



**HAL**  
open science

**Caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire du bassin de l'Ucayali (Pérou), par une approche intégrant réseau de mesures, télédétection et modélisation hydrologique**

William Santini

► **To cite this version:**

William Santini. Caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire du bassin de l'Ucayali (Pérou), par une approche intégrant réseau de mesures, télédétection et modélisation hydrologique. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2020. Français. NNT : 2020TOU30276 . tel-03276962

**HAL Id: tel-03276962**

**<https://theses.hal.science/tel-03276962v1>**

Submitted on 2 Jul 2021

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

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



# THÈSE

## En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

---

Présentée et soutenue par  
**William SANTINI**

Le 4 février 2020

**Caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire du bassin de l'Ucayali (Pérou), par une approche intégrant réseau de mesures, télédétection et modélisation hydrologique**

---

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie**

Unité de recherche :  
**GET - Geosciences Environnement Toulouse**

Thèse dirigée par  
**Jean-Michel MARTINEZ et Jean-Loup GUYOT**

Jury

**M. Stéphane RODRIGUES**, Rapporteur  
**M. Cédric LEGOÛT**, Rapporteur  
**M. Benoît CAMENEN**, Examinateur  
**Mme Sabine SAUVAGE**, Examinatrice  
**M. Bruno LARTIGES**, Examinateur  
**M. Naziano FILIZOLA**, Examinateur  
**M. Jean-Michel MARTINEZ**, Directeur de thèse  
**M. Jean-Loup GUYOT**, Co-directeur de thèse





*A ma femme, Nadia,  
ma plus grande passion,  
et, sans nul doute,  
mon plus vaste sujet d'étude.*

# Remerciements

Cette thèse est avant tout le fruit d'un long travail de terrain. Je tiens donc d'abord à remercier l'ensemble des personnes qui, au fil de l'eau ou sur les pistes amazoniennes, m'ont aidé dans les plus durs moments, à sortir ma voiture d'un fossé, à traverser une rivière à la nage, à remonter un bateau coulé, à porter les matériels par des chaleurs terrassantes, à jauger sous le déluge, ou encore à reconstruire des stations au milieu d'une nuée de *manta blanca*... Merci également à nos fidèles observateurs du réseau HyBAm, aux braves pilotes de bateau qui m'ont partout merveilleusement secondé, et avec qui j'ai partagé tant de bons moments, lorsque le crépuscule tombait sur le fleuve, dans la moiteur de la jungle.

Merci à nos partenaires du SENAMHI, Jorge Carranza, Marco Paredes, Rober Huanaquiri, Walter Arimuya, Jhonatan Pérez Arevalo... et tous les autres, qui ont vécu avec moi maintes aventures, et qui ont toujours appuyé les activités du SO HyBAm au Pérou. Je remercie en particulier Waldo Lavado, directeur de l'Hydrologie au SENAMHI, pour toute ces années de coopération scientifique, et bien sûr Nore et Kathy Arevalo (UNALM), pour la filtration des milliers échantillons collectés dans notre laboratoire de La Molina (Lima).

Je n'aurai pas eu l'occasion de présenter cette thèse si Jean-Loup Guyot et Patrice Baby n'avaient pas eu l'idée, saugrenue et audacieuse, de me recruter à l'IRD. Avec Philippe Vauchel, ils m'ont énormément appris sur l'hydrologie et la géologie du bassin Amazonien. Je leur exprime ici à tous les trois ma gratitude, et ma profonde amitié.

Un grand merci à Jean Michel Martinez (IRD d'avoir accepté de diriger cette thèse, ainsi que pour l'énorme travail qu'il accomplit pour faire vivre le SO HyBAm, en tant que directeur de cet observatoire.

L'exploitation de nombreuses données satellite n'aurait pas été possible sans les nombreux développements logiciels réalisés par l'inégalable Gérard Cochonneau (IRD). Merci Gérard pour ta grande disponibilité et l'ensemble de ton travail dans le SO HyBAm.

Je remercie également Benoît Camenen et Jérôme Le Coz (IRSTEA), pour les nombreux et fructueux échanges que nous avons eus tout au long du déroulement de cette thèse, qui m'ont permis de progresser, ainsi que Sabine Sauvage et José Miguel Sánchez Pérez (ECOLAB) pour m'avoir lancé sur SWAT.

Merci à James Apaestegui (IGP), qui m'a appris à conduire sur les pistes amazoniennes et à survivre dans le trafic de Lima. Surtout, j'ai pu grâce à lui mieux comprendre le Pérou et décrypter le jargon liménien. Je n'oublierai pas nos aventures, sous terre, dans les Andes et sur les rivières amazoniennes.

Enfin, un grand merci à Bruno Lartiges (UPS), Raul Espinoza (UNALM) et Cindy Gosset, mes compagnons de route lors de la campagne de terrain réalisée en février 2017 dans le bassin de l'Ucayali, et dont les résultats sont présentés ici.

# Résumé

## Version française

Dans un contexte d'intensification de la variabilité climatique et de la pression anthropique sur les bassins de l'avant pays du bassin Amazonien, la compréhension des dynamiques hydro-sédimentaires devient plus que jamais un enjeu crucial pour garantir un développement durable dans cette région. La taille considérable de ce bassin impose une approche intégrée pour effectuer un suivi dynamique des flux particuliers, couplant données in-situ, télédétection (couleur de l'eau et altimétrie spatiale), campagnes de mesures de calibration/validation, et la modélisation hydrologique. C'est pourquoi ce problème a été abordé en identifiant deux modes granulométriques dominant le cortège d'alluvions transportées par les grandes rivières du bassin Amazonien. D'une part, les silts et les petits agrégats, qui peuvent être suivis en surface par satellite, et d'autre part les sables fins en suspension graduée, invisibles pour les satellites, mais dont le transport peut être modélisé par des équations issues de l'hydraulique.

Afin de relier la concentration en matières en suspension en surface, mesurée par satellite, et la concentration moyenne dans une section de mesure, une formulation physique est proposée (Santini *et al.*, 2019) et validée à partir d'un jeu de données hydro-sédimentaires exceptionnel, collecté en Amazonie péruvienne dans le cadre des activités du SO HyBAm. Ce modèle est également un outil puissant pour optimiser l'échantillonnage dans la colonne d'eau et le suivi in situ de concentration dans les grands fleuves.

Les paramètres hydrauliques nécessaires à son application, mais également aux lois de capacité de transport utilisées pour simuler les flux de sables, sont obtenus à partir du modèle hydrologique semi-distribué SWAT. Ce dernier a été utilisé pour simuler le cycle hydrologique dans un bassin test de 350 000 km<sup>2</sup>, l'Ucayali. Ce bassin, qui est la branche mère du fleuve l'Amazone, roule 12 000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> et exporte à l'Amazone 293 10<sup>6</sup> t an<sup>-1</sup> de sédiments. Les dynamiques hydro-sédimentaires intra-annuelles complexes ont mis en échec les approches de routage de l'eau et des sédiments implantées dans le modèle SWAT. En particulier, les effets d'épanchement des crues dans le lit majeur et de remous, qui contrôlent à l'échelle saisonnière les processus de sédimentation et de recyclage sédimentaire dans le bassin. De nouveaux modules de routage hydraulique et sédimentaire ont donc été implantés, en prenant en compte les effets précités.

Le modèle SWAT ainsi modifié permet une excellente simulation des débits journaliers à l'exutoire de l'Ucayali (Nash de 0.94), des vitesses moyennes et des hauteurs d'eau. Ces paramètres hydrauliques sont ensuite utilisés pour l'application de lois de capacité de transport afin de calculer un flux sables, et pour l'utilisation du modèle physique permettant de relier la concentration satellite en particules fines à une concentration moyenne. Cette approche permet ainsi, en s'appuyant sur le réseau conventionnel in-situ et sur des stations « virtuelles » où les flux sont suivis par simulation et par satellite, de proposer un bilan dynamique détaillé et étendu pour le bassin de l'Ucayali.

## Version anglaise

Because increasing climatic variability and anthropic pressures have affected the sediment dynamics of large tropical rivers, long-term sediment concentration series have become crucial for understanding the related socio-economic and environmental impacts.

The large size of this basin requires an integrated approach to dynamically monitor sediment flows, by coupling in-situ data, remote sensing (water colour and spatial altimetry), calibration/validation measurement campaigns, and hydrological modelling.

This is why this problem has been approached by identifying two grain size modes that dominate the process of sediment transport in the major rivers of the Amazon basin. On the one hand, the silts and small aggregates, which can be monitored at the water surface by satellite, and on the other hand, the fine sands in graded suspension, invisible to satellites, but whose transport can be modelled by equations derived from hydraulics.

In order to link the surface suspended sediment concentration, measured by satellite, and the average concentration in a river reach, a physical formulation is proposed (Santini *et al.*, 2019) and validated from an exceptional hydro-sedimentary dataset collected in the Peruvian Amazon as part of the SO HyBAm activities. This model is also a powerful tool for optimizing water column sampling and in situ concentration monitoring in large rivers.

The hydraulic parameters required for its application, but also for the laws of transport capacity used to simulate sand flows, are derived from the semi-distributed SWAT hydrological model. The latter was used to simulate the hydrological cycle in a 350,000 km<sup>2</sup> test basin, the Ucayali. This basin, which is the main branch of the Amazon River, discharges 12,000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> of water and exports 293 10<sup>6</sup> t year<sup>-1</sup> of sediment to the Amazon River. Complex intra-annual hydro-sedimentary dynamics have thwarted the water and sediment routing approaches implemented in the SWAT model. In particular, the effects of flooding on the river flood wave propagation, which seasonally control sedimentation and sediment recycling processes in the basin. New hydraulic and sedimentary routing modules have therefore been implemented into the model, taking into account the above-mentioned effects.

The modified SWAT model allows an excellent simulation of daily flows at the Ucayali outlet (Nasch of 0.94), average velocity, and water levels. These hydraulic parameters are then used for the application of transport capacity laws to calculate a sand flow, and for the use of the physical model to link the satellite fine particle concentration to an average concentration. This approach thus makes it possible, based on the conventional in-situ network and on “virtual” stations where flows are monitored by simulation and satellite, to propose a detailed and extended dynamic assessment for the Ucayali basin.

## Version espagnole

En un contexto de intensificación de la variabilidad climática y de la presión antropogénica en la cuenca amazónica, la comprensión de la dinámica hidro-sedimentaria se está convirtiendo, más que nunca, en una problemática crucial para garantizar el desarrollo sostenible en esta región. El tamaño considerable de esta cuenca requiere un enfoque integrado para monitorear dinámicamente los flujos de partículas, combinando los datos in situ, la teledetección (color del agua y altimetría espacial), las campañas de medición de calibración/validación y la modelización hidrológica. Aquí, esta problemática fue abordada identificando dos modos de granulometría que dominan los aluviones transportados por los principales ríos de la cuenca amazónica. Por un lado, los silts y pequeños agregados, que pueden ser monitoreados en la superficie del río por satélite, y por otro lado, las arenas finas en suspensión graduada, invisibles para los satélites, pero cuyo transporte puede ser modelado por ecuaciones de la hidráulica.

Para vincular la concentración de materia en suspensión en la superficie, medida por satélite, y la concentración media en una sección de medición, se propone aquí una formulación física (Santini *et al.*, 2019), validada a partir de un conjunto de datos hidro-sedimentarios excepcionales, recogidos en la Amazonía peruana como parte de las actividades SO HyBAm. Este modelo es también una herramienta para optimizar el muestreo de la columna de agua y el monitoreo de la concentración in situ en grandes ríos.

Los parámetros hidráulicos necesarios para su aplicación, pero también para las leyes de capacidad de transporte utilizadas para simular flujos de arena, se obtienen a partir del modelo hidrológico semi-distribuido SWAT. Este último se utilizó para simular el ciclo hidrológico en una cuenca de prueba de 350.000 km<sup>2</sup>, el Ucayali. Esta cuenca, que es la rama madre del río Amazonas, rueda 12.000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> y exporta 293.10<sup>6</sup> t anuales de sedimentos al Amazonas. La complejidad de la dinámica hidro-sedimentaria intra-anual ha fracasado los enfoques de ruteo de agua y sedimentos implementados en el modelo SWAT. En particular, los efectos de las inundaciones y de remanso, que controlan estacionalmente los procesos de sedimentación y de reciclaje de sedimentos en la cuenca. Por lo tanto, se han implementado nuevos módulos de transferencia hidráulico y sedimentario, teniendo en cuenta los efectos antes mencionados.

El modelo SWAT así modificado permite una excelente simulación de los caudales diarios a la salida de Ucayali (Nasch de 0.94), velocidades medias y niveles de agua. Estos parámetros hidráulicos se utilizan después para la aplicación de las leyes de capacidad de transporte para calcular un flujo de arena, y para el uso del modelo físico para vincular la concentración de partículas finas del satélite a una concentración media. Este enfoque permite así, a partir de la red convencional in situ y de las estaciones "virtuales" donde los flujos son monitoreados por simulación y satélite, proponer una evaluación dinámica, detallada, y ampliada, para la cuenca del Ucayali.

# Sommaire

<b>Introduction : Le transport sédimentaire à l'échelle continentale et le rôle des plaines alluviales</b>	<b>17</b>
<b>Chapitre 1 : Les grandes rivières de l'Amazonie</b>	<b>29</b>
<b>1.1 Des rivières puissantes</b>	<b>30</b>
<b>1.2 Le climat amazonien et sa variabilité</b>	<b>31</b>
1.2.1 Description générale	31
1.2.2 Une récente intensification du cycle hydrologique	35
1.2.3 Réponse du bassin Amazonien aux variabilités climatiques multi-échelles	37
<b>1.3 Le contexte géologique</b>	<b>41</b>
1.3.1 Les Andes	41
1.3.2 L'orogénèse des Andes Centrales	42
1.3.3 Stratigraphie sommaire des domaines morphostructuraux dans les Andes Centrales	43
1.3.4 La plaine Amazonienne: subsidences et soulèvements	50
<b>1.4 La production des sédiments sur les versants Andins</b>	<b>53</b>
<b>1.5 Etat de l'art relatif aux mesures sédimentaires dans le bassin Amazonien</b>	<b>57</b>
1.5.1 Les pionniers : le temps des campagnes exploratoires	57
1.5.2 Le temps des grands programmes de suivi hydro-sédimentaire	59
1.5.3 Synthèse des travaux et actualisation des bilans sédimentaires	71
<b>1.6 Le rôle central des plaines d'inondation dans les transferts d'eau et de matières</b>	<b>81</b>
1.6.1 Quelques éléments de morphologie fluviale	82
1.6.2 Complexité hydro-morphologique de la plaine d'inondation dans le bassin Amazonien	84

1.6.3	Connections et échanges entre lit majeur et lit mineur	90
1.6.4	Influence du lit majeur sur l'écoulement dans le lit mineur	96
1.6.5	Impacts de la plaine inondée sur le transfert des sédiments	101
<b>1.7</b>	<b>Le bassin de l'Ucayali comme cas d'étude</b>	<b>116</b>
1.7.1	Description	116
1.7.2	Le climat dans le bassin de l'Ucayali	128
 <b>Chapitre 2 : Données et méthodes pour la construction de chroniques hydro-sédimentaires</b>		<b>131</b>
<b>2.1</b>	<b>Préambule : la mesure des flux sédimentaires</b>	<b>132</b>
2.1.1	Mesurer les flux sédimentaires, un problème complexe	132
2.1.2	Les diverses techniques de jaugeage de la phase solide de l'écoulement	138
<b>2.2</b>	<b>Le Service d'Observation HyBAm sur les grands fleuves amazoniens</b>	<b>145</b>
<b>2.3</b>	<b>Les données</b>	<b>147</b>
2.3.1	Une région d'étude étendue à l'avant pays péruvien	147
2.3.2	Synthèse des données collectées	148
2.3.3	Les données disponibles dans le bassin étudié (Ucayali)	152
<b>2.4</b>	<b>Les protocoles de mesures in situ utilisés</b>	<b>156</b>
2.4.1	Un suivi des concentrations tout au long du cycle hydrologique	156
2.4.2	Représentativité de l'échantillonnage calendaire	157
2.4.3	La mesure de la concentration moyenne dans la section	163
2.4.4	Le calcul de la concentration moyenne	169
2.4.5	La filtration des échantillons en laboratoire	173
2.4.6	La mesure in situ des hauteurs d'eau dans le bassin de l'Ucayali	173
2.4.7	La mesure des débits sur les grands fleuves amazoniens	176



