.8 – Schéma des raies lors de la diffusion. (a) Lobes de diffusion et de rétro-diffusion dans le cas spéculaire à l'échelle d'un grain, (b) diffusion simple et multiple dans un milieu chargé en particules. Adapté à partir de Souchon [2012].

Le turbidimètre utilisé à ObsERA est le modèle OBS-3+<sup>7</sup> de Campbell Scientific (Fig. IV.9.a). Le turbidimètre émet un faisceau de longueur d'onde  $850 \pm 5$  nm et peut détecter la lumière rétro-diffusée à des angles allant de  $140^\circ$  à  $165^\circ$  (Fig. IV.9.b). La précision de l'instrument est comprise entre 0,5 NTU et 2% de la donnée.

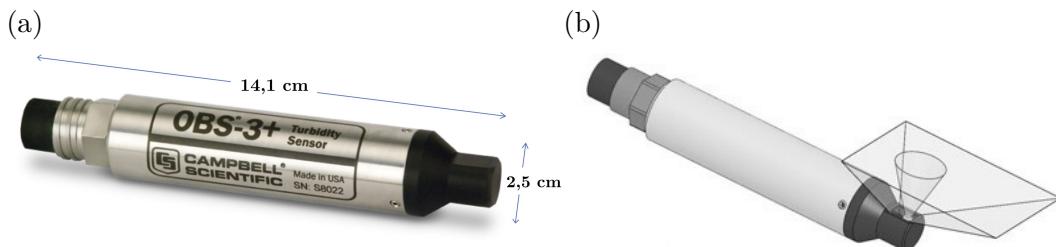


FIGURE IV.9 – L'instrument OBS-3+. (a) Photographie et dimensions, (b) cône d'émission et pyramide de réception. Extrait de *Operator's Manual : OBS-3+ and OBS300 Suspended Solids and Turbidity Monitors* [2011].

### IV.3.3 Relation entre la turbidité, l'environnement et les particules

La mesure de la turbidité résulte de la combinaison des effets dus à la matière solide en suspension.

#### IV.3.3.1 Influence de la nature des particules : diffusion et rétro-diffusion

La composition, la concentration et la taille des particules en suspension contrôlent l'intensité et la direction de la diffusion du signal lumineux émis par le turbidimètre.

La Figure IV.11 présente l'intensité relative de la diffusion avant et arrière dans le cas de la théorie de Mie, qui dépend de la taille du grain par rapport à la longueur d'onde. La théorie de Mie décrit [Hergert and Wriedt, 2012] les formes des lobes de

7. <https://www.campbellsci.fr/obs-3plus>

diffusion quand la taille de l'obstacle et la longueur d'onde sont comparables. Dans le cadre de cette théorie, plus la longueur d'onde est petite par rapport à la taille du grain, plus le lobe de diffusion avant sera important et majoritaire<sup>8</sup> [Hergert and Wriedt, 2012]. Comme les turbidimètres installés à Capesterre et Bras-David émettent à  $0,85\ \mu\text{m}$ , la diffusion avant est majoritaire [Downing, 2008c] (Fig. IV.11).

Dans la région de détection de l'instrument (entre  $140$  et  $165\ ^\circ$ ), la rétro-diffusion est plus intense pour des grains d'origine minérale que pour des grains d'origine organique (Fig. IV.11).

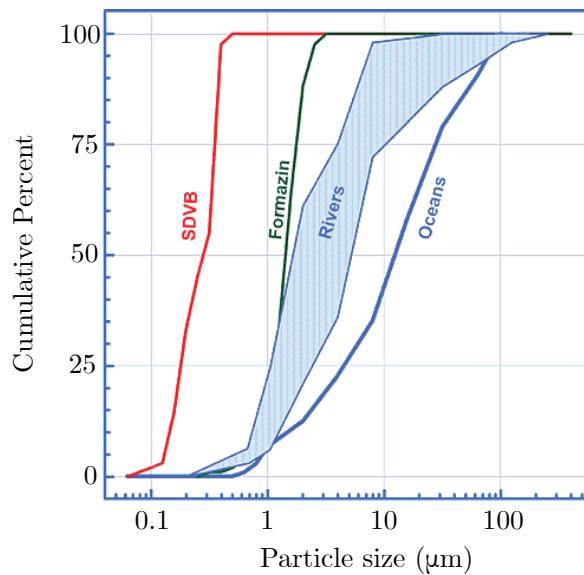


FIGURE IV.10 – Comparaison des distributions des tailles de grains entre différents milieux naturels et les références utilisées pour l'étalonnage de la turbidité en laboratoire. SDVB : perles de styrène divinylbenzene. D'après de Downing [2008e] et Sheldon *et al.* [1972].

Ces différences dans les intensités des lobes de diffusion entre particules minérales et organiques s'explique aussi par la différence de leurs indices optiques qui dépendent de leur composition. Elles ont pour conséquence que la turbidité varie avec la nature des particules en suspension dans une rivière.

8. cf. Fig. A.6, page 162 pour des schémas des lobes de diffusion

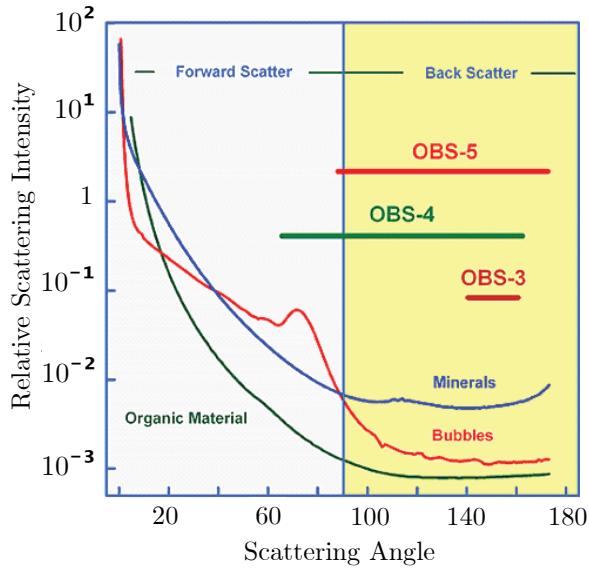


FIGURE IV.11 – Intensité relative de la diffusion et rétro-diffusion en fonction de l’angle de diffusion, pour différents types d’obstacles (bulle d’air, minéraux et matières organiques), déterminée à partir du modèle de Mie. En rouge, le domaine de réception de l’instrument OBS-3+. D’après de [Downing \[2008c\]](#), [Petzold \[1972\]](#) et [Bohren and Huffman \[2008\]](#).

La turbidité dépend également de la distribution des tailles des particules. Ainsi en ne considérant que des particules minérales, et plus particulièrement des *silt*, dont la taille ne varie qu’entre 4 et 63  $\mu\text{m}$  (d’après la définition de [Wentworth \[1922\]](#)), pour une tension donnée (donnée brute avant la conversion en NTU), six étalonnages fournissent différentes valeurs de concentration, variant de plusieurs dizaines ou centaines de mg/L (Fig. IV.12).

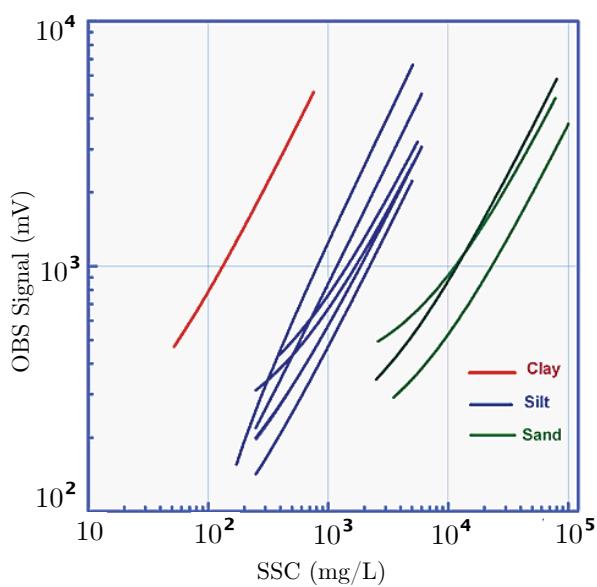


FIGURE IV.12 – Différentes courbes de concentration/turbidité pour plusieurs types de matériaux. D’après de [Downing \[2008d\]](#) et [Conner and De Visser \[1992\]](#).

Tous ces éléments expliquent la difficulté à relier la turbidité et la concentration des sédiments en suspension par une expression simple.

#### IV.3.3.2 Influence de la nature de l'environnement : absorption et couleur de l'eau

Le signal reçu par le turbidimètre est également influencé par les propriétés du milieu aqueux dans lequel il est plongé. L'eau pure est connue pour absorber une grande partie du rayonnement dans le domaine du proche infra-rouge, de 780 à 3000 nm [Smith and Baker, 1981] (Fig. IV.13). En revanche, son absorption est très faible dans le visible, de 380 à 780 nm. Pour limiter l'influence de l'absorption naturelle de l'eau, le turbidimètre émet donc une longueur d'onde à la limite du proche infra-rouge, autour de 850 nm.

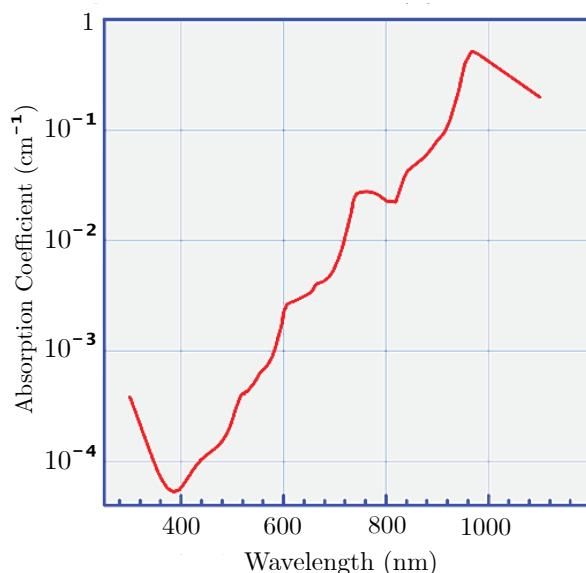


FIGURE IV.13 – Valeurs du coefficient d'absorption de l'eau pure en fonction de la longueur d'onde (domaine visible et proche infra-rouge). D'après Downing [2008c] et Smith and Baker [1981].

Outre l'absorption par l'eau pure, il faut aussi considérer l'absorption due à la couleur de l'eau lorsque celle-ci contient un soluté. Dès que l'eau est colorée, la turbidité mesurée est inférieure à la turbidité de l'eau claire [Downing, 2008b] (Fig. IV.14).

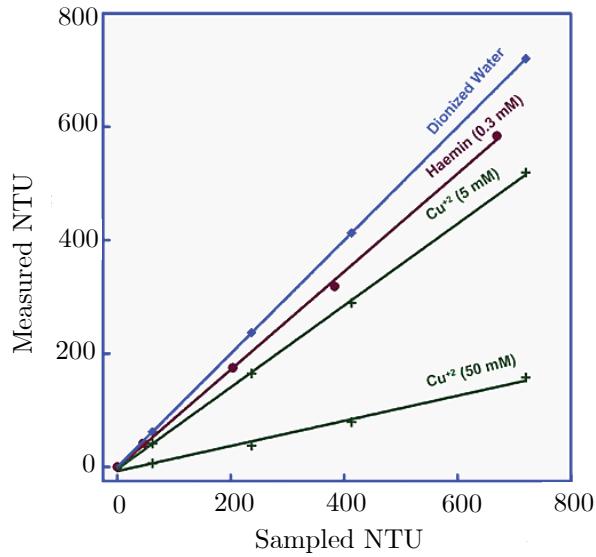


FIGURE IV.14 – Influence de la couleur de l'eau sur la mesure de turbidité par l'instrument OBS3+, pour des références de turbidité connues. Les concentrations sont en millimole. *Haemin* contient du chlore et du fer (couleur marron). Le cuivre crée un bleu vif (voir Figure A.9 page 164 pour la couleur des mélanges). D'après Downing [2008b] et Downing and Asher [1997].

Ainsi pour des tests avec des échantillons sans particules, composés seulement d'eau colorée, nous observons une diminution de la turbidité jusqu'à un facteur 4 (<200 NTU au lieu de ~800 NTU). Les relations entre turbidité réelle et mesurée restent linéaires et donc une correction peut être facilement établie, connaissant la cause du changement de couleur.

Puisque le turbidimètre émet et reçoit dans le domaine du proche infra-rouge, il est donc insensible aux couleurs du visible. En revanche, la couleur peut être due à la présence de composés chimiques colorés absorbant (tels que des polluants). La partie dissoute des sédiments et/ou de la matière organique peut donc avoir un impact sur la mesure de la turbidité.

Pour conclure, il est difficile d'établir un formalisme physique exploitable pour relier la mesure de turbidité à la concentration de sédiments en suspension dans la rivière. En pratique, la meilleure approche est donc d'étalonner empiriquement cette relation pour un bassin versant, une période de temps et un turbidimètre donnés, ceci afin de s'assurer que la nature et la taille des grains ainsi que le gain du capteur restent les mêmes sur la période considérée.

#### IV.3.4 Présentation générale des données de turbidité

Les turbidimètres actuellement en fonctionnement sur Bras-David et Capesterre ont été installés respectivement fin 2015 et en mai 2019. Le pas d'échantillonnage est de 5 min. Les données de turbidité varient dans une gamme allant d'environ 2 NTU à 700 NTU pour les deux bassins. Les incertitudes varient donc entre 0,5 et 15 NTU (2% du maximum échantillonné). Une grande partie des mesures de turbidité se trouve en dessous de 5 NTU pour Capesterre (à 75%), et de 12 NTU pour Bras-David (au moins à 50%, Tab. IV.1), ce qui est proche de la valeur minimale observée (2 NTU).

TABLE IV.1 – Quantiles de la répartition des données de turbidité

	Capesterre			Bras-David		
Quantile	25%	50%	75 %	25%	50%	75 %
Turbidité [NTU]	3,2	3,8	4,9	5,8	7,5	12,5

Nous discuterons en détail des variations du signal dans les chroniques de turbidité, en relation avec le signal de hauteur d'eau dans la Section IV.6.

#### IV.3.5 Minimum échantillonné et dérive instrumentale

Nous constatons que les valeurs de turbidité ne sont jamais nulles alors que les rivières semblent dépourvues de sédiments en suspension lors des basse valeurs de turbidité (cf. Fig. III.10.a et Fig. III.15.a pour les photos des rivières hors crue, avec des valeurs de turbidité non nulles). Nous pouvons donc chercher à comprendre pourquoi.

Une première hypothèse serait que le turbidimètre mesure toujours une valeur minimale qui pourrait être perçue comme un seuil des valeurs possibles. Cette hypothèse a été invalidée par des mesures complémentaires effectuées dans la rivière de la Sapine (Lozère) lors d'une campagne de terrain menée à l'automne 2021 (Fig. IV.15) ainsi que dans l'eau du robinet de Paris (par Ayah Taihi, dans le cadre de son stage de Master 1 mené à l'été 2021).

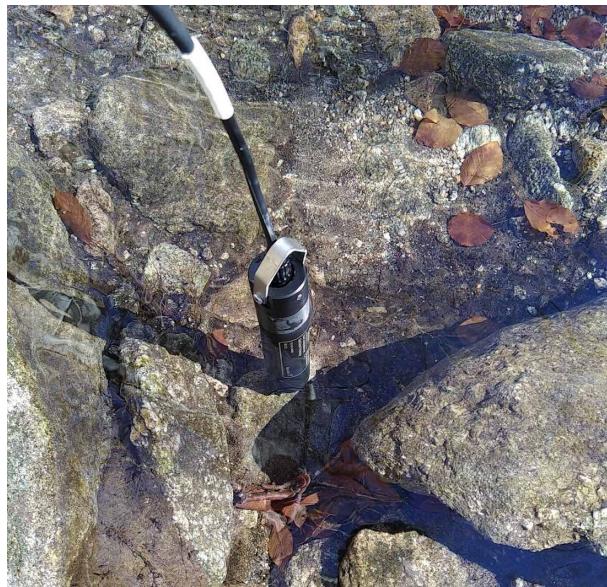


FIGURE IV.15 – Photographie d'un turbidimètre (même modèle que ceux installés aux exutoires de Bras-David et Capesterre) à moitié immergé dans la rivière de la Sapine (Lozère). La mesure indique une turbidité à 0.0001 V soit 0 NTU © Antoine Lucas, 2021.

Nous pouvons constater que l'eau de la Sapine est totalement limpide. Lucas *et al* mesurent une turbidité nulle à la Sapine. Le bassin versant de la Sapine, localisé dans le sud de la France, est de petite dimension ( $0,54 \text{ km}^2$ ), granitique et couvert de hêtres [Martin *et al.*, 2003]. Des mesures de concentrations en matière dissoutes à la Sapine se sont révélées être très faibles, de l'ordre de 5-10 mg/L (somme des concentrations moyennes en sodium, potassium, calcaire, chlorures, sulfates, nitrates et bicarbonates)<sup>9</sup>, ce qui expliquerait les valeurs presque nulles de turbidité pour cette rivière. En revanche, Ayah mesure, avec le même turbidimètre, une valeur de l'ordre de 0,01 V, soit  $\sim 0,5 \text{ NTU}$ , dans l'eau du robinet de Paris. L'eau de Paris est chargée en calcaire et bicarbonates, avec des concentrations de l'ordre de 310 mg/L<sup>10</sup>. Ainsi, le turbidimètre est non seulement sensible aux particules solides, mais également à la charge dissoute, lorsque celle-ci est importante. Nous avons pu constater précédemment que l'eau des deux rivières de Guadeloupe n'était pas totalement limpide, bien que claire, mais d'une teinte un peu verdâtre (très visible sur la photographie en Fig. III.12). Cette couleur témoigne de la présence de composés dissous et d'activité biologique. Ainsi, le minimum échantillonné non nul observé à Capesterre et Bras-David peut s'expliquer par la présence de matière sous forme dissoute et/ou colloïdale que le turbidimètre est capable de détecter.

9. J. Bouchez, comm. pers.

10. <http://www.eaudeparis.fr/nc/leau-au-quotidien/une-eau-de-qualite/>

Ce signal de fond n'est donc pas dû à une charge sédimentaire en suspension et nous pouvons chercher à le corriger des données. Pour ce faire, il nous faut estimer la valeur de ce seuil minimal, que nous appellerons  $T_b$ , et vérifier qu'elle n'évolue pas au cours du temps. Pour ce faire, il nous suffit de tracer toutes les données de turbidité et de nous focaliser sur les petites valeurs.

Nous constatons que la mesure de la turbidité est sujette à une dérive (Fig. IV.16.a, augmentation avec le temps). Cette dérive est comprise entre  $\sim 2$  et  $\sim 3$  NTU, pour Capesterre, et entre  $\sim 3$  et  $\sim 5$  NTU pour Bras-David (cf. Fig. A.5, page 162).

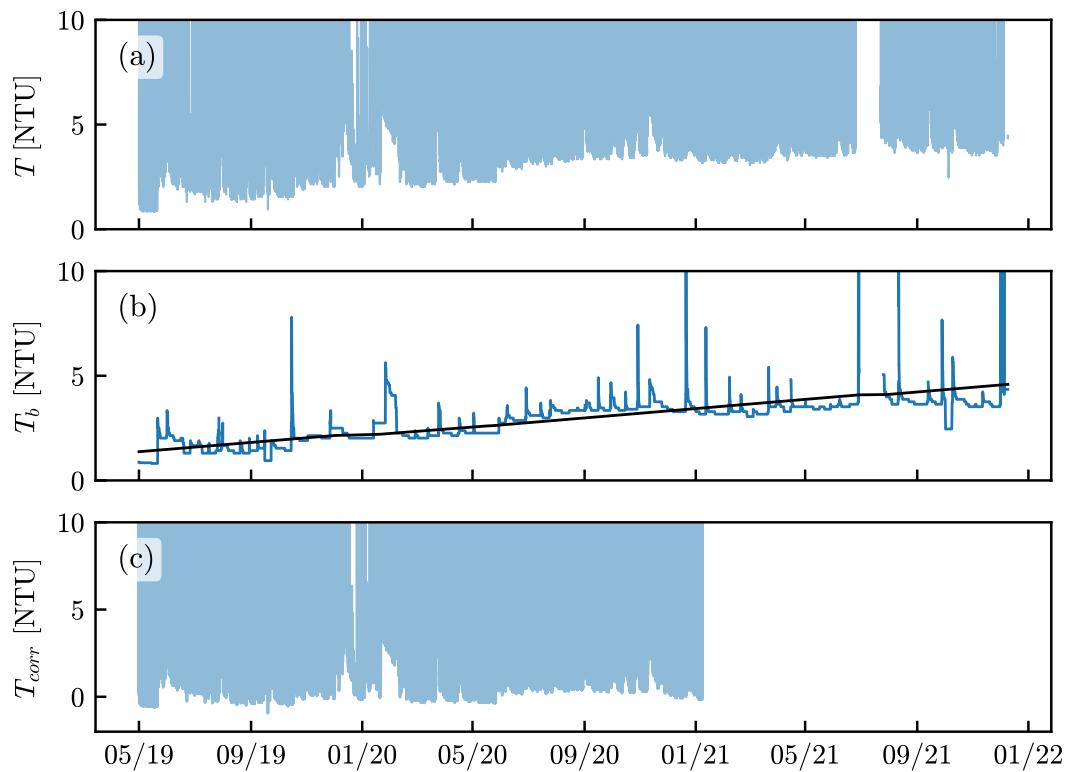


FIGURE IV.16 – Dérive et seuils de la turbidité à Capesterre. (a) Minima de turbidité, (b) tracé du seuil  $T_b$  (bleu) et tendance linéaire de la dérive (noir), (c) turbidité corrigée de la tendance linéaire de la dérive.

Cette dérive linéaire avec le temps (Fig. IV.16.b), peut avoir plusieurs causes :

- la dérive naturelle de l'instrument,
- un encrassement du capteur par l'activité biologique (formation d'un film), qui crée un signal de fond additionnel, qui évolue avec le temps [Downing, 2008a],

Cette dérive peut être simplement corrigée par soustraction de la tendance linéaire  $f(T_b)$ , soit

$$T_{corr} = T - f(T_b). \quad (29)$$

La correction permet une remise à zéro (ou proche) du seuil (Fig. IV.16.c).

## IV.4 Étalonnage de la relation concentration-turbidité

### IV.4.1 Étalonnage sur Capesterre

Le préleur automatique installé à Capesterre nous a permis d'obtenir suffisamment de mesures de concentration pour pouvoir estimer une relation d'étalonnage entre la concentration et la turbidité. Un traitement des données est nécessaire au préalable avant de pouvoir établir la relation.

Le pas d'échantillonnage des mesures de la concentration des sédiments en suspension est de 15 min<sup>11</sup>, or le pas de la turbidité est de 5 min. Pour mettre en correspondance les deux mesures<sup>12</sup>, il a fallu

1. corriger la turbidité de la dérive
2. ré-échantillonner la turbidité toutes les minutes (interpolation linéaire)
3. sélectionner seulement les points interpolés à partir de données de turbidité séparées de 5 min (pas de temps de l'échantillonnage initial). Durant les montées de crue, l'ascension est très rapide, et la concentration peut varier rapidement en l'espace de quelques de minutes, selon une tendance qui peut ne pas être linéaire. Afin d'éviter de conserver des artefacts créés par le sur-échantillonnage, tout point non interpolé à partir de deux points séparés de plus de 5 min est donc retiré.

Après traitement des données de turbidité, une correspondance a été faite pour 68 mesures (Fig. IV.17). Malgré une grande dispersion, le tracé des données de concentrations en fonction de la turbidité suggère de rechercher une relation de la forme  $C_s = a T_{corr}^b$ .

Graphiquement, les incertitudes sur la turbidité sont inférieures à la taille du point, par conséquent la dispersion du nuage n'est pas impactée. Les incertitudes ne sont donc pas prises en compte dans le calcul de la relation d'étalonnage.

Pour déterminer les coefficients  $a$  et  $b$  de cette relation, nous utilisons la méthode de l'analyse en composantes principales (ou ACP) [Pearson, 1901, Hotelling, 1933]. Contrairement à la régression linéaire classique, cette méthode produit un ajustement orthogonal au nuage (en réduisant les résidus dans toutes les directions), et non selon un axe unique (généralement en réduisant les résidus dans la direction de l'ordonnée dans le cas de la régression linéaire classique). Cette méthode prend donc en compte

11. l'heure correspond au début du pompage de l'échantillon

12. les dates en minutes des points de concentration sont aléatoires mais celles des points de turbidité sont toujours des multiples de cinq (i.e. 05, 10, 15, etc.)

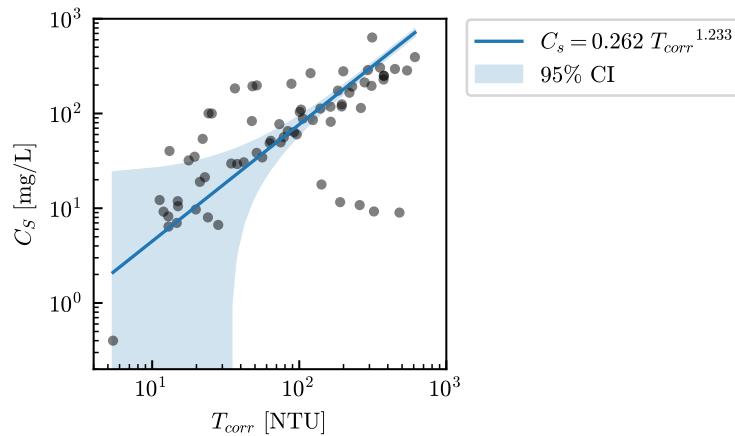


FIGURE IV.17 – Étalonnage par une loi de puissance de la relation entre la concentration et la turbidité à Capesterre. CI : intervalle de confiance.

la dispersion du nuage à la fois dans la direction des abscisses (la turbidité) et des ordonnées (la concentration).

La relation obtenue est

$$C_s = 0.262 T_{corr}^{1.233}, \quad (30)$$

avec  $C_s$  la concentration en mg/L, et  $T_{corr}$  la turbidité, en NTU.

La grande dispersion des données sur plusieurs ordres de grandeurs implique que les petites valeurs peuvent être potentiellement sur- ou sous-estimées, ce qui se traduit par de larges intervalles de confiance dans ces régions.

#### IV.4.2 Cas de Bras-David

Malheureusement à l'heure actuelle, après traitement, seulement quatre mesures sont disponibles pour Bras-David (Fig. IV.18)<sup>13</sup>. Aucune relation ne peut donc être établie à partir d'un si petit nombre de données.

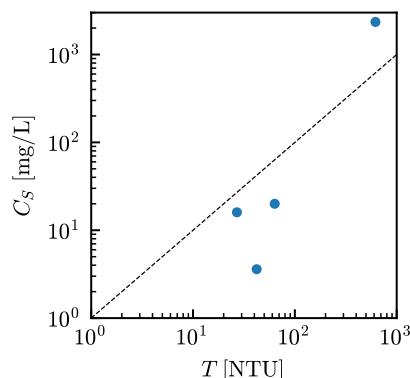


FIGURE IV.18 – Relation concentration-turbidité à Bras-David. Ligne : droite  $x = y$ .

13. répartition des données de Bras-David par rapport à celles de Capesterre, cf. Fig. A.10, page 164

## IV.5 Érosion à Capesterre

Disposant d'une relation concentration-turbidité à Capesterre, nous pouvons calculer des flux de sédiments transportés par suspension en dehors du bassin, et en déduire un taux d'érosion physique. Du fait du caractère intermittent du suivi des données dans les chroniques<sup>14</sup>, nous avons choisi de calculer le taux d'érosion en déterminant la masse totale des sédiments transportés sur l'intégralité de la période de suivi, puis de normaliser le résultat sur une période de un an.

Par cette méthode nous obtenons une gamme de valeur entre 37 et 150 t/km<sup>2</sup>/an, du fait des incertitudes sur la calibration (intervalle de confiance de  $1\sigma$ , et pour  $3\sigma$  nous obtenons une gamme entre 12 et 230 t/km<sup>2</sup>/an). Ces valeurs sont inférieures d'un facteur 10 aux estimations des taux d'érosion obtenues par les méthodes géochimiques et radiochronologiques, présentées au Chapitre III [Rad *et al.*, 2006, Samper *et al.*, 2007, Rad *et al.*, 2013]. Cette différence s'explique par plusieurs facteurs. Tout d'abord, notre calcul ne prend en compte que l'export de sédiments en suspension. Il n'inclut pas la contribution du transport par charriage, ni celle de l'érosion chimique. Par ailleurs, notre estimation est basée sur 3 ans de mesures alors que les autres méthodes embrassent des échelles de temps considérablement plus longues, de l'ordre du millier d'années, voire plus. Enfin nous pouvons noter que nos valeurs sont du même ordre de grandeur que celles mesurées à partir de la mesure directe des flux de sédiments et des volumes des glissements de terrain à Hawaii (entre 30 et 550 t/km<sup>2</sup>/an, [Ferrier *et al.*, 2013]).

## IV.6 Observations du signal hydrologique

### IV.6.1 À l'échelle du mois

Afin de comparer le comportement des deux bassins, nous continuons de raisonner en turbidité. Lorsque nous regardons les chroniques sur une période de un mois, cela met en lumière le caractère intermittent du transport de sédiments, qui se traduit par des variations du niveau d'eau et de la turbidité à l'échelle de la journée (Fig. IV.19).

Est également mis en lumière la présence de valeurs élevées de turbidité non associées à une augmentation de la hauteur d'eau. Ce sont pour la grande majorité des valeurs isolées. Elles peuvent s'expliquer par le passage rapide (un point toutes les 5 minutes) d'un élément obstruant le capteur, comme une feuille ou des branches

---

<sup>14</sup>. pour voir le pourcentage mensuel des couvertures des acquisitions, cf. Fig. A.4.a

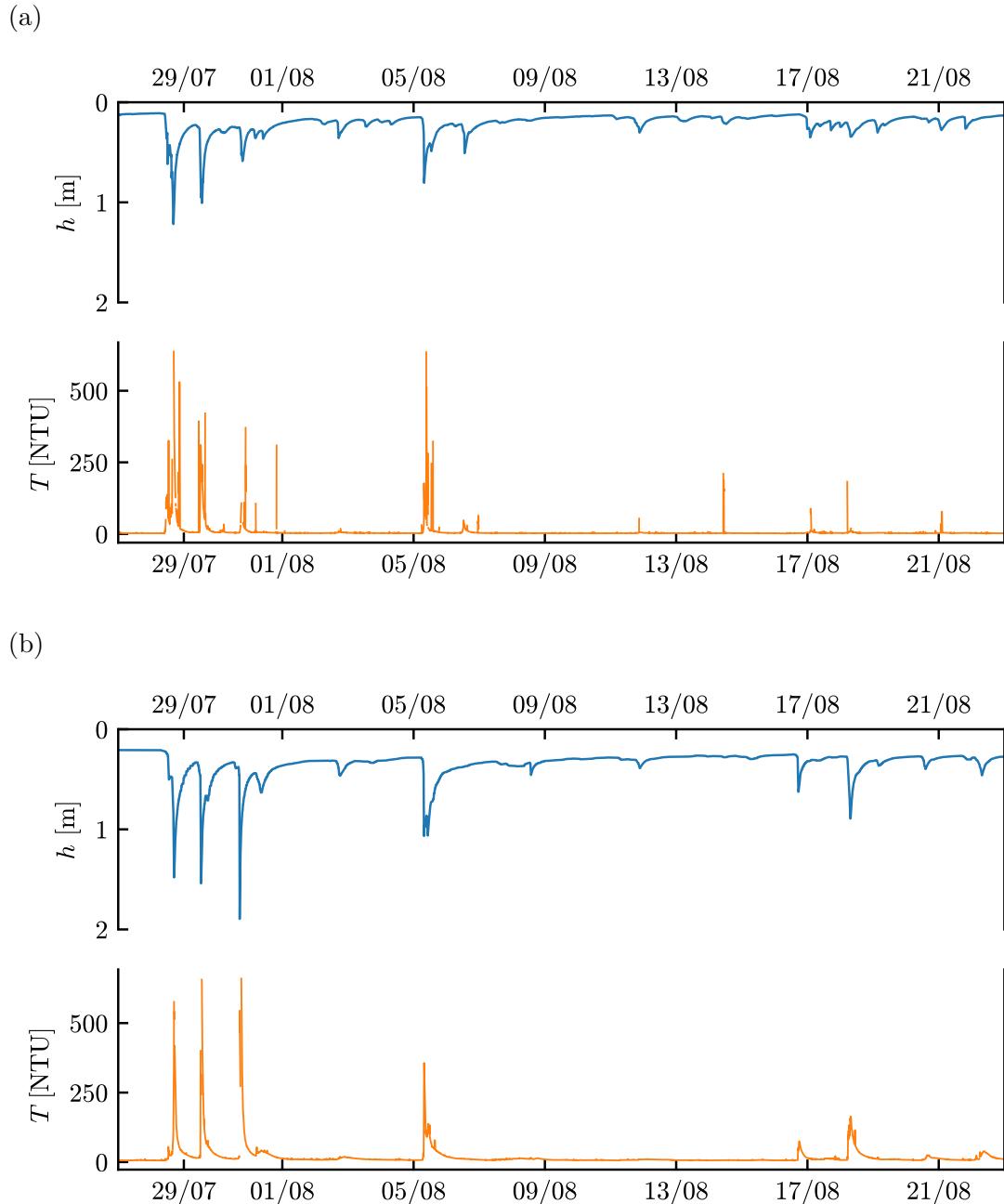


FIGURE IV.19 – Séries temporelles des données de turbidité et de hauteur d'eau sur une période de un mois en 2019. (a) Capesterre, (b) Bras-David.

par exemple. Ce type de mesures est surtout observé dans les données de Capesterre, par exemple vers le 1er août et le 15 août 2019. Étant donné leur caractère ponctuel, il est raisonnable de considérer qu'elles sont décorrélées du signal de transport de sédiments. Nous considérons donc ces valeurs comme aberrantes, et elles peuvent être retirées par traitement du signal. La méthode de traitement consiste à les détecter en utilisant la dérivée première du signal en temps. La dérivée du signal est en effet très importante pour des valeurs fortes et isolées (pic de l'ordre de  $\pm 40$  NTU/s par rapport à  $\pm 5$  NTU/s). Par une technique de seuillage, il est donc possible de détecter ces pics

aberrants et de les retirer des chroniques.

La série temporelle présentée en Fig IV.19 permet également de comparer le comportement des deux bassins. Premièrement, les signaux en hauteur d'eau présentent des variations semblables pour les deux bassins : les deux séries débutent avec trois pics à la suite, puis vient un pic isolé et des variations nombreuses et de petite amplitude finissent la série. Ces pics sont des crues, caractérisées par une augmentation rapide de la hauteur d'eau et du débit (généralement de l'ordre de l'heure), puis une diminution sur plusieurs heures (de l'ordre de la journée). Ces chroniques illustrent donc que le transport sédimentaire est gouverné par le forçage météorologique, ici les précipitations.

À chacun de ces pics en hauteur d'eau est associé un pic en turbidité (d'amplitude variable). Nous notons un signal de turbidité mieux marqué et mieux défini dans le cas de Bras-David.

Il n'y a pas de station de pluviométrie en amont des bassins versants, mais ObsERA en a installé aux exutoires. Puisque la pluviométrie est une donnée locale et ponctuelle, sa valeur à l'exutoire n'est pas représentative de ce qui se passe sur l'intégralité du bassin versant. Toutefois, des précipitations de l'ordre de 20 mm/h ont été observées à Capesterre au début de la chronique.

#### IV.6.2 À l'échelle d'une crue

Les observations du signal hydrologique à l'échelle de la crue, soit généralement de l'ordre de la journée, montrent que les variations du signal de turbidité ont une forme très similaire à celle des variations de hauteur d'eau. De plus, ces observations montrent souvent un déphasage entre les variations de hauteur d'eau et les variations de turbidité (Fig. IV.20.a, panels de gauche). Quand ce déphasage est positif, il indique une hystérésis dans le sens anti-horaire. Les hystérésis sont observées à la fois à Capesterre et à Bras-David. La forme de l'hystérésis, et notamment son ouverture, dépend de la valeur du déphasage entre les deux pics par rapport à la durée de la crue (Fig. IV.20.a, déphasage important, ~45 min sur 10h, cycle très ouvert, vs Fig. IV.20.b, court déphasage, ~15 min sur 30h, cycle fermé).