2.4.8	Mesure des distributions granulométriques	182
<b>2.5</b>	<b>Les données issues de l'hydrologie spatiale</b>	<b>184</b>
2.5.1	Le suivi des concentrations en MES fines par satellite	184
2.5.2	Campagne de calibration – validation sur l'Ucayali	188
2.5.3	Les données issues de l'altimétrie spatiale	200
<b>2.6</b>	<b>Extension et critique des séries de données</b>	<b>201</b>
2.6.1	Les chroniques de hauteur d'eau	201
2.6.2	Méthodes de propagation pour les débits	205
2.6.3	Une utilisation volontairement restreinte des données MODIS	206
 <b>Chapitre 3 : Calcul des flux et mise en évidence des processus : vers la modélisation hydro-sédimentaire</b>		 <b>207</b>
<b>3.1</b>	<b>Des flux solides par groupe granulométrique</b>	<b>208</b>
3.1.1	Avant-propos : la part des sables dans les flux solides	208
3.1.2	Flux totaux de MES	209
3.1.3	Flux de MES fines	210
3.1.4	Construction de chroniques de flux de sables	211
<b>3.2</b>	<b>Exploitation des observations pour la compréhension des processus liés aux crues débordantes</b>	<b>215</b>
3.2.1	Relations débit – concentration	215
3.2.2	Mise en évidence d'échanges entre les lits majeur et mineur	218
3.2.3	Variabilité saisonnières des champs de vitesse	220
3.2.4	Relations entre lit mobile et flux de sables	222
<b>3.3</b>	<b>Mise en évidence du rôle de la plaine sur le transfert des sédiments dans le bassin de l'Ucayali</b>	<b>227</b>

<b>3.4 Mécanique des rivières : vers la modélisation des flux hydro-sédimentaires</b>	<b>232</b>
3.4.1 Genèse et hypothèses des équations de Barré de Saint-Venant	232
3.4.2 Les équations de Barré de Saint-Venant	233
3.4.3 Notions de résistance à l'écoulement	238
3.4.4 Les résistances à l'écoulement d'échelle morphologique	239
3.4.5 Elaboration d'une méthode pour le calcul des débits	242
3.4.6 Application dans les stations de la confluence Ucayali-Marañon	248
3.4.7 Discussion : un problème de résistance à l'écoulement ou un effet de remous?	250
3.4.8 Calcul des débits à Lagarto et à Puerto Inca	254
3.4.9 Modélisation de la capacité de transport	256
3.4.10 Application, avec la formule de Camenen <i>et</i> Larson (2008)	258
3.4.11 Le modèle de Molinas <i>et</i> Wu (2001)	261
3.4.12 Une alternative possible pour la modélisation hydrologique: le modèle d'Engelund <i>et</i> Hansen (1967)	262
3.4.13 Résultats	263

## **Chapitre 4 : Suivi des flux sédimentaires par une méthode basée sur l'échantillonnage d'indices de concentration 267**

<b>4.1 Introduction</b>	<b>269</b>
<b>4.2 Materials and methods</b>	<b>273</b>
4.2.1 Hydrological data acquisition	273
4.2.2 Theory for modeling vertical concentration profiles	277
4.2.3 A general expression for the ratio $\alpha$	281
4.2.4 Model fitting strategy	283
4.2.5 Shear velocity estimation from ADCP transects	283
<b>4.3 Results</b>	<b>285</b>

4.3.1	Data analysis	285
4.3.2	Suspension model suitability with the measured profiles	289
<b>4.4</b>	<b>Discussion on the model applicability</b>	<b>296</b>
4.4.1	Estimation of the diffusivity ratio $\beta\phi$	296
4.4.2	Predicting $ds$ from the riverbed PSD	300
4.4.3	Sensitivity analysis and recommendations for optimized sampling procedures	302
<b>4.5</b>	<b>Conclusion and perspectives</b>	<b>304</b>
<b>4.6</b>	<b>Appendices</b>	<b>306</b>
4.6.1	List of notations	306
4.6.2	Soulsby (1997) settling law (terminal velocity):	307
4.6.3	Velocity laws:	307
<b>4.7</b>	<b>Supplementary</b>	<b>307</b>
4.7.1	Effect of particle concentration on sediment diffusivity	307
4.7.2	Implications of an velocity distribution vertically uniform and the implications of this assumption for the methodology applied	308
4.7.3	The influence of bedforms and meanders on the velocity profiles	310
4.7.4	Average of velocity profiles	313
4.7.5	Effect of the velocity profiles averaging on the sediment distributions near riverbanks	314
4.7.6	Depth-integrated velocity $\mathbf{u}$	315

## **Chapitre 5 : Modélisation des flux hydro-sédimentaires dans le bassin de l'Ucayali** **317**

<b>5.2</b>	<b>Introduction</b>	<b>318</b>
5.2.1	Objectifs du chapitre et verrous	318
5.2.2	Généralités sur les modèles hydrologiques	319

<b>5.3</b>	<b>SWAT, description et première évaluation</b>	<b>321</b>
5.3.1	Description synthétique	321
5.3.2	Une discrétisation « semi-distribuée » du bassin versant	322
5.3.3	Routage des débits	326
5.3.4	La production des sédiments à l'échelle des versants	331
5.3.5	Taille des particules	336
5.3.6	Le routage des sédiments dans SWAT	338
<b>5.4</b>	<b>Simulation des débits dans le bassin de l'Ucayali</b>	<b>346</b>
5.4.1	Les données d'entrée du projet	346
5.4.2	Discrétisation spatiale choisie et construction du projet	349
5.4.3	Evaluation de la précision du modèle	351
5.4.4	Calibration du projet	353
5.4.5	Test des modules de routage implantés dans SWAT	355
<b>5.5</b>	<b>Conception de nouveaux modules de routage</b>	<b>364</b>
5.5.1	Discrétisation et formalismes adoptés	366
5.5.2	Une première solution hydrologique simple: un modèle de Muskingum, avec un coefficient de déphasage variable	373
5.5.3	Conception de modules de routage hydraulique pour SWAT	375
5.5.4	Tests préliminaires avec un code développé sous R	385
5.5.5	Simulation des débits dans le bassin de l'Ucayali	392
<b>5.6</b>	<b>Simulation du routage des flux solides</b>	<b>402</b>
5.6.1	Création de modules pour le routage des sédiments	402
5.6.2	Résultats	408
<b>5.7</b>	<b>Conclusion du chapitre</b>	<b>411</b>

<b>Chapitre 6 : Vers un suivi intégré de la dynamique sédimentaire dans le bassin de l'Ucayali</b>	<b>413</b>
<b>6.1 Une approche intégrée pour le suivi des flux hydro-sédimentaires</b>	<b>414</b>
<b>6.2 Suivi des flux de MES fines par satellite</b>	<b>416</b>
6.2.1 Les données satellites	416
6.2.2 Calibration des données satellites	417
6.2.3 Résultats	427
<b>6.3 Validation de l'approche intégrée proposée</b>	<b>429</b>
<b>6.4 Application de l'approche intégrée au bassin de l'Ucayali</b>	<b>430</b>
6.4.1 Dynamique amont-aval des volumes d'eau stockés dans la plaine de l'Ucayali	430
6.4.2 Bilan sédimentaire dans le bassin de l'Ucayali	433
<b>Conclusion</b>	<b>439</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>447</b>
<b>Annexes</b>	<b>473</b>

# Liste des principales notations

## Indices principaux:

$\phi$	Groupe granulométrique $\phi$
$f$	Groupe des sédiments fins ( $0.45 \mu\text{m} < d_f < 63 \mu\text{m}$ )
$s$	Groupe des sables ( $d_s > 63 \mu\text{m}$ )
$\chi$	Valeur indice
$o$	Valeur de référence, prise juste au-dessus du lit
$bkfull$	Valeur de pleins-bords (hauteur d'eau ou vitesse)
$c$	Lit mineur, avec lit majeur inactif
$cf$	Lit mineur, avec lit majeur actif

## Intégrations:

$\langle \rangle$	Valeur intégrée sur la verticale et, par extension, sur la section.
$\bar{\quad}$	Valeur moyennée dans le temps

## Notations principales:

$A_h$	Aire de la section mouillée ( $\text{m}^2$ )
$A_d$	Aire de drainage d'un bassin versant ( $\text{km}^2$ )
$B$	Largeur au miroir (m)
$C$	Concentration en sédiments ( $\text{mg l}^{-1}$ )
$d$	Diamètre (moyenne arithmétique) (m)
$d_b$	Diamètre moyen des granulats sur le lit (m)
$d_s$	Diamètre moyen des sédiments en suspension (m)
$d_*$	Diamètre sédimentologique (-)
$f$	Coefficient de frottement de Darcy (-)
$g$	Accélération de la pesanteur ( $\text{m s}^{-2}$ )
$h$	Hauteur d'eau moyenne (m)
$K$	Coefficient de déphasage de Muskingum (s)
$k_s$	Hauteur de rugosité équivalente de Nikuradse (m)
$n$	Coefficient de Manning ( $\text{s m}^{-1/3}$ )
$P$	Nombre de Rouse (-)
$Q$	Débit liquide ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$Q_s$	Débit solide ( $\text{g s}^{-1}$ , ou $\text{t s}^{-1}$ , $\text{t j}^{-1}$ , $\text{t an}^{-1}$ )

$Q_s^*$	Capacité de transport ( $\text{g s}^{-1}$ )
$q_s$	Débit solide par unité de largeur ( $\text{g s}^{-1} \text{m}^{-2}$ )
$R_h$	Rayon hydraulique (m)
$s$	Densité relative (-)
$S_0$	Pente longitudinale du lit ( $\text{m m}^{-1}$ )
$S_f$	Pente de dissipation d'énergie par frottement sur le lit ( $\text{m m}^{-1}$ )
$S_w$	Pente de la ligne d'eau par rapport au lit ( $\text{m m}^{-1}$ )
$u$	Vitesse ( $\text{m s}^{-1}$ )
$u_*$	Vitesse de cisaillement ( $\text{m s}^{-1}$ )
$V$	Volume d'eau dans un bief ( $\text{m}^3$ )
$V_s$	Volume de sédiments dans un bief ( $\text{m}^3$ ou t)
$w$	Vitesse de chute des sédiments ( $\text{m s}^{-1}$ )
$W_{fp}$	Largeur de la plaine inondée (m)
$x$	Abscisse curviligne (m)
$X$	Fraction massique (-)
$X$	Coefficient d'atténuation de Muskingum (s)
$z$	Hauteur au-dessus du lit (m)
$\alpha$	Ratio entre concentration moyenne et indice de concentration (-)
$\beta$	Ratio des coefficients de diffusion des sédiments et diffusion turbulente (-)
$\beta_m$	Paramètre de quantité de mouvement de Boussinesq (-)
$\varepsilon$	Coefficient de diffusivité des sédiments ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$\varepsilon_m$	Coefficient de diffusion turbulente (ou viscosité cinématique, voir $\nu$ ) ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$\kappa$	Constante de Von Kármán (-)
$\nu$	Viscosité cinématique (ou coefficient de diffusion turbulente, voir $\varepsilon_m$ ) ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$\rho_w$	Densité de l'eau ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\rho$	Densité des sédiments ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\zeta_n$	Facteur de correction de la résistance à l'écoulement (-)
$\zeta_s$	Facteur de correction de la ligne d'eau (-)
$\theta$	Contrainte totale adimensionnée (-)
$\theta'$	Contrainte de peau (-)
$\theta''$	Contrainte de forme, ou « morphologique » (-)
$\theta_{cr}$	Paramètre de Shields critique (-)

*NB : Sauf mention contraire, les figures, tableaux et photographies présentés dans ce manuscrit sont de l'auteur.*

# Le transport sédimentaire à l'échelle continentale et le rôle des plaines alluviales

De chaque côté de la vallée, des torrents dévalaient les gorges pour se jeter dans la Salinas. A cours des hivers pluvieux, les torrents s'enflaient et venaient grossir la Salinas qui, bouillonnante et furieuse, quittait son lit pour détruire. Elle entraînait la terre des fermes riveraines ; elle arrachait et charriait granges et maisons ; elle prenait au piège et noyait dans son flot bourbeux vaches, cochons et moutons, et les roulait vers la mer. Puis, avec la fin du printemps, la rivière regagnait son lit et les bancs de sable apparaissaient. En été, elle se terrait. De l'élément liquide, seules subsistaient des flaques à l'emplacement des tourbillons hivernaux. L'herbe reculait et les saules se redressaient, empanachés de débris. La Salinas n'était qu'une rivière saisonnière et capricieuse, tour à tour dangereuse et timide - mais nous n'avions que celle-là et nous en étions fiers. On peut être fier de n'importe quoi si c'est tout ce que l'on a. Moins on possède, plus il est nécessaire d'en tirer vanité. Entre les deux chaînes de montagnes, au pied des contreforts, le sol de la Vallée est de niveau, car c'était, il y a des siècles, le fond d'un fjord d'une centaine de milles de long. L'embouchure de la rivière - où se trouve actuellement Moss Landing - formait, il y a des centaines d'années, le goulet de ce long bras de mer.

John Steinbeck,  
*East of Eden* (1952)



## La production de matières particulaires

L'infime enveloppe fluide située à l'interface entre l'écorce terrestre et l'atmosphère délimite une « zone critique », dans laquelle la vie s'est patiemment développée. Les grands cycles biogéochimiques terrestres, qui ont pour la plupart lieu au sein de cette interface, impliquent le transfert de matières à travers les hydro-systèmes continentaux, sous forme dissoute et particulaire (Schumm, 1977; Gaillardet *et al.*, 1999; Allen, 2008). La croûte terrestre, qui paraît si stable sous nos pieds, appartient en réalité à un ensemble vertical beaucoup plus épais (entre 7 et 70 km de profondeur), appelée lithosphère, mu par des forces d'échelle tellurique. Cette dernière est sempiternellement renouvelée au niveau des dorsales océaniques par les mouvements profonds de convection interne dans le manteau terrestre. C'est cette dynamique qui, associée aux forces climatiques (Photographie 1), est responsable de la formation des reliefs là où les continents lancés à la dérive sur l'asthénosphère ductile entrent en collision, ou encore sur les « points chauds » de volcanisme qui déchirent furieusement la croûte.



Photographie 1: Les deux moteurs de la dynamique terrestre: à gauche, Ouranos – Οὐρανός (le ciel, ou « celui qui fait pleuvoir », par ailleurs frère aîné d'Ouréa – Οὐρέα, « les montagnes », et de Pontos – Πόντος – « le Flot ») et à droite Gaïa – Γαῖα (la Terre). Ce mythe hésiodique rappelle que les Grecs avaient déjà compris que le fécond couplage tectonique-climat pouvait libérer des forces « titanesques ».

La formation des chaînes de montagnes résulte donc d'un couplage complexe entre la déformation lithosphérique, les mécanismes liés à la subduction et les processus de surface (altération, érosion et climat) (Figure 1). L'altitude des reliefs est en effet, sur des échelles de temps géologiques, limitée par l'érosion (e.g. [Montgomery, 2002](#)). Sous l'action du climat (régime des pluies et des températures), les minéraux qui constituent les roches mères sont lentement dégradés par l'altération chimique des roches, laquelle est parfois aidée par des processus physiques de fracturation (gel-dégel) et d'abrasion (glaciers). La roche fracturée forme alors une couche de régolithe qui devient un sol près de la surface, dans laquelle l'eau s'infiltré et circule à travers les interstices meubles, accélérant ainsi le processus de dégradation (e.g. [Braun et al., 2016](#)). Les éléments dissous sont exportés vers les cours d'eau (e.g. [Gaillardet et al., 1999](#)), laissant derrière eux les matériaux les moins solubles. Ce processus chimique de dissolution des roches (en particulier l'altération des silicates) est consommateur de CO<sub>2</sub>, ([Amiotte Suchet et al., 2003](#)). Les ions bicarbonates résultants de ces réactions sont exportés vers les océans, et assimilés par les organismes avant de sédimenter (sédimentation pélagique), puis d'être à nouveau soulevés par la machine tectonique terrestre et ainsi disponibles pour un nouveau cycle (cannibalisme sédimentaire). Les grandes phases tectoniques responsables de l'épaississement crustal des chaînes de montagne, ou la formation de trapps (Deccan, Ethiopie) sur les points chauds, permettent la séquestration d'une grande quantité de gaz carbonique contenu dans l'atmosphère (ex. [Donnadieu et al., 2004](#)). Ainsi, depuis le dernier optimum climatique connu à l'Eocène supérieur où les températures moyennes de l'océan Antarctique étaient alors de 12°C supérieures au climat moyen actuel, la température sur Terre a significativement diminué ([Zachos et al., 2008](#)), en raison de plusieurs facteurs, dont l'altération des silicates sous un climat chaud et l'évolution de l'orogénèse Andine à partir de l'oligocène (« Grande Coupure ») ([Molnar et England, 1990](#)).

Les résidus particuliers de la dégradation des roches sont mobilisés par le ruissèlement à la surface des versants, et, surtout, via des processus gravitaires (avalanches de débris, solifluxion, glissements de terrain, etc.), avant d'être emportés par le cours d'eau de fond de vallée, quand sa puissance (ou sa « compétence ») le permet.

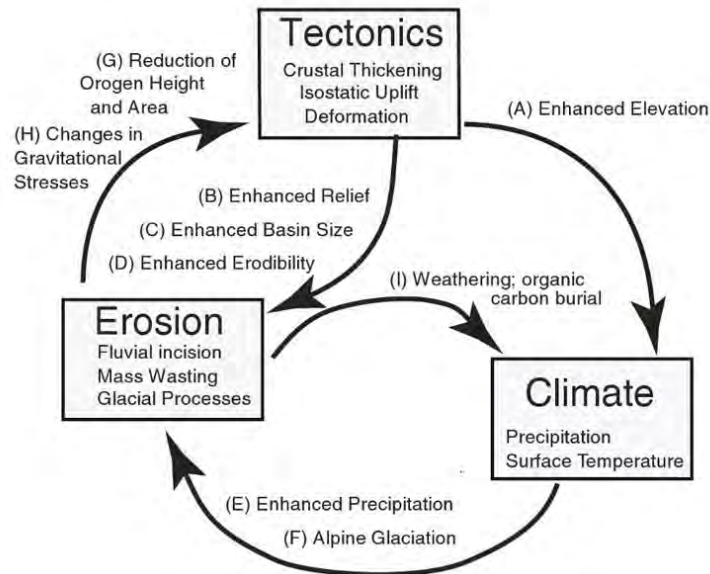


Figure 1: Interactions et rétrocontrôles pour les processus tectoniques, climatiques et d'érosion. (Willett *et al.*, 2006).