Nous remarquons aussi que l'augmentation abrupte de la turbidité ne débute que quand la hauteur d'eau dépasse une certaine valeur seuil, qui peut varier d'une crue à l'autre (Fig. IV.20, pointillés). Cette observation est compatible avec l'existence d'une contrainte seuil que l'écoulement doit dépasser pour commencer à éroder le lit et à mettre en suspension des particules. (cf. Chapitre II). Elle peut expliquer le déphasage

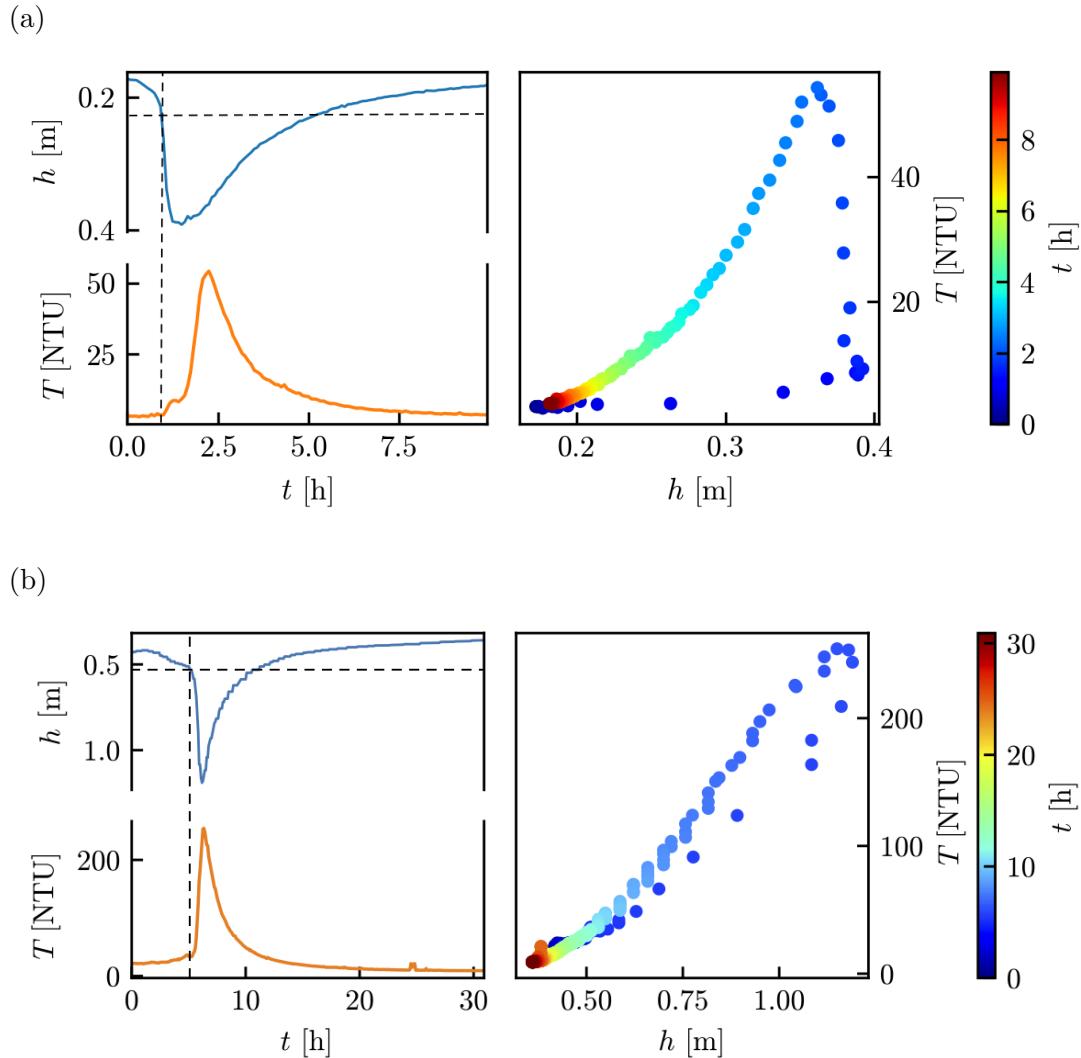


FIGURE IV.20 – Exemples de cycles anti-horaires. (a) Crue du 15/03/2020, à Capesterre, (b) crue du 17/12/2019, à Bras-David. Pointillés verticaux : début de l’augmentation de la turbidité, pointillés horizontaux : hauteurs d’eau correspondantes.

entre les pics de hauteur d’eau et de turbidité.

Par conséquent, les variations de la concentration des sédiments en suspension (i.e. la turbidité) semblent être une fonction de la hauteur d’eau et dépendre d’une hauteur d’eau seuil.

Puisque les données de Bras-David sont moins bruitées que celles de Capesterre, nous privilégierons dans un premier temps leur utilisation pour la mise en place du modèle, avant de revenir plus tard sur des données de Capesterre.



## Chapitre V

# Modélisation du transport de sédiments en suspension

---

V.1	Modèle phénoménologique du transport de sédiments . . . . .	86
V.1.1	Hypothèses et formalisme . . . . .	86
V.1.2	Adimensionnement . . . . .	89
V.2	Étude du comportement du modèle . . . . .	90
V.2.1	Réponse du modèle à un forçage en forme de crêneau . . . . .	90
V.2.1.1	Résolution analytique . . . . .	90
V.2.1.2	Influence du forçage . . . . .	92
V.2.2	Réponse du modèle à une crue synthétique . . . . .	93
V.2.2.1	Définition d'un forçage mimant une crue . . . . .	93
V.2.2.2	Influence du forçage . . . . .	95
V.2.2.3	Influence des paramètres . . . . .	97
V.2.3	Étude de sensibilité par les indices de Sobol . . . . .	101
V.3	Assimilation sur les données . . . . .	103
V.3.1	Cartes de la qualité de l'ajustement . . . . .	104
V.3.2	Hypothèse sur la relation concentration-turbidité . . . . .	106
V.3.3	À l'échelle de la crue . . . . .	107
V.3.3.1	Cas d'une crue unique . . . . .	107
V.3.3.2	Cas d'un catalogue de crue . . . . .	112
V.3.4	À l'échelle d'une série de crues consécutives . . . . .	116
V.4	Discussion sur les résultats à Bras-David . . . . .	120
V.5	Conclusion sur les capacités du modèle . . . . .	123

---

Après avoir présenté le contexte de l'étude et les données sur lesquelles nous nous appuyons, nous consacrons ce chapitre au développement d'un modèle phénoménologique du transport de sédiments en suspension dans les rivières de Capesterre et de Bras-David. Ce modèle a pour but de reproduire et de proposer une explication aux hystérosésis de la relation concentration-débit. Pour ce faire, nous simplifions le problème en nous concentrant sur la compétition entre la sédimentation des particules et l'érosion du lit. Ce chapitre commence avec une étude théorique du modèle. Nous discutons ensuite du problème difficile de l'assimilation du modèle sur les données et de la détermination des valeurs des paramètres du modèle. Enfin, nous analysons les données à la fois à l'échelle de la crue et à l'échelle de chroniques plus longues.

## V.1 Modèle phénoménologique du transport de sédiments

### V.1.1 Hypothèses et formalisme

Tout d'abord, nous avons noté que nos deux bassins versants sont densément végétalisés. Cette végétation a pour conséquence de limiter le ruissellement et de renforcer la résistance des terrains à l'érosion [Norris *et al.*, 2008, Gonzalez-Ollauri and Mickovski, 2017, Islam and Islam, 2018]. Les processus de pente comme les glissements de terrain sont donc moins intenses lorsque le couvert végétal est important, ce qui réduit également l'apport de sédiments depuis les versants vers les rivières. En conséquence, nous supposons que, à l'échelle d'une crue, la quantité de sédiments fins que les versants livrent à la rivière est négligeable par rapport à celle provenant du lit de la rivière. Nous considérons donc le lit de la rivière comme la seule source de sédiments. Nous supposons en outre que la quantité de sédiments stockée dans le lit de la rivière est suffisamment importante pour que l'érosion des sédiments ne soit pas limitée par le stock disponible (une condition souvent appelée "érosion limitée par le transport" [Dietrich *et al.*, 2003]). Cette première série d'hypothèses n'est valable qu'à l'échelle de la crue. Sur le plus long terme, les processus de pente réapprovisionnent progressivement la rivière en sédiments, compensant l'érosion du lit lors des crues.

Ensuite, nous observons que le niveau d'eau des rivières Capesterre et Bras-David ne dépasse jamais 2 mètres, une valeur qui reste comparable à la taille du diamètre médian des galets qui composent le lit, de l'ordre de la dizaine de centimètre (cf. Fig. III.11, page 55 pour Capesterre, et Fig. III.16, page 58 pour Bras-David). Nous supposons donc

que la turbulence induite par la rugosité de ces deux rivières graveleuses est suffisamment élevée pour homogénéiser la concentration des sédiments en suspension dans la rivière. En conséquence, nous négligeons tout gradient vertical ou latéral de concentration. Cette dernière hypothèse est appuyée par les observations de l'aspect homogène des rivières lors des périodes de crue (cf. Fig. III.10.b, page 55 pour Capesterre, et Fig. III.15.b, page 58 pour Bras-David).

Notre dernière hypothèse concerne l'hydrologie de la rivière. Comme la taille de nos deux bassins versants est restreinte (environ  $16 \text{ km}^2$  pour Capesterre et  $11 \text{ km}^2$  pour Bras-David), nous supposons que les bassins répondent uniformément aux précipitations. En d'autres termes, nous considérons que le niveau d'eau  $h$  monte uniformément le long de la rivière, et négligeons ainsi les effets induits par la propagation d'une onde de crue. Pour des raisons de simplicité, nous assimilons également la rivière à un canal rectangulaire de largeur  $w$ , et supposons que cette largeur est constante le long de la rivière. En résumé, nous évitons le problème complexe de la propagation d'une onde de concentration à travers la rivière en négligeant toute variation spatiale le long de cette dernière. La principale conséquence de cette dernière hypothèse est qu'elle bannit tout terme d'advection des équations. Il n'y a pas de moyen approprié pour justifier formellement cette hypothèse très forte : seule la capacité (ou l'échec) de notre modèle à décrire les données nous permettra d'établir *a posteriori* son bien-fondé.

Avec l'ensemble de ces hypothèses, la conservation de la masse des sédiments en suspension à la sortie du bassin versant se réduit à

$$\frac{d(hC_s)}{dt} = +E - D, \quad (31)$$

où  $C_s$  est la concentration des sédiments en suspension,  $E$  est le taux d'érosion du lit, soit la masse des sédiments érodée par unité de temps et d'aire, et  $D$  le taux de sédimentation des particules, soit la masse des sédiments déposée sur le lit de la rivière par unité de temps et de surface (Fig. V.1).

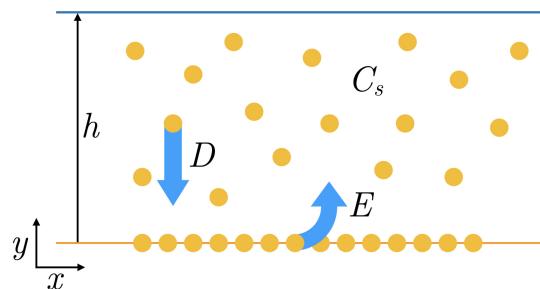


FIGURE V.1 – Schéma des échanges de matière entre le lit et la rivière dans le cas de notre modèle.  $E$  : taux d'érosion,  $D$  : taux de sédimentation,  $h$  : hauteur d'eau,  $C_s$  : concentration des sédiments en suspension.

Pour résoudre l'équation (31), il nous faut d'abord les expressions des taux d'érosion et de sédimentation. Le taux de sédimentation dépend de la vitesse de sédimentation

$$D = V_s C_s, \quad (32)$$

avec  $V_s$  la vitesse de sédimentation des particules en suspension [Van Rijn, 1984, Claudin *et al.*, 2011].

Les données suggèrent que, à l'échelle d'une crue, la rivière ne commence à entraîner des sédiments que lorsque sa hauteur d'eau dépasse une valeur seuil. Par conséquent, l'érosion s'exprime comme une fonction de la hauteur d'eau [Van Rijn, 1984, Claudin *et al.*, 2011],

$$E = f(h - h_t), \quad (33)$$

avec  $h_t$  la valeur seuil de la hauteur d'eau au-delà de laquelle le transport s'initie. En l'absence de contraintes observationnelles *a priori*, nous choisissons l'hypothèse la plus simple, et supposons que  $f$  est une fonction linéaire, soit

$$E = \epsilon(h - h_t) H(h - h_t), \quad (34)$$

avec  $\epsilon$ , une constante de proportionnalité, homogène à un taux d'érosion, et  $H(h - h_t)$ , la fonction de Heaviside, que nous noterons  $H_{h_t}$  par la suite, et définie par

$$H_{h_t} = \begin{cases} 1 & \text{si } h - h_t > 0 \\ 0 & \text{si } h - h_t \leq 0 \end{cases} \quad (35)$$

En combinant les équations (31), (32) et (34), nous obtenons

$$\frac{d(hC_s)}{dt} = \epsilon(h - h_t) H_{h_t} - C_s V_s. \quad (36)$$

L'équation (36) décrit l'évolution de la concentration des sédiments en suspension dans la rivière en réponse à l'évolution de la hauteur d'eau, qui agit comme un terme de forçage. Cette équation n'est valable que dans le cadre des hypothèses simplificatrices introduites dans les paragraphes précédents. Ces hypothèses réduisent la dynamique du transport en suspension en rivière à une simple équation différentielle ordinaire en temps. Notre modèle est donc un modèle phénoménologique. Nous le considérons comme un *ansatz*, impossible à dériver rigoureusement, mais qui peut se révéler utile s'il parvient à reproduire les données.

La dérivée en temps du produit de la hauteur d'eau  $h$ , terme de forçage, par la concentration  $C_s$  complique la résolution numérique de l'équation (36). En effet, pour

pouvoir obtenir la concentration  $C_s$ , il nous développer le terme  $d(hC_s)/dt$ , ce qui ajoute des termes couplés entre  $h$ ,  $C_s$ ,  $dh/dt$  et  $dC_s/dt$ . Pour nous affranchir de ce problème, nous introduisons la concentration intégrée sur la hauteur d'eau,  $\phi_s = hC_s$ , et réécrivons (36) sous la forme

$$\frac{d\phi_s}{dt} = \epsilon (h - h_t) H_{ht} - \frac{V_s}{h} \phi_s. \quad (37)$$

L'équation (37) comprend alors trois paramètres :

- la hauteur seuil  $h_t$  [m],
- la vitesse de sédimentation  $V_s$  [m/s], et
- le taux d'érosion  $\epsilon$  [kg/m<sup>3</sup>/s].

Une fois l'équation résolue en  $\phi_s$ , il nous faut recalculer  $C_s$ , simplement en posant  $C_s = \phi_s/h$ .

Comme l'augmentation de la concentration est une réponse direct au forçage  $h$ , il n'est pas possible d'avoir un maximum de concentration avant le maximum de hauteur d'eau. Par conséquent, le pic de crue précède toujours le pic de concentration, et seules des hystérésis anti-horaires peuvent être produites par ce modèle.

### V.1.2 Adimensionnement

Il est possible d'adimensionner notre modèle en introduisant les variables adimensionnées suivantes :

- $\tilde{h} = h/h_t$ ,
- $\tilde{C} = C_s/C_0$ , où  $C_0$  est une concentration caractéristique à définir,
- $\tilde{t} = tV_s/h_t$ .

Avec ces nouvelles variables, nous obtenons

$$\frac{d(\tilde{h}\tilde{C})}{d\tilde{t}} = \frac{\epsilon h_t}{C_0 V_s} (\tilde{h} - 1) H_{ht} - \tilde{C}_s. \quad (38)$$

L'adimensionnement de l'équation fait apparaître un paramètre unique,  $\epsilon h_t / C_0 V_s$ . En posant  $C_0 = \epsilon h_t / V_s$ , l'équation (38) devient

$$\frac{d(\tilde{h}\tilde{C})}{d\tilde{t}} = (\tilde{h} - 1) H_{ht} - \tilde{C}_s, \quad (39)$$

et ne fait plus intervenir aucun paramètre. Par conséquent seule la forme de la crue (amplitude et durée), exprimée par  $\tilde{h}$ , contrôle la variation de concentration.

Le raisonnement précédent suppose que les paramètres  $h_t$ ,  $V_s$  et  $\epsilon$  sont liés les uns aux autres. Pour lever cette dégénérescence, une solution consiste à réécrire l'équa-

tion (37) sous la forme

$$\frac{d\phi_s}{dt} = V_s \left[ \alpha (h - h_t) H_{ht} - \frac{1}{h} \phi_s \right], \quad (40)$$

où  $\alpha = \epsilon/V_s$  est un nouveau paramètre. Nous obtenons une équation à trois paramètres finaux :

- la hauteur seuil  $h_t$  [m],
- la vitesse de sédimentation  $V_s$  [m/s], et
- le taux d'érosion  $\alpha$  [kg/m<sup>3</sup>/m]

L'équation (40) est la forme du modèle utilisée dans les calculs qui suivent.

## V.2 Étude du comportement du modèle

Dans cette section, nous étudions la réponse de notre modèle à deux types de forçage fictifs. Nous choisissons deux configurations, une fonction créneau de hauteur d'eau et une crue synthétique. Bien qu'irréalistes, ces deux configurations offrent l'avantage d'obtenir une solution analytique, qui permet de caractériser le comportement du modèle.

### V.2.1 Réponse du modèle à un forçage en forme de créneau

Nous commençons par étudier la réponse du modèle à une crue pour laquelle le signal de hauteur d'eau prend la forme d'une fonction créneau.

#### V.2.1.1 Résolution analytique

Ce créneau est séparé en trois périodes définies de la façon suivante (Fig. V.2) :

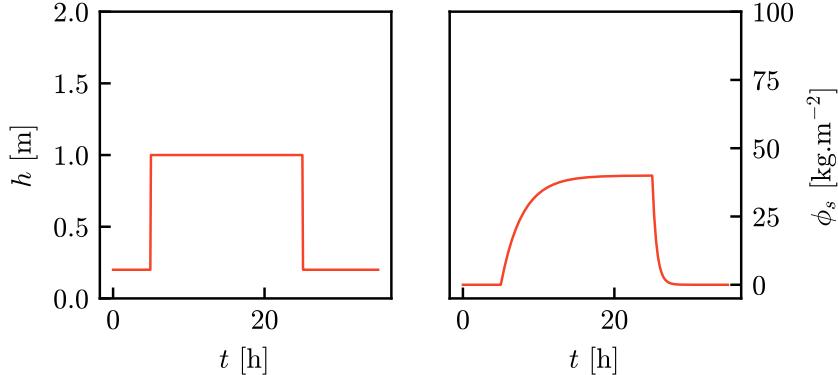


FIGURE V.2 – Crue ayant la forme d'un créneau et profil de concentration associé

1. pour  $t_1 \leq t$  : le niveau d'eau reste en dessous du seuil,  $h = h_{01} < h_t$ , il n'y a pas d'érosion du lit de la rivière, donc pas d'apport de matériel et la concentration  $C_s$  reste nulle,

$$\phi_{01}(t) = 0 \text{ et } C_{01}(t) = 0. \quad (41)$$

2. pour  $t_1 < t \leq t_2$  : dès que le niveau d'eau dépasse le seuil,  $h_t < h_{12} = h$ , la concentration des sédiments  $C_s$  suit une croissance exponentielle qui tend vers une limite finie :

$$\begin{aligned} \phi_{12}(t) &= h_{12}\alpha(h_{12} - h_t) \left[ 1 - \exp\left(\frac{V_s}{h_{12}}(t_1 - t)\right) \right] \text{ et} \\ C_{12}(t) &= \alpha(h_{12} - h_t) \left[ 1 - \exp\left(\frac{V_s}{h_{12}}(t_1 - t)\right) \right]. \end{aligned} \quad (42)$$

Le temps caractéristique avec lequel la concentration  $C_s$  croît vers cette limite est  $h_{12}/V_s$ . La valeur de cette limite est régie par la hauteur d'eau, la hauteur seuil  $h_t$  et le taux d'érosion  $\alpha$  :

$$\lim_{t \rightarrow \infty} \phi_{12}(t) = h_{12}\alpha(h_{12} - h_t) \text{ et } \lim_{t \rightarrow \infty} C_{12}(t) = \alpha(h_{12} - h_t). \quad (43)$$

À vitesse donnée, une augmentation de la hauteur maximale de la crue implique que la concentration des sédiments tend vers l'asymptote plus lentement. La valeur de cette dernière augmente également. En effet, à plus grande hauteur d'eau, la contrainte de cisaillement devient plus grande. En revanche, à hauteur d'eau donnée, une augmentation de la vitesse de sédimentation accélère le processus de sédimentation et amoindrit l'accumulation de sédiment dans la rivière : la concentration se rapproche plus rapidement de l'asymptote.

3. pour  $t_2 < t$  : le niveau d'eau,  $h = h_{23} < h_t$ , est de nouveau en dessous du seuil d'entraînement, et notre équation devient

$$\frac{d\phi_s}{dt} = -\frac{V_s}{h}\phi_s. \quad (44)$$

La concentration décroît alors de manière exponentielle vers zéro

$$\begin{aligned} \phi_{23}(t) &= h_{23}\alpha(h_{23} - h_t) \left[ 1 - \exp\left(\frac{V_s}{h_{23}}(t_1 - t_2)\right) \right] \exp\left(\frac{V_s}{h_{23}}(t_2 - t)\right) \text{ et} \\ C_{23}(t) &= \alpha(h_{23} - h_t) \left[ 1 - \exp\left(\frac{V_s}{h_{23}}(t_1 - t_2)\right) \right] \exp\left(\frac{V_s}{h_{23}}(t_2 - t)\right) \end{aligned} \quad (45)$$

avec un temps caractéristique de sédimentation  $h_{23}/V_s$ .

### V.2.1.2 Influence du forçage

Pour étudier l'influence des paramètres de la crue sur la dynamique de transport de sédiments en suspension, nous avons fait varier leurs valeurs au sein de plusieurs simulations (Tab. V.1). Nous nous intéressons aux paramètres  $\Delta t_{12}$  et  $h_{max} = h_{12}$  qui contrôlent la durée et l'amplitude de la crue, car dans l'espace des paramètres adimensionnés ce sont les seuls qui importent (cf. Section V.1.2). Nous avons choisi d'utiliser des gammes de hauteurs d'eau proches de celles observées à Capesterre et à Bras-David pour  $h_t$  et pour les amplitudes des créneaux. Pour les vitesses de sédimentation, nous avons travaillé avec des valeurs compatibles avec des tailles des sédiments de l'ordre de la centaine de micromètres (cf. Fig. II.14). La durée totale de chaque modélisation est de 35h (ordre de grandeur de la durée d'une crue observée dans nos rivières). Le pas de temps numérique est de 5 min, soit celui de l'échantillonnage des mesures sur le terrain. Les grandeurs sont ensuite adimensionnées. Le temps  $t$  est adimensionné par  $ts = h_t/V_s$ , la hauteur d'eau par  $h_t$ , et la concentration  $\phi_s$  par  $\phi_0 = \alpha h_t^2$  (valeur de  $\phi_0$  obtenue en suivant le même raisonnement de la Section V.1.2 depuis l'équation (40)).

TABLE V.1 – Valeurs des paramètres testées dans le cas d'une crue en forme de créneau

$t_1$	$\Delta t_{12}$ [h]	$h_{01} = h_{23}$	$h_{max} = h_{12}$	$h_t$ [m]	$V_s$ [m/s]	$\alpha$ [ $\text{kg}/\text{m}^3/\text{m}$ ]
-	10	-	0,5	-	-	-
5	20	0,2	1,0	0,2	$1,0 \cdot 10^{-4}$	50
-	30	-	1,5	-	-	-

Pour un temps caractéristique de sédimentation égal à  $t_s$ , nos durées de crue, de 10, 20 et 30 h, correspondent à 18, 36 et 54  $t_s$ . Si la durée de la crue est supérieure à 18  $t_s$ , alors la concentration des sédiments atteint un plateau avant la fin de la crue (Fig. V.3.a,c). Il faut donc que la durée de la crue soit nettement supérieure au temps caractéristique  $t_s$  pour que la concentration atteigne un plateau de saturation. La valeur de ce plateau ne dépend pas de la durée de la crue mais de l'amplitude du signal de hauteur d'eau  $h$  par rapport au seuil  $h_t$ . Ainsi la valeur du plateau augmente avec l'amplitude de la crue (Fig. V.3.b,d) : si elle est deux fois plus importante, le maximum de concentration est deux fois et demi plus important.

Conformément aux développements analytiques, chaque courbe de concentration  $\tilde{\phi}_s$  a la même forme (croissance exponentielle, puis décroissance exponentielle).

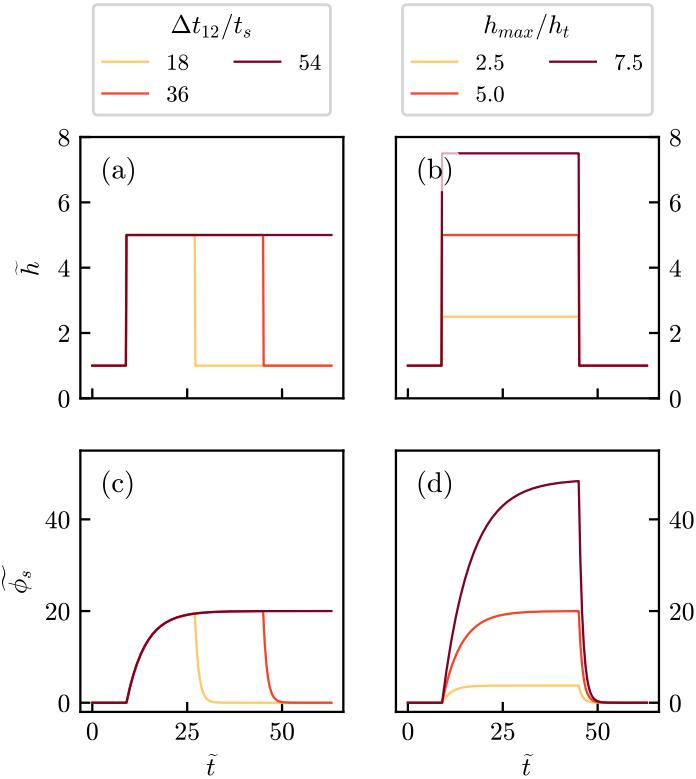


FIGURE V.3 – Influence de la durée et de l'amplitude du forçage sur la réponse du système - cas d'un forçage constant par partie. Crue de référence en orange.

## V.2.2 Réponse du modèle à une crue synthétique

Dans la section précédente, nous avons étudié la réponse du modèle à une crue en forme de créneau. De telles crues n'existent évidemment pas. Nous allons à présent tester la réponse de notre modèle à un signal de crue dont la forme est un peu plus réaliste. Dans la nature, la hauteur d'eau varie avec le temps, mais la forme d'une crue est souvent sans expression analytique [Guérin *et al.*, 2019]. Avant de nous attaquer à cette configuration compliquée, nous commençons par étudier ici la réponse du modèle à un signal de crue synthétique dont la forme est décrite par une série d'équations analytiques.

### V.2.2.1 Définition d'un forçage mimant une crue

Afin de juger de l'influence de la forme de la crue sur la réponse, et notamment sur les formes des hystérésis qui en résultent, nous construisons une crue synthétique par des expressions analytiques. De ce fait, nous aurons la main sur la forme de la crue et pourrons changer les valeurs des paramètres qui contrôlent cette forme.

Le forçage, dont la montée de crue débute à  $t_{event}$ , prend en compte trois paramètres :

1. la hauteur d'eau initiale  $h_0$ ,
2. la durée de la montée de crue  $\Delta t_{storm}$ ,
3. la hauteur d'eau maximale de la crue  $h_{max}$ .

La crue comprend trois étapes (Fig. V.4.a) :

1. pour  $t \leq t_{event}$  :  $h = h_0$ , le niveau d'eau avant la crue est constant ;
2. pour  $t_{event} < t \leq t_{event} + \Delta t_{storm}$  : la montée de crue suit une croissance linéaire avec le temps pendant la période  $\Delta t_{storm}$

$$h = \frac{h_{max}}{\Delta t_{storm}}(t - t_{event}); \quad (46)$$

3. pour  $t_{event} + \Delta t_{storm} < t$  : la descente de crue dépend du temps de la montée et suit une décroissance carrée avec le temps

$$h = h_{max} \left( \frac{\Delta t_{storm} + t_{event}}{t} \right)^2 \quad (47)$$

Cette récession en  $1/t^2$  est inspirée des travaux de Brutzaert and Nieber [1977].

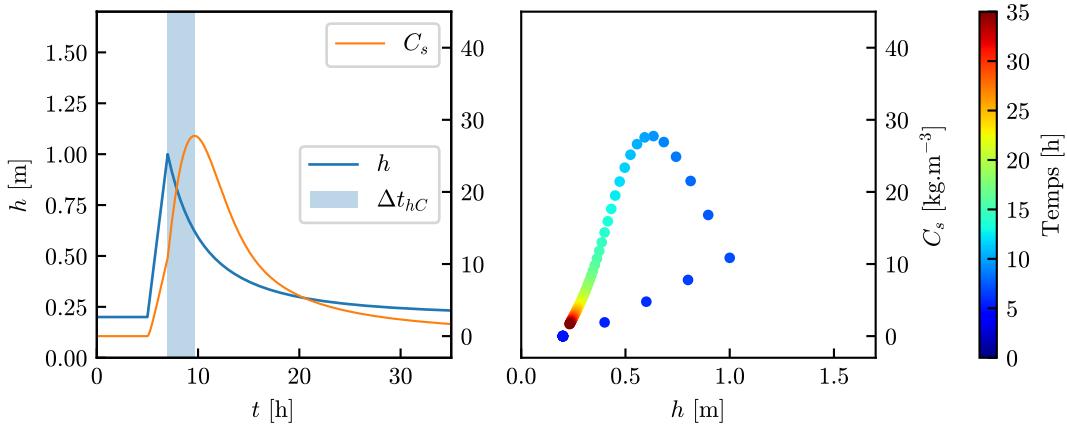


FIGURE V.4 – Crue synthétique de référence. Paramètres :  $t_{event} = 5$  h,  $\Delta t_{storm} = 2$  h,  $h_{max} = 1,0$  m,  $h_t = 0,2$  m,  $V_s = 10^{-4}$  m/s et  $\alpha = 50$  kg/m<sup>3</sup>/m. Cycle anti-horaire, du bleu vers le rouge. Pour le cycle, un point affiché toutes les trente minutes.  $\Delta t_{hC}$  : écart de temps entre les deux pics.

Bien que la crue soit construite à partir d'expressions analytiques, par morceau, notre modèle n'admet pas de solution analytique en tout point. Cela nous impose de calculer numériquement la réponse du système. Pour ce faire, nous choisissons de résoudre ce système à l'aide de la bibliothèque Python `scipy.integrate` [Virtanen *et al.*,

2020]. Nous utilisons la fonction *odeint*<sup>1</sup>, dédiée à la résolution d'équations différentielles. Cette fonction utilise l'algorithme *lsoda* écrit en FORTRAN [Petzold, 1983], développé pour la résolution d'équations différentielles dites raides, c'est-à-dire lorsque des termes de l'équation peuvent amener à des variations rapides de la solution. La condition initiale est  $\phi(t = 0) = 0$ . La durée de la crue est de 35 h et le pas de temps numérique est de 5 min. Cette fois, nous faisons également varier les paramètres  $h_t$ ,  $V_s$ , et  $\alpha$  dans l'équation (Tab. V.2).

TABLE V.2 – Valeurs des paramètres testées dans le cas d'une crue synthétique

$t_{event}$	$\Delta t_{storm}$ [h]	$h_0$	$h_{max}$	$h_t$ [m]	$V_s$ [m/s]	$\alpha$ [kg/m <sup>3</sup> /m]
-	1	-	0,5	0,1	$1,0 \cdot 10^{-5}$	25
5	2	0,2	1,0	0,2	$1,0 \cdot 10^{-4}$	50
-	3	-	1,5	0,3	$1,0 \cdot 10^{-3}$	75

Pour les valeurs de paramètres choisies pour la crue de référence ( $t_{event} = 5$  h,  $\Delta t_{storm} = 2$  h,  $h_{max} = 1,0$  m,  $h_t = 0,2$  m,  $V_s = 10^{-4}$  m/s et  $\alpha = 50$  kg/m<sup>3</sup>/m), le modèle produit bien une concentration dont le pic arrive après celui de la hauteur d'eau, avec un décalage de  $\Delta t_{hC} = 2h40$  (Fig. V.4.a), produisant une hystérésis anti-horaire (Fig. V.4.b).

Avec ce jeu de paramètres, le modèle est donc capable de produire un profil de concentration, depuis une crue synthétique, qui résulte en une hystérésis anti-horaire. Nous allons donc étudier les formes possibles de ces hystérésis en faisant varier les valeurs des paramètres liés à la crue et au modèle.

### V.2.2.2 Influence du forçage

Pour étudier l'influence de la forme du signal  $h$  sur la réponse du système nous proposons de faire varier les deux paramètres que sont (1) la durée de la montée de crue  $\Delta t_{storm}$  (Fig. V.5.a), et (2) la hauteur maximale de la crue  $h_{max}$  (Fig. V.5.b). Avec une durée de montée de crue plus longue, la concentration atteint un maximum plus élevé (Fig. V.5.c). De plus, les hystérésis ont une forme plus étroite (fermée) et plus allongée (Fig. V.5.e). Le retour à zéro de la concentration arrive aux environs de la fin de crue, quand le niveau d'eau semble de nouveau avoir atteint la valeur initiale (égale à la valeur seuil ici). Le décalage en temps entre les deux pics reste constant (Fig. V.6.a).

1. Documentation sur la fonction *odeint* : <https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.integrate.odeint.html>, Version de *scipy* utilisée : 1.5.2, 1.7.2, Python 3.7.0

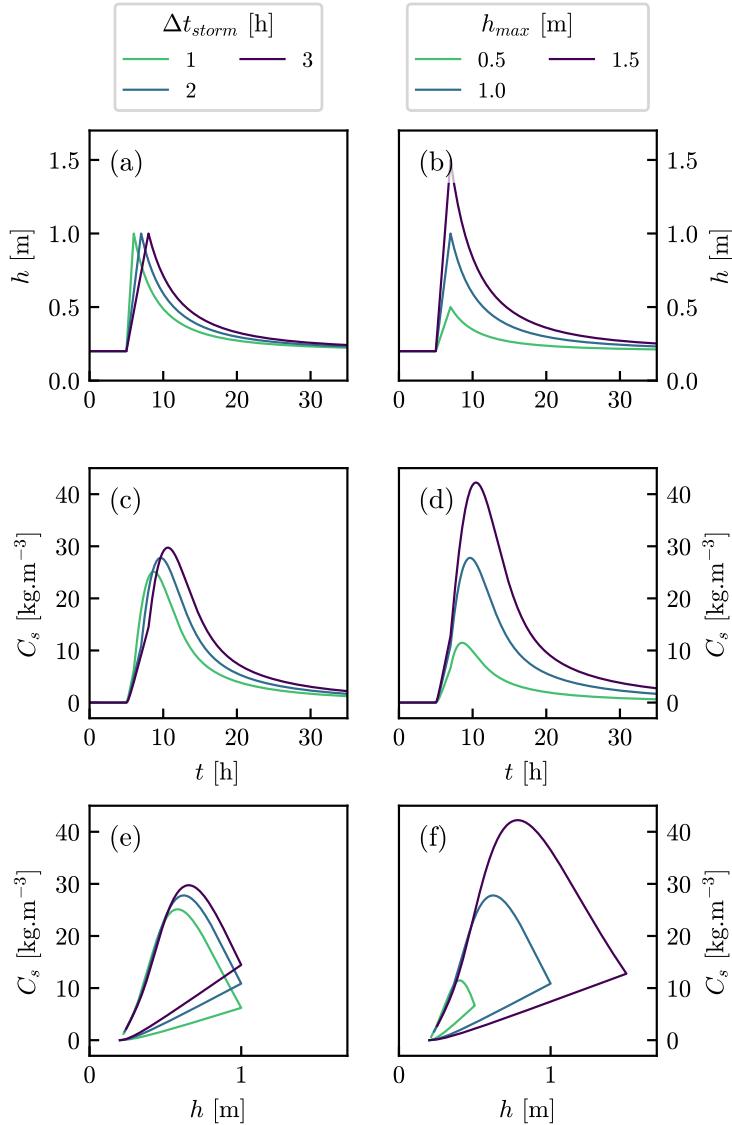


FIGURE V.5 – Influence de la durée de la montée de crue et de son amplitude sur la réponse du système - cas d'un forçage reproduisant une crue. Crue de référence (bleu) :  $\Delta t_{storm} = 2$  h,  $h_{max} = 1,0$  m,  $h_t = 0,2$  m,  $V_s = 10^{-4}$  m/s et  $\alpha = 50$  kg/m<sup>3</sup>/m.

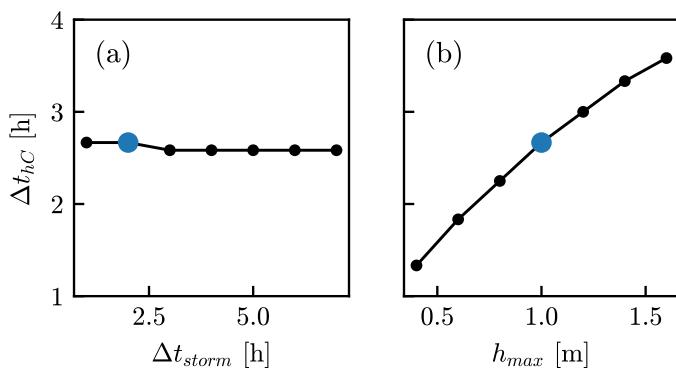


FIGURE V.6 – Variations de l'écart de temps entre les pics de hauteur d'eau et de concentration en fonction de la durée de la crue et de l'amplitude maximale de la crue. Référence en bleu.