## Le routage « source to sink » des sédiments au sein des hydro-systèmes continentaux

Durant le routage des sédiments à travers les hydro-systèmes continentaux (Allen 2008), les particules sont triées dans la colonne d'eau en fonction de leur densité et de leur taille. Les plus grossières sont progressivement déposées (galets, graviers), voire brutalement abandonnées au droit des failles majeures marquant la transition entre les chaînes de montagnes et leurs piedmonts. Le reste est transporté soit en interaction avec le lit du cours d'eau (e.g. Meyer-Peter *et Müller*, 1948; Eisntein, 1950; Bagnold, 1977) et charrié sur ce même lit au sein d'une fine couche de l'écoulement, où les forces visqueuses sont encore prépondérantes sur les forces turbulentes, soit en suspension (e.g. O'Brien 1933; Rouse, 1937), homogène sur la hauteur d'eau – *washload* – ou uniforme et graduée (ex. silts et sables très fins) ou encore mixte et non-permanente (ex : sables grossiers ou très grossiers). En outre, au sein du réseau hydrographique, les particules peuvent être piégées dans des dépressions tectoniques et les plaines alluviales (e.g. Schumm, 1977; Dunne, 1998; Aalto, 2003; Baby *et al.*, 2009), pour des durées allant de quelques secondes à plusieurs millions d'années (e.g. Mertes *et al.*, 1996; Covault *et al.*, 2013), avant d'être remobilisées. Ainsi, les flux sédimentaires produits dans les zones en amont sont atténués, déphasés et tamponnés durant

leur routage vers l'aval, par l'élargissement de la vallée et par la dynamique interne de l'hydro-système, c'est à dire les échanges avec la plaine d'inondation: chaque particule sédimentaire emprunte son propre chemin, avec un temps de transit différent des autres (Allen, 2008).

Lorsque l'on parvient à tracer leurs sources (e.g. Walling, 2005), les sédiments nous racontent l'histoire climatique et géologique de notre Monde, en faisant le lien entre les zones de production (reliefs), et celle de piégeage sédimentaire (plaines alluviales, marges continentales). Ils peuvent également nous aider à cartographier la diffusion de contaminants. En outre, nombre des ressources naturelles (ex. minerais, charbon, hydrocarbures) que nous consommons, depuis l'anthropocène ou les révolutions industrielles, sont intimement liées à ces transferts de masse d'échelle continentale, et à la répartition des dépôts, contrôlée par des forçages d'ordre climatique et tectonique.

## Apports globaux aux océans

Les flux particuliers de matières continentales délivrées aux Océans seraient de l'ordre de 16.2 milliards de tonnes par an pour la charge en suspension, et de 1.6 milliard pour le charriage (Syvitski *et al.*, 2005). En particulier, les fleuves tropicaux sont des *hotspots* de flux hydro-sédimentaires (Figure 2) : la zone intertropicale domine en effet les apports fluviaux de matières aux océans, en contribuant à hauteur de 63% des flux d'eau et de 73% pour des flux de sédiments (Syvitski *et al.*, 2005).

Ces estimations, basées sur un jeu de données restreint à quelques centaines de fleuves, avec une qualité hétérogène des mesures et des flux plus ou moins bien contraints, restent très grossières, et mettent en avant deux enjeux antagonistes : d'une part, les méthodes globales utilisées tendent à sous-estimer la contribution des très nombreux petits fleuves côtiers (Milliman *et Meade*, 1983) (ex. le versant Pacifique du continent Sud-Américain), difficiles à instrumenter, et pour lesquels les événements climatiques et tectoniques extrêmes (ex : séismes à Taïwan, voir Dadson *et al.*, 2003, ou ENSO au Chili, Photographie 2) peuvent jouer un rôle majeur dans les bilans globaux, ces bassins n'étant pas assez grands pour développer une plaine d'inondation capable de tamponner ces flux. D'autre part, les apports



des grands fleuves restent probablement surestimés, car leurs dimensions et leur puissance posent des problèmes métrologiques importants, et, par conséquent, leur cycle hydrologique est souvent mal décrit, obligeant à des interpolations hasardeuses entre deux valeurs mesurées.

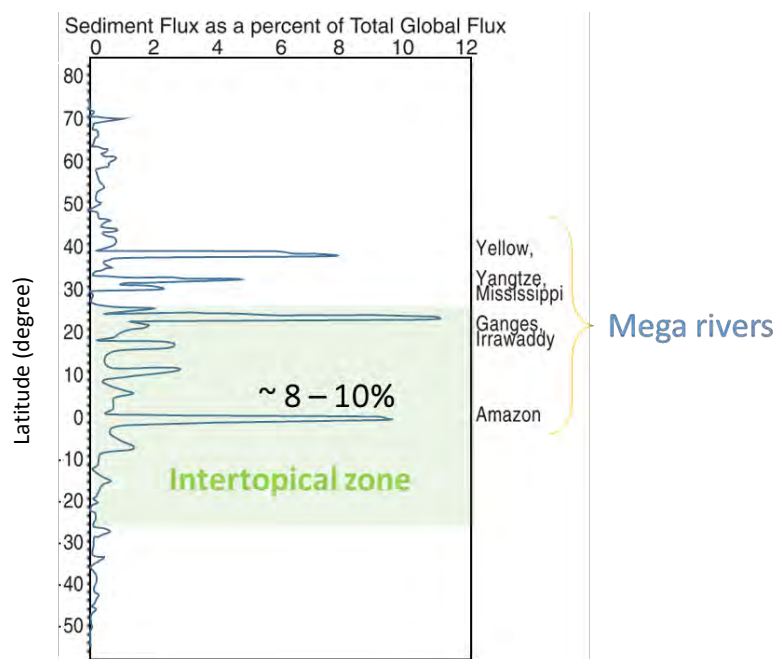


Figure 2: Contribution, par latitude, des fleuves aux apports en sédiments aux océans. (Figure modifiée d'après Syvitski *et al.*, 2005).



Photographie 2: Inondations au Chili, durant un évènement El Niño, en mars 2015.

## Le rôle des plaines alluviales dans les grands bassins fluviaux

Dans les transferts de matière à la surface des continents, la contribution des grands bassins est majeure (Figure 2). Ceux-ci drainent en effet environ 16 % des surfaces émergées (Fielding *et al.*, 2012). Leurs plaines alluviales sont des puits importants de sédiments, de nutriments, de matière organique et de polluants (Allison *et al.*, 1998; Aufdenkamp *et al.*, 2011; Syvitski *et al.*, 2012), des réacteurs d'altération (Bouchez *et al.*, 2012) et des sources importantes d'émission de gaz carbonique (Abril *et al.*, 2014). Cependant, la diversité et la complexité des mécanismes de dépôt et de recyclage de matières dans la plaine alluviale restent mal représentées dans la plupart des modèles hydrologiques (Lewin *et al.*, 2017), limitant notre compréhension de la dynamique sédimentaire dans ces grands bassins, et des processus biogéochimiques associés.

Avec une superficie de plus de  $6 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>, le bassin de l'Amazonie est emblématique de ce questionnement. C'est l'une des régions les plus abondante en eaux du monde et les plus riche en biodiversité, qui héberge  $\frac{1}{4}$  des espèces terrestres et abrite la plus grande forêt tropicale de la planète (e.g. Lesack, 1993; Malhi *et al.*, 2008; Fan *et Miguez-Macho*, 2010). Les principaux cours d'eaux blanches de ce bassin (Amazonie, Solimões et Madeira) connaissent une crue débordante annuelle de plusieurs mois, laquelle alimente de manière récurrente de vastes zones humides. Les cycles biogéochimiques y sont donc particulièrement intenses : la dynamique d'inondation favorise en effet les échanges de sédiments, de nutriments et d'organismes vivants entre le lit mineur et la plaine inondable.

Dans le même temps, le bassin est en transition (Walling *et al.*, 2006; Malhi *et al.*, 2008) : La pression anthropique croissante se traduit par un changement d'occupation des sols massif (déboisement, pratiques agricoles) dans de nombreuses régions (Figure 3, Photographie 3). Son sous-sol (mines et hydrocarbures) est déjà exploité et le nombre de projet futurs est considérable. L'énorme potentiel et la demande énergétique croissante poussent les états amazoniens à augmenter rapidement le nombre de projets hydroélectriques (+ 300%) pour les barrages d'une puissance supérieure à 2 MW dans les 20 prochaines années (e.g. Finer *et Jenkins*, 2012; Timpe *et Kaplan*, 2017; Tófoli *et al.*, 2017), bien que les chroniques consistantes et étendues de débits liquides et solides soient rares voire inexistantes dans la

plupart des bassins, et que les conséquences écologiques et socio-économiques potentielles soient difficilement évaluables. A l'échelle humaine, les impacts sur les transferts de matières aux océans pourraient être dissimulés par des effets « tampons » dans les grandes plaines d'inondation (Walling *et al.*, 2006).

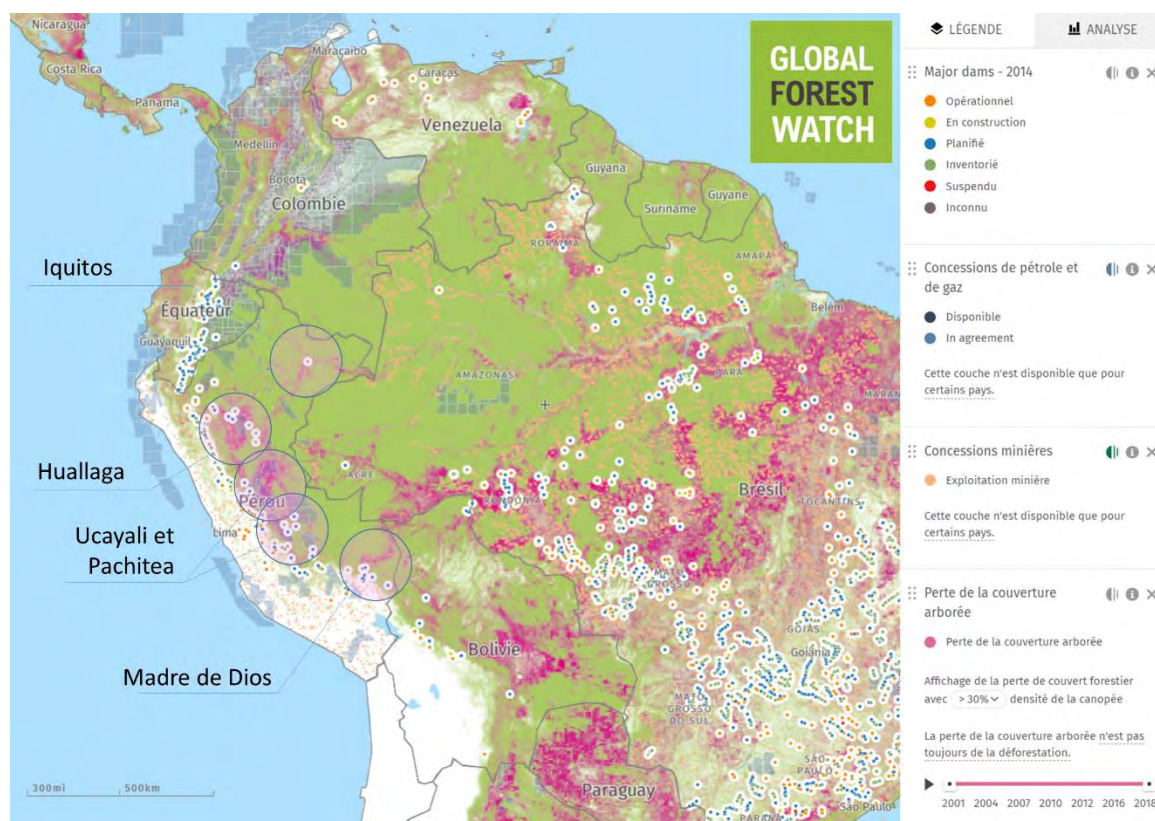


Figure 3: L'Amazonie, un bassin en transition : prolifération des barrages sur les têtes de bassin, multiplication des concessions minières, de pétrole et de gaz et deux décennies de perte du couvert forestier en Amazonie. On note l'importance et la rapidité du déboisement en Amazonie péruvienne, entre 2010 et 2018, dans les bassins de l'Ucayali, du Pachitea, du Huallaga, en proie à l'avancée des fronts pionniers, favorisé par la cessation des activités du Sentier Lumineux dans ces régions. Au sud du Pérou, la région du Madre de Dios est particulièrement affectée par l'exploitation de mines d'or informelles. Enfin, au Nord Est du pays, la croissance de la ville d'Iquitos met la forêt sous pression. Source : <https://www.globalforestwatch.org>.





Photographie 3: Incendies près de Porto Velho (Brésil), en 2019. Photographie de Victor Moriyama (Greenpeace).

## **Problématique et verrous**

A l'aune de ces nouvelles menaces, mais également face à l'intensification de la variabilité climatique globale, la question de la compréhension des processus de transfert des flux hydro-sédimentaires dans le bassin Amazonien se pose donc avec acuité. Le corolaire direct à cet enjeu crucial est la problématique du suivi des flux sur le long terme, à travers un réseau de stations de mesures, suffisamment dense pour contraindre des bilans amont – aval et les spatialiser à des échelles pertinentes, tout en permettant de quantifier les échanges avec la plaine d'inondation. Les réseaux de mesures in-situ conventionnelles ne permettent pas d'atteindre la densité de stations requise, principalement pour des contraintes de coût. Les bilans masquent ainsi souvent d'importants processus de dépôt et de remobilisation dans la plaine. L'extension quasi-continentale de ce bassin impose donc de bâtir une approche intégrée pour le suivi dynamique des flux particuliers, en couplant des mesures in-situ sur des sites de référence, des données issues des techniques de télédétection, calibrées et validées par des campagnes de mesures dédiées, et enfin la modélisation hydrologique.



## Objectifs et démarche scientifique proposée

Les travaux présentés dans ce document ont pour objectif principal de mieux identifier, comprendre, et quantifier les processus majeurs qui gouvernent le transfert de matières particulaires dans le bassin de l'Amazonie, et en particulier dans les plaines d'avant-pays.

Cet objectif se décline en plusieurs chantiers thématiques. Tout d'abord, il s'agit de réfléchir aux techniques de mesures in-situ et au calcul des flux, en s'appuyant sur les lois de l'hydraulique classique, afin d'améliorer les protocoles de mesures et proposer des solutions robustes de suivi des flux hydro-sédimentaires dans les grands bassins tropicaux, en particulier des flux de sables, plus difficiles à estimer, mais qui sont au cœur des dynamiques d'ordre morphologique des rivières. Le second chantier qui s'impose alors est la densification du réseau de mesure, afin d'améliorer significativement la spatialisation des bilans. Pour ce faire, il sera proposé de compléter aussi efficacement que possible les acquisitions in-situ par des stations « virtuelles ». Certaines seront suivies depuis l'espace, grâce à des capteurs embarqués sur satellite. Dans cette approche, la cible sera notamment le suivi des concentrations de matières fines en suspension (i.e. argiles, silts, petits agrégats) à la surface des biefs suivis. Un modèle devra être développé pour convertir ces concentrations observées à la surface en concentration moyenne dans la section. On cherchera à simuler les débits liquides au droit de ces stations virtuelles pour calculer des flux, avec le modèle hydrologique semi-distribué SWAT– *Soil and Water Assessment Tool*, tout en l'adaptant pour tenir compte du rôle des plaines d'inondation dans leur propagation. Il s'agira ensuite de modéliser les flux de sables transportés en suspension graduée, invisibles pour les satellites. Pour cela, des formalismes simples, construits à partir des observations et de lois hydrauliques, seront proposés puis implantés dans le modèle SWAT. De ces différents chantiers, est attendu une caractérisation fine de la dynamique sédimentaire des bassins étudiés, en identifiant les zones de dépôt et en quantifiant les volumes déposés et remobilisés.

La zone d'étude a d'abord été recentrée sur un jeu de 8 stations hydrologiques installées dans l'avant pays amazonien au Pérou, pour lesquelles un effort de mesure considérable a été consenti entre 2010 et 2015 par les équipes du Service d'Observation HyBAm – Hydrologie du Bassin Amazonien. Des approches de modélisation et de suivi intégré ont été ensuite

développées en utilisant le bassin de l'Ucayali (Pérou) comme cas d'étude. Ce bassin, qui est la branche mère du fleuve l'Amazone, roule  $12\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  et exporte à l'Amazone  $305\,10^6\text{ t an}^{-1}$  de sédiments (Santini *et al.*, 2014).

Le premier chapitre s'efforcera de donner une vision naturaliste, aussi complète que possible, des forçages climatiques et tectoniques contrôlant les transferts de masse dans le bassin Amazonien et s'attardera longuement sur les processus de dépôt et de remobilisation associés aux plaines d'inondations.