En revanche, avec une augmentation de l'amplitude de la crue, nous observons une augmentation de la concentration et un décalage en temps entre les deux pics plus grand (Fig. V.5.d et Fig. V.6.b). Le décalage temporel entre le pic de hauteur d'eau et le pic de concentration augmente linéairement avec le maximum de crue et reste de l'ordre de quelques heures pour les valeurs testées, variant entre 1,5 h et 3,5 h. Les cycles associés conservent la même forme mais pas la même taille : une augmentation de l'amplitude de la crue agit surtout comme un facteur de dilatation sur l'hystérésis (Fig. V.5.f). Pour des crues plus longues avec des amplitudes plus importantes, le terme d'érosion gagne en intensité et la quantité de sédiments érodée du lit et transportés par la rivière augmentes.

### V.2.2.3 Influence des paramètres

#### La hauteur d'eau seuil

Comme la hauteur d'eau seuil  $h_t$  contrôle l'activation du processus d'érosion, par la fonction de Heaviside, elle influe indirectement sur sa durée. Pour un seuil inférieur au niveau d'eau minimal de la crue (0,1 contre 0,2 m), le processus d'érosion est actif pendant toute la crue (Fig. V.7.a). En effet, avant même le début de la crue, la concentration a déjà commencé à augmenter et a même atteint un seuil (Fig. V.7.b). À la fin de la décrue, la concentration tend vers ce seuil non nul. Dans l'hypothèse où la hauteur d'eau atteindrait un niveau stable supérieur au seuil, la concentration deviendrait également stationnaire.

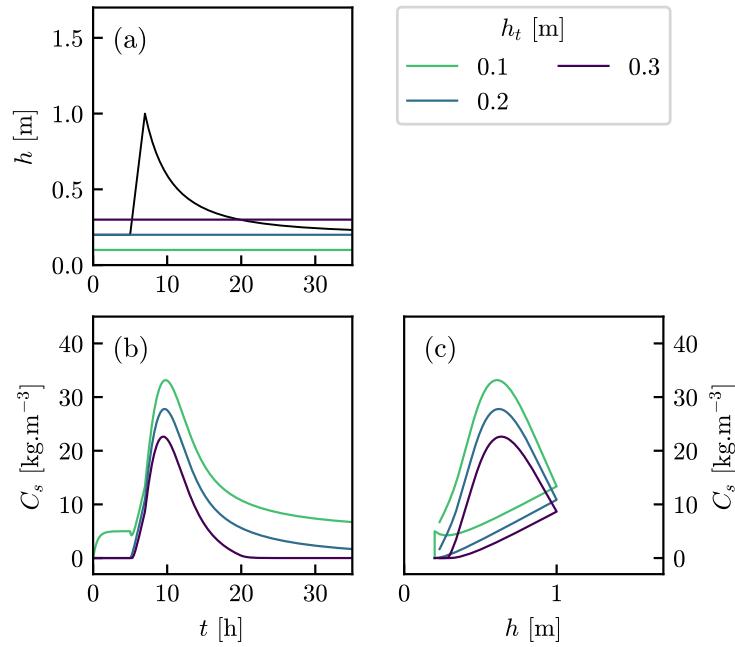


FIGURE V.7 – Influence de la valeur du seuil sur la réponse du système - cas d'un forçage reproduisant une crue. Crue de référence (bleu) :  $\Delta t_{storm} = 2$  h,  $h_{max} = 1.0$  m,  $h_t = 0, 2$  m,  $V_s = 10^{-4}$  m/s et  $\alpha = 50$  kg/m<sup>3</sup>/m.

À l'inverse, pour un seuil d'entraînement supérieur au niveau d'eau minimal de la crue (0,3 contre 0,2 m), la durée d'influence de la crue, et donc du processus d'érosion, est nettement raccourcie, et la concentration redevient nulle avant la fin de la décrue (Fig. V.7.b). Une augmentation de la hauteur seuil entraîne une diminution de l'écart de temps entre les deux pics, qui avoisinent toujours les deux heures et demie (Fig. V.8.a). L'aspect échelonné de la relation linéaire entre variation du seuil et variation de l'écart de temps est dû au pas de temps numérique de 5 min. Les hystérésis conservent les mêmes propriétés (forme et taille).

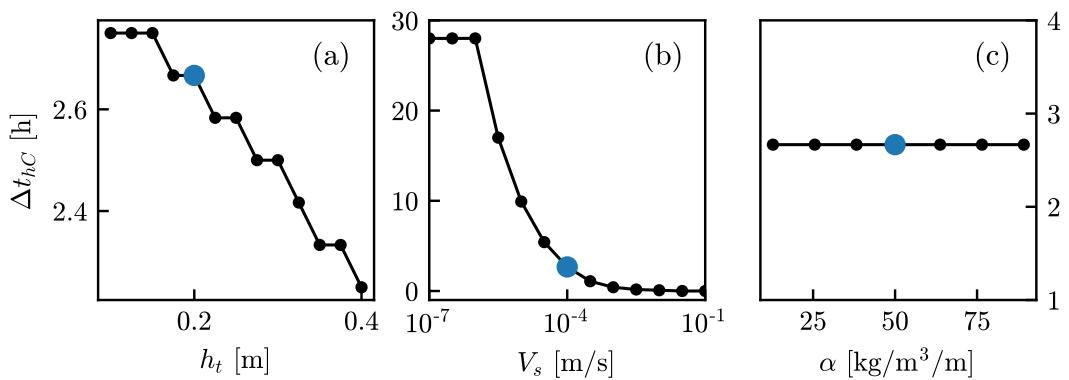


FIGURE V.8 – Variations de l'écart de temps entre les pics de hauteur d'eau et de concentration en fonction des paramètres du modèle. Point bleu : crue de référence.

### La vitesse de sédimentation

La vitesse de sédimentation joue à la fois sur l'amplitude de la concentration et la durée de la réponse (Fig. V.9.a). Les variations de concentration sont visibles si la vitesse augmente sur plusieurs ordres de grandeur. Pour des petites valeurs de la vitesse de sédimentation ( $t_s$  grand), la concentration suit un profil étalé et plat. De ce fait, le pic de concentration est de plus en plus tardif. Pour des valeurs de vitesse extrêmement petites, l'écart de temps entre les deux pics devient même supérieur à la durée de la descente de crue (la courbe stagne pour des  $V_s \leq 10^{-6}$  m/s car la modélisation s'arrête bien avant le retour à zéro de la concentration, Fig. V.8.b). Inversement pour des grandes valeurs ( $t_s$  petit), l'allure de la courbe de concentration se rapproche de plus en plus de celui d'un pulse, étroit et élevé. L'écart de temps entre les deux pics tend vers une valeur nulle pour des vitesses supérieures à  $10^{-3}$  m/s (pics de hauteur d'eau et de concentration synchrones). Par conséquent, les hystérésis prennent également des formes plus étroites et plus allongées, et sont donc de plus en plus fermées (Fig. V.9.b).

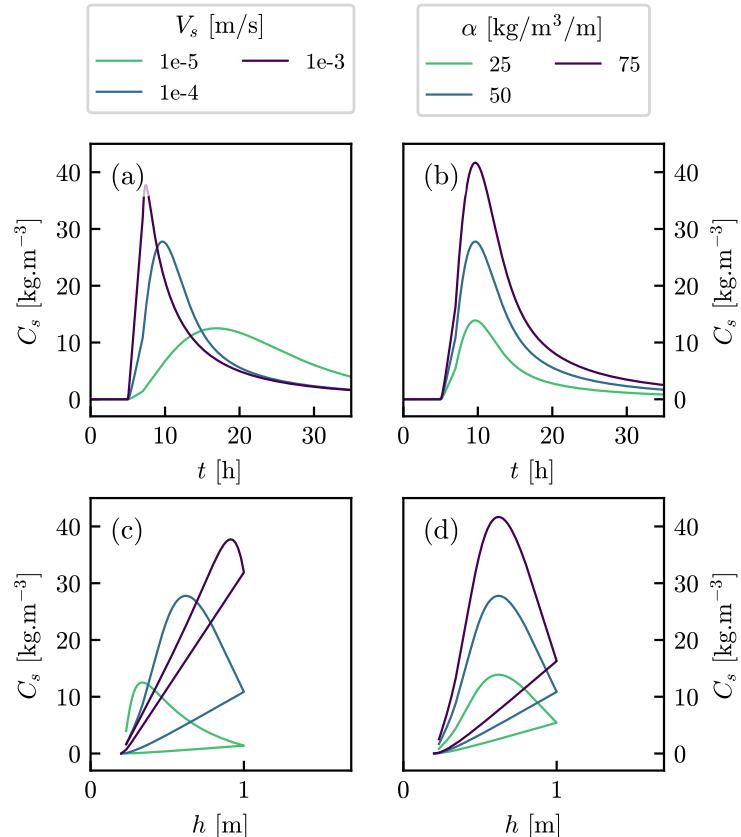


FIGURE V.9 – Influence du paramètre érosif  $\alpha$  et de la vitesse de sédimentation  $V_s$  sur la réponse du système - Cas d'un forçage reproduisant une crue. Courbe de référence en bleu. Pour la référence,  $\Delta t_{storm} = 2$  h,  $h_{max} = 1,0$  m,  $h_t = 0,2$  m,  $V_s = 10^{-4}$  m/s et  $\alpha = 50$   $\text{kg}/\text{m}^3/\text{m}$ .

### Le taux d'érosion

Le taux d'érosion  $\alpha$  n'influence que l'ampleur du pic de concentration, qui augmente avec  $\alpha$ , ce qui étire les hystérésis verticalement (Fig. V.9.b,d). Ce paramètre n'intervient donc pas du tout sur l'écart de temps entre les deux pics (Fig. V.8.c).

### Synthèse

Nous notons que tous les paramètres ont une influence sur le maximum de concentration. Pour quatre d'entre eux ( $h_{max}$ ,  $t_{storm}$ ,  $h_t$ , et  $\alpha$ ), une variation linéaire autour de la valeur de référence s'accompagne d'une variation linéaire du maximum de concentration (Fig. V.10.a,b,c,e).

Seul dans le cas de  $h_t$ , cette variation est décroissante. En effet pour une crue de plus forte amplitude (grand  $h_{max}$ ) qui dure plus longtemps (grand  $\Delta t_{storm}$ ), avec des conditions très érosives (fort  $\alpha$ ) actives plus longtemps (petit  $h_t$ ), il est logique que plus de sédiments soient transportés (grand  $C_{max}$ ). Pour la vitesse de sédimentation, la variation est croissante mais atteint un palier à partir de  $10^{-3}$  m/s (Fig. V.10.d). Au delà de cette valeur, il n'y a plus d'écart de temps entre les pics et il est donc difficile d'avoir un pic de concentration de plus forte amplitude sans faire varier  $\alpha$ .

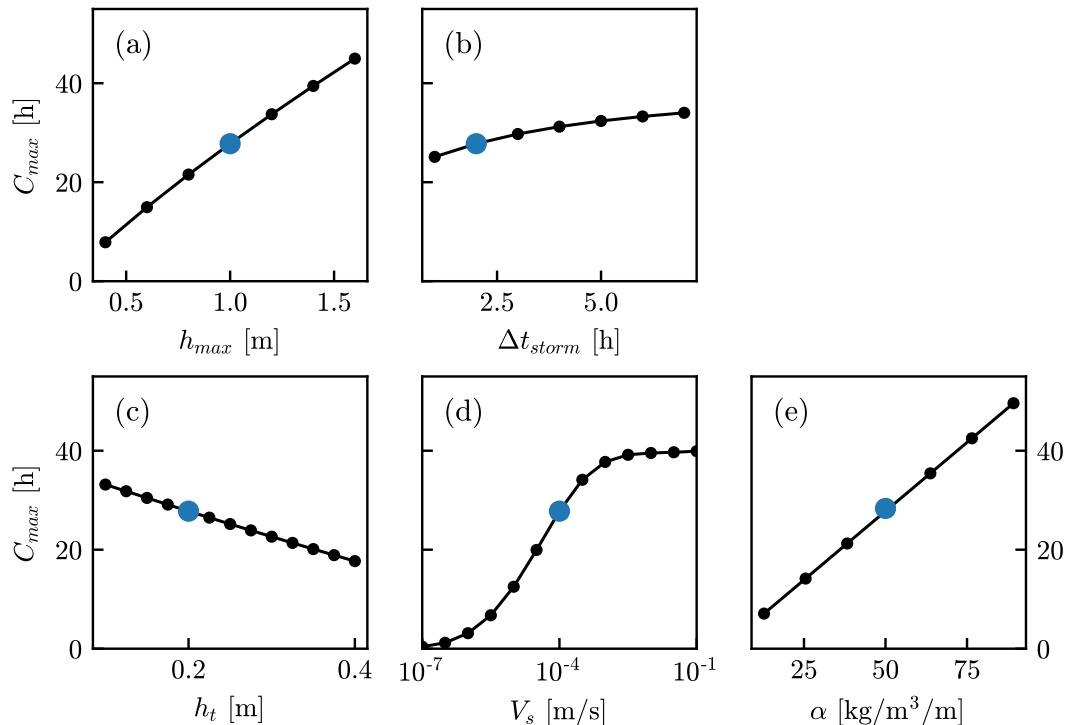


FIGURE V.10 – Variation de l'ampleur du pic de concentration en fonction des paramètres de la forme de la crue (a,b) et des paramètres du modèle (c,d,e) autour de la référence. Point bleu : crue de référence.

### V.2.3 Étude de sensibilité par les indices de Sobol

Nous étudions maintenant de manière quantitative la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres  $\alpha$ ,  $V_s$  et  $h_t$ . Le but de l'analyse de sensibilité est de déterminer quels paramètres (= les variables d'entrée), et dans quelles proportions, contribuent le plus à la variabilité de la réponse du modèle (la concentration = la variable de sortie). La méthode de décomposition de variances considèrent les variables d'entrée comme des variables aléatoires, caractérisées par une variance, et ne s'intéresse qu'à la variance de la variable de sortie. Les indices de Sobol indiquent les proportions de la variance de sortie due à la variance d'une variable ou d'un groupe de variables (couplage entre paramètres) [Sobol, 2001]. En considérant une fonction  $\mathbf{Y} = f(\mathbf{X})$ , avec  $\mathbf{Y}$  la sortie et  $\mathbf{X}$  le vecteur des variables d'entrée, l'indice de Sobol de la variable  $i$  est défini comme

$$S_i = \frac{\mathbf{Var} [\mathbf{E} [Y|X_i]]}{\mathbf{Var} [Y]}. \quad (48)$$

Python dispose d'une fonction<sup>2</sup> qui permet de calculer ces indices, mise en place depuis les travaux de Saltelli [2002, 2010]. Le programme développé par Lucas *et al.* [2019], qui implémente cette méthode, a été repris et adapté à notre problème.

Le décomposition en variance permet d'étudier l'étendue de l'espace des valeurs possibles d'entrée. Par exemple, en considérant l'angle d'un rayon incident sur une surface plane en deux dimensions, l'espace des valeurs est de  $180^\circ$ . Malheureusement comme la méthode est coûteuse en temps, puisqu'elle repose sur une approche de Monte Carlo (tirages aléatoires et uniformes d'un grand nombre d'échantillons) et que l'espace possible des valeurs englobe plusieurs ordres de grandeur pour le taux d'érosion  $\alpha$  et la vitesse  $V_s$ , seulement un petit domaine autour de notre crue de référence a été exploré, sur mille tirages :

- $25 \leq \alpha \leq 75 \text{ kg/m}^3/\text{m}$
- $0,5 \cdot 10^{-4} \leq V_s \leq 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$
- $0,1 \leq h_t \leq 0,3 \text{ m}$

Les valeurs des indices de Sobol sont dépendantes des gammes de valeurs des paramètres d'entrée considérées, par conséquent nos résultats ne sont valables que pour les gammes définies plus haut. Ces gammes ont été choisies à partir des observations des données et des résultats sur les de crues synthétiques étudiées dans la section précédente.

---

2. Documentation sur la fonction *sobol* : <https://salib.readthedocs.io/en/latest/api.html#sobol-sensitivity-analysis>. Version de SALib utilisée : 1.3.8 [Herman and Usher, 2017]

Nous observons des fortes valeurs des indices pour  $h_t$  au tout début et tout à la fin de la crue, quand la hauteur d'eau  $h$  est petite (Fig. V.11.a). Plus la valeur de la hauteur d'eau est au voisinage de la hauteur seuil  $h_t$ , plus le seuil a de l'influence sur la sortie du modèle. En effet, puisque c'est le paramètre qui contrôle la forme de l'expression de l'équation : si la hauteur d'eau est en dessous du seuil, il ne reste que le terme de sédimentation dans l'équation, ce qui change la forme de l'équation et donc de la sortie.

Pendant la période de crue, entre 5 et 25 h, nous observons que l'indice du taux d'érosion est le plus élevé. C'est donc le paramètre principal qui influe sur la sortie durant cette période. En effet, c'est pendant cette période, durant le pic de crue et le début de la descente, que l'érosion est grandement et majoritairement active.

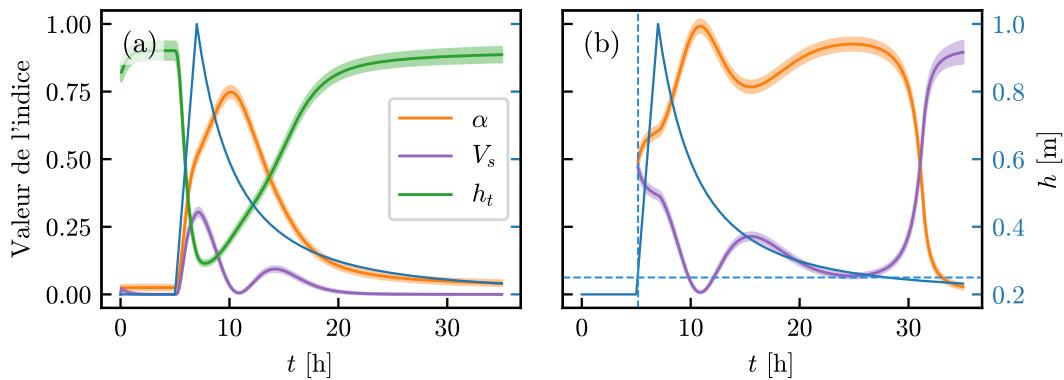


FIGURE V.11 – Évolution de la valeur des indices de Sobol pendant une crue synthétique,  $h_0 = 0,2 \text{ m}$ ,  $h_{max} = 1 \text{ m}$ , pour  $25 \leq \alpha \leq 75 \text{ kg/m}^3/\text{m}$ ,  $0,5 \cdot 10^{-4} \leq V_s \leq 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$  (a) pour  $0,1 \leq h_t \leq 0,3 \text{ m}$ , (b) dans le cas de  $h_t$  fixe, à  $0,24 \text{ m}$  (pointillés horizontaux), pointillés verticaux : début de l'érosion. Intervalle de confiance à 95%. Résultats depuis mille tirages.

À seuil  $h_t$  constant, il n'y a plus que deux paramètres ( $\alpha$  et  $V_s$ ), dont les effets se compensent (Fig. V.11.b). La variance de la sortie dépend majoritairement des variances individuelles des paramètres (la somme des indices est proche de 1), et non de celles de couplage de paramètres. Entre 5 et 10 h, le forçage (la montée de crue) induit une augmentation de la concentration,  $\alpha$  est donc le paramètre dominant. Entre 10 et 20 h, nous observons une augmentation puis une diminution de l'indice du Sobol associé à la vitesse : cette période correspond à celle pendant laquelle le pic de concentration apparaît. Au delà de 25 h, la crue prend définitivement fin et seule la sédimentation contrôle la variation de concentration, comme l'explique l'augmentation drastique de la valeur de l'indice de Sobol de la vitesse de sédimentation.

À l'issue de cette étude, nous concluons que la hauteur seuil  $h_t$  et le taux d'érosion  $\alpha$

sont les deux paramètres dominant la sortie, soit la réponse du modèle. De plus, à seuil  $h_t$  fixé, bien que le taux d'érosion et la vitesse de sédimentation  $V_s$  présentent des profils d'indice symétriques pendant la crue, le taux d'érosion reste le paramètre dominant.

À ce stade, nous confirmons et établissons que le modèle est capable de reproduire des hystérésis, à partir de signaux de crues agissant comme forçage. Nous allons maintenant l'appliquer à des crues réelles.

### V.3 Assimilation sur les données

Nous cherchons à déterminer les valeurs des paramètres  $\{\alpha, V_s, h_t\}$  qui permettent de reproduire au mieux les données de concentration, connaissant les profils de hauteur d'eau. Pour ce faire, plusieurs approches sont possibles :

- étudier le système à l'échelle d'une crue, donc à courte échelle de temps, dans le but d'expliquer au mieux les hystérésis de la relation concentration-débit
- étudier le système à plus longue échelle de temps, sur une série temporelle comportant plusieurs crues.

Pour ce faire, nous allons procéder par assimilation. Nous définissons l'assimilation comme le processus qui consiste à

1. injecter dans le modèle un forçage, qui consiste en le signal physique de donnée de la hauteur d'eau
2. résoudre l'équation du modèle pour un jeu de valeurs des paramètres  $\alpha$ ,  $V_s$  et  $h_t$
3. confronter la sortie du modèle, qui est une concentration, au signal de concentration associé à la hauteur d'eau du forçage

L'ajustement du modèle aux données consiste à répéter les étapes 2. et 3. tant que les valeurs des paramètres qui reproduisent au mieux les données ne sont pas trouvées.

À l'échelle de la crue, nous aborderons deux méthodes d'ajustement :

- ce que nous appelons une carte de la qualité de l'ajustement, qui permet de restreindre le domaine possible des valeurs des paramètres qui permettent le meilleur ajustement (cette méthode est imprécise). Cette méthode sera d'abord abordée sur une crue synthétique avant de l'appliquer aux données.
- l'optimisation par minimisation, qui fournit directement les valeurs des paramètres du meilleur ajustement.

### V.3.1 Cartes de la qualité de l'ajustement à partir d'une crue synthétique de référence

Nous allons commencer par construire une carte de la qualité de l'ajustement. Une telle carte indique à quel point l'ajustement du modèle aux données est bon pour des valeurs de paramètres données. Pour construire cette carte, nous avons donc besoin de définir une grandeur qui permet de quantifier l'écart entre le modèle  $Y^m$  et les données  $Y^d$ . Pour ce faire, nous utilisons la méthode par les moindres carrés définis comme

$$\chi^2 = \sum_i (Y_i^d - Y_i^m)^2. \quad (49)$$

Ainsi, pour des petites valeurs de  $\chi^2$ , la sortie du modèle est proche des données ; pour des grandes valeurs, elle s'en éloigne.

Une carte de la qualité de l'ajustement autour d'une solution du modèle nous renseigne sur la manière dont le modèle compense les paramètres entre eux.

Nous considérons dans un premier temps notre crue synthétique de référence et sa concentration (cf. Fig. V.4, page 94). Pour cet exemple, nous connaissons la solution  $Y^d$  et les valeurs des paramètres puisqu'ils ont été choisis. Cet exemple constitue donc un cas idéal et contrôlé, avant de traiter des données.

Les calculs ont été effectués sur cette crue de référence bruitée avec un bruit gaussien de moyenne 0 et d'écart-type  $1 \text{ kg/m}^3$ , afin de travailler sur un signal non parfait, et non égal en tout point à une solution du modèle (Fig. V.12) et pour recréer une forme de bruit similaire aux données. Pour être rigoureux, nous devrions en conséquence utiliser le  $\chi^2$  réduit qui prend en compte le bruit que nous avons ajouté. Or nous avons vu dans la Section IV.4.1 (page 78) que les incertitudes étaient négligeables pour l'étalonnage

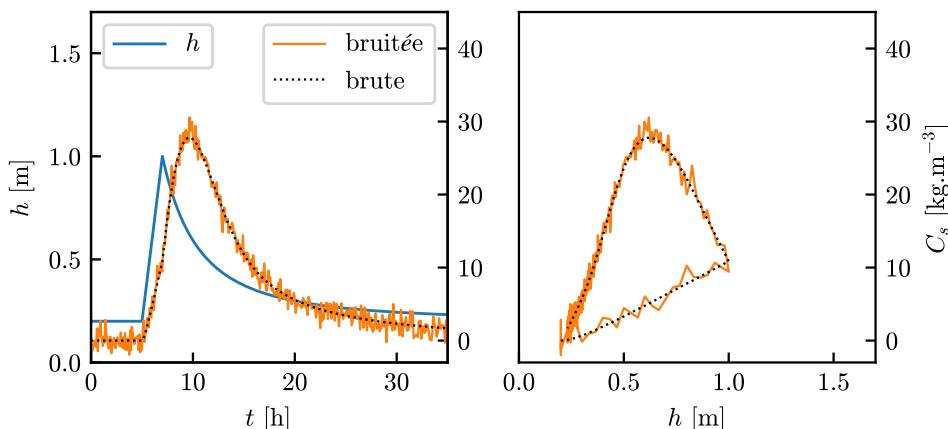


FIGURE V.12 – Crue synthétique de référence brute (noire), bruitée (orange). Paramètres :  $t_{event} = 5 \text{ h}$ ,  $t_{storm} = 2 \text{ h}$ ,  $h_{max} = 1,0 \text{ m}$ ,  $h_t = 0,2 \text{ m}$ ,  $V_s = 10^{-4} \text{ m/s}$  et  $\alpha = 50 \text{ kg/m}^3/\text{m}$ . Cycle anti-horaire.

concentration-turbidité et donc nous nous contentons du  $\chi^2$  non-réduit pour ce cas synthétique et dans la suite.

Pour calculer les cartes, nous fixons la valeur de la hauteur seuil  $h_t$ , déterminons la sortie du modèle par résolution de l'équation (40) pour une série de valeurs des paramètres  $\alpha$  et  $V_s$  autour de la solution de référence (valeurs des paramètres exprimés en pourcentage des valeurs de la solution, Fig. V.14.b), puis calculons le  $\chi^2$ . En répétant cette procédure avec plusieurs valeurs de  $h_t$ , nous obtenons les résultats présentés en Fig. V.13.

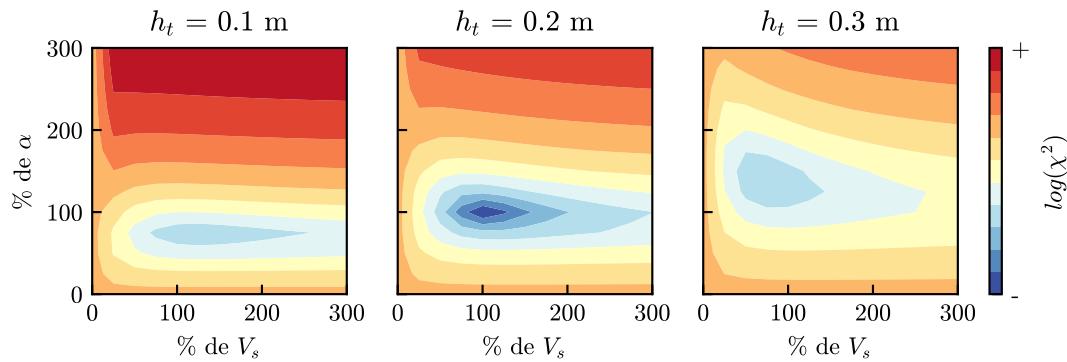


FIGURE V.13 – Cartes de la qualité de l'ajustement par rapport à la crue de référence (synthétique), pour trois valeurs seuil de hauteur d'eau  $h_t$ . Variations des valeurs de paramètres exprimées en pourcentage autour de la référence. Référence au point {100%, 100%,  $h_t = 0,2 \text{ m}$ }. Même échelle absolue pour le  $\chi^2$  pour les trois cartes.

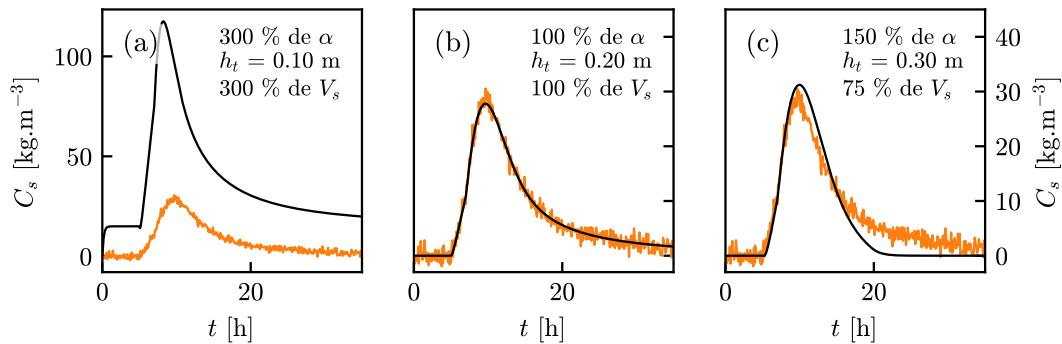


FIGURE V.14 – Exemple de trois ajustements extraits de la carte. Ajustements en noir. (a) Ajustement le moins bon, (b) meilleur ajustement (solution de référence), (c) ajustement pour lequel la vitesse de sédimentation et le taux d'érosion se compensent par rapport à (b).

Cette analyse nous permet de faire deux observations. Premièrement, nous remarquons que la qualité de l'ajustement est plus fortement sensible à une variation relative de la valeur du taux d'érosion  $\alpha$  plutôt que de la vitesse  $V_s$  (Fig. V.13). En effet, à variation équivalente des paramètres et à hauteur seuil  $h_t$  fixe, nous nous éloignons plus

rapidement du minimum dans la direction de  $\alpha$  que dans la direction de  $V_s$  (Fig. V.13 et Fig. V.14.a pour le pire ajustement de la carte).

Deuxièmement, nous pouvons voir un déplacement du minimum de  $\chi^2$  quand la hauteur seuil  $h_t$  varie : avec l'augmentation de  $h_t$ , ce minimum se déplace vers des valeurs plus élevées du taux d'érosion  $\alpha$  mais vers des valeurs plus faibles de la vitesse  $V_s$  (Fig. V.13). Pour compenser une durée de crue plus courte, le processus d'érosion augmente d'intensité et la sédimentation est plus lente (Fig. V.14.c pour un ajustement obtenu par compensation du taux d'érosion par la vitesse de sédimentation, mais similaire à la solution exacte présentée en V.14 .b).

Nous retenons de cette étude qu'une augmentation du seuil est donc compensée par une augmentation du taux d'érosion et une diminution de la vitesse de sédimentation. De plus, le taux d'érosion influe le plus sur la qualité de l'ajustement (cette dernière observation rejoue la conclusion de l'étude par la méthode des indices de Sobol).

### V.3.2 Hypothèse sur la relation concentration-turbidité

Comme nous favorisons l'exploitation des données de Bras-David (pour rappel : car elles sont moins bruitées), mais que nous ne disposons pas de relation d'étalonnage concentration-turbidité, nous devons faire une hypothèse sur la forme de cette relation.

En l'absence de contraintes observationnelles, l'hypothèse la plus simple reste de supposer une relation linéaire (de plus, les quatre mesures disponibles à Bras-David ne se situent pas loin la droite  $x = y$ , cf. Fig. IV.18, page 79)

$$C_s = a T_{corr}. \quad (50)$$

Avec cette hypothèse et en posant

$$\phi'_s = hT_{corr}, \quad (51)$$

l'équation (40) devient simplement

$$\frac{d\phi'_s}{dt} = V_s \left[ \alpha' (h - h_t) H_{ht} - \frac{1}{h} \phi'_s \right], \quad (52)$$

avec  $\alpha' = \alpha/a$  [NTU/m], le taux d'érosion par unité de longueur de la rivière. La vitesse de sédimentation et la hauteur seuil conservent les mêmes dimensions et unités physiques que celles de l'équation (40).

### V.3.3 Assimilation du modèle sur des données à l'échelle de la crue

#### V.3.3.1 Cas d'une crue unique

Pour la seconde méthode d'ajustement, l'optimisation par minimisation, nous utilisons la fonction Python `minimize`<sup>3</sup>, de la bibliothèque `scipy.optimize`, prévue à cet effet, et qui peut s'utiliser avec plusieurs méthodes (algorithmes) de minimisation. La minimisation est un processus itératif. À chaque itération, la sortie du modèle est évaluée et les valeurs des paramètres modifiées tant que le meilleur ajustement n'est pas obtenu. La minimisation nécessite donc que nous fournissons des valeurs de départ des paramètres pour initier le processus itératif. Nous appelons donc valeurs d'arrivée les valeurs des paramètres correspondant au meilleur ajustement. Pour chacune des méthodes de la fonction `minimize`, l'utilisateur peut définir le triplé de valeurs de départ des paramètres et limiter le domaine de recherche des valeurs des paramètres avec les arguments optionnels. L'utilisateur a aussi la possibilité de définir la fonction à minimiser. Nous continuons donc à utiliser la fonction coût des moindres carrés.

Avant de déterminer la méthode de la fonction `scipy.optimize.minimize` la plus adaptée, une recherche préliminaire des valeurs optimales des paramètres est effectuée par quadrillage (i.e. une carte d'ajustement) afin de préciser les ordres de grandeurs possibles des paramètres. Comme précédemment, des valeurs de paramètres sont sélectionnées, et pour chaque sélection l'équation (52) est résolue et la fonction coût est calculée. Cette recherche nous aidera également à définir le triplé de valeurs de départ des paramètres.

---

3. <https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.optimize.minimize.html>

Une crue observée le 24 Septembre 2017, à 20h, à Bras-David, est choisie comme crue-test (Fig. V.15).

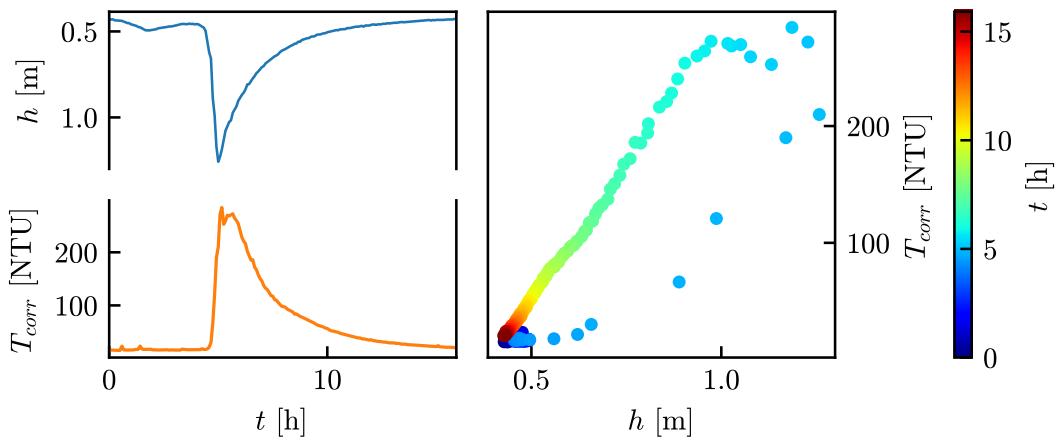


FIGURE V.15 – Crue du 24 Septembre 2017, à 20h, à Bras-David. Cycle anti-horaire (du bleu vers le rouge). Un point toutes les 5 minutes.

Pour la recherche par quadrillage, il nous faut définir des gammes de valeurs à explorer. Pour la hauteur seuil  $h_t$ , cette gamme est déterminée graphiquement en mesurant la valeur de hauteur d'eau à partir de laquelle la concentration des sédiments (i.e., la turbidité) commence à augmenter. Les observations suggèrent que cette valeur est comprise entre 0,3 et 0,5 m (Fig. V.15).

Comme nous n'avons pas *d'a priori* concernant les valeurs de la vitesse, nous pouvons déterminer la gamme à explorer à partir des estimations de la taille des sédiments fins. En considérant l'expression de la vitesse de sédimentation (cf. Eq (20)), pour des tailles de grain de l'ordre de  $100 \mu\text{m}$ , nous obtenons des vitesses de l'ordre de  $10^{-3} \text{ m/s}$ . Pour effectuer ce calcul, nous avons pris une densité de l'eau de  $1000 \text{ kg/m}^3$ , une viscosité dynamique de  $1 \text{ mPa.s}$ , une densité de sédiments de l'ordre  $2700 \text{ kg/m}^3$  (ordre de grandeur de la densité moyenne du basalte, du rhyolite et de l'andésite), et enfin un coefficient de traînée de 1. Par conséquent, nous choisissons d'explorer une gamme de vitesses de sédimentation autour de  $10^{-3} \text{ m/s}$ , soit entre  $10^{-4} \text{ m/s}$  et  $10^{-2} \text{ m/s}$ .