Le chapitre 2 présentera les jeux de données in-situ et de télédétection utilisés, ainsi que les méthodes d'acquisition, de critique et de reconstruction pour l'établissement de chroniques observées étendues et consistantes. Il permettra également d'apprécier les difficultés liées aux mesures sédimentaires in-situ, et en particulier au suivi des concentrations en sables.

En s'appuyant sur ces jeux de données, le chapitre 3 sera un banc d'essai destiné au test d'hypothèses, pour aller des observations vers la modélisation hydrologique. Les processus de transfert seront analysés. En particulier, l'impact des crues débordantes sur le routage hydro-sédimentaire sera mis en évidence. Des approches simplifiées pour le calcul et la modélisation (1d) des flux seront développées, à partir de lois hydrauliques et de capacité de transport, notamment en analysant les différentes sources de résistances à l'écoulement et en se basant sur le principe de la conservation de l'énergie.

Le chapitre 4 vise à construire un rouage essentiel du couplage entre télédétection et flux in-situ : afin de convertir la concentration en matières en suspension en surface d'un bief de rivière, mesurée par satellite, en une concentration moyenne, un modèle physique est proposé. Les paramètres que ce dernier requiert pourront être déduits de la simulation hydrologique des débits. Ce modèle est également un outil puissant pour optimiser l'échantillonnage de concentrations en sables dans la colonne d'eau, ainsi que le suivi de concentration dans les grands fleuves, et permet des analyses d'incertitude détaillées sur le calcul des flux.

Au chapitre 5, le modèle hydrologique semi-distribué SWAT a été utilisé pour simuler le cycle hydrologique dans le bassin de l'Ucayali. Des dynamiques hydro-sédimentaires intra-

annuelles complexes au sein de ce bassin ont mis en échec les approches de routage de l'eau et des sédiments du modèle SWAT. En particulier, les effets d'épanchement des crues dans le lit majeur et de remous, qui contrôlent à l'échelle saisonnière les processus de sédimentation et de recyclage sédimentaire dans le bassin. De nouveaux modules de routage (hydrologique, hydraulique et sédimentaire) ont donc été conçus et implantés, en simplifiant autant que possible les approches, et en prenant en compte les effets précités.

Enfin, le chapitre 6 fera l'intégration de tous les développements de la thèse (Figure 4), afin de proposer une analyse la dynamique de routage des flux hydro-sédimentaires dans le bassin de l'Ucayali à une échelle spatio-temporelle inédite.

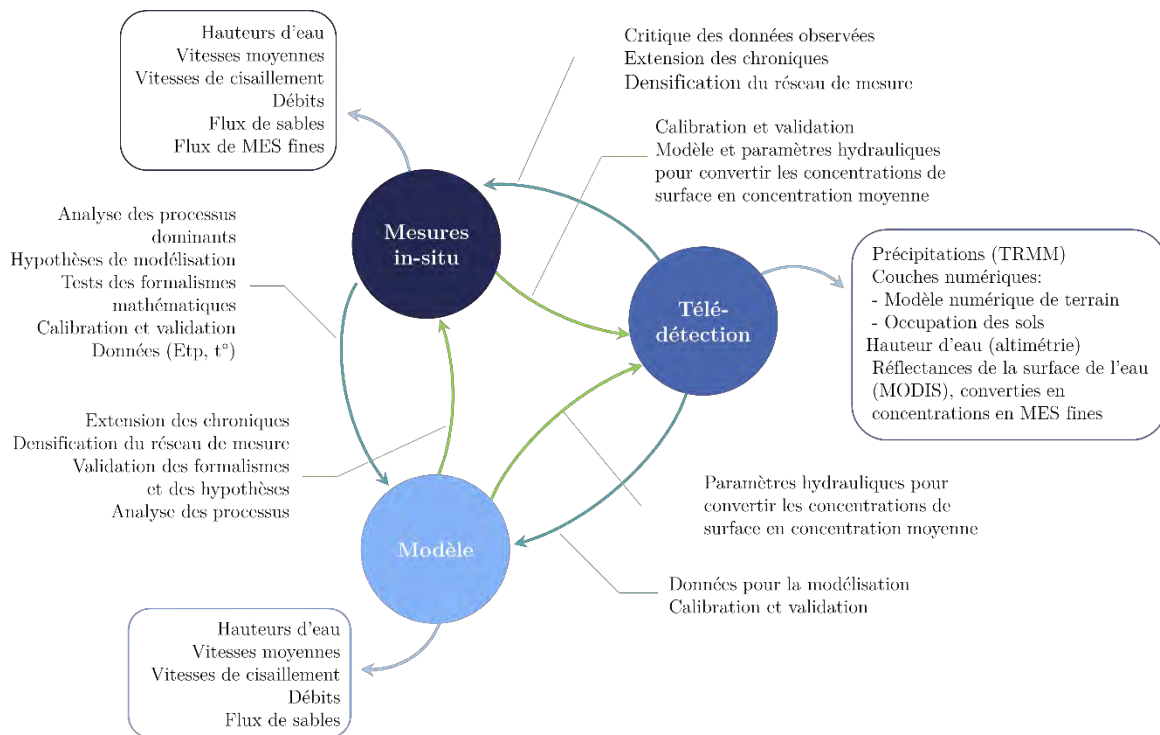


Figure 4: Résumé des approches de la thèse pour construire une méthode intégrée du suivi des flux hydro-sédimentaire, couplant mesures in-situ, télédétection et modélisation.

# Chapitre 1 : Les grandes rivières de l'Amazonie

Estas mujeres son muy blancas y altas, y tienen muy largo el cabello y entrenzado y revuelto a la cabeza y son muy membrudas y andan desnudas en cuero, tapadas sus vergüenzas, con sus arcos y flechas en las manos haciendo tanta guerra como diez indios, y en verdad que hubo mujer destas que metió un palmo de flecha por unos de los bergantines y otras qué menos, que parecían nuestros bergantines puerco espín.

Gaspar de Carvajal,  
*Descubrimiento del río de las Amazonas*  
*por el Capitán Francisco de Orellana (1542)*

## 1.1 Des rivières puissantes

L'Amazone roule un débit moyen de  $206\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  (Callède *et al.*, 2010), ce qui représente, selon les estimations, entre 20 et 50% des apports continentaux en eaux douces aux Océans. Son débit est donc de très loin le plus élevé de tous les fleuves de la planète. Il contribue également à hauteur de 15% aux flux verticaux d'évapotranspiration continentaux et joue ainsi un rôle majeur dans la circulation atmosphérique globale (Malhi *et al.*, 2008; Soares-Filho *et al.*, 2010).

Mais c'est surtout un système fluvial quasi-transcontinental sans aucun équivalent, qui draine  $\sim 4\%$  des terres émergées, avec de puissants affluents aussi nombreux que divers. Beaucoup de ces affluents, qui n'atteignent pas l'Océan, auraient toute leur place dans le haut du classement des grands fleuves mondiaux. Les transferts de masse à l'intérieur de cet hydro-système sont complexes, et les échanges latéraux avec les plaines d'inondation dessinées par ces géants sont du même ordre de grandeur que les flux délivrés à l'océan par le fleuve Amazone. D'autre part, le cycle orogénique Andin a profondément marqué l'histoire climatique et morphologique de ce bassin, et continue à jouer un rôle déterminant dans la production et les transferts de matière.

La compréhension globale, d'un point de vue naturaliste, de ces processus à partir d'un état de l'art détaillé apparaît donc comme une condition nécessaire avant de décliner des approches physiques pour la modélisation des flux. C'est pourquoi ce chapitre est dédié à la description des forçages climatiques et tectoniques influant les dynamiques sédimentaires du fleuve Amazone, à l'état actuel des connaissances sur les flux hydro-sédimentaires mesurés dans son bassin, et s'attardera en grande partie sur le rôle central des plaines alluviales dans ces transferts.

## 1.2 Le climat amazonien et sa variabilité

### 1.2.1 Description générale

La pluviométrie moyenne sur le bassin Amazonien est estimée à  $\sim 2\,000 - 2\,200$  mm par an. Ces précipitations proviennent d'abord des flux d'humidité circulant depuis l'Océan Atlantique vers les Andes (Salati *et al.*, 1979, 1987; Salati *et Vose*, 1984), relayée en allant vers l'Ouest par l'évapotranspiration du bassin versant (un arbre tropical peut restituer à l'atmosphère plusieurs centaines de litres d'eau par jour, et la forêt amazonienne compterait  $\sim 390$  milliards d'arbres). Depuis le Miocène, les Andes jouent un rôle déterminant dans la circulation de ces flux d'humidité : sans cette barrière orographique, l'Amazonie connaîtrait très probablement un climat beaucoup plus sec.

Le bassin versant de l'Amazonie s'étire sur deux hémisphères, et comprend plusieurs reliefs majeurs (Andes, arches, boucliers). Le régime des précipitations est donc caractérisé par une importante variabilité spatio-temporelle, comme le montrent les études régionales en Equateur (Laraque *et al.*, 2007), en Bolivie (Ronchail *et Gallaire*, 2006), au Pérou (Lavado *et al.*, 2012, 2013) ou les études globales (Ronchail *et al.*, 2002; Espinoza *et al.*, 2009b). Les régions septentrionales et méridionales du bassin ont ainsi des saisons des pluies opposées, avec au Nord des précipitations réparties durant l'été boréal (hiver austral) et au Sud durant l'été austral (hiver boréal), en raison de l'alternance des saisons entre les deux hémisphères, elle-même induite par la révolution de la Terre autour du Soleil et l'inclinaison de son axe de rotation ( $\kappa \lambda \iota \mu \alpha$  signifie en grec « inclinaison de la Terre vers le pôle »). A cheval sur l'Equateur, le bassin est ainsi influencé au niveau annuel par le mouvement de balancier Nord-Sud de la Zone de Convergence Inter-Tropicale – ZCIT, circulant par ailleurs d'Est en Ouest autour de la Terre. Ce balancier est le mécanisme du cycle annuel de la mousson Sud-Américaine (Garreaud *et al.*, 2009; Marengo *et Espinoza*, 2015) (Figure 1.1).

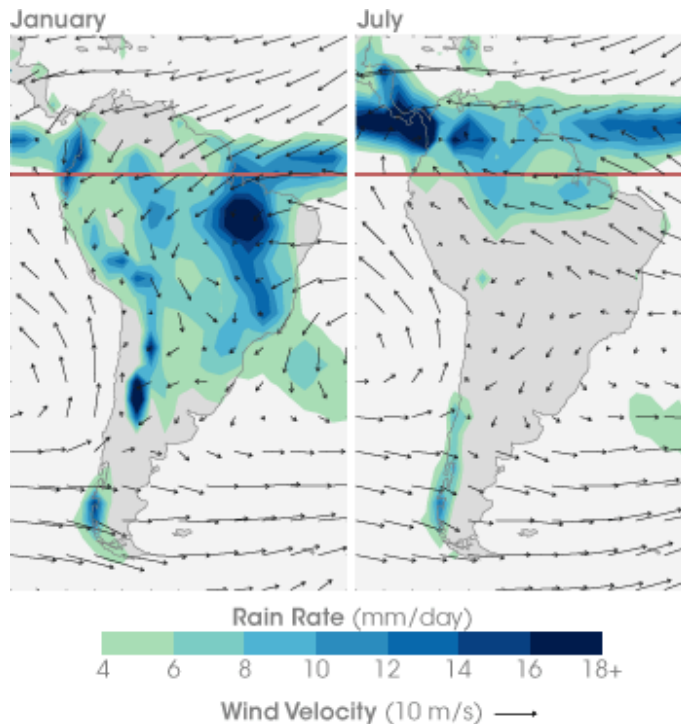


Figure 1.1: Mécanisme de la mousson Sud-Américaine: Entre janvier et juillet, le sens des vents dominants au-dessus de l'Amazonie équatoriale s'inverse, soufflant d'abord du Nord au Sud en janvier, puis du Sud au Nord en Juillet. La ZCIT située au Nord de l'Equateur en Juillet descend ainsi vers le Sud, amenant les masses convectives de l'Atlantique Equatorial Nord et des Caraïbes. Ce mouvement de balancier de la ZCIT est responsable de l'inversement des saisons humides entre les parties Nord et Sud du bassin Amazonien, ainsi que de la forte saisonnalité des pluies dans les sous-bassins du Sud. La ligne rouge repère l'équateur.

Source : [https://earthobservatory.nasa.gov/features/AmazonLAI/amazon\\_lai3.php](https://earthobservatory.nasa.gov/features/AmazonLAI/amazon_lai3.php).

Dans la zone méridionale du bassin, les pluies ont surtout lieu durant l'été austral (DJF) et sont régies par la Zone de Convergence Sud Atlantique. La variabilité saisonnière des précipitations est forcée par la mousson Sud-Américaine. Ainsi, les précipitations au Sud du bassin précèdent celle des régions Nord d'environ 6 mois (Ronchail *et al.*, 2002; Tomasella *et al.*, 2011).

La région Nord-Ouest, soumise à un climat de type équatorial, connaît des conditions humides toute l'année et donc une faible saisonnalité. Les précipitations moyennes annuelles déclinent en allant vers l'Est, avec des pluies un peu plus intenses de mars à mai au Sud de l'estuaire de l'Amazonie, et influencées par la migration de la ZCIT Atlantique.

Dans la partie Occidentale du bassin Amazonien, au niveau de l'avant pays Amazonien et du flanc oriental de la cordillère, la distribution spatiale des précipitations moyennes

annuelles affiche un gradient Nord-Sud, avec des pluies abondantes au Nord, s'amenuisant en allant vers le sud. Cette partie Sud du bassin est très influencée par le régime de la mousson Sud-Américaine.

D'Est en Ouest des Andes, les précipitations observent un gradient négatif très marqué. La chaîne de montagne constitue en effet une barrière orographique majeure pour les flux d'humidité en provenance de l'Atlantique et de la plaine. Entre 500 et 3000 m d'altitude, les pluies moyennes peuvent ainsi varier de  $\sim 7\,000$  mm par an à moins de 500 mm (Espinoza *et al.*, 2015). En atteignant les piémonts Andins, le flux devient anticyclonique et forme d'énormes masses de vapeurs d'eau circulant à l'Est des Andes, surnommées « rivières aériennes », ou encore « rivières volantes » (e.g. Arraut *et Satyamurty*, 2009; Poveda *et al.*, 2014). Ainsi, une partie non-négligeable du ruissèlement sur les versant orientaux de la cordillère pourrait avoir comme origine l'interception de l'humidité des nuages par la végétation (e.g. Strauch *et al.*, 2017).

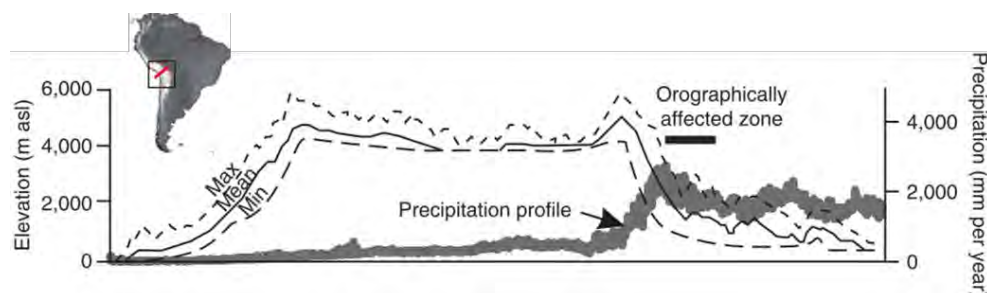


Figure 1.2: Exemple de profil altitudinal de précipitation (TRMM) le long d'un *transect* de 700 km dans les Andes Centrales Boliviennes. (Norton *et al.*, 2011).

D'autre part, dans cette zone déjà très arrosée, le découpage du relief peut piéger des masses humides descendant vers le Sud, et former des cellules de précipitations extrêmes, ou *hospots*, (ex : bassins du Chaparé, Madre de Dios et Pachitea) (Espinoza *et al.*, 2015). Dans ces régions couvertes d'une épaisse végétation, des précipitations supérieures à 7 000 mm par an sont observées (Figure 1.3), bien qu'en réalité ces chiffres soient probablement sous-estimés, en raison de la faible densité de stations pluviométriques (ces zones sont difficiles d'accès), et des erreurs liées à l'estimation des pluies par satellite.



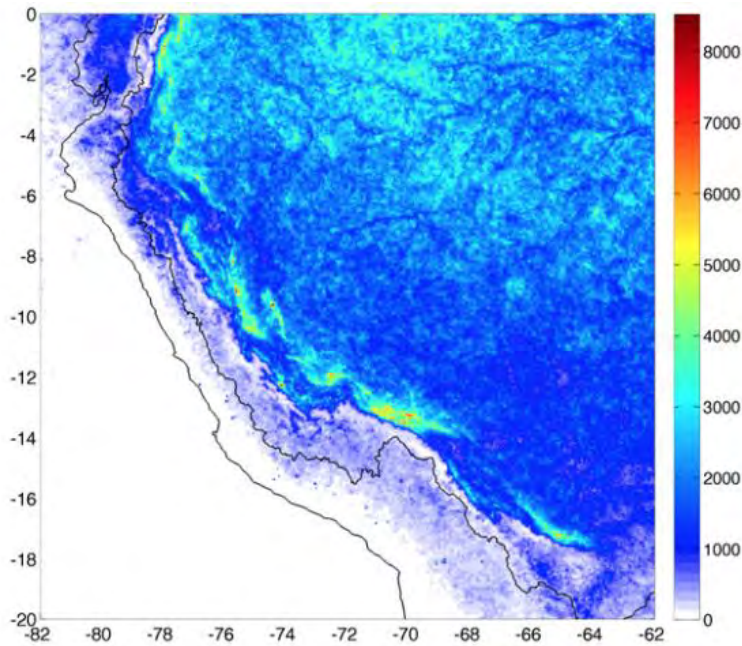


Figure 1.3: Carte des précipitations moyennes interannuelles sur l’Ouest du bassin Amazonien (période 1998 – 2012), en mm an<sup>-1</sup>, estimée à partir de données TRMM (produit PR 2A25). Des cellules de précipitations extrêmes apparaissent sur le flanc Est des Andes. (Espinoza *et al.*, 2015).

Les résultats de mesures de débits du SO HyBAM confirment ce schéma général (Figure 1.4). On note que les lames d’eau ruisselées sont plus importantes dans le Nord-Ouest du bassin, et que quelques zones de fortes précipitations se détachent sur les flancs orientaux des Andes (bassins Equatoriens du Napo et du Santiago, Pachitea, Madre de Dios et Chaparé), que l’on peut également repérer à la Figure 1.3. On notera également les très importantes lames d’eau ruisselées dans le bassin du Negro.

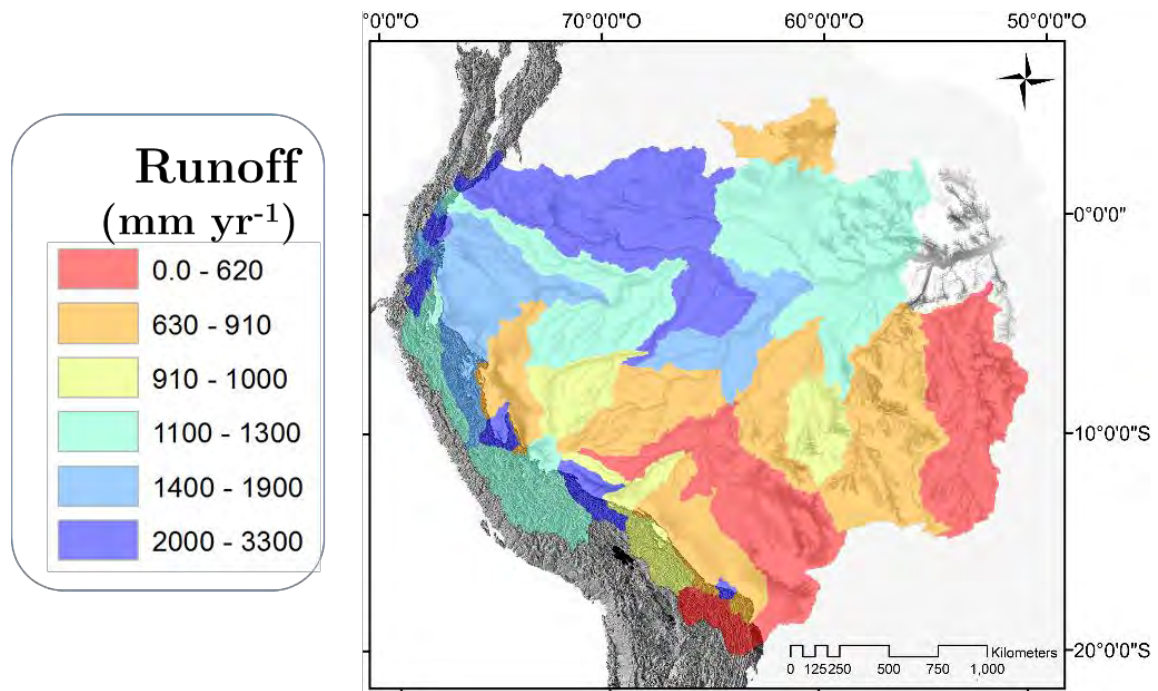


Figure 1.4: Lame d'eau ruisselée dans les principaux bassins du bassin Amazonien. Carte réactualisée dans le cadre de cette thèse, avec les dernières mesures du SO HyBAm, et basée sur les travaux de : Vauchel *et al.* (2017); Espinoza-Villar *et al.* (2017); dos Santos *et al.* (2017); Santini *et al.* (2014); Armijos *et al.* (2013a, 2013b); Filizola *et al.* (2009); Laraque *et al.* (2009); Filizola (2003); Filizola *et al.* (1999); Laraque *et al.* (2005); Guyot *et al.* (1988, 1994, 1996, 2007); Guyot (1993).

### 1.2.2 Une récente intensification du cycle hydrologique

Une intensification des crues est observée depuis la fin des années 1970 dans le bassin Amazonien, ainsi qu'une tendance à l'augmentation de la fréquence des étiages sévères depuis les années 1990 (Callède *et al.*, 2002, 2004; Davidson *et al.*, 2012; Gloor *et al.*, 2013; Nobre *et al.*, 2016). Les précipitations et les débits des rivières ont ainsi augmenté, et ce particulièrement pendant la saison humide, amplifiant progressivement l'amplitude entre les maxima et minima de l'hydrogramme de l'Amazone.

Au cours des deux dernières décennies, des crues records ont ainsi été mesurées successivement en 2009, 2012 (Photographie 1.1) et 2015, tandis que deux étiages extrêmement sévères étaient enregistrés en 2005 et 2010 (Marengo *et al.*, 2015), avec des impacts considérables pour les populations riveraines et le biome amazonien. Dans le même temps, la population et l'exploitation des ressources en Amazonie n'a cessé de croître, accentuant dramatiquement la pression sur le bassin ainsi que les risques humains, économiques et environnementaux.



Photographie 1.1: Vue aérienne de la ville d'Iquitos (Pérou), inondée durant la crue historique du Haut-Amazone en 2012. L'Amazone est à droite de la photographie. Au premier plan se trouve la rivière Itaya et au second plan le Nanay.

Bien que l'intensification du cycle hydrologique dans le bassin Amazonien soit globale, il existe cependant de fortes disparités régionales (Figure 1.5). Le Nord-Ouest du bassin (Marañón, Napo, Putumayo, Japurá) tend ainsi à être plus humide sur la période 2001-2009 que sur la période 1981-1990, alors que les sécheresses s'accroissent au Sud-Ouest, dans le bassin du Madeira (Figure 1.5). Il existe également une grande variabilité spatiale lors des événements extrêmes (Espinoza *et al.*, 2009a, 2009b).

Les sous bassins versants d'avant pays connaissent donc des évolutions opposées selon les régions. Sur une période récente (~ 15 ans), on observe une tendance à la diminution des débits d'étiage au Pérou. De plus, ces bassins d'avant pays ont été soumis à des événements hydrologiques extrêmes, frappant les régions Sud comme les régions Nord indépendamment de leurs tendances respectives et impactant les débits de l'Amazone au Brésil : inondations records en 2012 (Marañón), 2014 (Madeira), étiages sévères en 2005 et 2010 (Amazone) (Espinoza *et al.*, 2011, 2012, 2013).

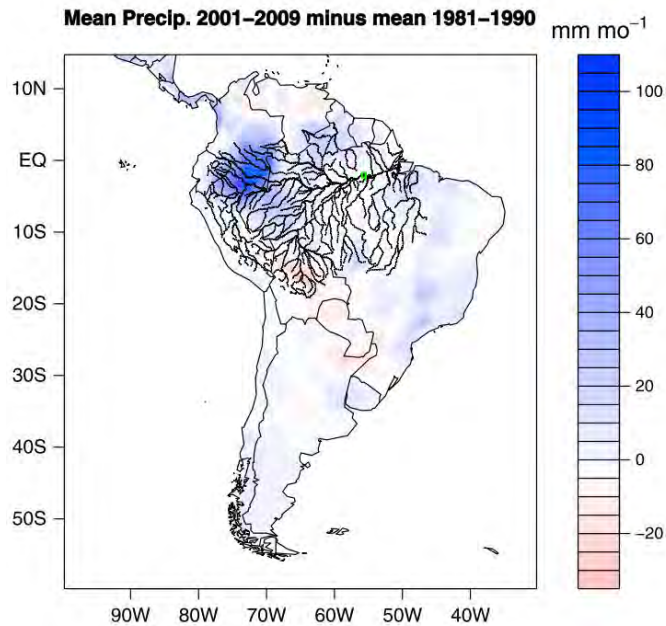


Figure 1.5: Différence entre les précipitations moyennes sur la période 2001 – 2009 et la période 1981 –1990 (données du *Climatic Research Unit*). Le cercle vert repère la station d’Óbidos, la dernière station de mesure de débit de l’Amazonie avant l’embouchure du fleuve. (Gloor *et al.*, 2013).

### 1.2.3 Réponse du bassin Amazonien aux variabilités climatiques multi-échelles

L’intensification du cycle hydrologique dans le bassin Amazonien est concomitante avec une augmentation de la température de surface (SST – *Sea Surface Temperature*) de l’Océan Atlantique Tropical (Figure 1.6), de + 0.7 °C entre 1990 et 2010 (Gloor *et al.*, 2013), et avec des anomalies de SST observées dans l’Océan Pacifique. Ces anomalies perturbent les circulations atmosphériques à grande échelle et le cycle de la mousson Sud-Américaine (Richey *et al.*, 1989; Davidson *et al.*, 2012; Yoon *et Zeng*, 2010; Marengo *et Espinoza*, 2015). D’après les projections climatiques actuelles, cette tendance devrait se poursuivre dans les prochaines décennies sous l’effet du réchauffement de l’atmosphère (Hirabayashi *et al.*, 2013; Langerwisch *et al.*, 2013; Sorribas *et al.*, 2016; Zulkafi *et al.*, 2016 ; Alfieri *et al.*, 2017).

Au niveau de la région Tropicale Nord de l’Océan Atlantique, les anomalies positives de température provoquent une migration vers le Nord de la ZCIT et, par conséquent, des étages sévères dans le bassin Amazonien (Espinoza *et al.*, 2011; Marengo *et al.*, 2008, 2012). Inversement, des anomalies négatives, viennent intensifier le flux convectif sur l’Amazonie



(Figure 1.7). Du côté Pacifique, plusieurs événements extrêmes des 20 dernières années ont été associés au phénomène ENSO – *El Niño Southern Oscillation*. Cependant les corrélations entre SST et précipitations, ou débits, sont faibles, et surtout, ne mettent pas en évidence de véritables relations de causalité (Towner *et al.*, en préparation). En général, les années *El Niño* tendent à être plus sèches et les années *La Niña* présentent des anomalies fortes de précipitation au Nord du bassin (Ronchail *et al.*, 2002; Espinoza *et al.*, 2009a, 2013; Marengo *et Espinoza*, 2015). Cependant, au niveau intra-annuel, les impacts de l'ENSO sont plus complexes et très variables, à la fois en intensité et spatialement (Figure 1.8).

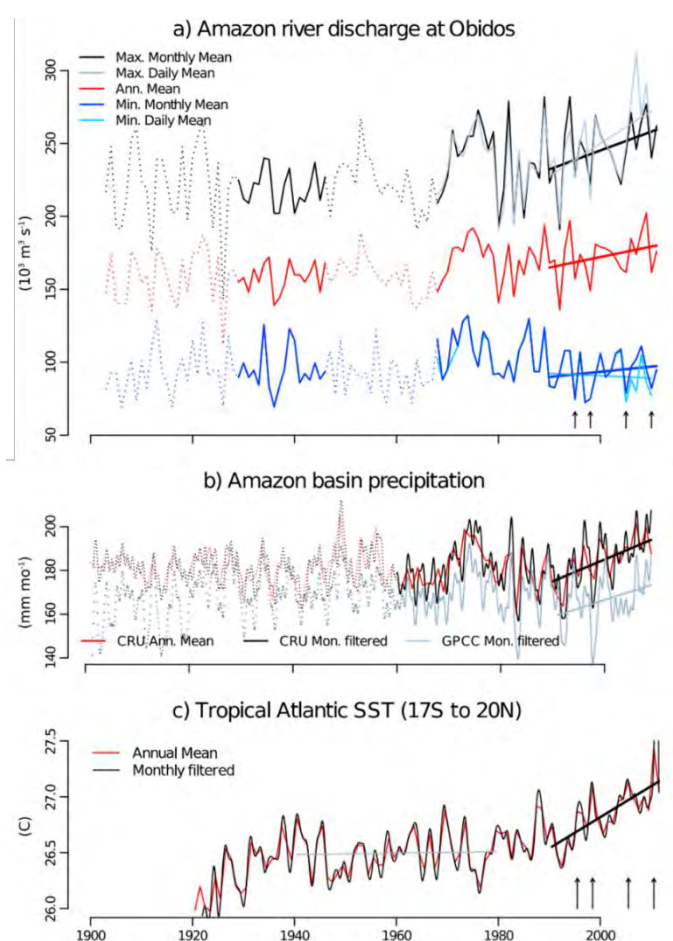


Figure 1.6: (a) Débits moyens (rouge), maximum (noir) et minimum (bleu) mensuels de l'Amazone à Óbidos. La tendance 1990 – 2010 est indiquée par une ligne sur chaque série. Les parties des séries en pointillées correspondent à celles reconstituées par Callède *et al.* (2002), à partir de stations hydrométriques amont et aval. Les séries en bleu clair correspondent aux maxima et minima journaliers. Les flèches repèrent les quatre derniers étages sévères dans le bassin Amazonien (1995, 1998, 2005, et 2010). (b) Précipitations moyennes sur le bassin Amazonien (CRU – *Climatic Research Unit*; GPCP – *Global Precipitation Climatology Center*). (c) SST de l'Atlantique tropical - équatorial (bande latitudinale de 20 ° N à 17 ° S et de 80 ° W à l'Afrique avec l'exclusion de la bande côtière) calculé à partir des enregistrements de la NOAA (Smith *et al.*, 2008). (Gloor *et al.*, 2013).

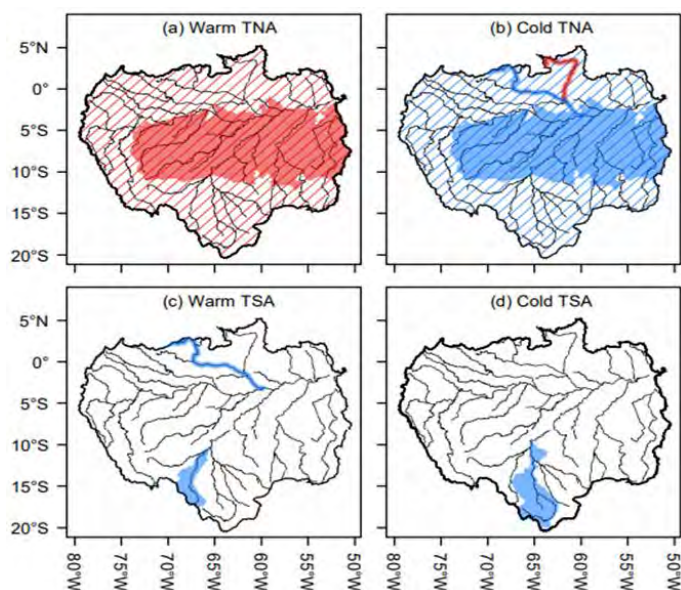


Figure 1.7: Influence des SST de l'Océan Atlantique Tropical Nord (TNA) et de l'Océan Atlantique Tropical Sud (TSA) sur les débits des rivières du bassin Amazonien. En rouge : anomalies négatives ; en bleu : anomalies positives. Les hachures délimitent les zones sous influence. (Towner *et al.*, en préparation).

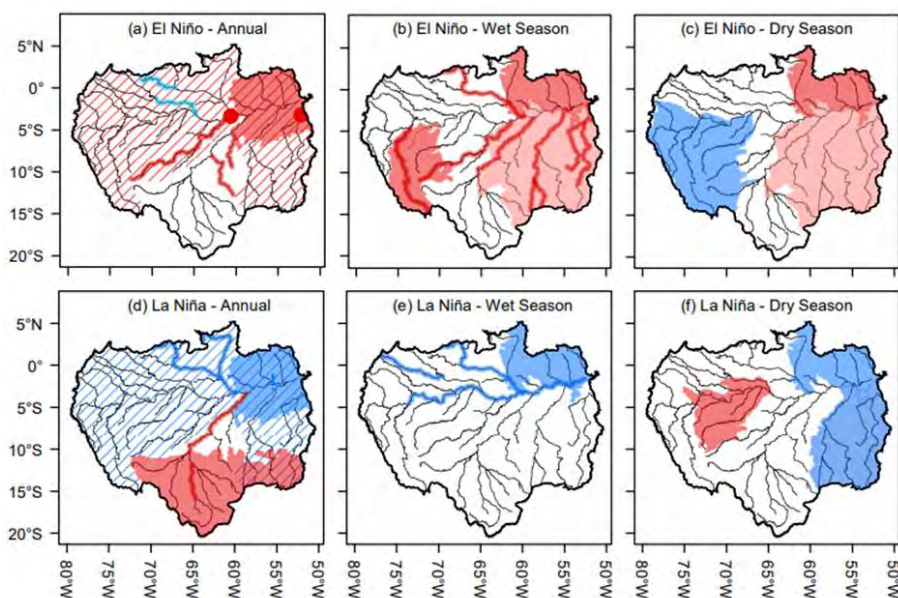


Figure 1.8: Influence de l'ENSO sur les débits des rivières du bassin Amazonien. En rouge : anomalies négatives; en bleu : anomalies positives. Les hachures délimitent les zones sous influence. (Towner *et al.*, en préparation).