Concernant le taux d'érosion  $\alpha'$ , la gamme est déterminée à partir des ordres de grandeur du pic de la turbidité que se situe autour de la centaine de  $\text{NTU/m}$ . En effet, la relation linéaire entre le taux d'érosion  $\alpha$  et le maximum de concentration (observée depuis les résultats sur une crue synthétique, en Fig. V.10.e.) nous permet de définir une gamme comprise entre 10 et 1000  $\text{NTU/m}$ .

Ainsi, en fixant trois valeurs de  $h_t$ , l'espace des paramètres est exploré avec un pas de 0,25 pour des valeurs de  $\alpha'$  et  $V_s$  exprimées en logarithme décimal. Enfin, la

condition initiale pour la résolution de l'équation différentielle est définie à partir du premier point des données, c'est-à-dire,  $\phi'_s(0) = T(0)/h(0)$ .

En procédant ainsi, nous trouvons un minimum unique de la fonction coût (Fig V.16), pour une vitesse de sédimentation autour de  $10^{-3}$  m/s, un taux d'érosion aux alentours de 500 NTU/m (soit autour de  $10^{2.5}$  NTU/m) et un niveau d'eau seuil autour de 0,4 m (Fig V.16, milieu).

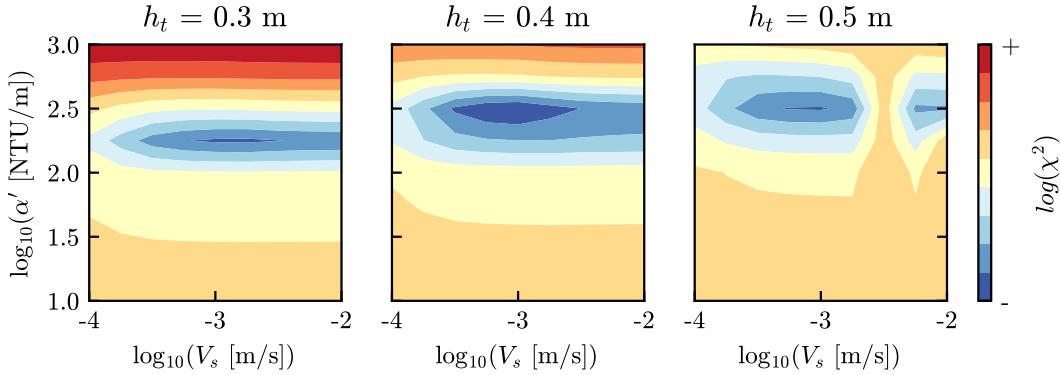


FIGURE V.16 – Cartes de la qualité de l'ajustement par quadrillage, pour trois valeurs seuil de hauteur d'eau  $h_t$ . Même échelle absolue pour le  $\chi^2$  pour les trois cartes.

Nous remarquons une discontinuité autour de  $V_s = 0,003$  ( $10^{-2.5}$ ) m/s et  $\alpha' = 500$  NTU/m, quand  $h_t = 0,5$  m (Fig V.16, droite). Cette discontinuité peut être due à la difficulté de trouver un ajustement par compensation entre les paramètres  $V_s$  et  $\alpha'$  quand  $h_t$  est trop élevé ( $h_t \gg 30$  cm).

Cette étude nous a donc permis de déterminer dans quel domaine de valeurs le meilleur ajustement pour cette crue devrait être attendu.

Revenons maintenant à la fonction *minimize*. La méthode de recherche par défaut est la méthode Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (notée BFGS par la suite) [Broyden, 1970, Fletcher, 1970, Goldfarb, 1970, Shanno, 1970]. Cette méthode cherche à déterminer la "direction de descente", qui est une direction le long de laquelle la fonction à minimiser a une dérivée strictement négative. Au bout de la descente, un "puits" (un minimum donc) de la fonction à minimiser devrait être atteint. Pour ce faire, à chaque itération, l'algorithme calcule une approximation de la matrice hessienne  $H(f)$ , qui est la matrice des dérivées partielles secondes de la fonction  $f$  à minimiser :

$$H_{ij}(f) = \frac{\partial^2 f}{\partial x_i \partial x_j}. \quad (53)$$

Cette matrice sert à déterminer la direction de descente maximale et les points critiques, c'est-à-dire les points d'annulation des gradients, tels un minimum.

Comme nous avons la possibilité de fournir des estimations des paramètres comme points de départ de l'algorithme, nous allons tester si nos choix initiaux ont une influence sur la qualité de la solution et les valeurs d'arrivée des paramètres. Une approche par une méthode de Monte-Carlo est donc adoptée pour effectuer ce test.

La méthode par Monte-Carlo consiste à effectuer des tirages de triplés de valeurs de départ. Nous décidons d'effectuer ces tirages suivant une loi de distribution uniforme. Cent tirages sont exécutés. Ensuite il s'agit d'étudier la distribution des valeurs d'arrivée en fonction de leurs valeurs d'entrée. Généralement, avec cette méthode, un grand nombre de tirages est effectué, de l'ordre de 1000, voire plus. Mais si les valeurs de départ ont une influence sur celles d'arrivée, nous devrions rapidement le constater. Nous aurions également pu définir un domaine quadrillé des valeurs possibles et calculer toutes les combinaisons mais cela reviendrait à faire plus de 100 simulations, ce qui n'est pas forcément nécessaire ici.

Les gammes des valeurs pour les tirages sont

- $100 \leq \alpha' \leq 500 \text{ NTU/m}$ ,
- $5 \cdot 10^{-4} \leq V_s \leq 5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ , et
- $0,3 \leq h_t \leq 0,6 \text{ m}$  (ici nous prenons une gamme plus large que précédemment pour savoir comment se comportent la méthode de résolution si la valeur du seuil est trop élevée.)

Nous avons restreint la gamme de valeurs possibles pour la vitesse  $V_s$ , par rapport à celle sélectionnée pour la carte d'ajustement, autour de la solution quand  $h_t = 0,4 \text{ m}$ . Aussi, nous nous attendons à une solution unique pour les trois valeurs des paramètres.

Nous pouvons voir qu'avec la méthode BFGS (Fig V.17.a), la minimisation n'est pas capable de contraindre les valeurs des paramètres et n'exploré presque pas le champ des possibilités. En effet, dans la majorité des cas, les valeurs d'arrivée sont égales aux valeurs de départ (relation linéaire entre les deux axes, parfaite dans le cas du taux d'érosion  $\alpha'$ ). Si la valeur de départ du seuil  $h_t$  est supérieure à 0,5 m, il n'est pas garanti que la valeur d'arrivée soit proche de la meilleure solution ( $\sim 0,4 \text{ m}$ ).

Un changement de méthode de résolution, en passant de BFGS à Nelder-Mead [1965]<sup>4</sup>, permet de corriger le manque d'exploration initiale de la méthode (Fig V.17.b). Nous avons utilisé les mêmes valeurs initiales que lors des tests avec la méthode de BFGS. La méthode de Nelder-Mead exploite le concept de simplexe qui est un polytope ( $\sim$  polygone) de  $N+1$  sommets dans un espace à  $N$  dimensions. Chaque sommet du simplexe correspond à une évaluation de la fonction à minimiser. À chaque itération, le point

---

4. également appelé *downhill simplex method*

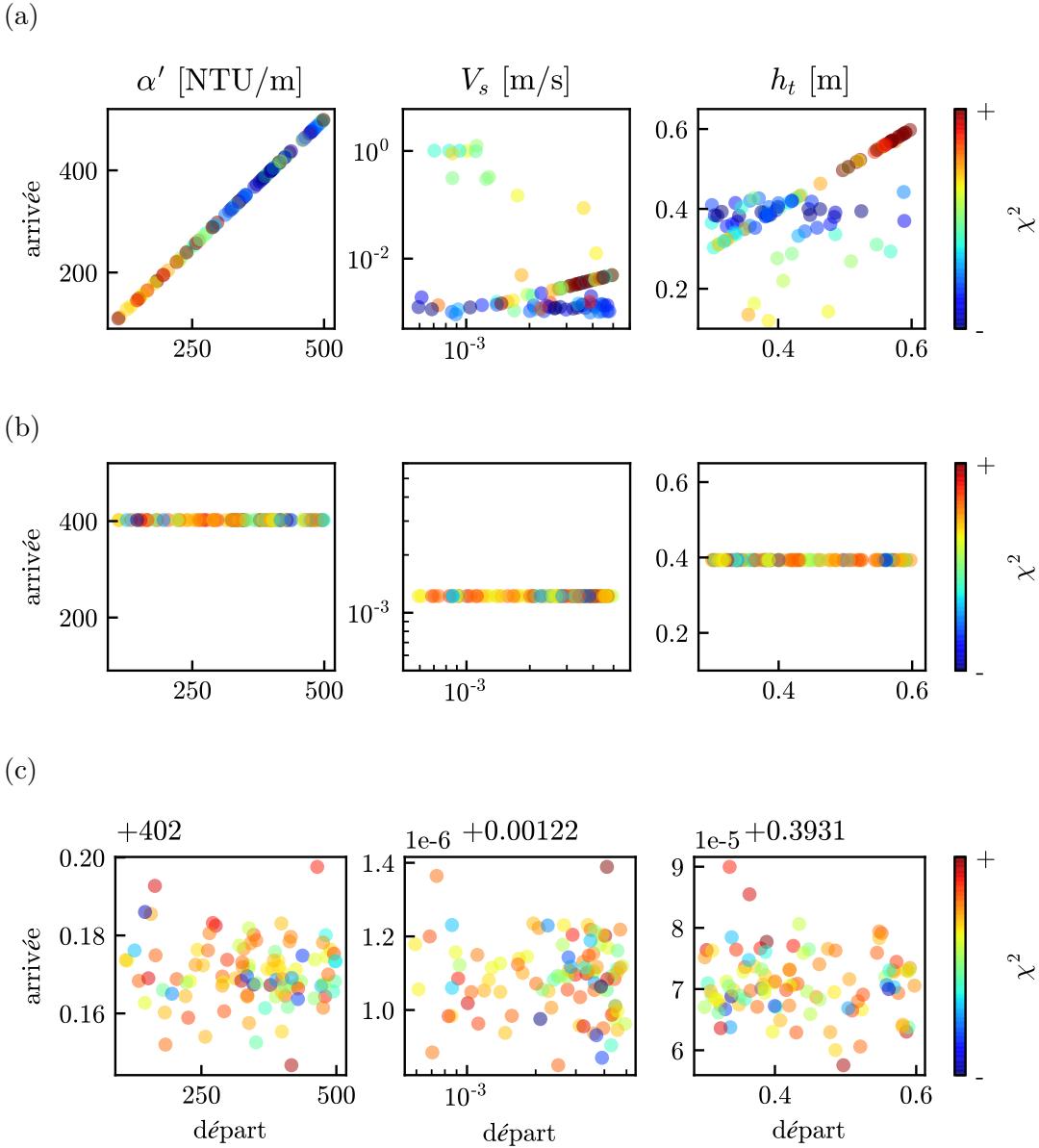


FIGURE V.17 – Influence de la valeur de départ sur la valeur d’arrivée. Un point par test (tirage). Comparaison des résultats selon deux méthodes de minimisation. (a) Méthode BFGS, (b) Méthode Nelder-Mead, (c) Méthode Nelder-Mead, zoom sur la dispersion des valeurs.

du simplexe où la fonction est maximale est remplacé par la réflexion (c'est-à-dire le symétrique) de ce point par rapport au centre de gravité des  $N$  points restants. Au fur et à mesure, le simplexe se déforme, se déplace et se réduit progressivement jusqu'à ce que ses sommets se rapprochent d'un point où la fonction est localement minimale.

Avec Nelder-Mead, nous obtenons une solution qui semble unique pour chaque paramètre :  $\alpha' = 402$  NTU/m,  $V_s = 1,22 \cdot 10^{-3}$  m/s et  $h_t = 0,39$  m. Un zoom sur la répartition des valeurs d’arrivée (Fig V.17.c) permet d’expliquer les différents  $\chi^2$  observés en Fig V.17.b pour des valeurs d’arrivée qui semblent identiques. Nous constatons

une fluctuation des valeurs au niveau du cinquième au sixième chiffre significatif. Ces différences sont dues à la ‘tolérance’ de la minimisation : parce que c'est un processus itératif numérique qui doit prendre fin à un moment donné, la fonction *minimize* défini une variable (communément appelé *ftol*) qui permet de déterminer que le minimum est obtenu quand la valeur de fonction à minimiser est en dessous de cette valeur. Quand cette condition est remplie, les valeurs d'arrivée ne sont pas nécessairement les mêmes suivant le chemin parcouru depuis des valeurs de départ différentes. Nous pouvons supposer que la meilleure performance de la méthode de Nelder-Mead par rapport à la méthode de BFSG est due au fait qu'elle ne nécessite pas de calculer des dérivées de la fonction à minimiser.

Dans la suite, nous utilisons systématiquement la méthode Nelder-Mead de la fonction *scipy.optimize.minimize*.

Avec cette méthode, le meilleur ajustement de notre modèle aux données produit un pic de concentration de même amplitude et de même largeur à mi hauteur que les données (Fig V.18). Le cycle associé présente également la même ouverture et le même allongement. Compte tenu de toutes nos hypothèses concernant le formalisme du modèle, et concernant la relation concentration-turbidité, le modèle est capable de reproduire de manière très satisfaisante le transport de sédiments à l'échelle d'une crue.

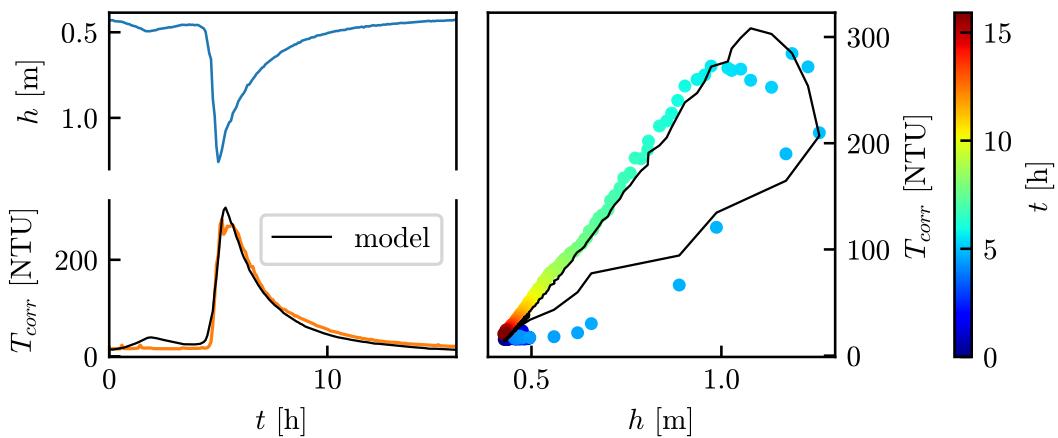


FIGURE V.18 – Meilleur ajustement pour la crue du 24 Septembre 2017, à 8h, à Bras-David. Cycle anti-horaire (du bleu vers le rouge).

### V.3.3.2 Assimilation du modèle sur un catalogue de crues

La section précédente a permis de montrer que le modèle est capable non seulement de reproduire une crue, avec un très bon accord sur la forme et le sens des hystérésis anti-horaires, mais que les paramètres nécessaires étaient dans des gammes physique-

ment acceptables. Nous allons à présent étudier dans quelle mesure notre modèle est capable de reproduire une variété de formes d'hystérésis anti-horaires.

### Le jeu de crues individuelles

Nous effectuons l'ajustement par minimisation sur un catalogue comportant onze crues, observées à Bras-David, entre juillet 2016 et décembre 2019 (Fig. V.19).

Nous avons effectué la sélection des crues de manière manuelle, en inspectant visuellement les données. En effet, même s'il peut être possible d'effectuer automatiquement une détection des crues, la forme varie fortement d'une crue à l'autre ce qui suppose-rait de développer une méthode robuste et qui dépasse nos objectifs. De plus il faut aussi détecter si le pic est accompagné d'un pic de concentration, décalé dans le temps (décalage qui varie d'une crue à l'autre).

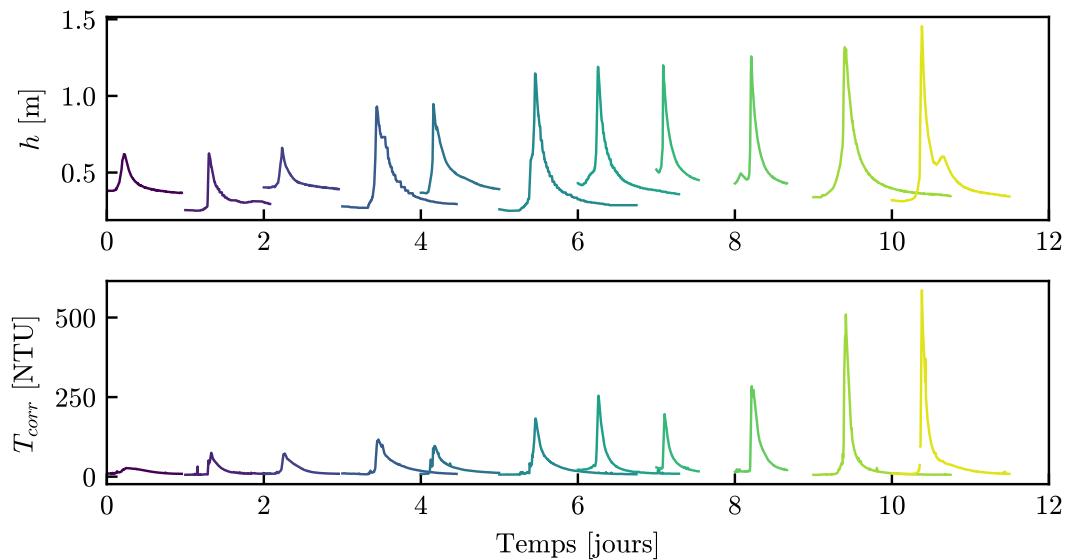


FIGURE V.19 – Affichage des crues par ordre croissant d'amplitude de crue. Chaque crue est affichée avec un décalage de un jour par rapport à sa précédente. Les pics de turbidité des trois premières crues sont en dessous de 100 NTU.

Les crues retenues ont majoritairement une durée de 24 h, avec une montée de crue qui dure de quelques minutes à quelques heures (Tab. V.3). Nous observons une corrélation positive entre l'amplitude maximale du niveau d'eau et de turbidité (Fig. V.19). Les données du catalogue présentent des répartitions en histogramme similaire à celles de l'intégralité des données collectées à Bras-David, à la fois en niveau d'eau et en turbidité, (Fig. V.20). Nous considérons donc les données du catalogue comme représentatives de l'intégralité des données acquises à Bras-David.

TABLE V.3 – Distributions des données du catalogue de crues

Grandeur	Minimum	Maximum	Moyenne
$h_0$ [cm]	25.5	51.9	36.2
$h_{max}$ [cm]	39.8	145.5	103.2
$T_0$ [NTU]	6	29	12
$T_{max}$ [NTU]	25	586	218
Durée [h]	13	42	28

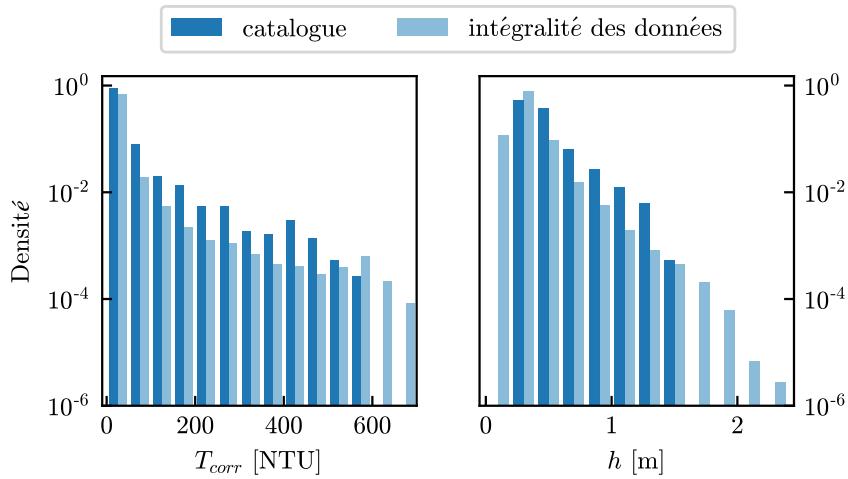


FIGURE V.20 – Distribution des données de turbidité et de hauteur d'eau de notre catalogue de crues par rapport à l'intégralité des données disponibles pour Bras-David.

## Résultats

Pour l'ensemble des minimisations, les mêmes valeurs de départ des paramètres sont choisies,  $\alpha' = 200$  NTU/m,  $V_s = 3 \times 10^{-3}$  m/s,  $h_t = 0,25$  m. La condition initiale est donnée par  $\phi'_s(0) = T(0)/h(0)$ . Pour les onze crues, nous obtenons des chroniques de concentration par ajustement du modèle par minimisation (Fig. V.21, et pour le reste du catalogue, cf. Fig. A.10, pages 166 et 167). Le modèle reproduit la forme générale de l'évolution de la turbidité, malgré une sous-estimation systématique du pic de turbidité (comprise entre  $\sim 5\%$  et  $25\%$  – dans le plus fort des cas, cf. Fig. A.10.c). Leur largeur à mi-hauteur est également reproduite (sauf une exception cf. Fig. A.10.b, car la turbidité présente un profil plus étalé que les autres). *In fine*, les profils de concentration produits par le modèle sont similaires aux données. Les cycles associés présentent donc des allongements et ouvertures similaires.

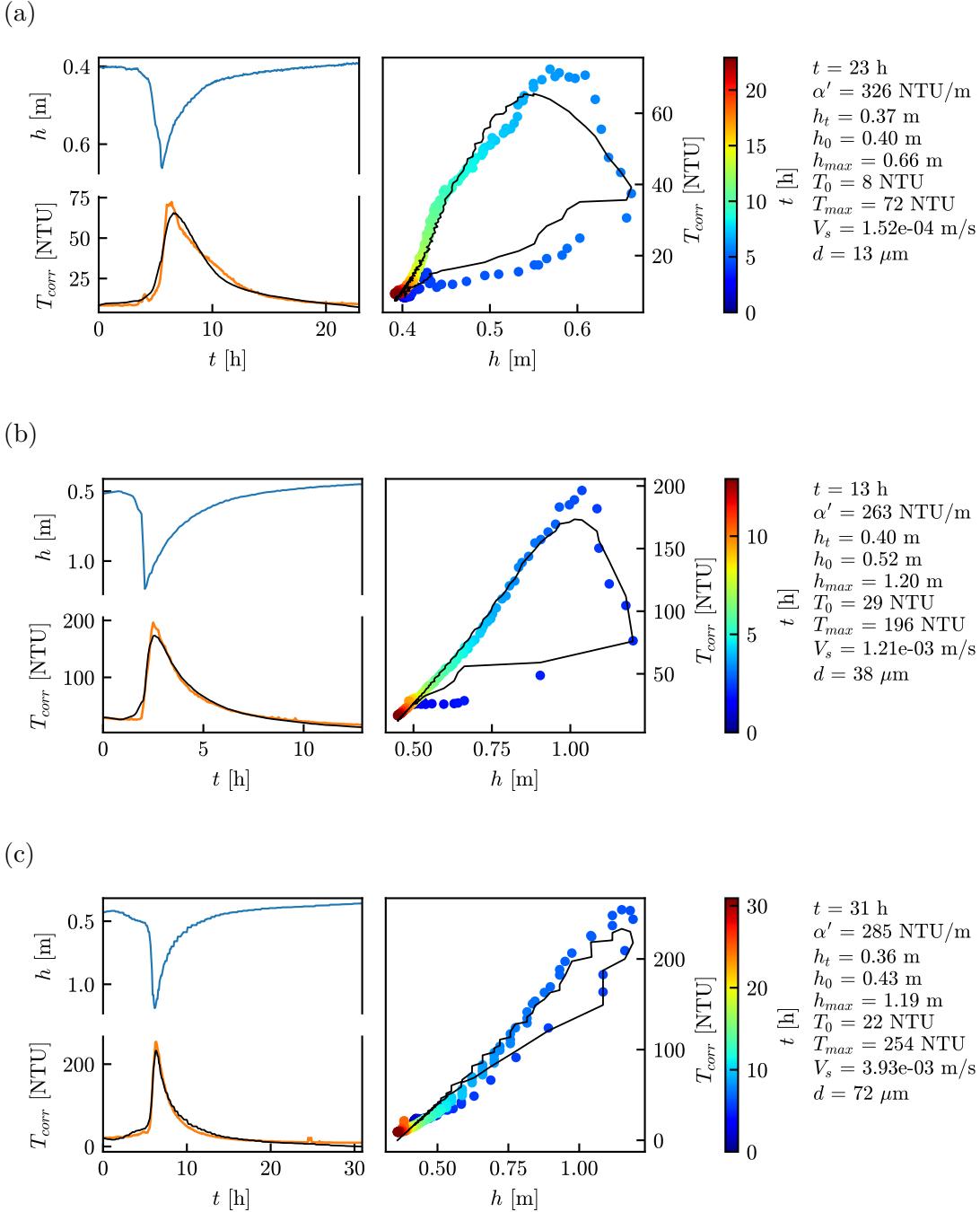


FIGURE V.21 – Exemples de crues assimilées. Cycles anti-horaires. Modèle en noir. (a) Crue du 21/08/2017, (b) crue du 30/09/2017, (c) crue du 12/17/2019.

D'une crue à l'autre, les valeurs des paramètres issues des minimisations diffèrent. Les valeurs d'arrivée pour le taux d'érosion  $\alpha$  sont centrées autour de 300 NTU/m (Tab. V.4). La distribution est relativement étalée, variant entre 112 et 640 NTU/m.

TABLE V.4 – Distributions des valeurs des paramètres du catalogue de crues

Grandeur	Minimum	Maximum	Moyenne	Écart-type
$\alpha' [\text{NTU}/\text{m}]$	112	638	300	171
$V_s [\text{m}/\text{s}]$	$8 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	-	-
$h_t [\text{cm}]$	22,6	62,6	35,7	12

Nous retrouvons bien la forte corrélation entre le maximum de turbidité et le taux d'érosion, observée lors des tests sur une crue synthétique (Fig V.22, et cf. Fig V.10.e). Quant à la vitesse de sédimentation, elle varie entre  $10^{-4}$  et  $10^{-2}$  m/s.

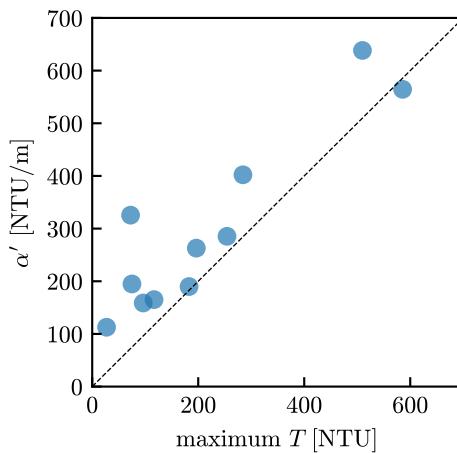


FIGURE V.22 – Relation entre le taux d'érosion et le maximum de turbidité. Un point par crue assimilée. Pointillés : droite  $x = y$ .

La valeur seuil de niveau d'eau est centrée autour de 0,35 m, avec un écart-type de 0,12 m. Cette valeur est cohérente avec les observations des données. En effet, une observation visuelle confirme qu'au sein de notre catalogue, les concentrations augmentent pour des hauteurs d'eau comprises entre 0,1 et 0,5 m (Fig. V.19.a).

Le modèle est donc capable de reproduire les formes des crues, mais les valeurs des paramètres, notamment  $\alpha'$  et  $V_s$ , peuvent varier d'une crue à l'autre. Dans ces conditions, pouvons-nous reproduire une série de crues consécutives avec les mêmes valeurs de paramètres ?

#### V.3.4 Assimilation du modèle sur une série de crues consécutives

Alors que le modèle décrit très bien les données à l'échelle d'une crue, nous allons maintenant chercher à déterminer si nous pouvons reproduire une série de plusieurs crues avec un seul jeu de valeurs des paramètres. Nous avons conscience que le formalisme du modèle repose sur des hypothèses émises dans le cadre de l'échelle de temps

d'une seule crue. Nous cherchons donc à étendre l'application du modèle à une étude quantitative à plus grande échelle, à la limite des hypothèses.

Une série temporelle d'une période d'une quinzaine de jours à Bras-David a été choisie car elle comporte sept pics de hauteur d'eau distincts, entre 0,5 et 1,4 m, accompagnés de cinq pics de turbidité importants, entre 100 et 670 NTU, et de deux petits, autour de 30 NTU (Fig. V.23.a,b, les données en bleu et orange).

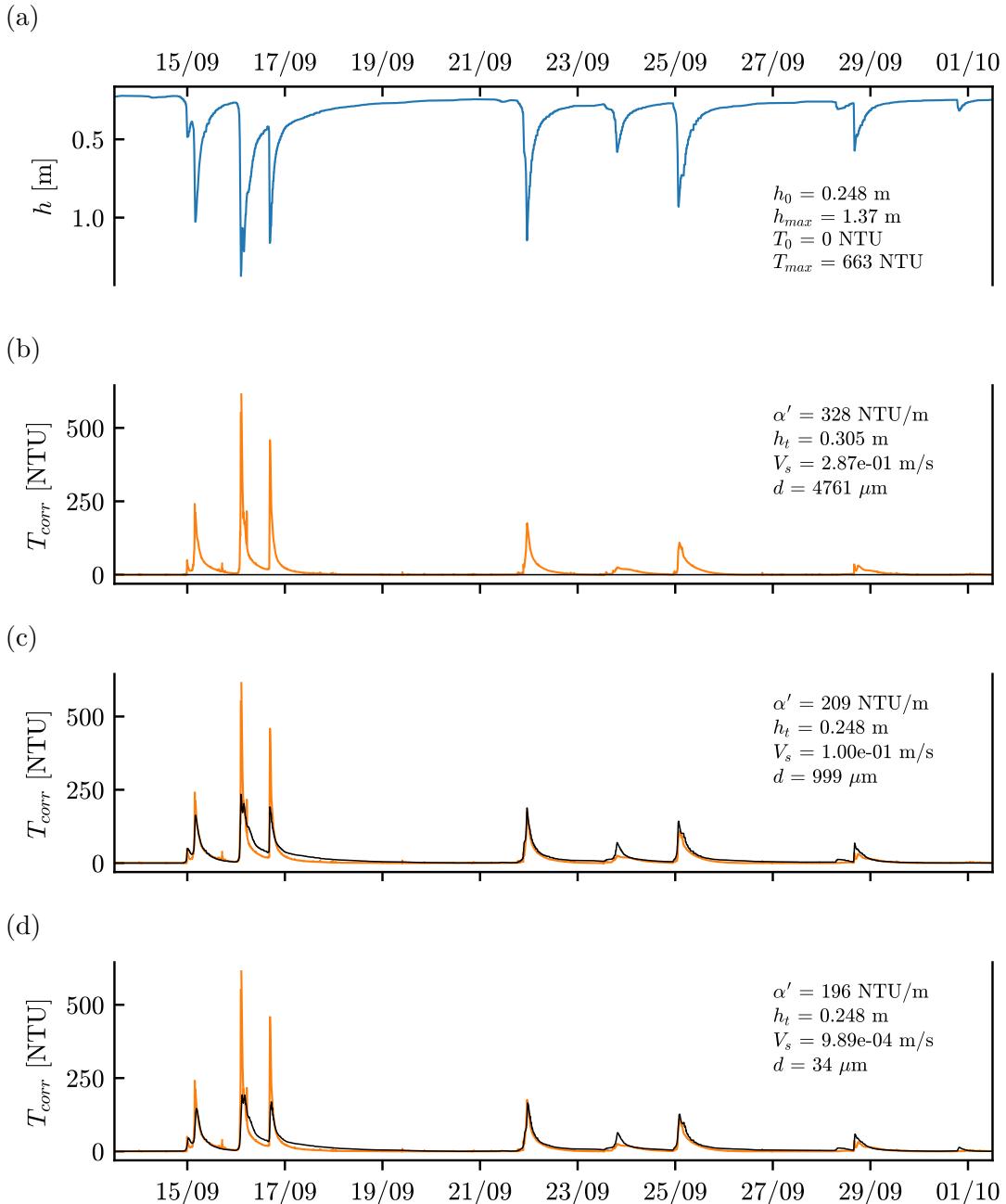


FIGURE V.23 – Trois types d'ajustement obtenus à l'issue des tests Monte-Carlo. Ajustements en noir. (a) Signal de hauteur d'eau, (b) ajustement non réussi, (c) ajustement réussi (meilleur résultat, point noir en Fig. V.24.b), (d) ajustement réussi (moins bon ajustement, point rouge foncé en Fig. V.24.b).

Afin de vérifier la robustesse et la reproductibilité du meilleur ajustement (à déterminer) et parce que le signal d'une série de crue est plus élaboré que celui d'une crue isolée, un test par Monte-Carlo des valeurs de départ des paramètres a été effectué, avec cent tirages. La gamme de valeurs choisie pour la hauteur seuil est basée sur les observations visuelles (Fig. V.23.a) : le niveau d'eau à l'étiage est compris entre 0,15 et 0,35 m. La gamme pour le taux d'érosion  $\alpha'$  est basée sur les résultats précédents pour une crue isolée, et sur les amplitudes des pics, soit entre 100 et 500 NTU/m. Pour la gamme de vitesses, les valeurs sont choisies pour correspondre à la gamme de vitesses correspondantes aux valeurs de tailles de grains comprises entre 100  $\mu\text{m}$  et 10 mm, en accord avec celle obtenues par tamisages (10 mm est bien sûr une valeur élevée mais elle permet d'être sûrs d'inclure les tailles de l'ordre du millimètre dans le processus d'assimilation).

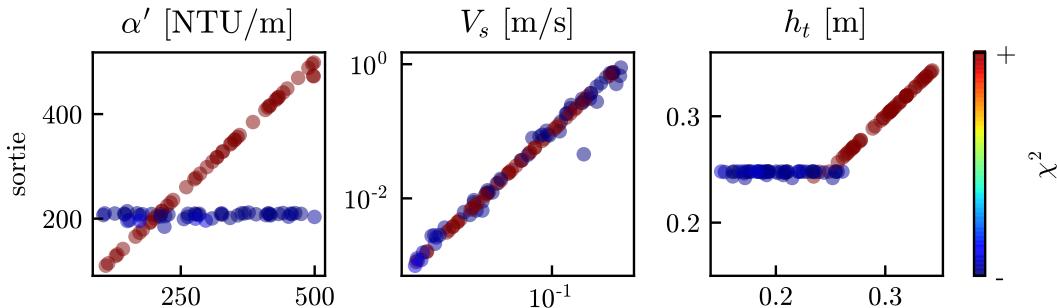
En analysant les résultats des tests de Monte-Carlo (Fig. V.24.a), nous remarquons l'existence de deux populations de valeurs des paramètres : un groupement de faibles valeurs de  $\chi^2$  (bleues) et un groupement de fortes valeurs (rouges). La distribution des fortes valeurs correspond à des corrélations linéaires. Les valeurs d'arrivée sont parfaitement égales aux valeurs de départ. Il y a une nette distinction entre les deux répartitions de valeur des moindres carrés définie par la valeur de départ (et donc d'arrivée) de la hauteur seuil : au delà de 0,25 m, toutes les valeurs d'arrivée de  $h_t$  sont égales aux valeurs de départ. Pour toutes ces modélisations, le profil de concentration est totalement nul (exemple en Fig. V.23.b, trait noir horizontal). Nous sommes donc dans un puits local régi par la hauteur seuil. Cette observation laisse entendre, que pour des valeurs seuil trop élevées, la contrainte de cisaillement n'est jamais suffisante pour mettre en mouvement des particules du lit, ou bien le processus de sédimentation domine durant toute la chronique, indépendamment de la valeur de la vitesse et du taux d'érosion.

Pour les faibles valeurs de moindres carrés nous retrouvons une répartition horizontale des points qui indique une solution non-nulle *a priori* unique pour le paramètre d'érosion et de hauteur d'eau, autour de  $\alpha'=200 \text{ NTU/m}$  et de  $h_t=0,25 \text{ m}$  (Fig. V.24.a).

En retirant les points à fortes valeurs de  $\chi^2$ , nous obtenons une nouvelle répartition (Fig. V.24.b). La relation entre les valeurs d'arrivée et les valeurs de départ pour la vitesse de sédimentation semble conserver une tendance linéaire. En revanche nous remarquons que la répartition des valeurs de  $\chi^2$  ne semble pas aléatoire : plus nous nous rapprochons des plus fortes valeurs de vitesse, plus la valeur des moindres carrés diminue. Cette observation est cohérente avec les résultats obtenus lors de la recherche par

quadrillage d'un minimum pour notre crue solitaire (cf. Fig. V.16) : le puits contenant la meilleure solution s'étalait sur plusieurs ordres de grandeur selon l'axe des valeurs de vitesse mais était très étroit selon l'axe des valeurs du taux d'érosion.