Enfin, d'autres forçages climatiques ont également pu être reliés à des conditions plus sèches ou plus humides dans le bassin Amazonien, à diverses échelles de temps, comme l'Oscillation de Madden-Julian (MJO), qui influence par ailleurs l'impact de l'ENSO sur le bassin

(Shimizu *et al.*, 2017), l'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO), et l'Oscillation Atlantique Multi-décennale (AMO) (Barichivich *et al.*, 2018).

Ainsi, tout au long de l'Holocène, le bassin Amazonien a été soumis à des changements climatiques importants liés à l'activité de la mousson Sud-Américaine (ex : Anomalie Climatique Médiévale, 900 – 1200 après JC et Petit Âge Glaciaire, 1400 – 1850, après JC) (Apaestegui *et al.*, 2014), influant sur la production sédimentaire, le piégeage et la remobilisation des sédiments dans les subsidences tectoniques (Dunne *et al.*, 1998; Mertes *et al.*, 1996; Molnar *et al.*, 2001; Aalto *et al.*, 2003; Moreira *et al.*, 2012). Par exemple, l'utilisation de traceurs cosmogéniques comme le Béryllium (Witmann *et al.*, 2011) suggère que les flux sédimentaires passés (> 3 - 5000 ans) sont similaires en intensité aux flux actuels pour les boucliers, mais sont moitié moindres pour les bassins andins. De la même manière, les enregistrements holocènes dans les plaines d'inondation montrent des variations fortes des taux de sédimentation (e.g. Moreira - Turcq *et al.*, 2004, 2013).

La variabilité des flux hydro-sédimentaires intègre la réponse du bassin aux évènements climatiques extrêmes et courts dans le temps (e.g. Aalto *et al.*, 2003), ou aux forçages climatiques, à l'échelle de la décennie et du siècle. Sur l'holocène cette influence est modulée par les oscillations eustatiques, également liées au climat mais sur des échelles de temps plus longues, les réponses isostatiques et les forçages néotectoniques. Sur des temps longs, la tectonique donne le cadre général à la production et au transfert de matières, tandis que le climat est responsable de la variabilité à court (oscillations climatiques et évènements extrêmes) et moyen (cycles de Milankovitch) terme. Ainsi, pour comprendre l'impact de la variabilité climatique et de la pression anthropique sur la production et le routage des flux de matières, que ce soit sur l'Anthropocène ou sur la période récente, il est nécessaire d'appréhender au mieux le contexte géologique du bassin Amazonien.

## 1.3 Le contexte géologique

### 1.3.1 Les Andes

Née de la subduction des lithosphères océaniques Nazca-Farallón et Antarctique sous la plaque continentale Sud-Américaine, la Cordillère des Andes s'étire sur près de 8000 km le long de la marge active à l'Ouest du continent Sud-Américain, culmine à 6962 m d'altitude (Mont Aconcagua) et atteint 700 km de largeur (Kennan, 2000).

Bien qu'elle ne représente qu'environ 11% de la surface totale du bassin moderne de l'Amazone, son histoire et celle du bassin Amazonien sont intimement liées. En effet, depuis la surrection des tout premiers reliefs il y a environ 100 - 70 Ma, l'érosion du prisme orogénique andin (aujourd'hui la Cordillère Orientale et les piedmonts Sub-Andins adjacents) est la source primaire de la quasi-totalité des matières transitant par le bassin sédimentaire de l'Amazone (Aalto *et al.*, 1996; Baby *et al.*, 2009), bien que ces sédiments puissent y être piégés durant des millénaires avant d'être remobilisés et exportés vers l'Océan. Le développement de ce relief et ces transferts de matières gouvernent l'évolution de l'environnement biologique et géologique du bassin amazonien, ainsi que la répartition de ressources naturelles exceptionnelles (eau, biodiversité, hydrocarbures et minéraux). En outre, les Andes constituent une barrière orographique majeure pour les flux d'humidité en provenance de l'Atlantique, créant ainsi les conditions pour l'installation d'un climat tropical humide dans le bassin. Elles ont été également un obstacle pour les cours d'eau et amené progressivement à la création du réseau de drainage transcontinental que nous connaissons aujourd'hui. Enfin, l'avant-pays Amazonien piège une grande partie des sédiments exportés par les Andes (Baby *et al.*, 2009). Sur des temps géologiques, ces sédiments, pétrifiés, sont ensuite soulevés et déformés par la propagation vers l'Est du prisme orogénique Andin, avant d'être de nouveau altérés et érodés (Baby *et al.*, 2009; Roddaz *et al.*, 2010). Ce « cannibalisme sédimentaire » pose aujourd'hui des questions scientifiques cruciales, notamment quant à l'efficacité de l'altération des roches recyclées (e.g. Dellinger *et al.*, 2014) en terme de consommation de CO<sub>2</sub>.



## 1.3.2 L'orogénèse des Andes Centrales

### 1.3.2.1 Aux origines, une subduction sans raccourcissement jusqu'au Crétacé inférieur

La subduction de la plaque Nazca-Farallón sous la plaque Sud-Américaine aurait débuté au Trias (~ 250 Ma) ([Isacks, 1988](#)), mais le raccourcissement continental à l'origine de la formation de la cordillère des Andes ne débute qu'au crétacé inférieur (~ 70 - 65 Ma), après le démembrement de la Pangée. Ce raccourcissement, à l'origine de l'épaississement crustal et du développement topographie des Andes, serait de l'ordre de 150 à 400 km au niveau des Andes centrales ([Mc Quarrie et al., 2001, 2002](#); [Arriagada, 2008](#)). La paléogéographie des Andes Centrales à l'Albien ressemblerait donc plus ou moins à l'Indonésie actuelle, soit un arc volcanique, avec à l'avant une fosse de subduction et à l'arrière une mer peu profonde dans un bassin marginal (rift d'arrière arc volcanique). A l'avant de la zone de subduction, la croûte est épaissie par l'activité de l'arc volcanique. Cette zone deviendra la Cordillère Occidentale.

### 1.3.2.2 Un épaississement crustal relativement récent

L'apparition tardive de la cordillère des Andes dans l'histoire de la subduction correspond à l'ouverture de l'Atlantique Sud et au début de la dérive vers l'Ouest du continent Sud-Américain, tandis que le continent Africain dérivait vers le Nord, entrant en collision avec l'Europe, et refermait l'Océan Téthys.

Parmi les théories scientifiques qui se proposent d'expliquer pourquoi la subduction, jusque-là bien huilée, a commencé à se gripper il y a ~70 - 65 Ma et à former un relief aussi imposant que celui de la cordillère des Andes, on trouve celle de l'influence des rides et plateaux océaniques sur le pendage de la subduction de la plaque Nazca-Farallón. En effet, l'épaisseur de la lithosphère océanique présente des anomalies topographiques formées sur des points chauds (environ 30 km de lithosphère océanique supplémentaire si l'on prend l'exemple de la ride de Nazca) la rendant localement moins dense ([Gutscher et al., 2000](#)). Lorsque ces plateaux océaniques arrivent en subduction sous la plaque Sud-Américaine, ils agissent comme un « flotteur » sur la plaque subduite, et l'angle de pendage s'affaiblit. Ils engendrent

alors des segments de subduction dite « horizontale » – *flat slab* – (Gutscher *et al.*, 2000). Localement, la surface de contact inter-plaque est agrandie par la flottabilité de la ride sur l’asthénosphère ductile et la subduction est freinée, ce qui entraîne un épaissement crustal et éventuellement une courbure de la ceinture orogénique. Cette rotation est la conséquence de la différence de vitesse de raccourcissement induite localement par la subduction plate. D’autre part, dans la zone de subduction horizontale, la présence de manteau asthénosphérique est drastiquement réduite, ce qui a pour conséquence d’éteindre localement l’activité volcanique (Piffner *et Gonzales*, 2013), laquelle est repoussée vers l’avant de la plaque subduite, là où le pendage redevient important.

### 1.3.3 Stratigraphie sommaire des domaines morphostructuraux dans les Andes Centrales

Les Andes Centrales sont divisées en quatre grands domaines morphostructuraux, délimités d’après des changements majeurs de topographie, de stratigraphie, de style structural et de configuration de bassin (Figure 1.9a). On distingue ainsi les Cordillères Occidentale et Orientale, les zones Inter-Andine et zone Sub-Andine et enfin les Hauts-Plateaux, regroupant l’Altiplano et les plateaux de la Cordillère Orientale (McQuarrie, 2002; DeCelles *et Horton*, 2003).

#### 1.3.3.1 La Cordillère Occidentale

La Cordillère Occidentale est le relief le plus ancien des Andes Centrales. C’est une barrière orographique massive, avec des altitudes généralement supérieures à 5 000 m au-dessus du niveau de la mer, et plusieurs sommets dépassant les 6 000 m. Sa ceinture côtière est globalement composée de grès et de carbonates du Jurassique, de roches clastiques d’origine volcanique du Mésozoïque, et de batholites exhumés au Crétacé. Plus à l’Est, déformé au-dessus du socle cristallin, se trouve le système de plissements et de chevauchements drainé par le Rio Marañon – *Marañon fold-and-thrust belt* – (Mégard, 1978, 1984). Cette structure majeure de la Cordillère Occidentale est composée de strates de sédiments aujourd’hui très déformées, déposées au Crétacé et au Jurassique (Mésozoïque). Des intrusions de roches plutoniques issues de l’activité volcanique au Cénozoïque forment le cœur de la cordillère.

Des strates volcaniques de l'Eocène et du Miocène recouvrent de manière non-uniforme une partie de la cordillère (Figure 1.10).

### 1.3.3.2 Les Hauts-Plateaux Andins (Altiplano et plateaux de la Cordillère Occidentale)

Caractérisés par un faible relief local (Figure 1.9), les Hauts-Plateaux Andins s'élèvent aujourd'hui entre ~ 3 500 et 4 000 m. Au Nord des Andes Centrales, les plateaux font partie du système de plissements et de failles du Marañon, mais la longueur d'onde des plis y est bien plus importante. Cette structure est raccordée plus au Sud avec l'Altiplano Bolivien. Des séquences sédimentaires du Paléozoïque et du Mésozoïque couvrent en grande partie les Hauts-Plateaux au Pérou (Figure 1.10-11). Dans l'Altiplano, les produits du volcanisme violemment actif au Cénozoïque (après la reprise du pendage de la plaque de Nazca-Farallón) recouvrent aujourd'hui la grande majorité des sédiments du Paléozoïque, tandis que les strates volcaniques récentes sont beaucoup moins étendues.

### 1.3.3.3 La Cordillère Orientale

Le cœur de la Cordillère Orientale est constitué du socle cristallin du Néo-Protérozoïque (caractérisé par la présence de gneiss), qui affleure sur de nombreux sommets de la cordillère. Ces pics sont localisés à l'arrière de la Cordillère, limitant ainsi les Hauts-Plateaux à l'Est. Une fois cette barrière franchie, l'altitude diminue vertigineusement, jusqu'à la ceinture Sub-Andine, offrant ainsi des gradients géologiques, climatiques et biologiques exceptionnels sur une distance très courte. Certaines rivières (ex. Apurímac, Urubamba, La Paz...) incisent par ailleurs profondément la cordillère. Au Nord (au-dessus de 12°S de latitude), le socle cristallin est majoritairement recouvert de sédiments du Paléozoïque inférieur et du Mésozoïque, avec des sédiments du Mésozoïque et du Cénozoïque préservés dans les cœurs de synclinaux (Kennan, 2000). Plus au Sud, des strates sédimentaires de l'Ordovicien et du Dévonien affleurent également, ainsi que quelques « Black Shales » du Carbonifère, donnant parfois une couleur très noire aux eaux du Madre de Dios et du Haut-Beni. Des intrusions de roches plutoniques datant de la limite Permien-Trias forment des dômes granitiques (ex. Dôme de la Merced, au Pérou), sur les versants Est des sommets.

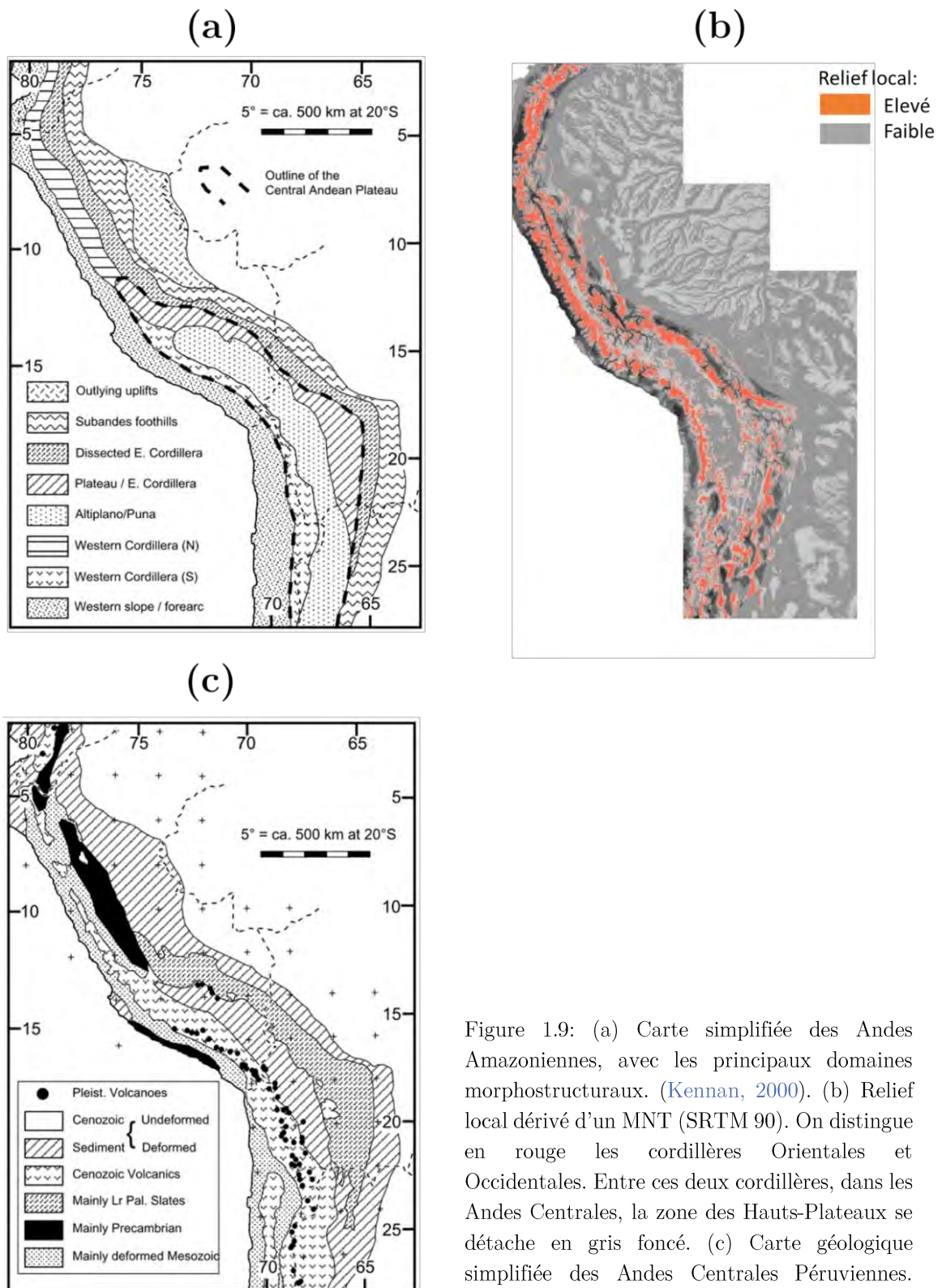


Figure 1.9: (a) Carte simplifiée des Andes Amazoniennes, avec les principaux domaines morphostructuraux. (Kennan, 2000). (b) Relief local dérivé d'un MNT (SRTM 90). On distingue en rouge les cordillères Orientales et Occidentales. Entre ces deux cordillères, dans les Andes Centrales, la zone des Hauts-Plateaux se détache en gris foncé. (c) Carte géologique simplifiée des Andes Centrales Péruviennes.

#### 1.3.3.4 La zone Sub-Andine et Intra-Andine

Le front de plissements et de chevauchements adjacent à la Cordillère Orientale, très jeune et très actif, est caractérisé par un enchevêtrement de structures peu épaisses – *thin-skin faults*, de vergence Est, fracturant les strates du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque, jusqu’au Néogène, (McQuarrie, 2002; Pfiffner *et* Gonzales, 2013) de l’ancien bassin sédimentaire au fur et à mesure que le prisme orogénique Andin avance vers l’Est. Les taux de raccourcissement actuels (déduits de mesures GPS) sont de l’ordre de 6.5 à 13 mm an<sup>-1</sup> (Barnes *et al.*, 2008, 2012; Brooks *et al.*, 2011; McQuarrie, 2002; Oncken *et al.*, 2012) et la déformation des épaisses strates de sédiments du Cénozoïque aurait commencé il y a moins de 10 Ma (Kennan, 2000). Dans le bassin de l’Ucayali, des failles inverses récentes (moins de 15 Ma), et impliquant le socle cristallin – *thick-skin faults* – viennent par ailleurs chevaucher le bassin fléxural d’avant-pays (Cordillère d’El Shira et d’Otishi) (Gautheron *et al.*, 2013). La pluviométrie, très importante dans cette région des Andes, favorise en effet l’érosion rapide des versants du Sub-Andin, favorisant ainsi le soulèvement isostatique d’une nouvelle cordillère.