(a)



(b)

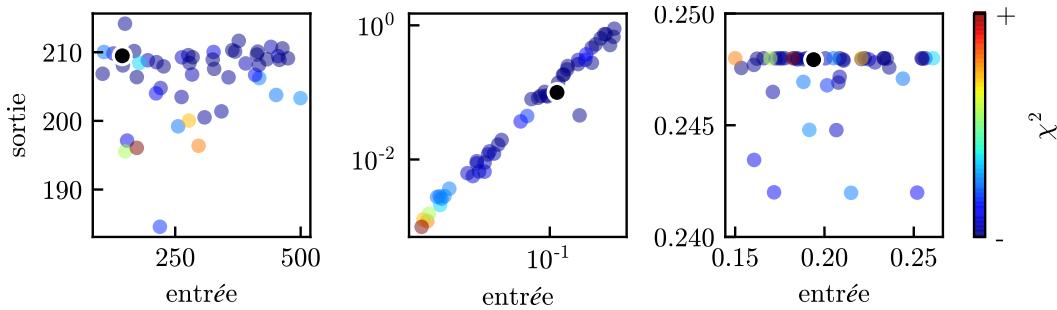


FIGURE V.24 – Influence de la valeur de départ sur la valeur d'arrivée pour les cent tirages par Monte-Carlo. Meilleur ajustement obtenu avec les valeurs au point noir. (a) Résultats des 100 tirages, (b) résultats des tirages pour les profils ajustés. Pour chaque panel, même échelle absolue pour le  $\chi^2$ .

Nous observons pour notre série temporelle que la meilleure valeur pour le taux d'érosion  $\alpha'$  est dans un domaine très restreint, entre 205 et 210 NTU/m, mais le champs des possibilités pour la vitesse de sédimentation est beaucoup plus large, il s'étale de  $10^{-2}$  à 1 m/s, et plus particulièrement autour de  $10^{-1}$  m/s.

L'ajustement le moins satisfaisant parmi ceux possibles reproduit tout de même les sept pics de turbidité. En revanche, les trois premiers sont fortement sous-estimés par le modèle (Fig. V.23.d). Le pic majeur est sous-estimé à 67 % (615 contre 200 NTU). Le meilleur ajustement les sous-estime légèrement moins (à 62 %, 615 contre 235 NTU, Fig. V.23.c)<sup>5</sup>.

Pour le meilleur ajustement (Fig. V.23.c), la vitesse obtenue par minimisation correspond à une taille de grain de 1 mm, ce qui est cohérent avec les mesures faites à Bras-David par tamisage, et reste dans le champs des possibilités des tailles de grains

5. visuellement, la différence est vraiment minime

qui peuvent être sujettes à l'érosion, même si cette valeur est très élevée (cf. Fig. II.10, page 37).

La difficulté de déterminer une valeur restreinte de  $V_s$  peut reposer sur la forme de l'équation, la forme du puits de la solution (très étalé) et la valeur de la variable de tolérance  $ftol$ . Si la valeur de  $ftol$  est trop élevée, l'algorithme peut arrêter trop tôt le processus d'ajustement.

## V.4 Discussion sur les résultats à Bras-David

Cette section a pour but de discuter des causes possibles des écarts entre le modèle et les données. Pour nous aider dans notre analyse, nous calculons la masse totale cumulée  $MTC [t]$  évacuée par la rivière à l'exutoire, sur toute la durée de la chronique, soit, au temps  $t'$ ,

$$MTC(t') = \int_0^{t'} C_s(t)Q(t)dt, \quad (54)$$

pour le modèle et pour les données. Pour le meilleur ajustement (Fig. V.25.b), nous trouvons une sous-estimation de 10% de cette masse<sup>6</sup> totale finale entre le modèle et les données (Fig. V.25.d, noir).

La prise en compte des incertitudes sur les paramètres  $\alpha'$  et  $h_t$  peut permettre de définir une borne supérieure et inférieure de la concentration modélisée.

Ces incertitudes sur les valeurs d'arrivée des paramètres peuvent être calculées/déterminées de plusieurs manières. Généralement, avec les méthodes numériques, le calcul passe par les matrices hessiennes. Ces matrices, qui dépendent des dérivées partielles, peuvent être fournies à l'issue de la minimisation par la fonction. Or, comme nous avons vu qu'en changeant les valeurs de départ, nous obtenons deux jeux de solution différents, très similaires quant à la forme de l'ajustement, il serait plus judicieux de chercher à déterminer des incertitudes à partir des dispersions des valeurs d'arrivée obtenues (Fig. V.24.b).

---

6. C'est un abus de langage de parler de "masse" ici car nous travaillons en turbidité bien entendu.

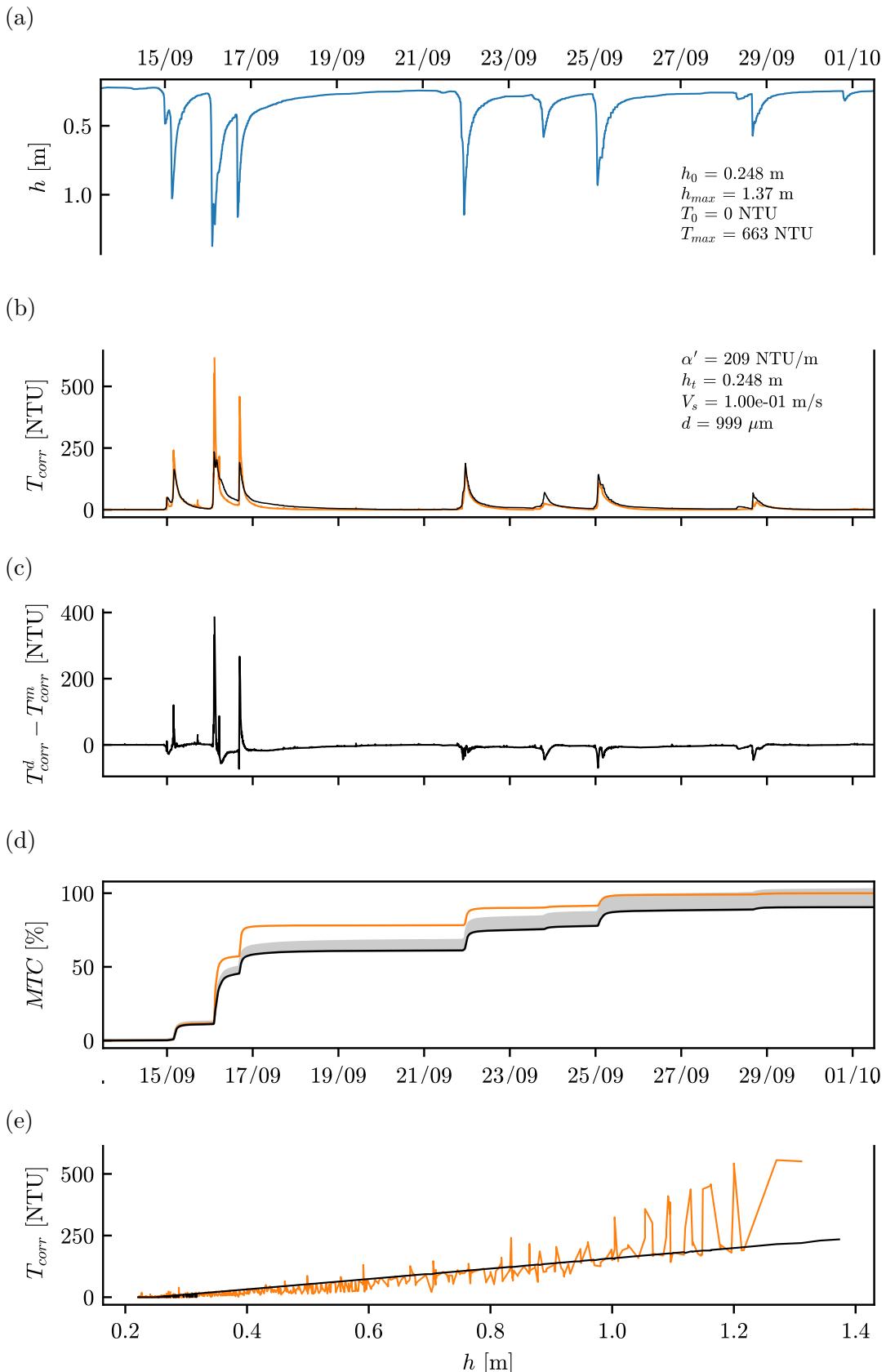


FIGURE V.25 – Étude sur le meilleur ajustement (noir). (a) Signal de hauteur d'eau, (b) chronique et ajustement (noir), (c) différences entre la donnée et le modèle, (d) masse totale cumulée évacuée, gris : borne supérieure de l'incertitude, (d) distribution de la turbidité en fonction de la hauteur d'eau.

Dans le cas de la hauteur seuil, nous avons une valeur moyenne de  $24,7 \pm 0,2$  cm. La valeur moyenne de  $\alpha'$  quant à elle est de  $206 \pm 5$  NTU/m. Nous avons vu que le bruit de la turbidité était de l'ordre de 2% de la valeur. Pour des amplitudes de pic de l'ordre de 300 NTU, 2% représente 6 NTU, et parce que  $\alpha'$  dépend de ces amplitudes, nous pouvons considérer que l'incertitude peut se propager de ce côté-là. Donc dans l'hypothèse qu'une variation de l'amplitude du pic implique une variation équivalente sur la valeur de  $\alpha'$ , l'incertitude sur  $\alpha'$  peut être estimée comme de l'ordre de  $5 + 6 = 11$  NTU/m.

Quant à  $V_s$ , il n'est peut-être pas nécessaire de chercher à déterminer les incertitudes qui lui sont associées sachant que pour des valeurs comprises entre  $10^{-2}$  et 1 m/s, les ajustements sont quasi identiques.

Pour la borne supérieure, nous prenons  $\alpha'_+ = \alpha' + 11$  NTU/m et  $h_{t+} = h_t - 0,02$  m, et pour la borne inférieure  $\alpha'_- = \alpha' - 11$  NTU/m et  $h_{t-} = h_t + 0,02$  m. En réalité, il n'est pas nécessaire de calculer la borne inférieure car nous avons vu que pour une valeur trop grande de  $h_t$ , le processus d'érosion n'a presque pas lieu. Ainsi, la concentration modélisée est nulle. Pour la borne supérieure, visuellement, il n'y a aucune différence, comme illustré sur la Fig. V.25.b. Cependant, cela est suffisant pour changer la valeur de la masse totale cumulée. Dorénavant, il n'y a plus qu'un écart <3% (Fig. V.25.d, gris).

Nous remarquons pourtant que les amplitudes des trois premières crues sont sous-estimées par le modèle, en particulier pour les deuxième et troisième crues, (Fig. V.25.c). Nous remarquons également que les valeurs de turbidité pour des hauteurs d'eau supérieures à 1 m sont sous-estimées (Fig. V.25.e). C'est donc la sur-estimation des quatre dernières crues (Fig. V.25.c) qui amène à une masse totale modélisée proche de celle de la donnée.

De ces résultats, nous pouvons conclure que les deuxième et troisième crues présentent un comportement différent des autres. En effet, pour des amplitudes de hauteurs d'eau plus importantes, mais pas hors de la tendance générale de la chronique, les pics de turbidité associés sont particulièrement plus importants que les autres.

Enfin, nous avons fait l'hypothèse que la relation entre concentration et turbidité était linéaire. C'est une hypothèse forte, qui peut être la cause d'un ajustement peu satisfaisant. Pour nous affranchir de cette hypothèse et pousser notre analyse plus loin, nous allons revenir dans le chapitre suivant sur les données de Capesterre, pour lesquelles nous disposons d'une relation concentration-turbidité.

## V.5 Conclusion sur les capacités du modèle

- À l'issue de ce chapitre, nous avons donc établi un modèle capable
- de reproduire des hystérésis de la relation concentration-débit,
  - de reproduire les variations de concentration majeures durant une série d'évènements de crue,
  - d'ajuster les données à partir de paramètres ayant des valeurs dans le domaine physique.

Enfin, l'assimilation de notre modèle aux données permet de dériver de l'information physique à partir de données de turbidité comme, par exemple, la taille caractéristique des grains en suspension.



## Chapitre VI

# Applications, interprétations et limites du modèle

---

VI.1	Application à Capesterre . . . . .	126
VI.2	Fonction d'érosion en loi de puissance . . . . .	128
VI.3	Observation de phénomènes hors hypothèses . . . . .	132
VI.4	Vitesse de sédimentation et taille de particules . . . . .	135
VI.4.1	Détermination de la taille à partir de la vitesse . . . . .	135
VI.4.2	Interprétation de la taille . . . . .	136
VI.5	Détermination du paramètre de Shields . . . . .	139

---

Dans ce chapitre, nous discutons des limites du modèle à partir de son application à Capesterre, de l'interprétation physique des paramètres du modèle et particulièrement de la vitesse de sédimentation, qui est liée à la taille des grains en suspension, et de ce que nous pouvons déduire sur la structure du lit à partir de la détermination du seuil d'entraînement des particules.

## VI.1 Application du modèle à une série de crues successives de la rivière Capesterre

Jusqu'ici nous nous sommes concentrés sur les données de Bras-David, puisque les données à Capesterre sont plus bruitées. Dans cette section, nous allons revenir sur Capesterre afin de tester le modèle, dans des conditions un peu plus complexes. Pour cela nous avons sélectionné une chronique, datant de février 2021, comportant quatre crues. Elle présente un fort de pic de concentration lors de la troisième crue (Fig. VI.1.a,b, bleu et orange).

Pour assimiler le modèle aux données, nous choisissons comme valeurs de départ des paramètres  $\alpha = 10 \text{ mg/L/m}$ ,  $V_s = 10^{-4} \text{ m/s}$ ,  $h_t = 0,1 \text{ m}$ . La minimisation du modèle sur les données converge vers les valeurs  $\alpha = 13 \text{ mg/L/m}$ ,  $V_s = 2,02 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ ,  $h_t = 0,25 \text{ m}$ .

Nous constatons que le modèle est incapable de reproduire l'amplitude du troisième pic de concentration (un tiers de l'amplitude, Fig. VI.1.b). De plus, les deuxième et quatrième pics sont surestimés. Enfin, le modèle sous-estime de 34% la valeur de la masse totale de sédiments exportée hors du bassin (Fig. VI.1.c). En revanche, le modèle reproduit la troisième crue lorsque celle-ci est isolée lors de la minimisation (Fig. VI.2).

Ces observations suggèrent deux interprétations possibles : (1) les valeurs des paramètres changent d'une crue à l'autre, (2) la loi d'érosion proposée jusqu'à lors n'est pas satisfaisante. Nous allons maintenant explorer cette seconde possibilité.

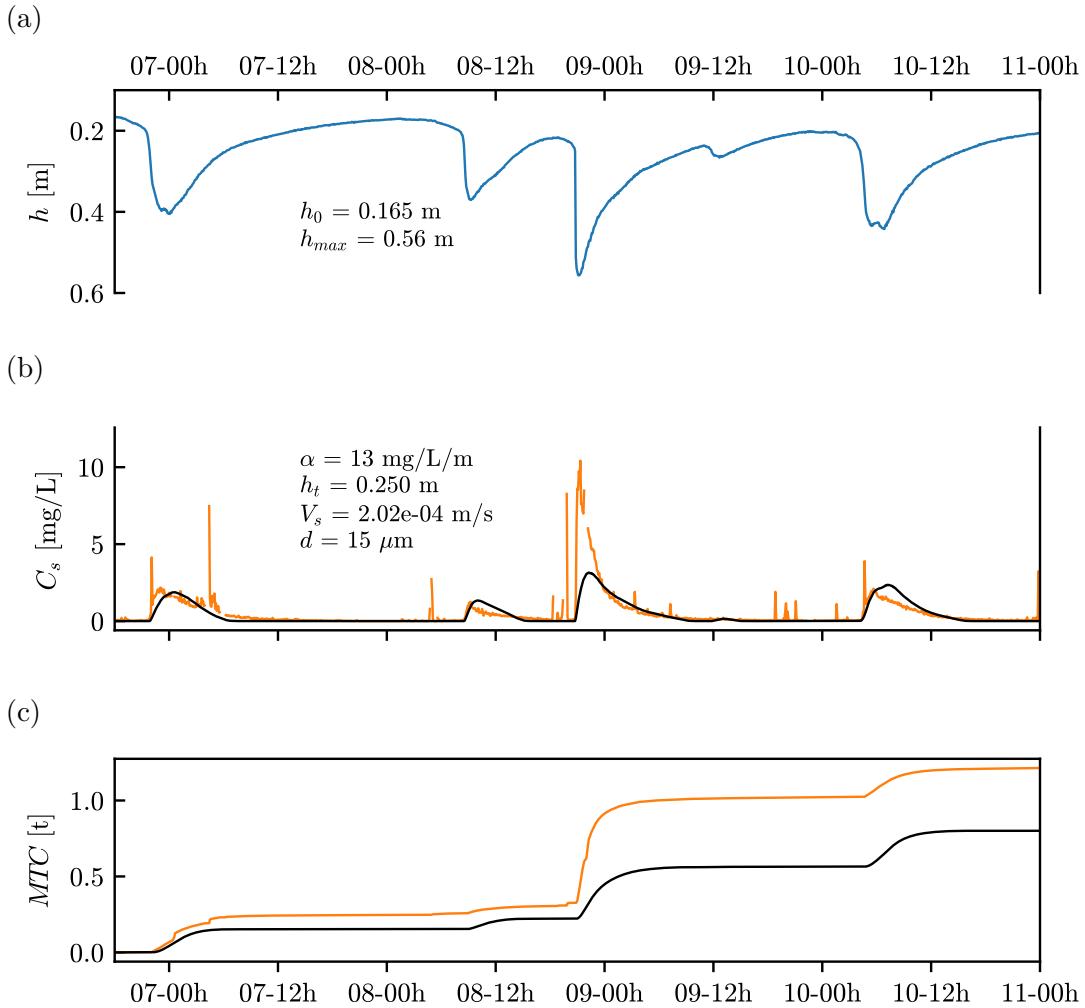


FIGURE VI.1 – Ajustements, en noir, sur une série de crues à Capesterre. (a) Signal de hauteur d'eau, (b) ajustement (c) masse totale cumulée.

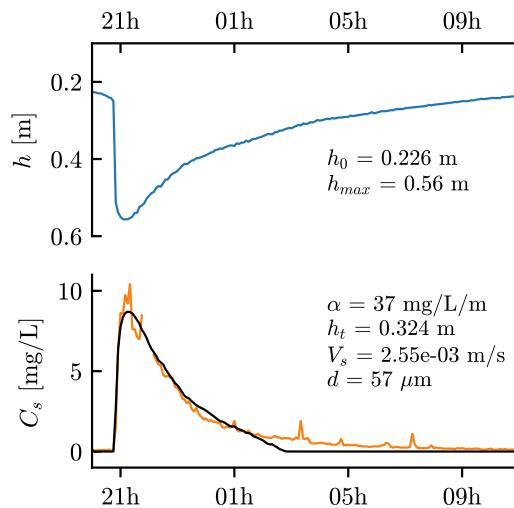


FIGURE VI.2 – Ajustement, en noir, sur la troisième crue de la série à Capesterre.

## VI.2 Fonction d'érosion en loi de puissance

Pour améliorer l'accord entre le modèle et les données, nous modifions l'expression du taux d'érosion introduite dans l'équation (34) selon l'expression suivante :

$$E = \epsilon (h - h_t)^n H(h - h_t), \quad (55)$$

où  $n$  est un exposant à déterminer. Notons que lorsque  $n = 1$ , nous retrouvons la loi précédente. Avec cette nouvelle définition, l'équation du transport de sédiments devient

$$\frac{d\phi_s}{dt} = V_s \left[ \alpha (h - h_t)^n H_{h_t} - \phi_s \frac{1}{h} \right]. \quad (56)$$

Une analyse de Sobol, similaire à celle de la Section V.2.3, pour trois valeurs imposées de  $n$  permet d'estimer l'influence de chacun des paramètres en tenant compte de l'introduction de ce nouveau paramètre (Fig. VI.3.a,c,d). Une augmentation de la valeur de  $n$ , de 1 à 2, entraîne une diminution de l'indice de Sobol associé au taux d'érosion  $\alpha$ . En effet, parce que  $n$  correspond à l'exposant d'une loi de puissance, la fonction d'érosion est plus fortement impactée par une variation de ce paramètre que par  $\alpha$ . Les indices associés à la vitesse de sédimentation  $V_s$  et au seuil  $h_t$  sont également impactés par la valeur de  $n$  : ils augmentent avec ce dernier, en effet particulièrement visible lors de la descente de crue (Fig. VI.3.a,c,d, entre 10h et 20h). Les paramètres  $\alpha$  et  $h_t$  restent dominants la variance de la sortie du modèle.

En fixant dorénavant les valeurs de  $n$  à 2 et  $h_t$  à 0,24 m (Fig. VI.3.b), il n'y a plus que deux paramètres,  $\alpha$  et  $V_s$ , dont les effets se compensent (variations symétriques des valeurs des indices). Contrairement au cas où  $n = 1$  (cf. Fig. V.11.b, page 102),  $\alpha$  n'est plus le paramètre dominant durant toute la durée de la crue. En effet, maintenant, nous observons une concurrence entre  $\alpha$  et  $V_s$  pendant la descente de crue, entre 10h et 30h.

Avant d'assimiler notre modèle en loi de puissance aux données, nous traçons, comme dans la Section V.3.1, une carte de la qualité des ajustements afin de déterminer si cette dernière présente un minimum vers lequel converger. Nous fixons la valeur du seuil  $h_t$  à 0,2 m (choix visuel, et une estimation en dessous de la valeur précédemment obtenue par minimisation avec une loi d'érosion linéaire) et faisons varier  $n$ ,  $\alpha$  et  $V_s$ . Les résultats de cette analyse montre l'existence d'un minimum autour de  $n = 2,5$ ,  $\alpha = 100 \text{ mg/L/m}$ , et  $V_s = 10^{-2} \text{ m/s}$  (Fig. VI.4).

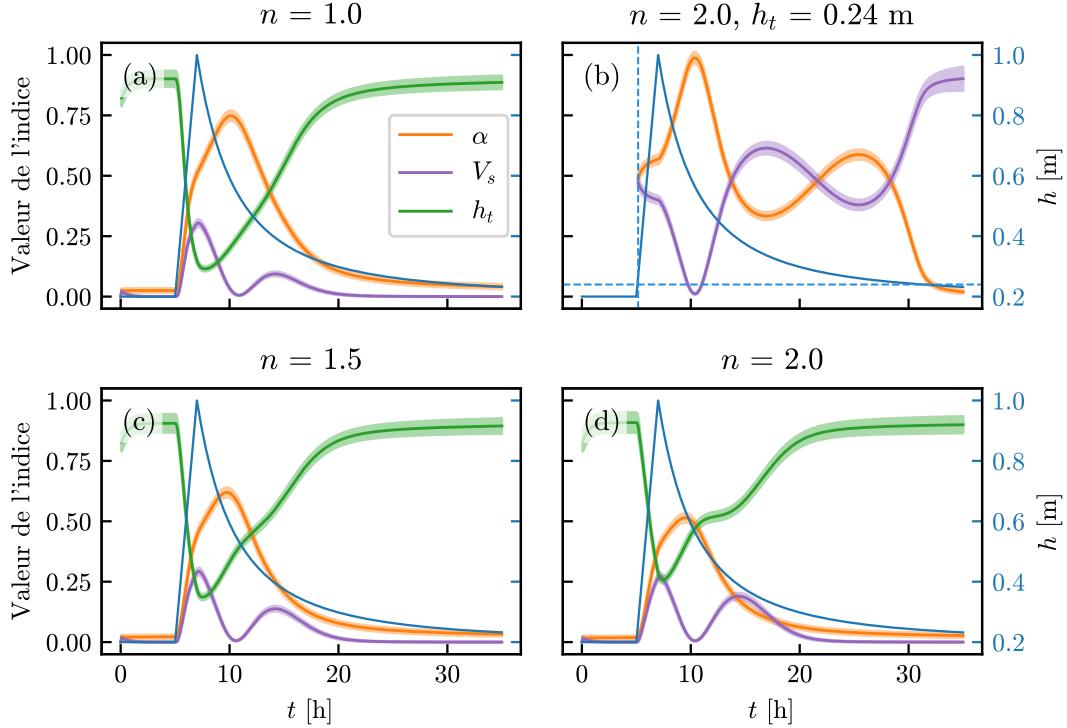


FIGURE VI.3 – Évolution de la valeur des indices de Sobol pendant une crue synthétique,  $h_0 = 0,2 \text{ m}$ ,  $h_{max} = 1 \text{ m}$ , pour  $25 \leq \alpha \leq 75 \text{ kg/m}^3/\text{m}$ ,  $0,5 \cdot 10^{-4} \leq V_s \leq 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ ,  $0,1 \leq h_t \leq 0,3 \text{ m}$ , pour trois valeur de  $n$  (a,b,c). Dans le cas de  $h_t$  fixe (b), à  $0,24 \text{ m}$  (pointillés horizontaux), pointillés verticaux : début de l'érosion. Intervalle de confiance à 95%. Résultats depuis mille tirages.

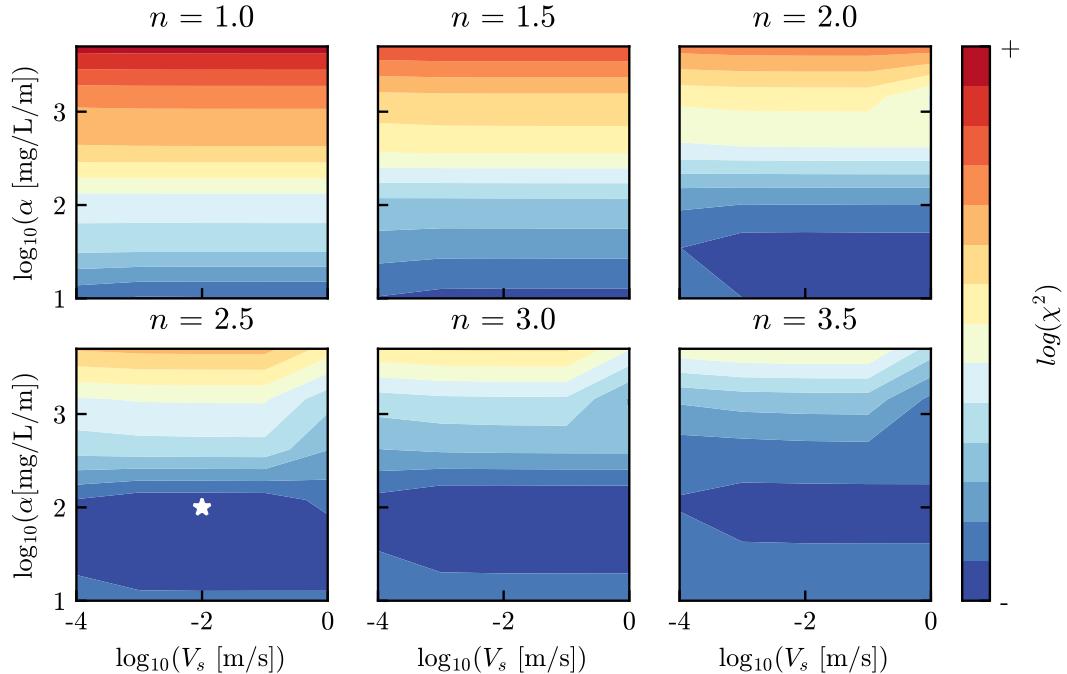
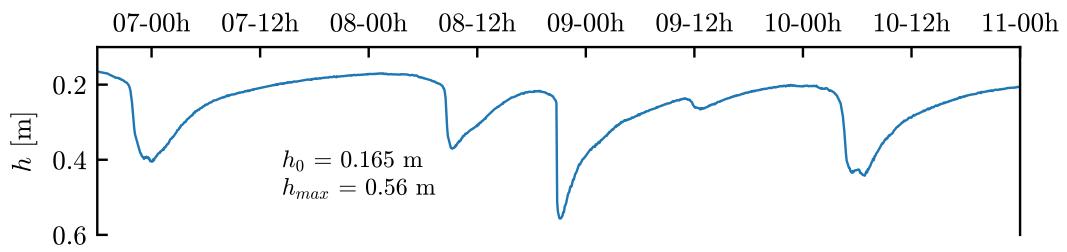
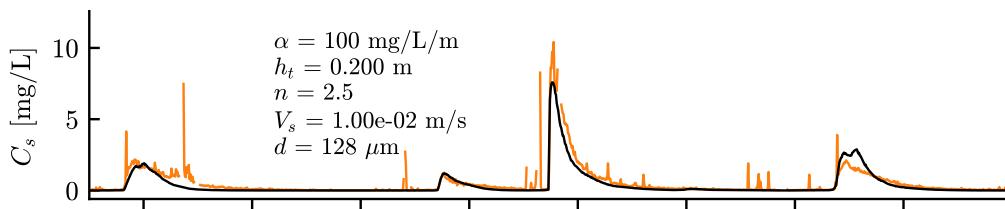


FIGURE VI.4 – Recherche d'un ajustement par quadrillage, pour six valeurs de  $n$ , avec une valeur seuil fixée à  $0,2 \text{ m}$ . Meilleur ajustement localisé par l'étoile.

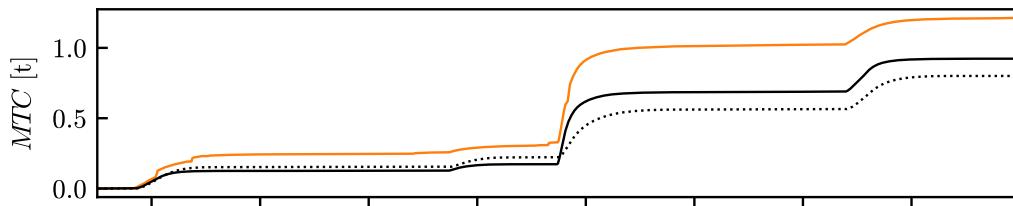
(a)



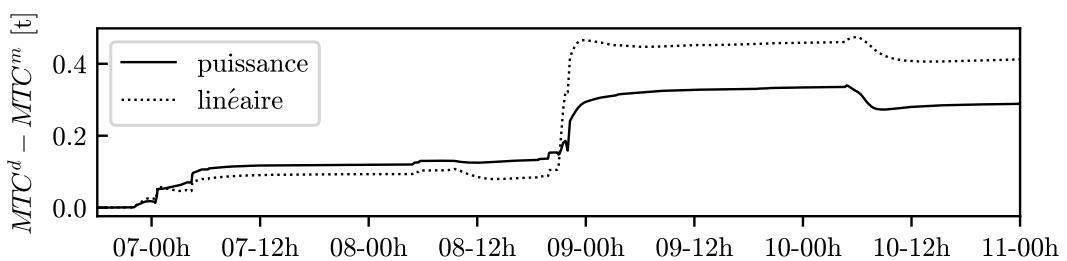
(b)



(c)



(d)



(e)

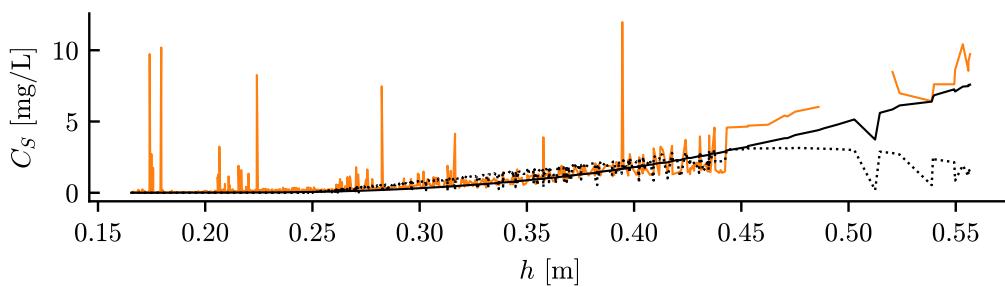


FIGURE VI.5 – Comparaison entre le modèle linéaire (pointillés) et en loi de puissance (trait plein). (a) Signal de hauteur d'eau, (b) chronique et ajustements (noir), (c) masse totale cumulée évacuée, (d) différence des masses totales cumulées, (e) distribution de la concentration en fonction de la hauteur d'eau.

Avec ces valeurs de paramètres, l'équation (56) reproduit les quatre pics de concentration. Nous remarquons que le troisième pic modélisé est nettement plus important que dans le cas d'une loi d'érosion linéaire : le maximum est dorénavant seulement sous-estimé d'environ 20% (Fig. VI.5.b, et Fig. VI.6.a pour un zoom sur cette crue). Concernant la masse totale cumulée, l'écart entre le modèle et la données passe de 34 à 23% (Fig. VI.5.c,d).

Alors que le modèle avec une loi linéaire avait tendance à sous-estimer les concentrations associées aux hauteurs d'eau supérieures à 0,4 m (Fig. VI.5.e, pointillés), le modèle avec une loi de puissance permet de mieux capturer les plus fortes concentrations (Fig. VI.5.e, trait noir plein).

Bien qu'en utilisant une méthode globale par quadrillage, nous sommes déjà capables d'obtenir un ajustement du modèle en loi de puissance aux données qui constitue une nette amélioration par rapport à celui obtenu avec le modèle avec une loi d'érosion linéaire.

Un ajustement uniquement sur la troisième crue avec la fonction *minimize*, permet de constater que la descente de crue est bien mieux reproduite dans le cas d'une loi d'érosion en loi de puissance (Fig. VI.6.b, trait noir plein). Dans le cas de la loi linéaire, le retour à zéro de la concentration est présente une discontinuité de sa dérivée (Fig. VI.6.b, pointillés, entre 01h et 05h), alors dans le cas de la loi de puissance, le modèle suit la descente observée dans les données (Fig. VI.6.b, trait plein).

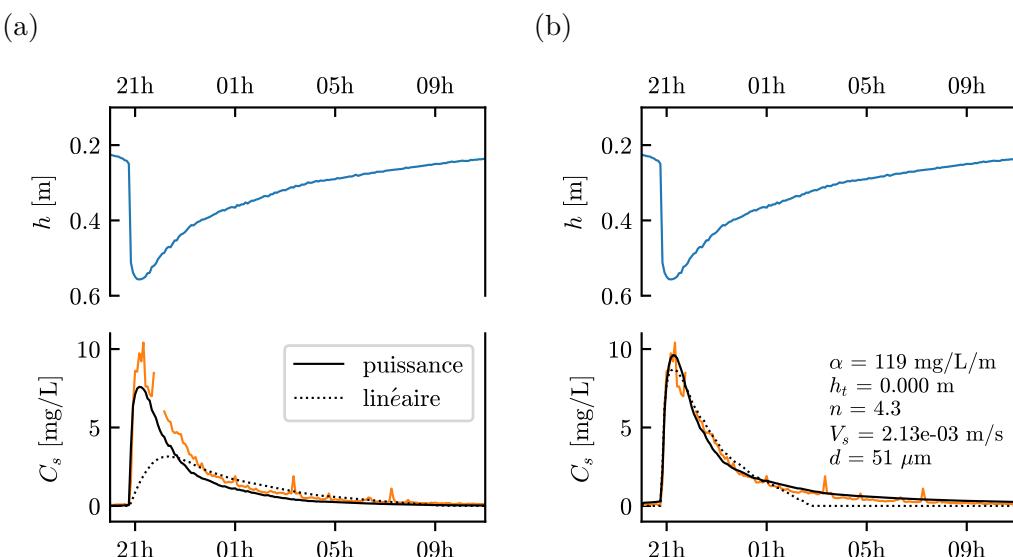


FIGURE VI.6 – Comparaison entre ajustement avec une loi d'érosion linéaire (pointillés) et en puissance (trait plein) pour la troisième crue. (a) Ajustements extraits de la chronique, (b) ajustements effectués sur la crue individuelle. Les valeurs des paramètres sont pour l'ajustement avec une loi de puissance.

Fait notable, le meilleur ajustement favorise une hauteur seuil nulle au profit d'une forte valeur pour la puissance ( $n=4,3$ ). La valeur du taux d'érosion augmente fortement par rapport à la loi linéaire,  $\sim 120$  mg/L/m contre initialement 37 mg/L/m, laissant entendre que la relation de linéarité, proche de la droite  $x = y$ , entre la valeur du pic de concentration et la valeur du taux d'érosion n'est pas conservée (cf. Fig. V.22).

Une valeur seuil nulle signifie donc que l'érosion est active durant toute la crue. C'est cet aspect qui permet de mieux capturer la descente de la crue. De plus, cette nouvelle loi permet également de mieux estimer les grands pics de concentration.

Nous devons noter que le fait que la loi en puissance permet de mieux capturer les grands pic peut résulter du fait que nous avons utilisé une fonction de transfert (i.e un étalonnage) elle-même en loi de puissance pour convertir les turbidités en concentration. Ceci soulève la question de savoir si l'érosion est effectivement un processus en loi de puissance ou si cet effet est dû au choix de la fonction de d'étalonnage concentration-turbidité.