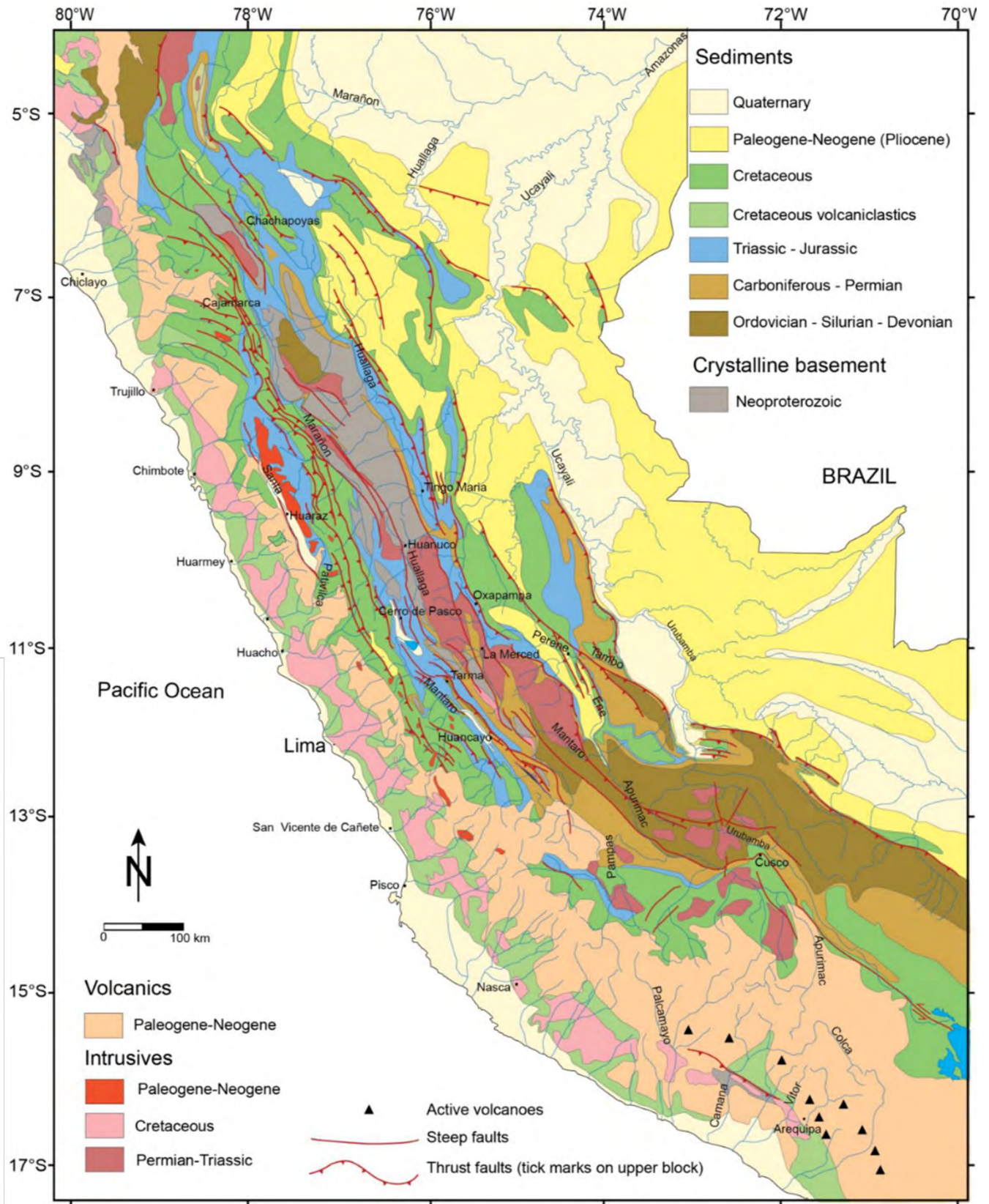


Figure 1.10: Carte géologique des Andes Centrales Péruviennes. (Piffner *et* Gonzales, 2013).

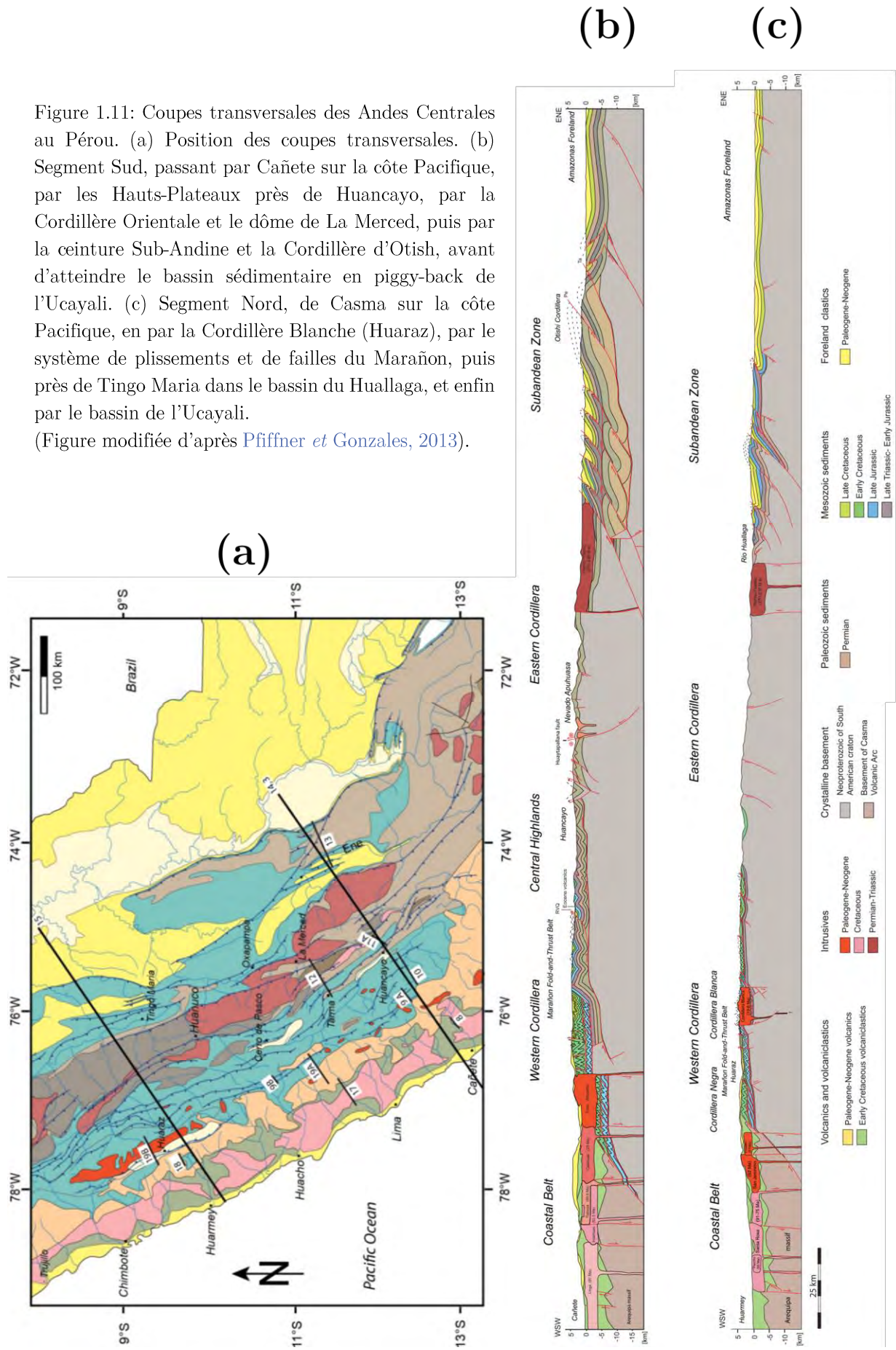


Figure 1.11: Coupes transversales des Andes Centrales au Pérou. (a) Position des coupes transversales. (b) Segment Sud, passant par Cañete sur la côte Pacifique, par les Hauts-Plateaux près de Huancayo, par la Cordillère Orientale et le dôme de La Merced, puis par la ceinture Sub-Andine et la Cordillère d’Otish, avant d’atteindre le bassin sédimentaire en piggy-back de l’Ucayali. (c) Segment Nord, de Casma sur la côte Pacifique, en par la Cordillère Blanche (Huaraz), par le système de plissements et de failles du Marañon, puis près de Tingo Maria dans le bassin du Huallaga, et enfin par le bassin de l’Ucayali. (Figure modifiée d’après Pfiffner *et* Gonzales, 2013).





Photographie 1.2: Paysage de transition entre Cordillère Orientale et Sub-Andin dans le bassin de l'Ucayali. Au premier plan, le rio Chanchamayo, près de La Merced.



### 1.3.4 La plaine Amazonienne: subsidences et soulèvements

La plaine du bassin amazonien moderne repose sur le craton amazonien. En surface, ce craton est divisé en deux parties depuis la formation d'un bassin sédimentaire au Paléozoïque, à savoir le bouclier Guyanais (ou plateau des Guyanes) au Nord, et le bouclier brésilien (ou bouclier du Guaporé) au Sud (Figure 1.12). Avec la chaîne des Andes à l'Ouest, ces formations délimitent aujourd'hui le bassin versant de l'Amazonie.

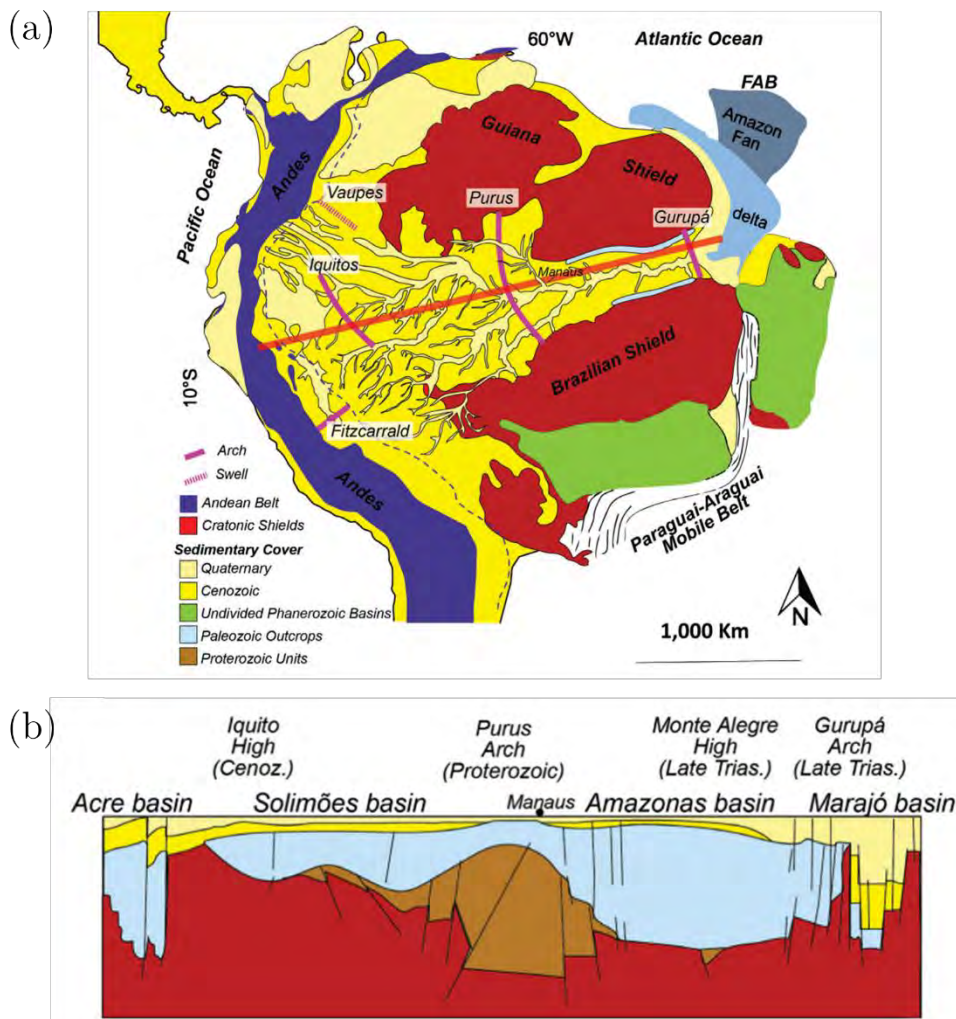
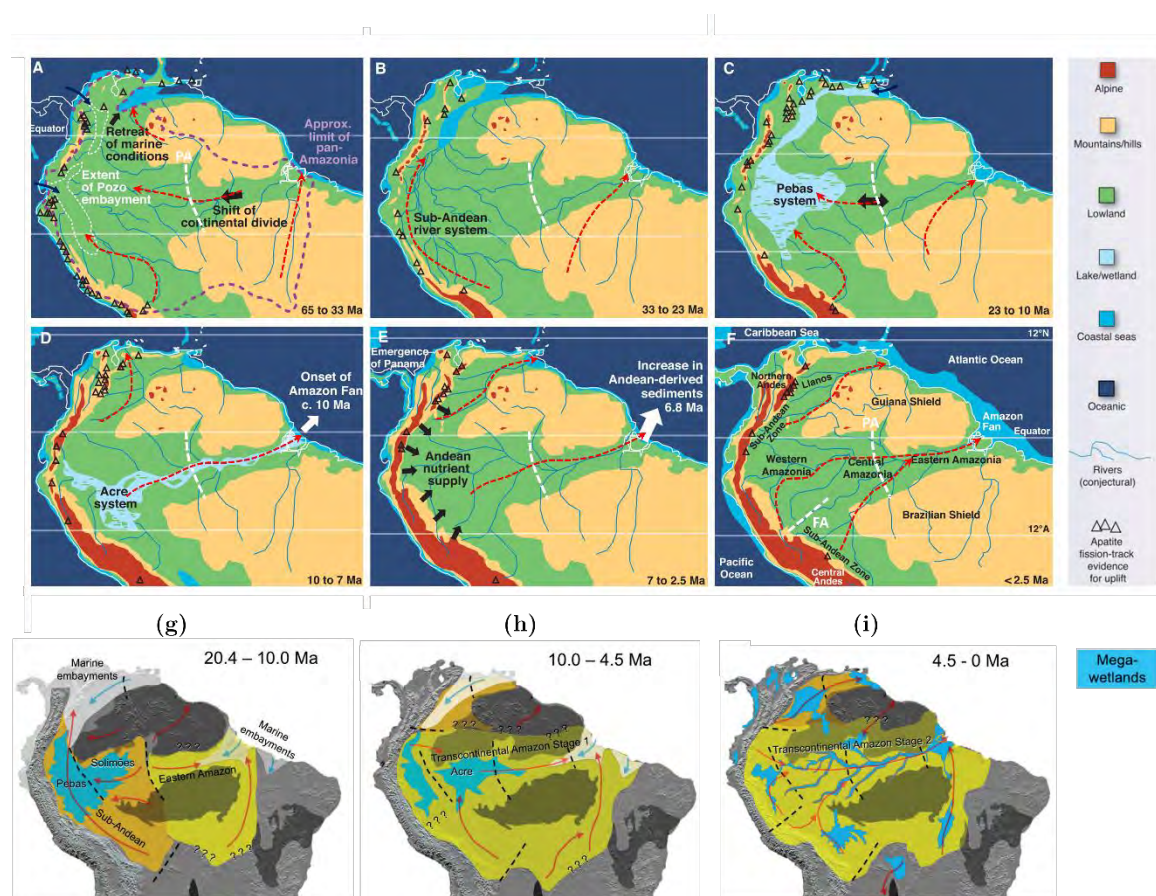


Figure 1.12: Carte géologique simplifiée du bassin Amazonien. (a) Unités géomorphologiques principales. FAB : *Foz do Amazonas basin*. (b) Coupe longitudinale repérée par un trait orange sur la carte (a), montrant les bassins sédimentaires et les arches structurelles. (Albert *et al.*, 2018).

Depuis le Crétacé, la surrection des Andes a fortement influencé ce bassin sédimentaire. Lors des phases d'activité tectonique réduite dans la zone de subduction, des incursions marines, peu profondes, ont notamment eu lieu sur le continent (Figure 1.13). Ces mers ont été

progressivement colmatées lorsque l'activité tectonique et l'érosion des Andes étaient intenses. C'est particulièrement le cas au Miocène, période durant laquelle une longue accalmie tectonique a permis le développement de plusieurs mers, dont la mer Pebas (~13 Ma), jusqu'à ce qu'une phase orogénique majeure, accompagnée d'un épaissement crustal sans précédent dans l'histoire des Andes provoque sa disparition et la mise en place du drainage transcontinental de l'Amazone (Hoorn *et al.*, 1993, 2010a, 2010b, 2017; Albert *et al.*, 2018).