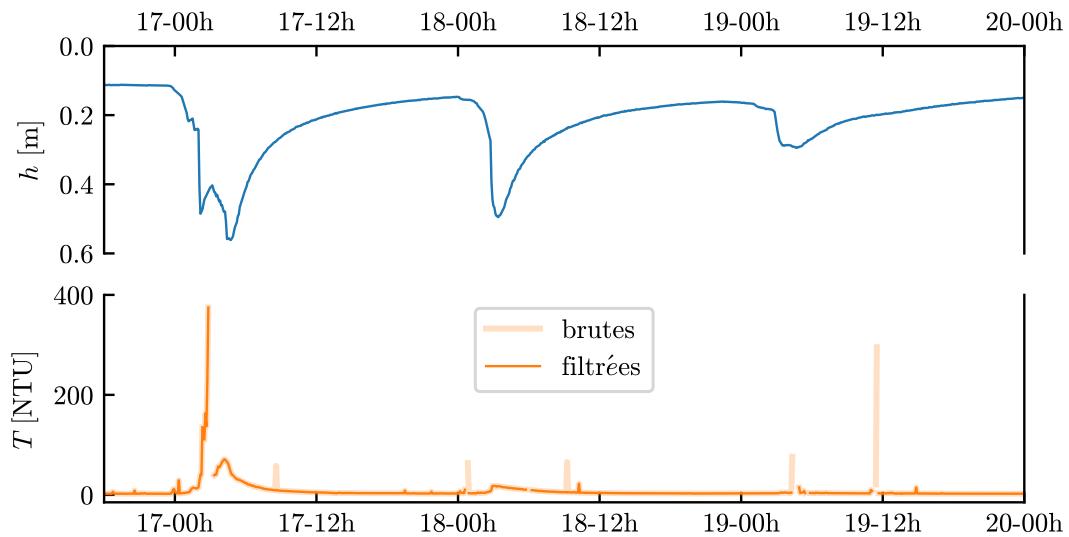
À ce stade, nos résultats nous permettent tout de même de conclure que le modèle avec une érosion en loi de puissance, en l'absence de seuil, pour la rivière de Capesterre, est à privilégier. L'absence de seuil a plusieurs conséquences. Que l'érosion soit toujours active, peut importe la valeur de la hauteur d'eau, implique que la rivière n'est donc jamais purgée et transporte constamment des particules en suspension. Cette conclusion rejoint l'observation de la Section IV.3.5 (page 75) lors de laquelle nous avons constaté que la turbidité n'était jamais nulle (seuil autour de quelques NTU). Nous avions alors supposé que ce signal de fond était entièrement dû à la présence de matière sous forme dissoute et/ou colloïdale. Dorénavant, nous devons prendre en compte la possibilité qu'il s'agisse également (en plus du dissous) d'un faible signal de transport de sédiments en suspension.

### VI.3 Observation de phénomènes hors hypothèses

Des observations dans les données montrent des comportements qui semblent contredire certaines hypothèses du modèle. Nous observons, par exemple, que des crues équivalentes en termes de hauteur d'eau ne donnent pas nécessairement des variations similaires en turbidité. Par exemple, sur la série présentée en Fig. VI.7, nous pouvons voir trois pics de hauteur d'eau, dont les deux premiers présentent des amplitudes comparables, mais des signaux de turbidité assez différents. Le premier pic, bien qu'il semble incomplet, est de très forte amplitude (presque 400 NTU), tandis que le second

est à peine visible (bosse autour du 18, 04h).

(a)



(b)



(c)



(d)



FIGURE VI.7 – Type de série temporelle observée à Capesterre, et visualisation de l'état de la rivière durant les trois pics de crues. (a) Série de crues se déroulant à Capesterre entre le 17 et le 21 Juillet 2019, (b) le 17/07/2019, à 6h, (c) le 18/07/2019, à 6h, (d) le 19/07/2019, à 6h. Photos : © ObsERA, Pascal Allemand.

Une caméra installée sur la rivière de Capesterre acquiert un film de la rivière d'une durée d'une minute, chaque heure, entre 6h et 18h. Les films obtenus permettent un

suivi visuel de l'état de la rivière, pendant l'étiage et les périodes de crue. Nous pouvons donc les utiliser pour évaluer qualitativement si la rivière transporte des sédiments. Ces images montrent que la rivière transporte des sédiments principalement pendant la première des trois crues (aspect trouble, Fig. VI.7.c, vs aspect clair, Fig. VI.7.d,e).

Ces observations suggèrent que la première crue a lessivé l'essentiel du stock de sédiments fins disponibles, limitant ainsi la concentration des sédiments pendant la seconde crue. L'hypothèse d'un stock de sédiments disponible illimité serait donc fausse au moins pour cet évènement.

Pour finir, un examen attentif des données de terrain montre l'existence d'événements de crue qui présentent deux pics de concentration, mais un seul pic de hauteur d'eau (Fig. VI.8). Ce type de comportement ne peut pas être reproduit, ni expliqué, par le modèle, pour lequel deux pics de hauteur d'eau génèrent nécessairement deux pics de concentration. L'existence de ce second pic est peut-être le résultat d'un apport de sédiments d'origine extérieur au lit, lié par exemple à un glissement de terrain ou à de l'érosion de berges.

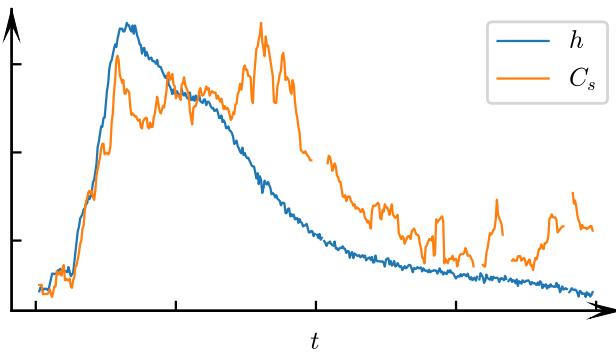


FIGURE VI.8 – Signal présentant un double pic de concentration mais un pic unique de hauteur d'eau.

## VI.4 Vitesse de sédimentation et taille de particules

### VI.4.1 Détermination d'une taille caractéristique de sédiments à partir de la vitesse de sédimentation

L'assimilation du modèle aux données nous a permis d'estimer des paramètres, parmi lesquels une vitesse de sédimentation. Pour des faibles concentrations (pas d'effets collectifs), la vitesse de sédimentation dépend de la taille des grains, par l'équation (20) du Chapitre II :

$$V_s = \left[ \left[ \sqrt{\frac{8\Delta\rho}{6\rho_f} gd} + \frac{s^2\nu}{4d} \right]^{1/2} - \frac{s}{2} \sqrt{\frac{\nu}{d}} \right]^2.$$

avec  $\nu$  la viscosité cinétique de l'eau [ $\text{m}^2/\text{s}$ ],  $\Delta\rho$  [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ] la différence de densité entre le grain et l'eau, et  $s$  une constante sans dimension, égale à  $\sqrt{24}$ . Nous pouvons donc extraire une expression de taille de grain à partir de cette expression de la vitesse (Fig. VI.9, noir). En considérant les tests effectué à Bras-David et à Capesterre, nous obtenons des tailles comprises entre 10 et 1000  $\mu\text{m}$  (c'est pour la chronique à Bras-David que nous avions obtenue une forte valeur de la vitesse).

Nous constatons que la gammes des vitesses se situe en partie dans la région du régime laminaire et englobe la transition entre régime laminaire et turbulent (Fig. VI.9, grisé). En nous tenant au régime laminaire, la gamme des tailles est réduite entre 10 et 330  $\mu\text{m}$ . Ces valeurs sont cohérentes avec les gammes de taille associées aux sédiments en suspension (cf. Fig. II.10, page 37, [Wilcock *et al.*, 2009]).

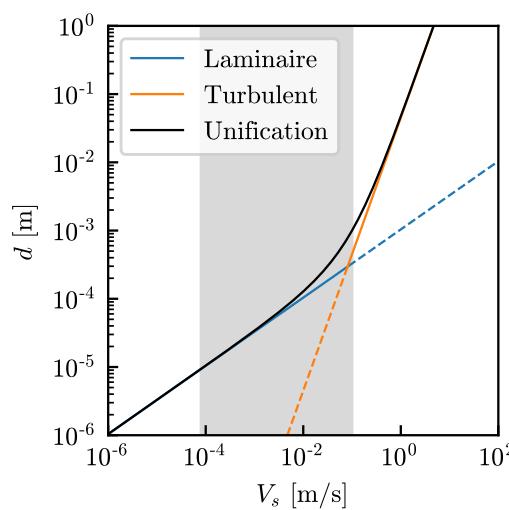


FIGURE VI.9 – Taille caractéristique de grain selon sa vitesse de chute et le type de régime de l'écoulement par rapport au grain, pour des grains naturels.  $\rho = 2700 \text{ kg}/\text{m}^3$ ,  $\rho_f = 1000 \text{ kg}/\text{m}^3$ ,  $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ . Grisé : gamme de vitesse obtenue par modélisation.

Dans la section suivante, nous discutons plus en détail ce lien entre vitesse de sédimentation et taille de particules.

#### VI.4.2 Interprétation de la taille

La concentration, et donc la turbidité, est une valeur intégrée sur toutes les tailles de grains transportées durant une crue. Par conséquent, la vitesse de sédimentation n'est pas représentative d'une taille de grain unique, mais d'une taille de grain apparente, transportée pendant toute la crue, ou la série de crues. De plus, comme elle est dérivée à partir de données de turbidité, c'est une taille que nous pourrons qualifier d' "optique", du fait de la méthode d'acquisition par faisceau lumineux. Se pose donc la question de savoir ce que représente la taille de grain calculé à partir du modèle. S'agit-il d'une médiane, d'une moyenne ? Est-elle même représentative ? : Pouvons-nous donc utiliser le modèle pour estimer une taille de grain caractéristique des sédiments en suspension ?

Pour répondre à cette question, nous disposons de mesures complémentaires de concentration par taille de grain, obtenues lors de campagnes de mesures à Capesterre, avec un instrument LISST<sup>1</sup>-StreamSide (Fig. VI.10), installé entre 2010 et 2012. L'instrument effectue sa mesure en pompant de l'eau de rivière qui passe dans un analyseur avant d'être retournée à la rivière.



FIGURE VI.10 – Installation de l'instrument LISST (a) sur un muret localisé à environ huit mètres de la rivière (b), à Capesterre. © ObsERA.

1. *Laser In-Situ Scattering and Transmissometry*

La mesure de la taille de grain repose sur les principes de la diffraction d'un faisceau laser à la rencontre d'un obstacle (i.e. particule). L'instrument émet à une longueur d'onde de 670 nm. La concentration est mesurée pour 32 classes, allant de 2 à 367  $\mu\text{m}$ <sup>2</sup>. Les concentrations données par l'instrument sont en exprimées en concentrations volumiques relatives, soit en  $\mu\text{L/L}$ . Dans l'hypothèse d'une densité unique des grains de 2700 kg/m<sup>3</sup>, les concentrations ont pu être ré-exprimées en concentrations massiques. Par conséquent, la concentration des sédiments en suspension à chaque instant est la somme des concentrations massiques de chaque classe à chaque instant<sup>3</sup>.

Comme l'instrument LISST mesure les concentrations dans une gamme n'allant pas au-delà de 370  $\mu\text{m}$ , il n'est pas exclu que des grains de tailles plus importantes puissent être transportés parfois. Par conséquent, cette méthode ne fournit qu'une sous-estimation de la concentration totale de des sédiments en suspension.

Un exemple de crue échantillonnée par l'instrument LISST, à Capesterre, met en lumière des variations des tailles de grain au cours de la crue<sup>4</sup> (Fig. VI.11). Avant le pic de hauteur d'eau, les concentrations des grosses particules (entre 100 et 350  $\mu\text{m}$ ) sont nulles et celles des petites sont faibles (entre 2 et 10  $\mu\text{m}$ ). Lors du pic de crue, une forte augmentation des grandes tailles de grain est observée, tandis que les concentrations des petites particules sont plus importantes longtemps après le pic (Fig. VI.11.b,e). Les petites particules restent en suspension pendant de longues périodes, ici au moins plusieurs heures après le pic de la décrue, mais également éternellement du fait de la turbulence de l'écoulement. C'est ce qui s'appelle le *wash load* [Wilcock *et al.*, 2009]. De plus, avant le pic de crue, leurs concentrations ne sont pas non plus nulles. Cette observation rejoint la conclusion à la fin de la Section VI.2 : ce signal résiduel serait bien dû au fait que la rivière de Capesterre transporte constamment.

Le pic de hauteur d'eau implique un plus grand débit et une plus grande contrainte de cisaillement sur le lit, par conséquent les plus grosses particules peuvent être mises en mouvement et être temporairement en suspension, ce qui se traduit par une augmentation passagère de leurs concentrations à ce moment-là. De ce fait, nous observons un pic de concentration totale des sédiments en suspension peu après celui en hauteur d'eau (Fig. VI.11.c).

Par conséquent, la taille médiane des grains transportés durant toute la crue varie

---

2. cf. Tab. A.1, page 168 pour le détail des classes

3. du fait de problèmes techniques et/ou de maintenance, cette méthode pour la mesure de concentration n'a pu être conservée d'où le passage à la turbidimétrie

4. pour voir les données, non converties, en concentration relatives volumiques, cf. Fig. A.11, page 169

et est plus grande durant le pic de crue, autour de  $20 \mu\text{m}$ . (Fig. VI.11.d).

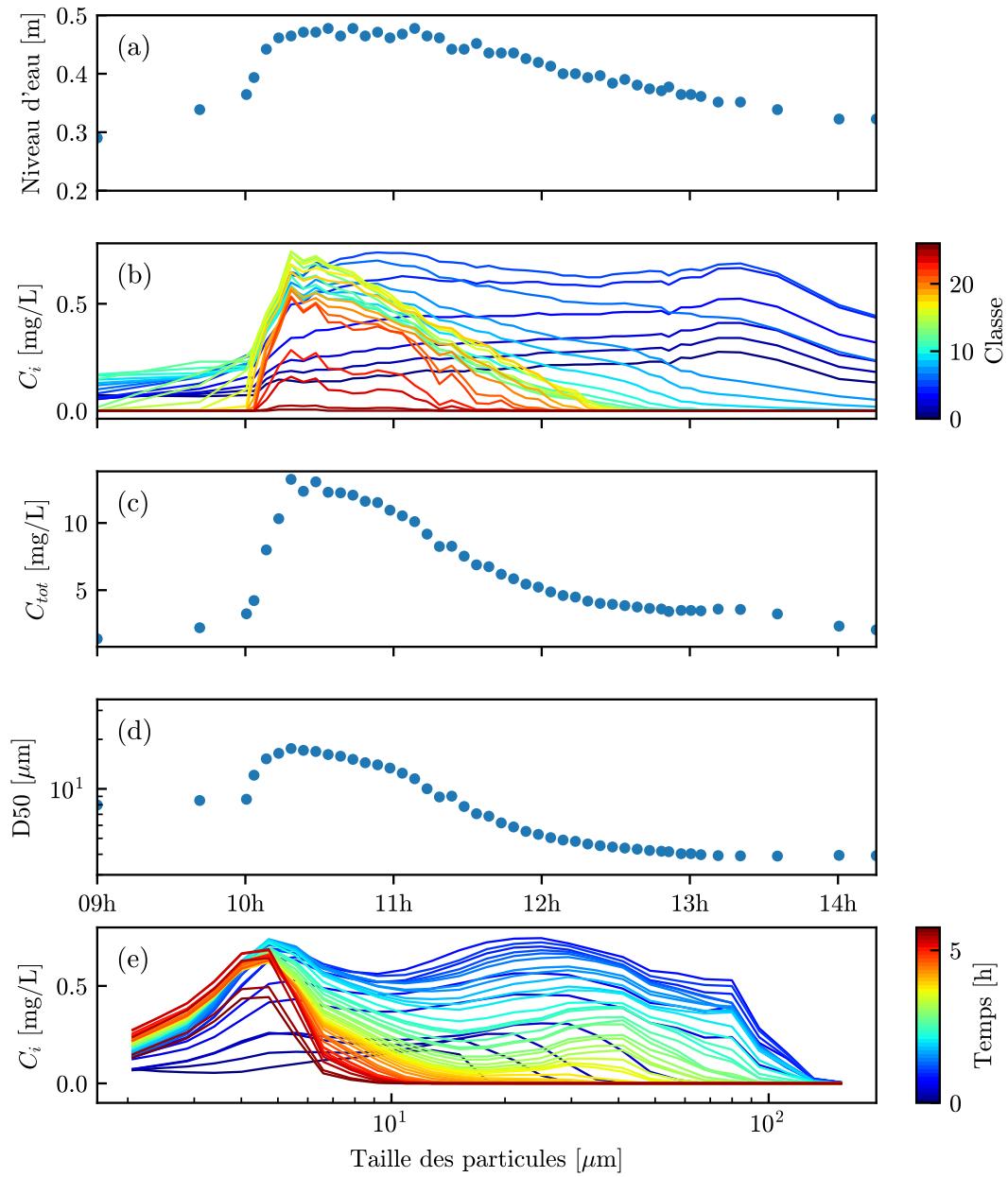


FIGURE VI.11 – Exemple de variations des distributions de tailles de grains au cours d'une crue, datant du 30 Octobre 2010.

La distribution des tailles évolue donc au court du temps, ainsi que le diamètre médian. *In fine*, nous notons que nos tailles déduites depuis le modèle et les valeurs de la médiane se situent bien dans la même gamme de valeurs (i.e la dizaine/centaine de microns).

## VI.5 Détermination du paramètre de Shields

À partir des tailles de grain (régime unificateur) et des hauteurs seuil déterminées depuis les ajustements du modèle, nous pouvons placer le seuil d'entraînement de nos grains dans le diagramme de Shields (cf. Fig. II.9) et en apprendre davantage sur la dynamique rivière-lit.

La contrainte de cisaillement dépend de la pente de la rivière  $S$  et de la profondeur d'eau, de sorte que nous pouvons écrire la contrainte critique de la forme [Parker, 1978]

$$\tau_c = \rho_f g h_t S. \quad (57)$$

Le paramètre de Shields critique est donc [Shields, 1936]

$$\Theta_c = \frac{\rho_f h_t S}{(\rho - \rho_f)d}. \quad (58)$$

La valeur de la pente choisie est la valeur moyenne de la pente calculée sur le bras principal de la rivière en amont de l'exutoire. Pour Bras-David, nous obtenons une valeur de 0,074, et pour Capesterre, 0,063.

Nous avons calculé le paramètre de Shields à partir des valeurs de hauteurs seuil et de taille de grains obtenus en assimilant le modèle sur

- les hystérésis modélisées à Bras-David (Section V.3.3.2, page 112),
- la chronique à Bras-David (Section V.3.4, page 116)
- la chronique à Capesterre, avec les lois d'érosion linéaire et de puissance,
- la troisième crue de la chronique à Capesterre, seulement avec la loi d'érosion linéaire (pour la loi de puissance,  $h_t$  est nul).

Nous remarquons premièrement que les valeurs de Shields critiques obtenues sont alignées sur une même droite, nettement supérieures aux valeurs seuil prédites par le diagramme de Shields [Andreotti *et al.*, 2013] (Fig. VI.12<sup>5</sup>).

Nos valeurs de Shields critiques sont de deux ordres de grandeurs plus importants que celles prédites par le diagramme de Shields (c'est pourquoi il n'a pas été pris la peine de calculer ni de représenter les incertitudes). Si notre modèle prédit des contraintes seuil plus importantes que la relation de Shields, cela laisse entendre qu'il a fallu déplacer de plus gros blocs (grande contrainte) pour mettre à jour du matériel transportable par suspension.

---

5. cf. Fig. A.13 pour les résultats à partir des vitesses de Stokes

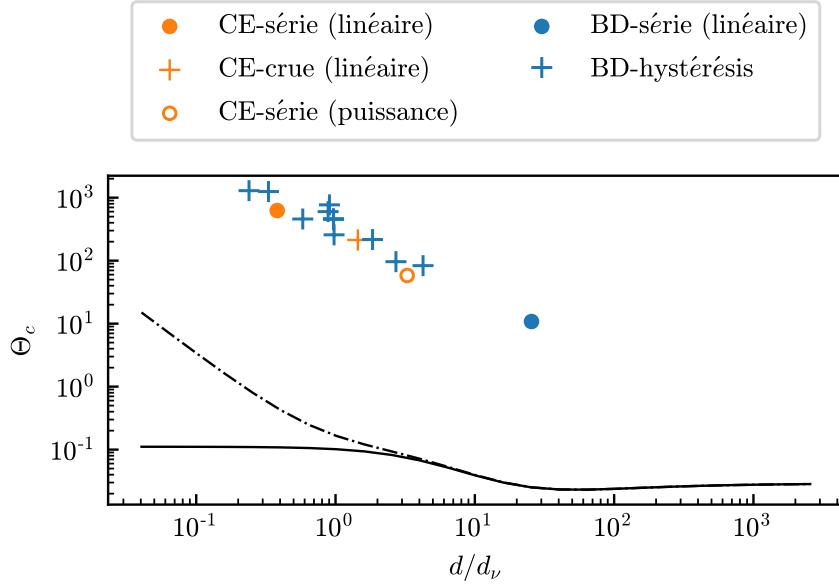


FIGURE VI.12 – Nombre de Shields critiques en fonction du diamètre de grain adimensionné, d'après Andreotti *et al.* [2013]. Trait plein : modèle simple, trait pointillé : prise en compte la cohésion granulaire. Symboles : valeurs du nombre de Shields critiques estimées à partir des résultats de modélisation. BD : Bras-David, CE : Capesterre.

Pour vérifier cette hypothèse nous pouvons déterminer à quelles tailles de grains correspondent nos hauteur seuil. Pour des sédiments grossiers ( $d/d_\nu > 100$ ), le nombre de Shields critique sature autour d'une valeur de l'ordre de  $\Theta \simeq 0,03$ . Nous en déduisons une relation entre notre hauteur seuil  $h$  et la taille des sédiments entraînées,  $d_m$

$$d_m = \frac{\rho_f h_t S}{0,03 \Delta \rho} \quad (59)$$

Nous trouvons  $d_m/d_\nu \simeq 10^3 - 10^4$  (Fig. VI.13), ce qui correspond à une taille de l'ordre du centimètre, voire de la dizaine de centimètres, soit de l'ordre du diamètre médian des sédiments qui composent le lit de nos rivières. Ce résultat suggère donc que le seuil d'érosion des sédiments fins, transportés en suspension, coïncide avec le seuil d'entraînement de la fraction grossière du lit (taille de l'ordre cm), transportée par charriage. Les sédiments fins seraient donc piégés sous les sédiments grossiers. Cet effet de pavage a déjà été mis en évidence dans d'autres contextes [Frey and Church, 2009, Ferdowsi *et al.*, 2017, Misset, 2019].

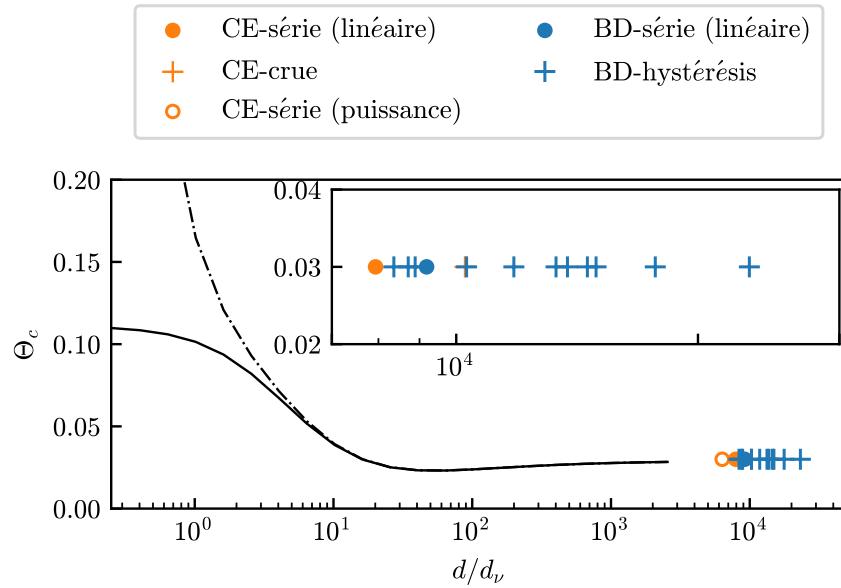


FIGURE VI.13 – Nombre de Shields critiques en fonction du diamètre de grain adimensionné, d'après Andreotti *et al.* [2013]. Trait plein : modèle simple, trait pointillé : prise en compte la cohésion granulaire. Symboles : valeurs du nombre de Shields critiques estimées dans l'hypothèse d'un paramètre de Shields valant 0,03. BD : Bras-David, CE : Capesterre.



## Chapitre VII

# Conclusion et perspectives

Pendant les crues, les rivières se chargent souvent de particules fines, maintenues en suspension par la turbulence de l'écoulement. Au cours de cette thèse, nous avons mis en place un modèle phénoménologique de ce transport de sédiments en suspension en nous appuyant sur des données acquises au sein de deux petits bassins versants guadeloupéens, Capesterre et Bras-David, soumis à un climat tropical. Le contexte propre à ces deux bassins versants nous a permis de faire une série d'hypothèses simplificatrices : (1) nous avons négligé les effets d'onde de crue, (2) nous avons supposé que le lit de la rivière est la seule source de sédiments et (3) nous avons considéré que la concentration des particules en suspension était homogène au sein de toute la colonne d'eau. Sur la base de ces hypothèses, nous proposons donc que la dynamique de transport de sédiments en suspension est contrôlée par la compétition entre l'entraînement des particules par l'écoulement et leur sédimentation sur le lit.

Malgré sa simplicité, ce modèle permet de très bien reproduire l'évolution de la concentration des sédiments en suspension pendant une crue. Il reproduit les hystérésis de la relation concentration-débit observées sur les bassins versants de Capesterre et Bras-David. Ces hystérésis, anti-horaires, s'expliquent donc par l'échange de sédiments entre le lit (érodé) et la rivière. De façon plus précise, les paramètres de notre modèle, i.e. le taux d'érosion et la vitesse de sédimentation, permettent d'expliquer et de quantifier les processus à l'origine de la forme des hystérésis, observées sur Capesterre et Bras-David, par la concurrence entre érosion et sédimentation.

Forts de ce résultat, nous avons appliqué notre modèle à la modélisation du transport de sédiments en suspension sur des durées plus longues que celle d'une crue afin d'estimer les masses totales des sédiments exportées hors des bassins versants. À l'issue de nos modélisations, nous avons constaté que le modèle avait tendance à sous-estimer

l'amplitude des pics de concentration associés aux crues les plus fortes, i.e. aux grandes hauteurs d'eau. De plus, les concentrations modélisées présentaient systématiquement une discontinuité lors des descentes de crue.

Ces observations nous ont permis d'améliorer le modèle en modifiant la loi d'érosion. Dans cette nouvelle version du modèle, le seuil d'entraînement n'intervient plus, et le taux d'érosion augmente non-linéairement avec la hauteur d'eau. Avec cette nouvelle loi d'érosion, les grands pics de concentration et les descentes de crues sont mieux capturés. L'absence de seuil implique que la rivière transporte toujours des sédiments, même en quantité très faible, un résultat compatible avec le fait que la turbidité n'est jamais rigoureusement nulle sur nos rivières.

Toutefois, certains événements de crue présentant des pics de concentration sans pics de hauteur d'eau, ou au contraire, des pics de hauteur d'eau sans pics de concentration, ne peuvent pas être reproduits par le modèle. Dans le premier cas, il manque au modèle un terme source capable de modéliser l'apport de sédiments externe au lit. Cet apport peut venir des versants par glissements de terrain et de l'érosion des berges de la rivière. Dans le second cas, le lit ne se comporte plus comme une source infinie, et il manque au modèle un terme capable de décrire la saturation du transport lorsque le stock de sédiments initialement disponible sur le lit est épuisé. La prise en compte de ces deux termes constitue une perspective d'amélioration du modèle.

Malgré ces limites, notre modèle fournit une bonne estimation de la masse totale exportée hors des bassins versants pour une période donnée. Il serait donc possible d'utiliser le modèle pour reconstruire les signaux de concentration manquants (en cas de panne du turbidimètre par exemple), à condition de disposer des données de hauteur d'eau durant ces périodes. Lors du passage de l'ouragan Maria en septembre 2017, le turbidimètre de la station de Capesterre est tombé en panne, de sorte que nous n'avons pas de mesures de flux de sédiments en suspension pendant cet événement. Nous envisageons donc d'utiliser notre modèle pour reconstruire *a posteriori* l'évolution de la concentration des sédiments en suspension pendant cet événement extrême. Pour ce faire, il nous faut assimiler le modèle à des données encadrant la période manquante pour déduire des valeurs des paramètres, puis supposer que ces valeurs sont constantes sur la période considérée et enfin les injecter dans le modèle pour estimer des concentrations à partir du forçage de hauteur d'eau. Cela nous permettrait également de ré-estimer des flux de sédiments exportés et des taux d'érosion du relief.

Puisque notre modèle ne prend en compte que les sédiments originaires du lit de la rivière, nous pourrions également l'utiliser pour identifier, dans les données, les pé-

riodes de temps pendant lesquelles la rivière est susceptible d'avoir reçu une importante quantité de sédiments en provenances des versants. Il suffirait, pour cela, de calculer l'écart entre la concentration mesurée et celle prédictive par le modèle : un écart positif fort pourrait correspondre à l'injection de sédiments dans la rivière par un glissement de terrain. Pour confirmer cette hypothèse, il faudrait, bien sûr, s'appuyer sur des données complémentaires. Il serait, par exemple, intéressant de corrélérer les écarts entre concentrations mesurées et modélisées à l'activité sismique régionale liée au volcanisme de la Soufrière de la Guadeloupe et à la zone de subduction, qui génère régulièrement des glissements de terrain.

Pour finir, il serait également intéressant de comparer les chroniques de concentration des sédiments en suspension mesurées et/ou modélisées aux données de télédétection. La télédétection permet en effet de localiser, au sein des bassins versants, les régions d'apport de sédiments par la détection de glissements de terrain. Comme nos bassins versants sont très végétalisés, un glissement de terrain important vient mettre à jour le sol en emportant la végétation, ce qui crée des cicatrices très visibles notamment dans les spectres visible<sup>1</sup> et infrarouge (différence de température entre sol nu et sol végétalisé). Si ces glissements de terrain ont lieu sous le couvert végétal, il est, bien sûr, plus compliqué de les localiser uniquement par télédétection spatiale et une approche complémentaire par le terrain pourrait être employée. Après avoir localisé ces régions, la comparaison des modèles numériques de terrain avant et après glissement nous permettrait d'estimer les volumes mobilisés (au premier ordre, différence de topographie  $\times$  l'aire du glissement = volume) et les comparer aux flux de sédiments en suspension dans nos rivières. Ceci permettrait de mieux caractériser le couplage entre processus de versants et transport par la rivière.

---

1. le spectre visible pose tout de même le problème de la couverture nuageuse très souvent fréquente en Guadeloupe, surtout autour du dôme de la Soufrière



# Bibliographie

- Ahn, K.-H. and Steinschneider, S. Time-varying suspended sediment-discharge rating curves to estimate climate impacts on fluvial sediment transport. *Hydrological Processes*, 32(1) :102–117, 2018. [23](#)
- Aich, V., Zimmermann, A., and Elsenbeer, H. Quantification and interpretation of suspended-sediment discharge hysteresis patterns : How much data do we need ? *Catena*, 122 :120–129, 2014. [23](#)
- Allemand, P., Delacourt, C., Lajeunesse, E., Devauchelle, O., and Beauducel, F. Erosive effects of the storm helena (1963) on basse terre island (guadeloupe—lesser antilles arc). *Geomorphology*, 206 :79–86, 2014. [47](#), [53](#)
- Allen, P. A. and Hovius, N. Sediment supply from landslide-dominated catchments : implications for basin-margin fans. *Basin Research*, 10(1) :19–35, 1998. [21](#)
- Anderson, R. S. and Anderson, S. P. *Geomorphology : the mechanics and chemistry of landscapes*. Cambridge University Press, 2010. [16](#)
- Andreotti, B., Forterre, Y., and Pouliquen, O. *Granular media : between fluid and solid*. Cambridge University Press, 2013. [32](#), [34](#), [35](#), [36](#), [38](#), [39](#), [41](#), [139](#), [140](#), [141](#), [170](#)
- Armijos, E., Crave, A., Espinoza, R., Fraizy, P., Santos, A. D., Sampaio, F., De Oliveira, E., Santini, W., Martinez, J. M., Autin, P., *et al.* Measuring and modeling vertical gradients in suspended sediments in the solimões/amazon river. *Hydrological Processes*, 31(3) :654–667, 2017. [22](#)
- Asselman, N. E. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin : the river rhine. *Hydrological processes*, 13(10) :1437–1450, 1999. [32](#)
- Baća, P. Hysteresis effect in suspended sediment concentration in the Rybárik basin, Slovakia. *Hydrological Sciences Journal*, 53(1) :224–235, 2008. [28](#)
- Bierman, P. R. and Montgomery, D. R. *Key concepts in geomorphology*. W. H. Freeman and Company Publishers, A Macmillan Higher Education Company, 2014. [16](#)
- Bogen, J. The hysteresis effect of sediment transport systems. *Norwegian Journal of Geography*, 34(1) :45–54, 1980. [24](#)
- Bohren, C. F. and Huffman, D. R. *Absorption and scattering of light by small particles*. John Wiley & Sons, 2008. [72](#)

- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., and Dutra-Maia, P. Grain size control of river suspended sediment geochemistry : Clues from amazon river depth profiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3), 2011. [22](#)
- Bouysse, P. and Garrabe, F. Neogene tectonic evolution of the limestone caribbees in the guadeloupe archipelago. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 298(17) :763–766, 1984. [45](#)
- Broyden, C. G. The convergence of a class of double-rank minimization algorithms 1. general considerations. *IMA Journal of Applied Mathematics*, 6(1) :76–90, 1970. [109](#)
- Brutsaert, W. and Nieber, J. L. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3) :637–643, 1977. [94](#)
- Buffington, J. M. and Montgomery, D. R. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water resources research*, 33(8) :1993–2029, 1997. [36](#)
- Cabidoche, Y.-M. Sols tropicaux des outre-mer français tropicaux : une diversité ordonnée par la géochimie de l'altération des roches. 2011. [48](#)
- Camenen, B. Simple and general formula for the settling velocity of particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(2) :229–233, 2007. [40](#)
- Campbell Scientific Inc. *Operator's Manual : OBS-3+ and OBS300 Suspended Solids and Turbidity Monitors*. Campbell Scientific Inc., July 2011. [70](#)
- Charru, F., Mouilleron, H., and Eiff, O. Erosion and deposition of particles on a bed sheared by a viscous flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 519 :55–80, 2004. [36](#)
- Claudin, P., Charru, F., and Andreotti, B. Transport relaxation time and length scales in turbulent suspensions. *Journal of Fluid Mechanics*, 671 :491–506, 2011. [32](#), [88](#)
- Clifford, N. J., Richards, K. S., Brown, R. A., and Lane, S. N. Laboratory and field assessment of an infrared turbidity probe and its response to particle size and variation in suspended sediment concentration. *Hydrological Sciences Journal*, 40(6) :771–791, 1995. [25](#)
- Conner, C. and De Visser, A. A laboratory investigation of particle size effects on an optical backscatterance sensor. *Marine Geology*, 108(2) :151–159, 1992. [72](#)
- Cook, K. L., Whipple, K. X., Heimsath, A. M., and Hanks, T. C. Rapid incision of the colorado river in glen canyon—insights from channel profiles, local incision rates, and modeling of lithologic controls. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(7) :994–1010, 2009. [21](#)
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., and Mouchel, J.-M. River basin sediment flux assessments. *Hydrological processes*, 25(10) :1587–1596, 2011. [24](#)

- Dietrich, W. E., Bellugi, D. G., Sklar, L. S., Stock, J. D., Heimsath, A. M., and Roering, J. J. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 135 :103–132, 2003. [86](#)
- Downing, J. Application Note : Effects of Fouling on the Lens of OBS<sup>®</sup> Sensors. Technical report, Campbell Scientific, Inc.<sup>®</sup>, April 2008a. [77](#)
- Downing, J. and Asher, W. The effects of colored water and bubbles on the sensitivity of OBS<sup>®</sup> sensors. *American Geophysical Union*, 1997. [74](#)
- Downing, J. Application Note : Effects of Water Color on OBS<sup>®</sup> Measurements. Technical report, Campbell Scientific, Inc.<sup>®</sup>, April 2008b. [73](#), [74](#), [164](#)
- Downing, J. Application Note : Effects of Light Absorption and Scattering in Water Samples on OBS<sup>®</sup> Measurements. Technical report, Campbell Scientific, Inc.<sup>®</sup>, April 2008c. [71](#), [72](#), [73](#)
- Downing, J. Application Note : Effects of Sediment Size on OBS<sup>®</sup> Measurements. Technical report, Campbell Scientific, Inc.<sup>®</sup>, April 2008d. [72](#)
- Downing, J. Application Note : Comparison of Suspended Solids Concentration (SSC) and Turbidity. Technical report, Campbell Scientific, Inc.<sup>®</sup>, April 2008e. [71](#)
- Eder, A., Strauss, P., Krueger, T., and Quinton, J. N. Comparative calculation of suspended sediment loads with respect to hysteresis effects (in the Petzenkirchen catchment, Austria). *Journal of Hydrology*, 389(1-2) :168–176, 2010. [28](#)
- Evans, C. and Davies, T. D. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resources Research*, 34(1) :129–137, 1998. [29](#)
- Ferdowsi, B., Ortiz, C. P., Houssais, M., and Jerolmack, D. J. River-bed armouring as a granular segregation phenomenon. *Nature communications*, 8(1) :1–10, 2017. [32](#), [140](#)
- Ferrier, K. L., Perron, J. T., Mukhopadhyay, S., Rosener, M., Stock, J. D., Huppert, K. L., and Slosberg, M. Covariation of climate and long-term erosion rates across a steep rainfall gradient on the hawaiian island of kaua ‘i. *Bulletin*, 125(7-8) :1146–1163, 2013. [53](#), [80](#)
- Finlayson, B. L. Field calibration of a recording turbidity meter. *Catena*, 12(2-3) : 141–147, 1985. [25](#)
- Fletcher, R. A new approach to variable metric algorithms. *The computer journal*, 13 (3) :317–322, 1970. [109](#)
- Foken, T. 50 years of the monin–obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, 119(3) :431–447, 2006. [41](#)

- Foster, I. D., Millington, R., and Grew, R. G. The impact of particle size controls on stream turbidity measurement; some implications for suspended sediment yield estimation. *Erosion and sediment monitoring programmes in river basins. Proc. international symposium, Oslo, 1992*, 210(210) :51–62, 1992. [25](#)
- Frey, P. and Church, M. How river beds move. *Science*, 325(5947) :1509–1510, 2009. [32](#), [140](#)
- Gaillardet, J., Dupré, B., and Allègre, C. J. A global geochemical mass budget applied to the congo basin rivers : erosion rates and continental crust composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17) :3469–3485, 1995. [51](#)
- Gao, P., Pasternack, G. B., Bali, K. M., and Wallender, W. W. Estimating suspended sediment concentration using turbidity in an irrigation-dominated southeastern california watershed. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 134(2) :250–259, 2008. [25](#), [26](#)
- Garcia, M. *Sedimentation Engineering : Processes, Management, Modeling, and Practice*. American Society of Civil Engineers, May 2008. [35](#)
- Gippel, C. J. The use of turbidimeters in suspended sediment research. *Hydrobiologia*, 176-177(1) :465–480, 1989. [25](#)
- Goldfarb, D. A family of variable-metric methods derived by variational means. *Mathematics of computation*, 24(109) :23–26, 1970. [109](#)
- Gonzalez-Ollauri, A. and Mickovski, S. B. Hydrological effect of vegetation against rainfall-induced landslides. *Journal of Hydrology*, 549 :374–387, 2017. [50](#), [86](#)
- Gray, J. R. and Gartner, J. W. Overview of selected surrogate technologies for high-temporal resolution suspended sediment monitoring. In *Proceedings of the 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV*. Citeseer, 2010. [26](#)
- Gray, J. R. and Gartner, J. W. Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring. *Water resources research*, 45(4), 2009. [26](#), [27](#)
- Guérin, A., Devauchelle, O., Robert, V., Kitou, T., Dessert, C., Quiquerez, A., Allemand, P., and Lajeunesse, E. Stream-discharge surges generated by groundwater flow. *Geophysical Research Letters*, 46(13) :7447–7455, 2019. [93](#)
- Guillon, H., Mugnier, J.-L., and Buoncristiani, J.-F. Proglacial sediment dynamics from daily to seasonal scales in a glaciated alpine catchment (bossons glacier, mont blanc massif, france). *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(7) :1478–1495, 2018. [32](#)
- Hairsine, P. B. and Rose, C. W. Rainfall Detachment and Deposition : Sediment Transport in the Absence of Flow-Driven Processes. *Soil Science Society of America Journal*, 55(2) :320–324, 1991. [31](#), [177](#)

- Hairsine, P. B. and Rose, C. W. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles : 1. Sheet flow. *Water Resources Research*, 28(1) :237–243, 1992. [31](#)
- Hergert, W. and Wriedt, T. *The Mie theory : basics and applications*, volume 169. Springer, 2012. [70](#), [71](#)
- Herman, J. and Usher, W. SALib : An open-source python library for sensitivity analysis. *The Journal of Open Source Software*, 2(9), jan 2017. [101](#)
- Holliday, C. P., Rasmussen, T. C., and Miller, W. P. Establishing the Relationship Between Turbidity and Total Suspended Sediment Concentration. *Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference*, pages 23–24, 2003. [25](#)
- Horowitz, A. J. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes*, 17 (17) :3387–3409, 2003. [17](#), [23](#), [24](#)
- Hotelling, H. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of educational psychology*, 24(6) :417, 1933. [78](#)
- Hsu, Y.-S. and Cai, J.-F. Densimetric monitoring technique for suspended-sediment concentrations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 136(1) :67–73, 2010. [27](#)
- Huang, M. Y.-F. and Montgomery, D. R. Altered regional sediment transport regime after a large typhoon southern Taiwan. *Geology*, 41(12) :1223–1226, 2013. [17](#), [23](#)
- Islam, M. S. and Islam, M. A. Reduction of landslide risk and water-logging using vegetation. In *E3S web of conferences*, volume 65, page 06003. EDP Sciences, 2018. [50](#), [86](#)
- Kingsbury, F. The rapid determination of albumin in urine. *J Lab Clin Med*, 11 : 981–989, 1926. [162](#)
- Klein, M. Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms : Holbeck catchment ; yorkshire, england. *Catena*, 11(2-3) :251–257, 1984. [24](#), [32](#)
- Komorowski, J.-C. Guadeloupe. *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, pages 65–102, 2005. [45](#), [46](#)
- Krueger, T., Quinton, J. N., Freer, J., Macleod, C. J., Bilotta, G. S., Brazier, R. E., Butler, P., and Haygarth, P. M. Uncertainties in Data and Models to Describe Event Dynamics of Agricultural Sediment and Phosphorus Transfer. *Journal of Environmental Quality*, 38(3) :1137–1148, 2009. [30](#)
- Lague, D. *Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique*. PhD thesis, Université Rennes 1, 2001. [21](#)

- Lajeunesse, E., Delacourt, C., Allemand, P., Limare, A., Dessert, C., Ammann, J., and Grandjean, P. Monitoring riverine sediment fluxes during floods : new tools and methods. In *The 7th IAHR symposium on river, coastal and estuarine morphodynamics : RCEM2011*, 2011. [26](#)
- Lamb, M. P., Dietrich, W. E., and Venditti, J. G. Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope ? *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 113(F2), 2008. [36](#)
- Langlois, J. L., Johnson, D. W., and Mehays, G. R. Suspended sediment dynamics associated with snowmelt runoff in a small mountain stream of Lake Tahoe (Nevada). *Hydrological Processes*, 2005. [28](#)
- Lawler, D. M., Petts, G. E., Foster, I. D., and Harper, S. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system : The upper tame, west midlands, uk. *Science of the Total Environment*, 360(1-3) :109–126, 2006. [28](#)
- Lewis, J. Turbidity-controlled suspended sediment sampling for runoff-event load estimation. *Water Resources Research*, 32(7) :2299–2310, 1996. [25](#)
- Lloyd, C. E., Freer, J. E., Johnes, P. J., and Collins, A. L. Technical Note : Testing an improved index for analysing storm discharge-concentration hysteresis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2) :625–632, 2016. [28](#), [29](#)
- Loring, D., Rantala, R., Morris, A., Bale, A., and Howland, R. Chemical composition of suspended particles in an estuarine turbidity maximum zone. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40(S1) :s201–s206, 1983. [69](#)
- Louvat, P. and Allègre, C. J. Present denudation rates on the island of reunion determined by river geochemistry : basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17) :3645–3669, 1997. [52](#)
- Louvat, P. and Allègre, C. J. Riverine erosion rates on sao miguel volcanic island, azores archipelago. *Chemical Geology*, 148(3-4) :177–200, 1998. [51](#)
- Lucas, A., Rodriguez, S., Lemonnier, F., Le Gall, A., Mackenzie, S., Ferrari, C., Paillou, P., and Narteau, C. Texture and composition of titan's equatorial sand seas inferred from cassini sar data : Implications for aeolian transport and dune morphodynamics. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124(11) :3140–3163, 2019. [101](#)
- Lynch, J. F., Irish, J. D., Sherwood, C. R., and Agrawal, Y. C. Determining suspended sediment particle size information from acoustical and optical backscatter measurements. *Continental Shelf Research*, 14(10-11) :1139–1165, 1994. [26](#)
- Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., and Cosandey, C. Le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants granitiques du mont-lozère : influence du couvert végétal sur les crues et les étiages. *Etudes de géographie physique*, 30 :3–25, 2003. [76](#)

- Mather, A. L. and Johnson, R. L. Quantitative characterization of stream turbidity-discharge behavior using event loop shape modeling and power law parameter decorrelation. *Water Resources Research*, 50(10) :7766–7779, oct 2014. [30](#)
- Mikkelsen, O. A., Hill, P. S., Milligan, T. G., and Chant, R. J. In situ particle size distributions and volume concentrations from a lisst-100 laser particle sizer and a digital floc camera. *Continental Shelf Research*, 25(16) :1959–1978, 2005. [26](#)
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B., and Allègre, C. J. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion : new insights from rivers of the canadian shield. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2) :83–98, 2002. [52](#)
- Minella, J. P., Merten, G. H., Reichert, J. M., and Clarke, R. T. Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. *Hydrological Processes : An International Journal*, 22(12) :1819–1830, 2008. [25](#)
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Esteves, M., and Bertrand, M. An attempt to link suspended load hysteresis patterns and sediment sources configuration in alpine catchments. *Journal of Hydrology*, 576 :72–84, 2019a. [30](#)
- Misset, C., Recking, A., Navratil, O., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Briguet, V., and Esteves, M. Quantifying bed-related suspended load in gravel bed rivers through an analysis of the bedload-suspended load relationship. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(9) :1722–1733, 2019b. [32](#)
- Misset, C. *The role of riverbed on suspended sediment transport dynamics in Alpine catchments*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes (ComUE), 2019. [17](#), [27](#), [140](#)
- Nelder, J. A. and Mead, R. A simplex method for function minimization. *The computer journal*, 7(4) :308–313, 1965. [110](#)
- Nistor, C. J. and Church, M. Suspended sediment transport regime in a debris-flow gully on vancouver island, british columbia. *Hydrological Processes : An International Journal*, 19(4) :861–885, 2005. [32](#)
- Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., Van Beek, R., Nicoll, B. C., and Achim, A. *Slope stability and erosion control : ecotechnological solutions*. Springer Science & Business Media, 2008. [50](#), [86](#)
- Orwin, J. F. and Smart, C. Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in proglacial channels, small river glacier, canada. *Hydrological Processes*, 18(9) :1521–1542, 2004. [32](#)
- Parker, G. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. part 1. the sand-silt river. *Journal of Fluid Mechanics*, 89(1) :109–125, 1978. [139](#)
- Pearson, K. Liii. on lines and planes of closest fit to systems of points in space. *The London, Edinburgh, and Dublin philosophical magazine and journal of science*, 2(11) :559–572, 1901. [78](#)

- Petzold, L. Automatic selection of methods for solving stiff and nonstiff systems of ordinary differential equations. *SIAM journal on scientific and statistical computing*, 4(1) :136–148, 1983. [95](#)
- Petzold, T. J. Volume scattering functions for selected ocean waters. Technical report, Scripps Institution of Oceanography La Jolla Ca Visibility Lab, 1972. [72](#)
- Rad, S., Louvat, P., Gorge, C., Gaillardet, J., and Allègre, C. J. River dissolved and solid loads in the lesser antilles : new insight into basalt weathering processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 88(1-3) :308–312, 2006. [51](#), [52](#), [80](#)
- Rad, S., Rivé, K., Vittecoq, B., Cerdan, O., and Allègre, C. J. Chemical weathering and erosion rates in the lesser antilles : An overview in guadeloupe, martinique and dominica. *Journal of South American Earth Sciences*, 45 :331–344, 2013. [52](#), [80](#)
- Rai, A. K. and Kumar, A. Continuous measurement of suspended sediment concentration : Technological advancement and future outlook. *Measurement*, 76 :209–227, 2015. [26](#), [27](#)
- Rice, E. The preparation of formazin standards for nephelometry. *Analytica Chimica Acta*, 87(1) :251–253, 1976. [162](#)
- Richard, D., Garcin, M., Liebault, F., Recking, A., Piton, G., Sabinot, C., Pidjo, A.-T., Worliczek, E., Lesimple, S., Bertrand, M., et al. *Guide Méthodologique : Gestion du Passif de l'activité minière en Nouvelle-Calédonie*. CNRT : Nickel et son environnement, 2018. [37](#)
- Rott, N. Note on the history of the reynolds number. *Annual review of fluid mechanics*, 22(1) :1–12, 1990. [39](#)
- Rouse, H. Engineering hydraulics. In *Hydraulics Conference 1949 : Iowa Institute of Hydraulic Research) ; Hydraulics Conference (1949 : University of Iowa)*. Wiley, 1950. [22](#), [41](#)
- Saltelli, A. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. *Computer physics communications*, 145(2) :280–297, 2002. [101](#)
- Saltelli, A., Annoni, P., Azzini, I., Campolongo, F., Ratto, M., and Tarantola, S. Variance based sensitivity analysis of model output. design and estimator for the total sensitivity index. *Computer physics communications*, 181(2) :259–270, 2010. [101](#)
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., and Mollex, D. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island : Basse-terre, guadeloupe archipelago (lesser antilles arc). *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2) :175–191, 2007. [45](#), [51](#), [80](#)
- Sander, G. C., Zheng, T., Heng, P., Zhong, Y., and Barry, D. A. Sustainable soil and water resources : Modelling soil erosion and its impact on the environment. *MODSIM*

- 2011 - 19th International Congress on Modelling and Simulation - Sustaining Our Future : Understanding and Living with Uncertainty, pages 45–56, 2011. [30](#), [31](#), [177](#)
- Santini, W., Camenen, B., Le Coz, J., Vauchel, P., Guyot, J.-L., Lavado, W., Carranza, J., Paredes, M. A., Pérez Arévalo, J. J., Arévalo, N., *et al.* An index concentration method for suspended load monitoring in large rivers of the amazonian foreland. *Earth Surface Dynamics*, 7(2) :515–536, 2019. [22](#)
- Schlichting, H. and Gersten, K. *Boundary-layer theory*. Springer Science & Business Media, 2003. [39](#)
- Shanno, D. F. Conditioning of quasi-newton methods for function minimization. *Mathematics of computation*, 24(111) :647–656, 1970. [109](#)
- Sheldon, R., Prakash, A., and Sutcliffe Jr, W. The size distribution of particles in the ocean. *Limnology and oceanography*, 17(3) :327–340, 1972. [16](#), [71](#)
- Shields, A. *Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement*. PhD thesis, Technical University Berlin, 1936. [33](#), [34](#), [35](#), [139](#)
- Shvidchenko, A. B., Pender, G., and Hoey, T. B. Critical shear stress for incipient motion of sand/gravel streambeds. *Water Resources Research*, 37(8) :2273–2283, 2001. [36](#)
- Sierra, J. and Desfontaines, L. Les sols de la guadeloupe : Genèse, distribution & propriétés. Technical report, INRAE, 2018. [48](#), [49](#)
- Smith, H. G. and Dragovich, D. Interpreting sediment delivery processes using suspended sediment-discharge hysteresis patterns from nested upland catchments, south-eastern australia. *Hydrological Processes : An International Journal*, 23(17) :2415–2426, 2009. [32](#)
- Smith, R. C. and Baker, K. S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied optics*, 20(2) :177–184, 1981. [73](#)
- Sobol, I. M. Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their monte carlo estimates. *Mathematics and computers in simulation*, 55(1-3) :271–280, 2001. [101](#)
- Sommerfeld, A. *Ein Beitrag zur hydrodynamischen Erklärung der turbulenten Flüssigkeitsbewegungen*. 1909. [34](#)
- Souchon, A. *Influence des phases amorphes dans la réponse optique des régolites planétaires : caractérisation des propriétés physiques et application à l'étude géologique de la Lune*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III, 2012. [70](#)
- Sutherland, T., Lane, P., Amos, C., and Downing, J. The calibration of optical backscatter sensors for suspended sediment of varying darkness levels. *Marine Geology*, 162(2-4) :587–597, 2000. [26](#)

- Truhlar, J. F. Determining suspended sediment loads from turbidity records. *Hydrological Sciences Bulletin*, 23(4) :409–417, 1978. [25](#)
- Van Rijn, L. C. Sediment Transport, Part II : Suspended Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(11) :1613–1641, nov 1984. [16](#), [88](#)
- VanSickle, J. and Beschta, R. L. Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resources Research*, 19(3) :768–778, 1983. [30](#)
- Vaughan, A. A., Belmont, P., Hawkins, C. P., and Wilcock, P. Near-Channel Versus Watershed Controls on Sediment Rating Curves. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122(10) :1901–1923, oct 2017a. [23](#)
- Vaughan, M. C. H., Bowden, W. B., Shanley, J. B., Vermilyea, A., Sleeper, R., Gold, A. J., Pradhanang, S. M., Inamdar, S. P., Levia, D. F., Andres, A. S., Birgand, F., and Schroth, A. W. High-frequency dissolved organic carbon and nitrate measurements reveal differences in storm hysteresis and loading in relation to land cover and seasonality. *Water Resources Research*, 53(7) :5345–5363, jul 2017b. [28](#)
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., Burovski, E., Peterson, P., Weckesser, W., Bright, J., van der Walt, S. J., Brett, M., Wilson, J., Millman, K. J., Mayorov, N., Nelson, A. R. J., Jones, E., Kern, R., Larson, E., Carey, C. J., Polat, İ., Feng, Y., Moore, E. W., VanderPlas, J., Laxalde, D., Perktold, J., Cimrman, R., Henriksen, I., Quintero, E. A., Harris, C. R., Archibald, A. M., Ribeiro, A. H., Pedregosa, F., van Mulbregt, P., and SciPy 1.0 Contributors. SciPy 1.0 : Fundamental Algorithms for Scientific Computing in Python. *Nature Methods*, 17 :261–272, 2020. [94](#)
- Vongvixay, A., Grimaldi, C., Gascuel-Odoux, C., Laguionie, P., Faucheu, M., Gilliet, N., and Mayet, M. Analysis of suspended sediment concentration and discharge relations to identify particle origins in small agricultural watersheds. *IAHS-AISH Publication*, 337(June) :76–83, 2010. [24](#), [30](#)
- Wells, P. V. *Turbidity Standard of Water Analysis*. Number 367. US Department of Commerce, Bureau of Standards, 1920. [69](#)
- Wentworth, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5) :377–392, 1922. [72](#)
- Wernly, D. Hurricane marilyn september 15–16, 1995. *Natural Disaster Survey Report. National Weather Service.[Available from National Weather Service, Office of Meteorology, 1325 East-West Highway, Room 14370, Silver Spring, MD 20910.]*, 1996. [47](#)
- Westercamp, D. Une methode d'évaluation et de zonation des risques volcaniques à la Soufrière de Guadeloupe, Antilles Françaises. *Bulletin volcanologique*, 43(2) :431–452, 1980. [45](#), [46](#)

- Whipple, K. Essentials of sediment transport. In *Surface Processes and Landscape Evolution*. 2004. MIT OpenCourseWare. [41](#)
- Wilcock, P., Pitlick, J., and Cui, Y. Sediment transport primer : estimating bed-material transport in gravel-bed rivers. *Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-226. Fort Collins, CO : US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.* 78 p., 226, 2009. [16](#), [36](#), [37](#), [135](#), [137](#)
- Williams, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111(1-4) :89–106, 1989. [17](#), [27](#), [28](#), [177](#)
- Wolman, M. G. A method of sampling coarse river-bed material. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 35(6) :951–956, 1954. [54](#)
- Wymore, A. S., Leon, M. C., Shanley, J. B., and McDowell, W. H. Hysteretic Response of Solutes and Turbidity at the Event Scale Across Forested Tropical Montane Watersheds. *Frontiers in Earth Science*, 7, may 2019. [24](#), [28](#)
- Ziegler, A. D., Benner, S. G., Tantasirin, C., Wood, S. H., Sutherland, R. A., Sidle, R. C., Jachowski, N., Nullet, M. A., Xi, L. X., Snidvongs, A., Giambelluca, T. W., and Fox, J. M. Turbidity-based sediment monitoring in northern Thailand : Hysteresis, variability, and uncertainty. *Journal of Hydrology*, 519(PB) :2020–2039, 2014. [25](#), [28](#)



## **Annexe A**

### **Annexes au manuscrit**

## A.1 Chapitre IV



FIGURE A.1 – Vue panoramique de l'installation pour la rivière de Capesterre. © ObsERA.



FIGURE A.2 – Vue panoramique de l'installation pour la rivière de Bras-David. Les instruments sont localisés sous le pont, à gauche. © ObsERA.

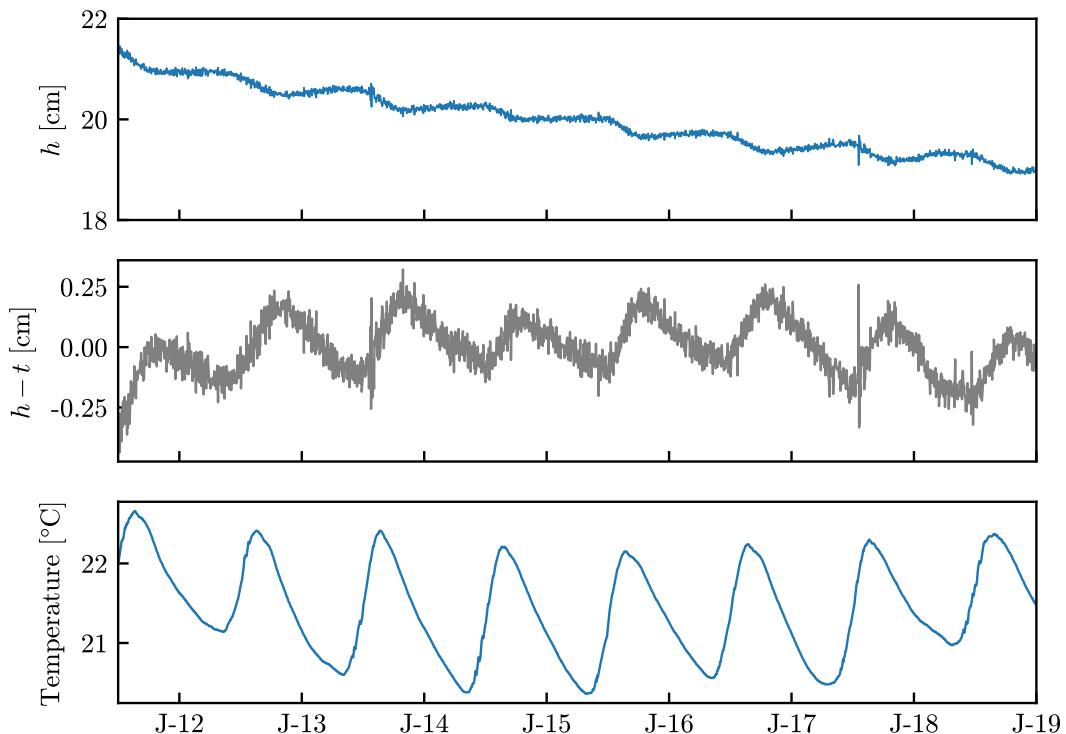
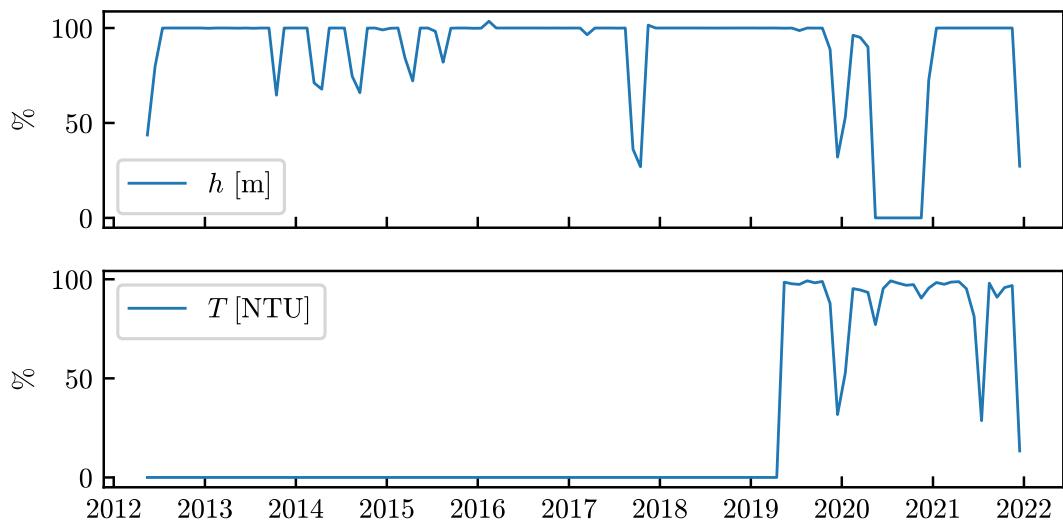


FIGURE A.3 – Variations naturelles de la hauteur d'eau à Bras-David et corrélation avec la température. Signal brut ( $h$ ) et signal corrigé de la tendance linéaire ( $h - t$ ).

(a)



(b)

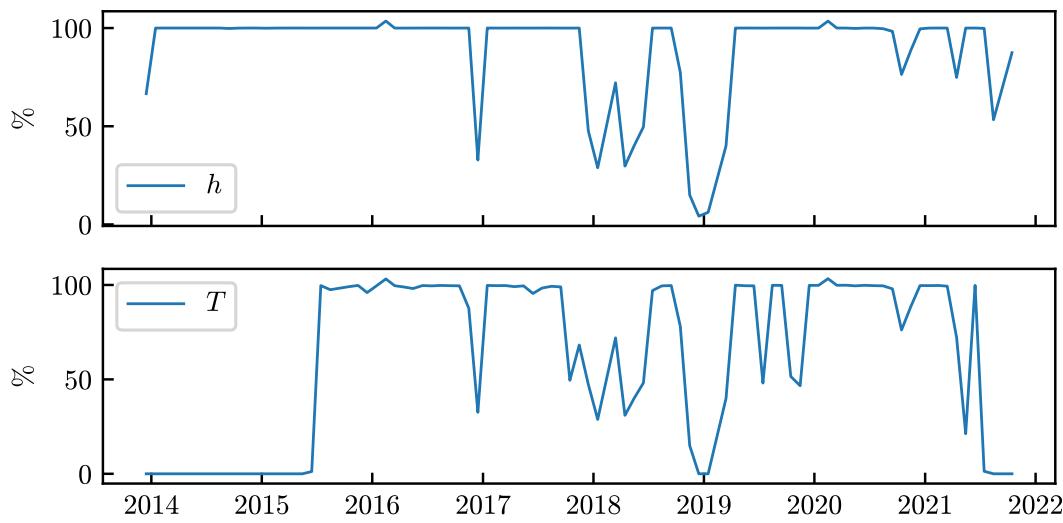


FIGURE A.4 – Pourcentages de couvertures mensuelles des acquisitions des données pour toute la période de mesure de hauteur d'eau et pour les turbidimètres actuels. (a) Capesterre, (b) Bras-David.

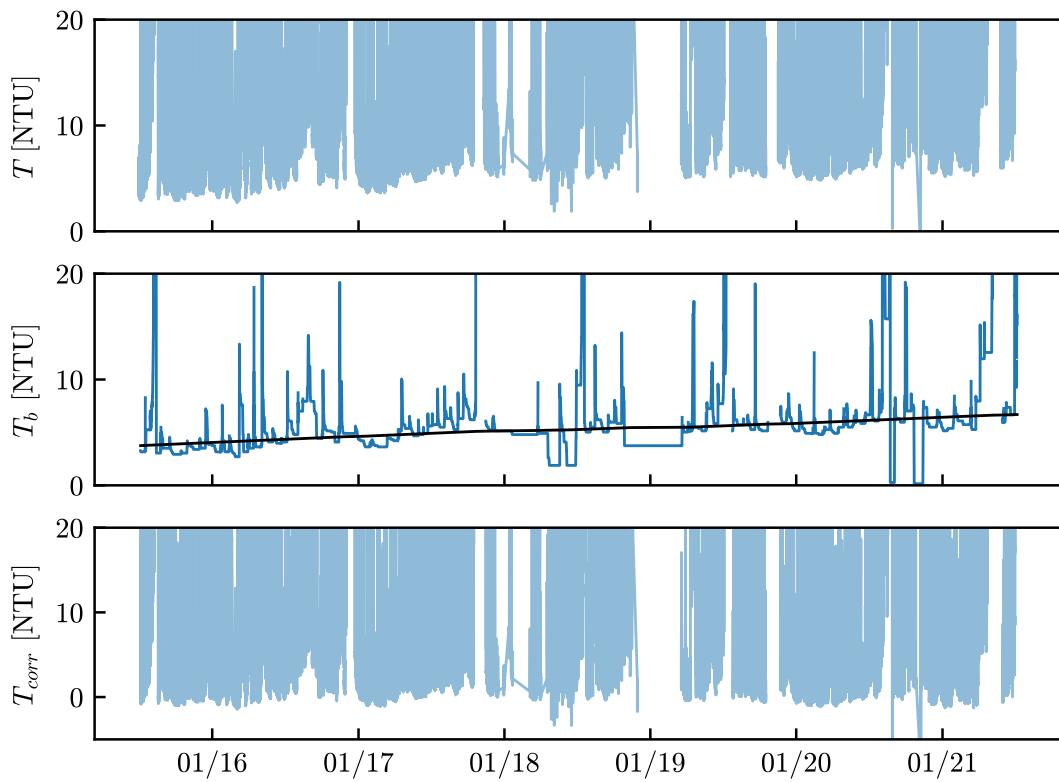


FIGURE A.5 – Dérive et seuils de la turbidité à Bras-David. (a) Minima de turbidité, (b) tracé du seuil  $T_b$  (bleu) et tendance linéaire de la dérive (noir), (c) turbidité corrigée de la tendance linéaire de la dérive.

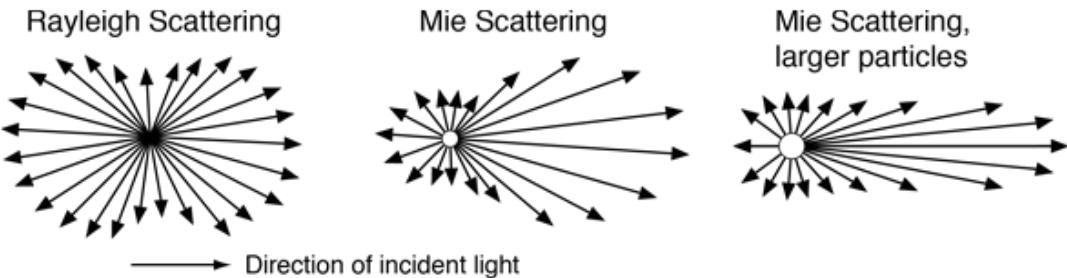


FIGURE A.6 – Formes des lobes de diffusion avant et arrière en fonction de la taille de la particule par rapport à la longueur d'onde incidente. La diffusion de Rayleigh s'observe quand la taille de la particule est d'ordres de grandeurs inférieure à la longueur d'onde, par opposition à la théorie de Mie, où les longueurs peuvent être comparables.

### Définition de la turbidité

Extrait de [Kingsbury \[1926\]](#), [Rice \[1976\]](#) : "Directions for synthesizing a formazin stock suspension standard are as follows : Prepare an aqueous 1.000 % (w/v) solution of hydrazine sulfate, and an aqueous 10.00 % (w/v) solution of hexamethylenetetramine, and clarify both solutions by filtering through a 0.45  $\mu\text{m}$  membrane filter ; mix exactly equal volumes of the two solutions, stopper the container and allow to stand undisturbed at room temperature ( $25 \pm 3^\circ\text{C}$ ) for 24 h. During this interim the colorless

solution becomes turbid and a stable amorphous white precipitate of formazin slowly appears. This stock suspension has an **assigned** value of 4000 formazin turbidity units (4000 FTU). Working suspensions are prepared by accurate dilution of this well-mixed stock standard with membrane-filtered distilled water."

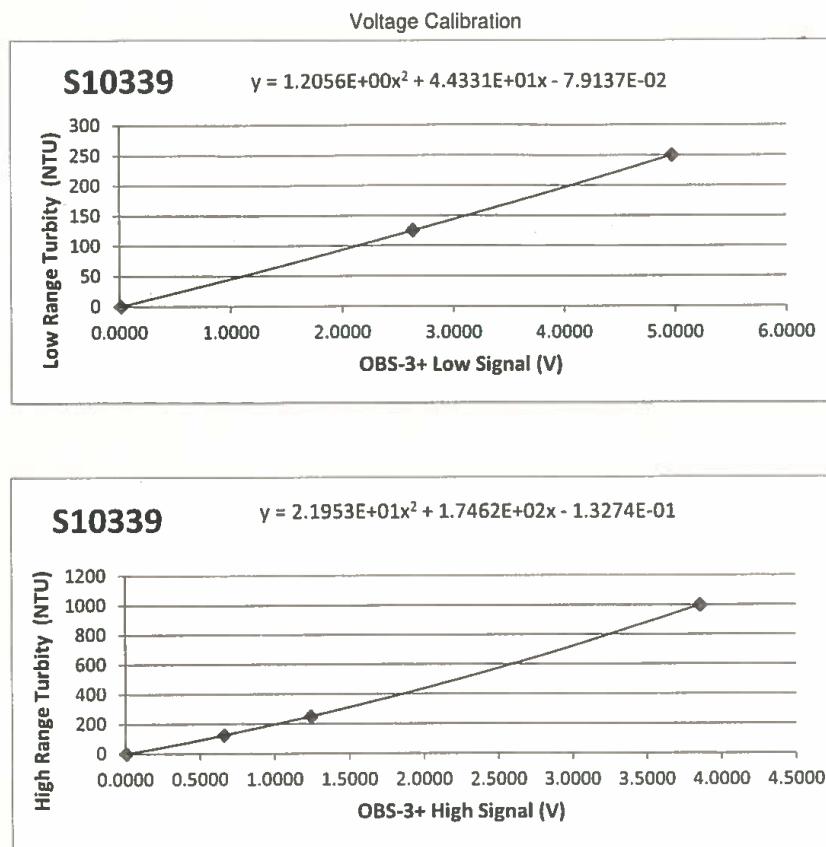


FIGURE A.7 – Relations (polynômes) de conversion tension/turbidité fournies par Campbell Scientific pour un des turbidimètres. Panel du haut : basses valeurs de turbidité, panel du bas : hautes valeurs. En haut à gauche, numéro de série de l'instrument.

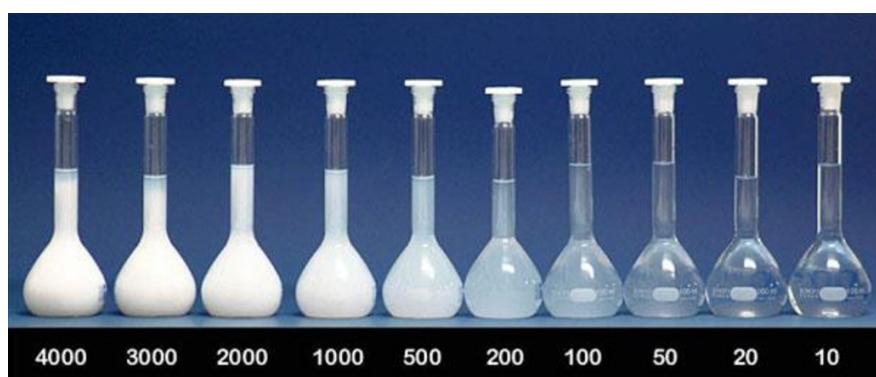


FIGURE A.8 – Étalons de formazine et NTU correspondant.



FIGURE A.9 – Échantillons d'eau utilisés dans la détermination de l'influence de la couleur sur la mesure de turbidité par l'OBS3+. Extrait de Downing [2008b].

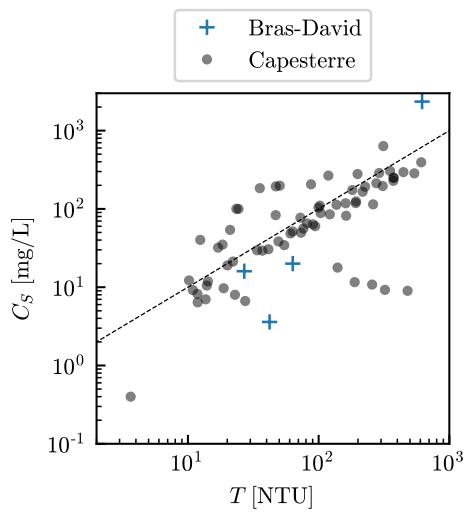
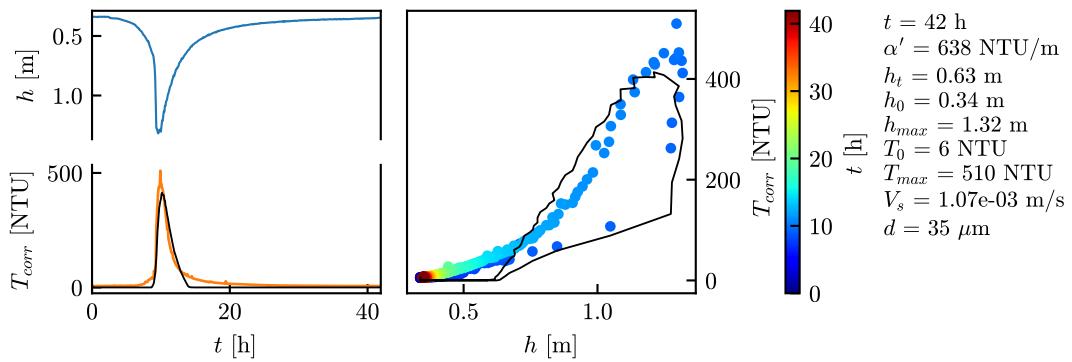


FIGURE A.10 – Distribution des nuages de points disponibles pour l'étalonnage pour Capesterre et Bras-David. Pointillé : droite  $x = y$ .

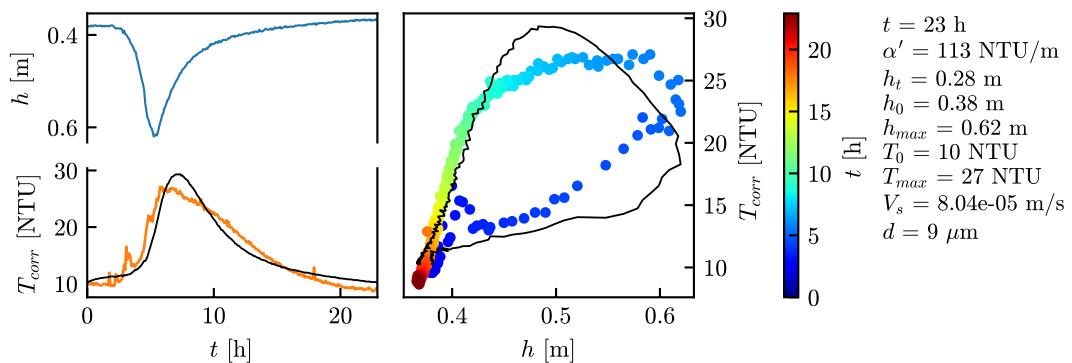


## A.2 Chapitre V

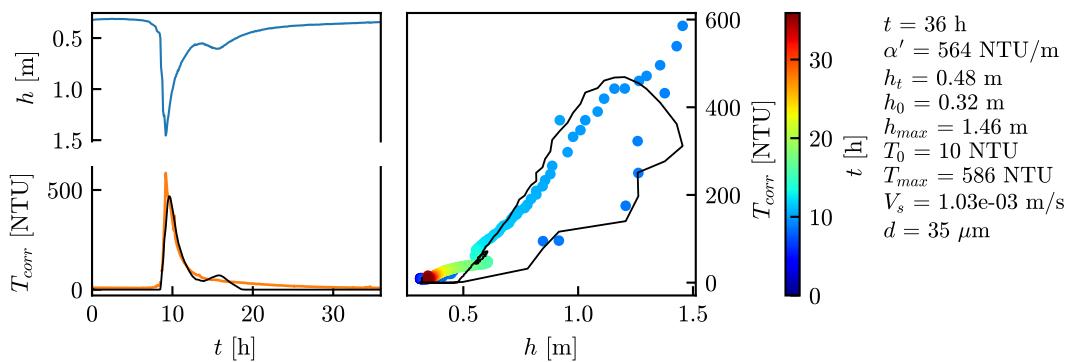
(a)



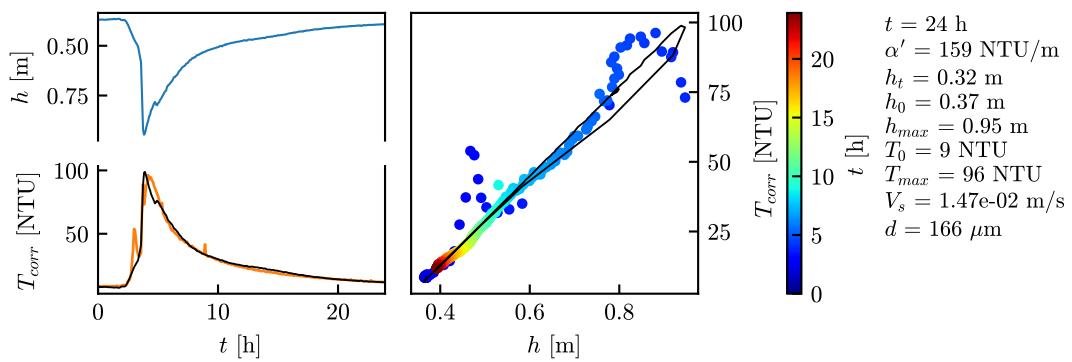
(b)



(c)



(d)



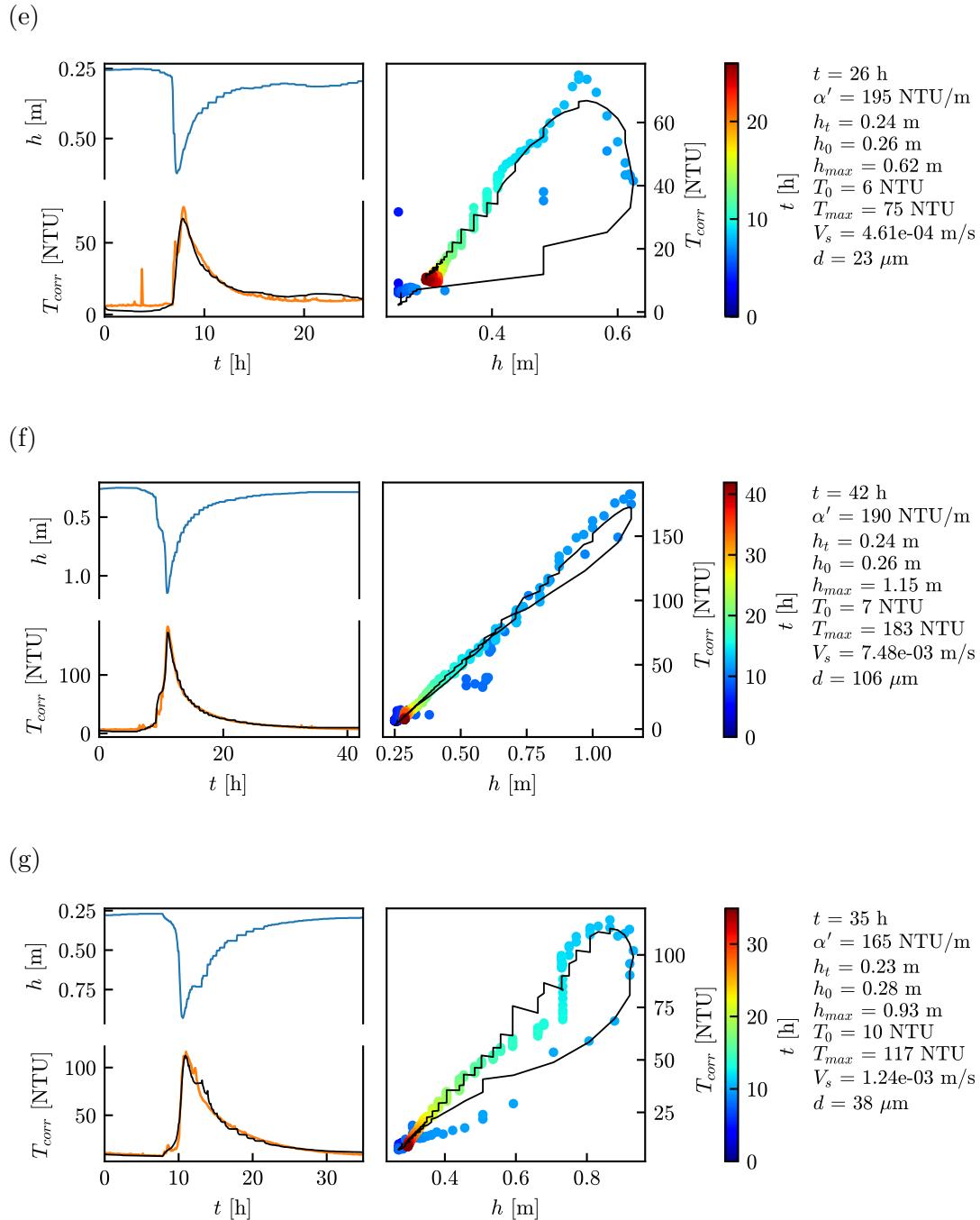


FIGURE A.10 – Autres crues assimilées. Cycles anti-horaires. Modèle en noir. (a) Crue du 01/07/2016, (b) crue du 17/08/2017, (c) crue du 15/09/2017, (d) crue du 28/09/2017, (e) crue du 16/08/2016, (f) crue du 21/09/2019, et (g) crue du 24/09/2019.

### A.3 Chapitre VI

TABLE A.1 – Index des classes de tailles de grains mesurées par l'instrument LISST

Index	médiane [ $\mu\text{m}$ ]	borne min	borne max
1	2.06	1.89	2.23
2	2.43	2.23	2.63
3	2.87	2.63	3.11
4	3.39	3.11	3.67
5	4.005	3.67	4.34
6	4.73	4.34	5.12
7	5.585	5.12	6.05
8	6.595	6.05	7.14
9	7.79	7.14	8.44
10	9.2	8.44	9.96
11	10.86	9.96	11.76
12	12.825	11.76	13.89
13	15.145	13.89	16.4
14	17.885	16.4	19.37
15	21.125	19.37	22.88
16	24.95	22.88	27.02
17	29.46	27.02	31.9
18	34.785	31.9	37.67
19	41.08	37.67	44.49
20	48.515	44.49	52.54
21	57.29	52.54	62.04
22	67.65	62.04	73.26
23	79.89	73.26	86.52
24	94.345	86.52	102.17
25	111.41	102.17	120.65
26	131.565	120.65	142.48
27	155.365	142.48	168.25
28	183.47	168.25	198.69
29	216.66	198.69	234.63
30	255.85	234.63	277.07
31	302.13	277.07	327.19
32	356.79	327.19	386.38

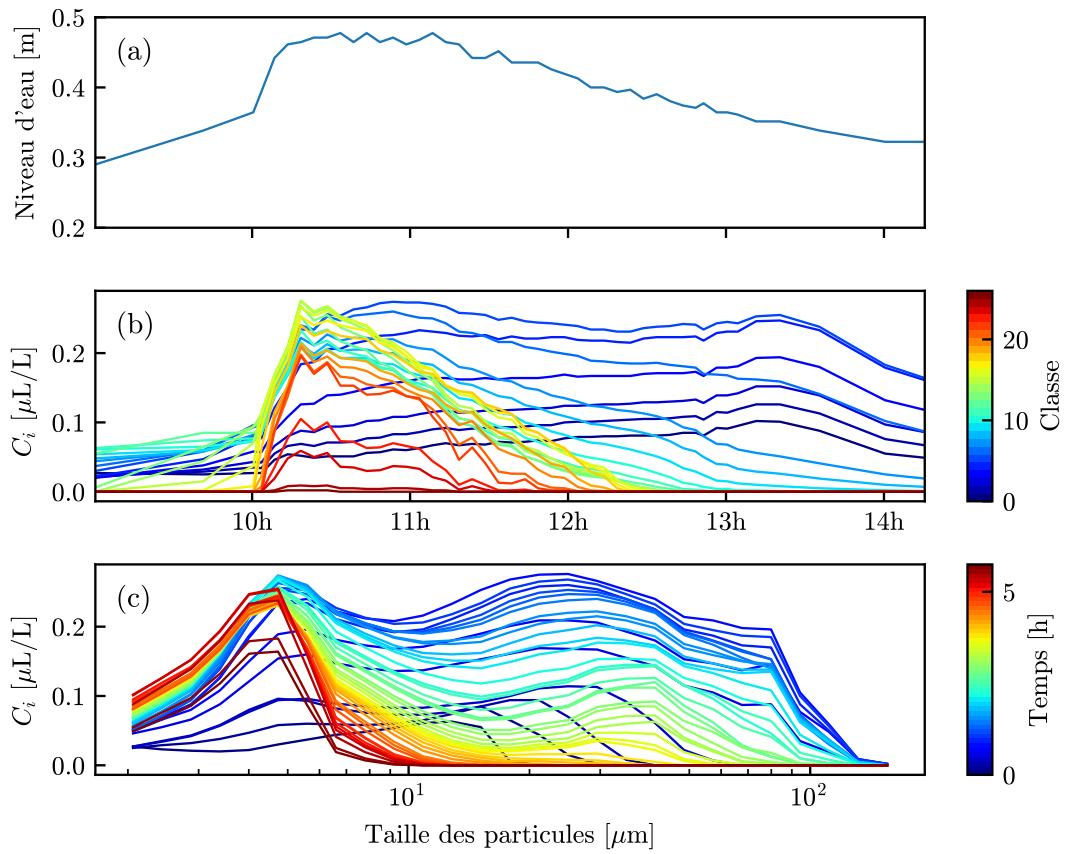


FIGURE A.11 – Exemple de variations des distributions de tailles de grains au cours d'une crue, en concentrations relatives, datant du 30 Octobre 2010.

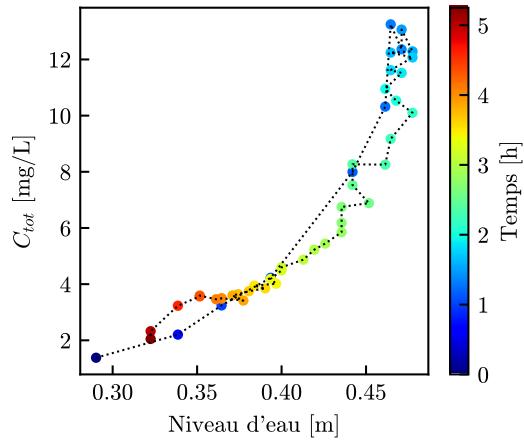


FIGURE A.12 – Cycle d'hystérésis associé à la crue datant du 30 Octobre 2010.

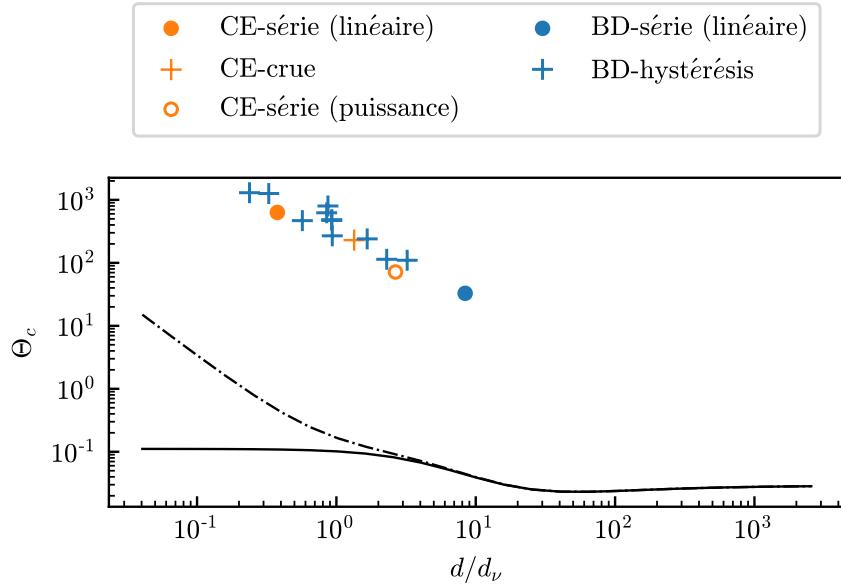


FIGURE A.13 – Diagramme de Shields présenté par Andreotti *et al.* [2013]. Trait plein : modèle simple, trait pointillé : prise en compte la cohésion granulaire. Symboles : valeurs du nombre de Shields critiques estimées à partir des résultats de modélisation. BD : Bras-David, CE : Capesterre. Depuis l'expression de la vitesse de Stokes.

## Annexe B

# Codes

### B.1 Importation des données ObsERA

```
#!/usr/bin/env python
# coding: utf-8

import pandas as pd
from glob import glob

## MES DATA LOAD
# Un fichier pour toutes périodes
data_folder = './your/directory/path/'
filelist = glob(data_folder + '*.csv' )
data_ch = pd.read_csv(filelist[0],sep=';')
data_ch.Date = pd.to_datetime(data_ch.Date+ ' ' + data_ch.Hour)
data_ch = data_ch.groupby('Date').mean()
data_ch['Date'] = data_ch.index

## TUR DATA LOAD
data_folder = './your/directory/path/'
filelist = glob( data_folder + '*.csv' )
data = pd.read_csv(filelist[0], sep = ",",
                   na_values = {'-30000.0', "NAN","1e+10"},comment="#" , )
# boucle sur toutes les années (un fichier par an)
for datafile in filelist :
    temp = pd.read_csv(datafile, sep = ",",
                       na_values = {'-30000.0', "NAN","1e+10"},comment="#" )
    data = pd.concat([data,temp], axis=0, ignore_index=True)
data.datetime = pd.to_datetime(data.datetime)
data = data.groupby('datetime').mean()
data['datetime'] = data.index
```

## B.2 Programmation de l'étalonnage

### B.2.1 Extraction des données

```

#!/usr/bin/env python
# coding: utf-8

import np as numpy
import pandas as pd
from glob import glob

"""
Importation des données
"""

# Retrait des données de MES antérieures aux données de turbidité
mask = data_ch['Date'] >= data.datetime[0]
data_ch = data_ch.loc[mask]

# Suppression des NaN dans les données de MES
mask = data_ch['Suspended Load'] >= 0.
data_ch = data_ch.loc[mask]

# Récupération des colonnes nécessaires
suspended_load = data_ch.iloc[:,3]
turbidity = data[["turbidity"]]
level = data[["level"]]

# Rééchantillonnage de la turbidité toutes les minutes
# Cette méthode de rééchantillonnage remplace aussi les NaN par des données
upsampled = turbi.resample('1T')
turbi_by_minute = upsampled.interpolate(method='linear')

# Atribution d'un groupe à chaque point
# Changement de groupe quand on passe d'une donnée numérique à un NaN
# et vice versa
turbi['grp_nbr'] = (np.isnan(turbi.turbidity)).astype('int')
turbi['grp_nbr'] = (turbi['grp_nbr'].diff(1) != 0).astype('int').cumsum()
turbi['Date'] = turbi.index

# Récupération des propriétés de chaque groupe
# Combien de points (consécutifs), Date de début et de fin
# Somme du groupe (nulle si que des NaN)
# Un groupe sur deux contient des données, un sur deux des NaN
grp_properties = pd.DataFrame({
    'BeginDate':turbi.groupby('grp_nbr').Date.first(),
    'EndDate':turbi.groupby('grp_nbr').Date.last(),
    'Consecutive':turbi.groupby('grp_nbr').size(),
    'sum':turbi.groupby('grp_nbr').turbidity.sum().astype('float')}).\
reset_index(drop=True)

# Elimination/Selection des points interpolés depuis des NaN

```

```

for i in range(len(grp_properties)):
    if grp_properties['sum'][i] > 0. :
        # le groupe contient des données car la somme des valeurs est positive
        # point seulement interpolés à partir de données
        continue
    else:
        if grp_properties['Consecutive'][i] > 3. :
            # le groupe contient trop de NaN pour une interpolation correcte
            # (limitation de points "artefacts")
            # donc les valeurs de l'interpolation sont changées en NaN
            turbi_by_minute[grp_properties['BeginDate'][i]:\n
                            grp_properties['EndDate'][i]] = np.NaN

# Recuperation des valeurs de turbidité interpolées correspondant
# aux temps pour lesquelles il y a des données
matching_turbidity_by_minute = turbi_by_minute.loc[suspended_load.index]

SSC = np.array(suspended_load[:])
TUR = np.array(matching_turbidity_by_minute.turbidity)

#Tb = 2 #NTU
#TUR = TUR - Tb

```

### B.2.2 Calcul de la relation

```

#!/usr/bin/env python
# coding: utf-8

import numpy as np
import pandas as pd
from glob import glob
from scipy import stats

# Définition de la fonction qui retourne les coefficients de l'ACP
def ACP(x,y):
    eigenval,eigenvec = np.linalg.eig(np.cov(x,y))
    # tangent pente = y/x
    a = eigenvec[:,np.where(eigenval==np.max(eigenval))[0][0]][1]/\
        eigenvec[:,np.where(eigenval==np.max(eigenval))[0][0]][0]
    # vérifier que a est bien calculé à partir de la plus grande valeur propre
    b = np.mean(y)-a*np.mean(x)
    return a,b

# Définition du modèle à ajuster
def model_powerlaw(x,a,b):
    y = a*x**b
    return y

"""

Importation des données
Extraction des données

```

```

SSC = # vecteur de concentration
TUR = # vecteur de turbidité
""

# Tri des données en fonction des points de turbidité croissants
TUR_sorted,SSC_sorted = zip(*sorted(zip(TUR,SSC)))

# Calcul des coefficients de l'ACP
# !!!! à partir des données linéarisées par le logarithme
params_ACP = ACP(np.log(TUR_sorted),np.log(SSC_sorted))

# Calcul des concentrations théoriques
SL_ACP = model_powerlaw(TUR_sorted,np.exp(params_ACP[1]),params_ACP[0])

# Calcul de l'intervalle de confiance
# The equations can be found here:
# http://www2.stat.duke.edu/~tjl13/s101/slides/unit6lec3H.pdf
# Student t-value p<0.05 95%
n = len(SL_ACP)
tt1 = stats.t.ppf(1-0.025,n-2)

std_residual_DIS1 = np.sqrt(np.sum(np.power(SL_ACP-SSC_sorted,2))/(n-2))

y_ci_above = SL_ACP +\
tt1*std_residual_DIS1*np.sqrt((1/n)+np.power(TUR_sorted-np.mean(TUR_sorted),2) \
/(n-1)/np.var(TUR_sorted))

y_ci_below = SL_ACP -\
tt1*std_residual_DIS1*np.sqrt((1/n)+np.power(TUR_sorted-np.mean(TUR_sorted),2) \
/(n-1)/np.var(TUR_sorted))

```

### B.3 Programmation des fonctions du modèle

```

#!/usr/bin/env python3
# -*- coding: utf-8 -*-

from scipy.integrate import odeint
from pylab import *
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt

h_0 = 0.2                                # hauteur minimal, m
h_max_value = [0.5,1.,1.5]                 # hauteur maximale, m
ht_value = [0.12,0.24,0.36]                # hauteur d'eau seuil, m
al_value = [25.,50.,75.]                  # paramètre érosif, NTU/m
vs_value = [0.00001,0.0001,0.001]          # vitesse de sédimentation, m/s

t_event = 5.*60*60.                         # début de la crue, s
t_storm_value = np.array([1,2,3])*3600.      # durée de la montée de crue, s
step = 5*60.                                 # pas de temps, s
t = np.arange(0,35*60*60.+step,step)        # vecteur temps, s

```

```

t_hour = t/3600.

def Heaviside(x):
    return (np.sign(x)+1.)/2.

def dphi_dt(phi, t, alpha, V_s, h_t) :
    h = hydrograph(t)
    erosion = alpha * (h-h_t) * Heaviside(h-h_t)
    deposition = phi/h
    return V_s*(erosion - deposition)

def model(t, parameters):
    alpha = parameters[0]
    V_s = parameters[1]
    h_t = parameters[2]
    phi_0 = 0.
    result = odeint(dphi_dt, phi_0 , t, args=( alpha, V_s, h_t ))
    phi = result[:,0]
    c = phi / hydrograph(t)
    return c #kg/m3

# Fonction de la crue théorique
def hydrograph(t):
    if t <= t_event :
        h = 0.
    elif (t >= t_event) * (t <= t_event+t_storm) :
        h = (h_max- h_0 )/(t_storm)*(t-t_event)
    elif (t >= t_event+t_storm) :
        h = (h_max- h_0 )* ( (t_event+t_storm)/t )**2
    h = h + h_0
    return h

hydrograph = np.vectorize(hydrograph)

# Paramètres pour la référence
h_max,t_storm = h_max_value[1],t_storm_value[1]
parameters = [al_value[1],vs_value[1],ht_value[1]]

# Résolution de l'équation
level = hydrograph(t)
cc = model(t,parameters)

# Affichage
fig0 = plt.figure()
ax = plt.subplot(121)
ax.plot(t_hour,level,color='k',linewidth=1,label=r'$h$')
ax.set_ylabel('$h$ [m]')
ax.set_xlabel('$t$ [h]')
ax.legend(loc=2)
ax2 = ax.twinx()
ax2.plot(t_hour,cc,label=r'$C_s$')
ax2.legend(loc=1)

```

```

ax3 = plt.subplot(122)
ax3.plot(hydrograph(t),cc)
ax3.set_ylabel(r'$C_s$ [kg.m$^{-3}$]')
ax3.set_xlabel(r'$h$ [m]')

```

## B.4 Programmation de l'assimilation

```

#!/usr/bin/env python3
# -*- coding: utf-8 -*-

from scipy.integrate import odeint
from pylab import *
import numpy as np
import pandas as pd
from scipy.optimize import minimize
from scipy import interpolate

"""

Importation des données
Définition des fonctions du modèle
"""

# Définition de la fonction à minimiser
def cost_function(parameters) :
    concentration_model = model(t, parameters)
    cost = np.nanmean((concentration - concentration_model )**2 )
    return cost

# Données de la série/crue à assimiler
level,tur,t = # vecteurs depuis l'importation
hydrograph = interpolate.interp1d(t, level, fill_value = "extrapolate")

# Assimilation
init_vals = # vecteur initials guesses des paramètres = [alpha,vitesse,ht]
out = minimize(cost_function, init_vals,method='Nelder-Mead')

# Calcul de la concentration théorique
params = out.x
concentration_th = model(t,params)

```

# Table des figures

I.1	Seine en crue, Paris, 22 Janvier 2018 . . . . .	16
I.2	Dispersion des données de la relation débit-concentration et cycle d'hystérésis	17
II.1	Représentation schématique d'un bassin versant topographique . . . . .	20
II.2	Exemple de chronique de concentration des sédiments en suspension et de débit . . . . .	23
II.3	Dispersion des données de la relation concentration-débit et exemples de relation de calibration . . . . .	24
II.4	Exemple d'étalonnage linéaire et puissance entre la concentration des sédiments et la turbidité . . . . .	26
II.5	Classification des différents types de relation concentration-débit d'après Williams [1989] . . . . .	27
II.6	Exemple de l'application des indices d'hystérésis . . . . .	29
II.7	Schéma des échanges entre la rivière et le lit pour le modèle de Sander <i>et al.</i> [2011]. Adapté d'après Hairsine and Rose [1991] et Sander <i>et al.</i> [2011].	31
II.8	Schéma des forces exercées sur une particule dans une rivière . . . . .	33
II.9	Diagrammes de Shields . . . . .	35
II.10	Répartition des tailles des sédiments dans une rivière . . . . .	37
II.11	Schéma du transport par charriage et par suspension . . . . .	37
II.12	Représentation schématique des forces de traînée laminaires et turbulentes sur un grain . . . . .	38
II.13	Variation de la valeur du coefficient de traînée en fonction du nombre de Reynolds pour une sphère lisse . . . . .	39
II.14	Taille caractéristique de grain selon sa vitesse de chute et le régime . . . . .	40
III.1	Basse-Terre et Grande-Terre, photographiées depuis l'ISS . . . . .	43
III.2	Contexte géodynamique de la Guadeloupe . . . . .	45
III.3	Carte géologique simplifiée de Basse-Terre . . . . .	46

III.4	Carte topographique de Basse-Terre et délimitations des bassins de Capesterre et de Bras-David . . . . .	47
III.5	Répartition des précipitations moyennes annuelles sur Basse-Terre . . . . .	48
III.6	Types de sols de Basse-Terre . . . . .	49
III.7	Végétation tropicale en Basse-Terre . . . . .	50
III.8	Taux d'érosion chimiques et physiques pour des bassins versants granitiques et basaltiques . . . . .	52
III.9	Topographie et réseau de drainage de Capesterre . . . . .	54
III.10	Photographies de Capesterre au repos et en crue . . . . .	55
III.11	Distributions des tailles des particules grossières du lit, à Capesterre . . . . .	55
III.12	Photographie de Capesterre en crue (claire) . . . . .	56
III.13	Photographie de Capesterre en crue (turbide et torrentielle) . . . . .	56
III.14	Topographie et réseau de drainage de Bras-David . . . . .	57
III.15	Photographies de Bras-David au repos et en crue . . . . .	58
III.16	Distributions des tailles de particules grossières du lit, à Bras-David . . . . .	58
III.17	Photographie de Bras-David en crue (turbide et torrentielle) . . . . .	59
IV.1	Dispositif de mesure de la hauteur d'eau et la turbidité, à Capesterre . . . . .	63
IV.2	Relations de conversion des hauteurs d'eau en débit . . . . .	64
IV.3	Variation du niveau d'eau à l'échelle d'une année . . . . .	65
IV.4	Débits mensuels moyens et écart-types . . . . .	65
IV.5	Variations naturelles de la hauteur d'eau à Capesterre et à Bras-David . . . . .	66
IV.6	Photographies d'échantillons à Capesterre (eaux et sédiments) . . . . .	68
IV.7	Relation concentration-hauteur d'eau à Capesterre. . . . .	68
IV.8	Schémas des lobes de diffusion, de la diffusion simple et multiple . . . . .	70
IV.9	Photographie, dimensions, émission et réception de l'instrument OBS-3+ .	70
IV.10	Distributions des tailles de grains de différents milieux . . . . .	71
IV.11	Intensité de la retro- et diffusion en fonction du type de matériau . . . . .	72
IV.12	Différentes courbes de concentration/turbidité pour plusieurs types de matériaux . . . . .	72
IV.13	Absorption de l'eau en fonction de la longueur d'onde . . . . .	73
IV.14	Influence de la couleur de l'eau sur la mesure instrumentale de turbidité .	74
IV.15	Turbidimètre dans la Sapine . . . . .	76
IV.16	Dérive et correction de la turbidité à Capesterre . . . . .	77
IV.17	Capesterre - Étalonnage turbidité/concentration . . . . .	79

IV.18	Bras-David - Relation concentration/turbidité . . . . .	79
IV.19	Séries temporelle de turbidité, hauteur d'eau et précipitation - Août 2019	81
IV.20	Hystérésis anti-horaires, Bras-David et Capesterre . . . . .	83
V.1	Schéma des échanges de matière entre le lit et la rivière . . . . .	87
V.2	Crue ayant la forme d'un créneau et profil de concentration associé . . . . .	90
V.3	Influence de la durée et de l'amplitude du forçage sur la réponse du système (stationnaire) . . . . .	93
V.4	Crue synthétique de référence (transitoire) . . . . .	94
V.5	Influence de la durée de la montée de crue et de son amplitude sur la réponse du système (transitoire) . . . . .	96
V.6	Variations de l'écart de temps entre les pics de hauteur d'eau et de concentration . . . . .	96
V.7	Influence de la valeur du seuil sur la réponse du système (transitoire) . . . . .	98
V.8	Variations de l'écart de temps entre les pics de hauteur d'eau et de concentration - paramètres du modèle . . . . .	98
V.9	Influence du paramètre érosif $\alpha$ et de la vitesse de sédimentation $V_s$ sur la réponse du système (transitoire) . . . . .	99
V.10	Variation de l'ampleur du pic de concentration en fonction des paramètres de la forme de la crue et des paramètres du modèle . . . . .	100
V.11	Évolution de la valeur des indices de Sobol pendant une crue - linéaire . .	102
V.12	Crue synthétique de référence (transitoire, bruitée) . . . . .	104
V.13	Cartes de la qualité de l'ajustement autour de la crue de référence (transitoire) . . . . .	105
V.14	Exemple de trois ajustements extrait de la carte de qualité - synthétique .	105
V.15	Crue utilisée pour la minimisation, 24/09/2017, à 20h, à Bras-David . . .	108
V.16	Cartes de la qualité de l'ajustement par quadrillage, pour trois valeurs seuil de hauteur d'eau $h_t$ . . . . .	109
V.17	Influence de la valeur initiale sur la valeur d'arrivée (Monte-Carlo), différentes méthodes d'assimilation, crue unique, Bras-David . . . . .	111
V.18	Meilleur ajustement pour la crue du 24/09/2017, à 20h, à Bras-David. .	112
V.19	Catalogue des crues, hystérésis anti-horaires, Bras-David . . . . .	113
V.20	Distribution des données de turbidité et de hauteur d'eau du catalogue .	114
V.21	Exemples de crues assimilées, Bras-David . . . . .	115

V.22	Relation entre le taux d'érosion et le maximum de turbidité (transitoire - données) . . . . .	116
V.23	Trois types d'ajustement obtenus à l'issue des tests Monte-Carlo, série temporelle à Bras-David . . . . .	117
V.24	Influence de la valeur de départ sur la valeur d'arrivée pour les cent tirages par Monte-Carlo, série de crues, à Bras-David . . . . .	119
V.25	Étude sur le meilleur ajustement - Bras-David - chronique . . . . .	121
VI.1	Ajustement sur une série de crues à Capesterre . . . . .	127
VI.2	Ajustement, en noir, sur la troisième crue de la série à Capesterre. . . . .	127
VI.3	Étude de Sobol pour une loi d'érosion en loi de puissance . . . . .	129
VI.4	Recherche d'un ajustement par quadrillage, loi de puissance, Capesterre, chronique . . . . .	129
VI.5	Comparaison entre le modèle linéaire et en loi de puissance . . . . .	130
VI.6	Comparaison entre ajustement avec une loi d'érosion linéaire et en loi de puissance pour la troisième crue . . . . .	131
VI.7	Exemple de chronique non modélisable, Capesterre . . . . .	133
VI.8	Signal présentant un double pic de concentration mais un pic unique de hauteur d'eau. . . . .	134
VI.9	Taille caractéristique de grain selon sa vitesse de chute et le régime - domaine des résultats . . . . .	135
VI.10	Installation de l'instrument LISST, à Capesterre . . . . .	136
VI.11	Variations des distributions de tailles de grains au cours d'une crue, datant du 30 Octobre 2010 . . . . .	138
VI.12	Diagramme de Shields - placement des résultats . . . . .	140
VI.13	Diagramme de Shields - placement des résultats - paramètre de Shields valant 0,03 . . . . .	141
A.1	Photographie de la localisation de l'installation - Capesterre . . . . .	160
A.2	Photographie de la localisation de l'installation - Bras-David . . . . .	160
A.3	Variations naturelles de la hauteur d'eau à Bras-David et corrélation avec la température . . . . .	160
A.4	Séries temporelle de turbidité et hauteur d'eau. Couvertures mensuelles .	161
A.5	Dérive et correction de la turbidité à Bras-David . . . . .	162
A.6	Formes des lobes de diffusion en fonction de la taille de la particule par rapport à la longueur d'onde . . . . .	162

A.7	Relations (polynômes) de conversion tension/turbidité fournies par Campbell Scientific pour un des turbidimètres . . . . .	163
A.8	Étalons de formazine et NTU correspondant. . . . .	163
A.9	Échantillons d'eau utilisés dans la détermination de l'influence de la couleur sur la mesure de turbidité par l'OBS3+ . . . . .	164
A.10	Distribution des nuages de points disponibles pour l'étalonnage pour Capesterre et Bras-David . . . . .	164
A.10	Autres crues assimilées, hystérésis anti-horaires, Bras-David . . . . .	167
A.11	Exemple de variations des distributions de tailles de grains au cours d'une crue, en concentrations relatives, datant du 30 Octobre 2010. . . . .	169
A.12	Cycle d'hystérésis associé à la crue datant du 30 Octobre 2010. . . . .	169
A.13	Diagramme de Shields - placement des résultats - Stokes . . . . .	170

## Liste des tableaux

III.1	Pesée et tamisage à Capesterre, le 3 Juin 2007. . . . .	56
III.2	Pesée et tamisage à Bras-David, le 7 Juin 2005. . . . .	59
IV.1	Quantiles de la répartition des données de turbidité . . . . .	75
V.1	Valeurs des paramètres testées dans le cas d'une crue en forme de créneau	92
V.2	Valeurs des paramètres testées dans le cas d'une crue synthétique . . . . .	95
V.3	Distributions des données du catalogue de crues . . . . .	114
V.4	Distributions des valeurs des paramètres du catalogue de crues . . . . .	116
A.1	Index des classes de tailles de grains mesurées par l'instrument LISST . .	168