Plusieurs arches structurales, d'origine géologique diverses, contrôlent encore aujourd'hui les connexions hydrologiques et les transferts de matière dans le bassin. Les quatre principales sont les arches d'Iquitos, du Purús, de Gurupá et enfin l'arche de Fitzcarrald. Elles délimitent quatre grands bassins structuraux, chacun comprenant un ou plusieurs bassins sédimentaires géologiquement distincts (Figure 1.14) (Albert *et al.*, 2018). L'arche de Fitzcarrald sépare ainsi le rétro-bassin d'avant pays en deux subsidences majeures: le bassin d'avant pays Nord Amazonien (Napo, Pastaza, Marañón et Ucayali) et le bassin d'avant pays Sud Amazonien (Madre de Dios, Beni et Mamoré) (Roddaz *et al.*, 2005a). Le gonflement dorsal d'Iquitos sépare quant à elle le bassin d'avant pays Nord Amazonien de celui du Solimões, lui-même séparé du bassin sédimentaire de l'Amazone par l'arche du Purús. Cette dernière a divisé durant l'Oligocène et le Miocène le bassin amazonien en deux réseaux de drainage, l'un versant au Nord dans la mer des Caraïbes (au niveau du lac de Maracaibo actuel), l'autre côté Atlantique (Figure 1.13).

Enfin, à la fin de la dernière glaciation (Würm), c'est-à-dire il y a environ de 19 000 ans, le niveau moyen de la mer est remonté partout sur la planète (transgression flandrienne), diminuant la pente des cours d'eau. Cette variation eustatique a entraîné la formation de nombreuses « rias fluviales » à l'aval du bassin, c'est-à-dire des fonds de vallées noyées et formant des lacs similaires à des lacs de barrage (Tricard, 1977).

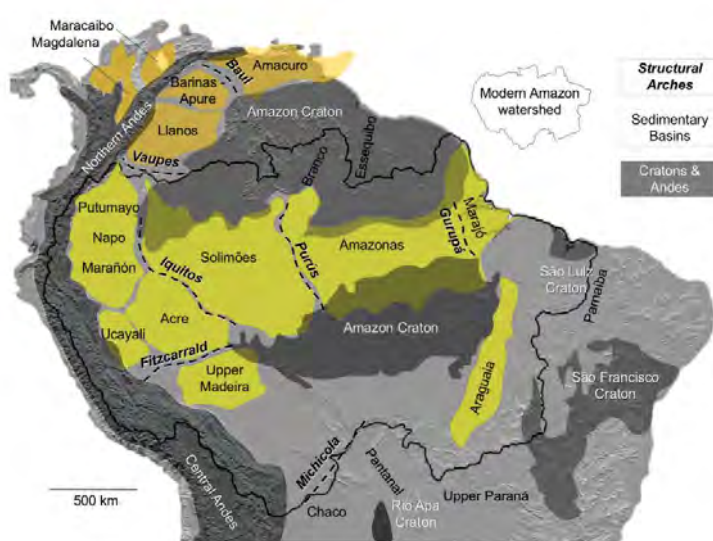


Figure 1.14: Principaux reliefs contrôlant la connectivité dans le bassin de l'Amazone. Des arches (lignes en pointillés) délimitent partiellement les grands bassins sédimentaires. (Albert *et al.*, 2018).

## 1.4 La production des sédiments sur les versants Andins

L'érosion est une cascade de processus imbriqués (Lajeunesse, 2008) les uns dans les autres, allant de l'échelle élémentaire (échelle du grain, glissements de terrain, modélisable par des équations physiques), à l'échelle géomorphologique (incision des vallées) voir géologique (effondrement gravitaire, aplanissement des boucliers), en passant par toute une gamme d'échelles intermédiaires (Figure 1.15).

Ainsi, lorsque l'on s'intéresse à la production dans les reliefs Andins des flux sédimentaires routés dans la plaine Amazonienne, l'un des problèmes cruciaux consiste à déterminer quels sont les échelles de temps qui contrôlent l'érosion et le transport dans une rivière andine, afin d'identifier si les outils d'étude choisis (par exemple la modélisation hydrologique) sont pertinents pour représenter ces processus. En effet, des évènements d'amplitude moyenne mais réguliers peuvent être prédominants, ou au contraire les évènements extrêmes et beaucoup plus rares peuvent gouverner l'érosion et le transfert de matières.

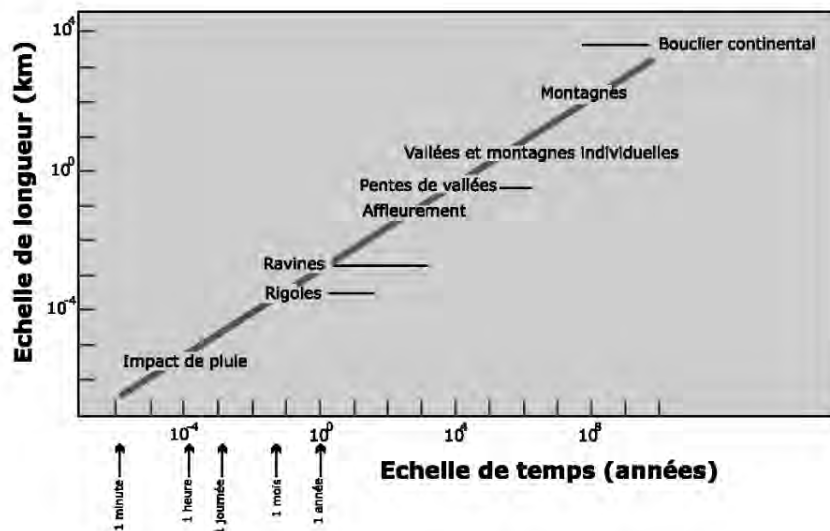


Figure 1.15: Relation entre échelles d'espace et de temps pour l'érosion d'un relief. (Lajeunesse, 2008).



Sur des échelles de temps longues, la dynamique d'incision des cours d'eau contrôle l'évolution des reliefs et les flux de matières exportés vers les bassins sédimentaires (Lajeunesse, 2008). C'est cependant l'érosion des versants, lesquels occupent la plus grande superficie du bassin, qui fournit l'essentiel des matières aux rivières. Cette érosion est la conséquence d'une multitude de processus non chenalisés, qui sous l'action de la gravité transfèrent à la rivière des matières le long d'une pente. Ces derniers permettent la mise en mouvement de masses de débris rocheux, de formes et de tailles variées, mélangées à un fluide interstitiel (eau liquide ou solide, air). On distingue généralement les processus de ruissellement à la surface des versants qui transportent de faibles concentrations de particules, des processus d'écoulement gravitaire (ou de masse), comme les glissements de terrain, les avalanches de débris, la solifluxion (descente sur un versant de matériaux boueux ramollis par l'augmentation de leur teneur en eau), reptation de sol..., à très forte concentration. Ainsi, ces derniers processus excéderont souvent la capacité de transport de la rivière, qui mettra du temps à exporter ces matières vers le bassin sédimentaire (les granulométries les plus fines seront évacuées les premières, les autres connaîtront des cycles intra-annuels plus complexes et plus longs), bien que ces événements soient souvent associés à de fortes pluies et donc à des périodes où le cours d'eau dispose d'une puissance importante.

Ainsi, la mise en mouvement de matières sur les versants peut être très rapide dans le cas de glissements de terrain, d'écoulements de débris (mélanges de fragments rocheux, de boue et d'eau), avalanches de roches, ou de ravinements, et si massive que ces phénomènes sont considérés comme le processus d'érosion dominant des versants montagneux (e.g. Hovius *et al.*, 1997; Dadson *et al.*, 2004; Vanacker *et al.*, 2007; Parker *et al.*, 2011, 2015; Morin *et al.*, 2018). L'érosion sur les versants peut-être également plus ou moins rapide (détachement des particules par la pluie puis entraînement par le ruissellement), lente (reptation des terrains, de l'ordre de 1 à 100 mm par an), voire très lente (érosion glaciaire).

La topographie, le climat (régime des pluies, températures) et la végétation des versants, la disponibilité en sols altérés et la nature des roches, les chemins de l'eau, l'organisation et la densité du réseau de drainage ainsi que les activités anthropiques sont autant de facteurs déterminants.

Les matières détachées des sols altérés peuvent être piégées sur les versants avant d'atteindre le cours d'eau (généralement au niveau de la rivière, ou à la faveur de ruptures de pente...), et ce pour une durée extrêmement variable, de la fraction de seconde au millénaire. En outre, les épanchements des rivières en crue déposent des alluvions dans le lit majeur qui peuvent provenir de sources lointaines. Dans les zones de néotectonique active, les matières stockées en bas des versants peuvent être soulevées par rapport au niveau de la rivière (qui, elle, incise la vallée) et devenir des terrasses. Dans les Andes, nombre de ces terrasses sont ainsi perchées. Ces matières piégées dans le bassin sont éventuellement incisées par des cours d'eau d'ordre inférieur ou des rigoles. La capacité de transport du cours d'eau principal et de ses affluents vient alors réguler l'exportation de matière à l'exutoire du bassin. L'érosion fluviale dans un sous-bassin est par ailleurs très dépendante de l'organisation et de la densité du réseau de drainage et des stocks d'alluvions disponibles dans la bande active.

Dans les régions Andines, la néotectonique est un forçage majeur de l'érosion. En effet, depuis les premiers travaux liant l'âge d'une chaîne de montagnes aux taux de dénudation (Ahnert, 1970), de nombreux auteurs ont démontré la relation entre tectonique (altitudes, pentes, relief moyen, sismicité...) et érosion, pour des bassins de tailles variables répartis à travers le monde (e.g. Milliman *et* Meade, 1983; Pinet *et* Souriau, 1988; Milliman *et* Syvitski, 1992; Syvitski *et* Milliman, 2007; Tolorza *et al.*, 2019). Dans quelques travaux, un seuil de stabilité des versants est identifié, généralement autour de 35°, au-delà duquel l'érosion semble principalement contrôlée par la pente des versants (e.g. Binnie *et al.*, 2007; Carretier *et al.*, 2013), plutôt que par d'autres facteurs (ex. climatiques). Ces fortes valeurs de pente sont courantes dans les Andes, notamment dans la cordillère orientale et certaines parties de la zone sub-andine adjacente.

D'aucuns se sont intéressés plus particulièrement aux liens entre taux de dénudation et facteurs climatiques (latitudes, précipitations moyennes annuelles, variabilité saisonnières...) (Dadson *et al.*, 2004; Dosseto *et al.*, 2006; Pépin *et al.*, 2010). Dadson *et al.* (2003) illustrent l'influence de la variabilité saisonnière et de l'activité sismique sur plusieurs échelles de temps à Taïwan. Molnar *et al.* (2001) montrent qu'un climat plus aride et plus saisonnier peut se traduire par une augmentation significative des taux de dénudation, mais également des taux

de sédimentation. En effet, l'intensification de la violence des crues augmente l'incision fluviale, mais, dans le même temps, les inondations, plus fréquentes, favorisent les dépôts dans la plaine.

Sur des échelles de temps géologiques, certains auteurs ont cherché une relation entre le soulèvement isostatique de chaînes de montagne et la variabilité climatique (Molnar *et* England, 1990). Champagnac *et al.* (2012) proposent une synthèse des relations entre tectonique (taux de raccourcissement), climat (latitudes) et relief (altitudes) pour les grandes chaînes de montagnes mondiales.

D'autres études se sont basées sur des modèles de régression multiples afin d'expliquer les liens climat, tectonique et érosion (Summerfield *et* Hulton, 1994; Restrepo *et al.*, 2006; Retrepo *et* Syvitski 2006; Aalto *et al.*, 2006; Pépin *et al.*, 2013). A partir de données observées sur de petits bassins des Andes Boliviennes, Aalto *et al.* (2006) proposèrent une équation d'érosion générale pour les Andes centrales, basée sur un index lithologique (Probst, 1990) et la pente moyenne des versants. Néanmoins, le faible écart de latitude entre les différentes stations hydro-sédimentaires utilisées n'a pas permis de mettre en perspective le rôle du climat, et plus particulièrement sa variabilité. C'est pourquoi Pépin *et al.* (2013) utilisèrent une méthodologie similaire, mais en s'appuyant sur les données hydro-sédimentaires produites au droit des stations du SO HyBAM, où sont suivis les flux des principaux bassins Andins. Le gradient Nord-Sud étudié, de l'Equateur à la Bolivie, a permis cette fois de mettre en évidence le rôle de la variabilité climatique sur les taux d'érosions. Cependant, la très grande superficie des bassins versants étudiés a fortement lissé l'influence de la topographie et surtout éludé leurs différences morpho-structurales, notamment en mélangeant des zones de la cordillère orientale et de l'Altiplano, où l'altitude est certes très élevée mais où les pentes sont en réalité douces, ou encore en ne tenant pas compte du développement du Sub-Andin, pourtant considéré dans certaines études comme la première zone productrice dans les Andes centrales (Kober *et al.*, 2015). L'équation d'érosion proposée est ainsi très sensible à la variabilité climatique saisonnière, au détriment des facteurs de pente, d'altitude et morpho-structuraux.

## 1.5 Etat de l'art relatif aux mesures sédimentaires dans le bassin Amazonien

### 1.5.1 Les pionniers : le temps des campagnes exploratoires

L'amazone n'est pas un fleuve facile à appréhender pour un hydrologue, de par ses dimensions extraordinaires, sans aucune mesure avec les autres grands fleuves de la planète : son module de débit équivaut en effet à la somme des 5 autres plus grands fleuves. Les hydrologues du 19<sup>ème</sup> siècle et de la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle ont donc dû longtemps se satisfaire de rares chroniques de hauteurs d'eau, car la technologie de jaugeage des débits de l'époque, les difficultés d'accès aux sites de mesure et sans doute l'absence d'intérêt des décideurs pour cette région de la planète *a priori* abondante en eau, ne permettait pas d'aller plus loin dans l'étude de ce fleuve.

Les premières estimations du débit de l'Amazone remontent néanmoins au 19<sup>ème</sup> siècle (Spix *et Marius*, 1831; Reclus, 1877; Siemens, 1896; Katzer, 1898). Il ne s'agissait pas à proprement parler de jaugeages complets de la section, mais plutôt d'estimations ponctuelles de la vitesse moyenne du courant et de la géométrie de la section du fleuve (Molinier *et al.*, 1996). Pardé (1936), en se basant sur les observations de Le Cointe (1935) et les hauteurs d'eau mesurées par le Service de la Navigation brésilien proposa un bilan hydrique rudimentaire, et donnera un premier aperçu de la variabilité temporelle du régime de l'Amazone (Molinier *et al.*, 1996).

Vers le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle, des techniques de mesures hydro-sédimentaires spécifiques aux grands fleuves ont été développées aux Etats-Unis, notamment pour le suivi et l'aménagement du fleuve Mississippi. En 1963, les hydrologues de l'USGS conduisirent quelques campagnes de reconnaissance et de mesures de débits (Davis, 1964; Oltman *et al.*, 1964; 1968) sur le fleuve Amazone, et c'est tout naturellement un américain, R.J. Gibbs, qui sera la premier à publier une estimation de son débit solide. Gibbs (1967) effectuera deux campagnes de mesure au droit de la station d'Óbidos, l'une en hautes eaux et l'autre en basses eaux. Avec ces seuls deux points, il estimera grossièrement le débit solide de l'Amazone à  $500 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , et donnera les premières indications sur la qualité du matériel particulaire



transporté par l'Amazone (Guyot, 1993). Mais c'est en réalité Oltman (1968) qui effectuera les toute premières mesures hydro-sédimentaires à Óbidos, lors d'une campagne de reconnaissance (3 échantillons seulement pris sur la verticale). Ces données montreront que la concentration en MES dans les sections transversales de l'Amazone varie verticalement, de 300 à 340 mg l<sup>-1</sup> près du lit à 50–70 mg l<sup>-1</sup> près de la surface de l'eau.

Les mesures de Gibbs (1967) seront plus tard complétées par Meade *et al.* (1979), avec deux nouvelles campagnes de l'USGS en hautes eaux. Ces données montreront que la concentration en MES dans les sections transversales de l'Amazone varient à la fois latéralement et verticalement, pour les granulométries grossières mais également pour les fines (Meade *et al.*, 1979b), complétant ainsi les toutes premières observations d'Oltman (1968). L'estimation du débit solide de l'Amazone grimpera alors à 930 10<sup>6</sup> t an<sup>-1</sup>, la moitié provenant du Rio Solimões et un quart du Rio Madeira. Grâce au programme de recherche CAMREX – *Carbon in the Amazon River Experiment* – (Richey, 1986), huit nouvelles campagnes d'échantillonnage furent menées à Óbidos entre 1982 et 1984, à différentes périodes hydrologiques (Meade, 1985; Richey *et al.*, 1986; Ferreira *et al.*, 1988). Cette fois, le débit solide de l'Amazone sera estimé entre 1100 et 1300 10<sup>6</sup> t an<sup>-1</sup>. Surtout, ces nouveaux travaux permettent de mettre en évidence des phénomènes massifs de stockage et de remobilisation des sédiments dans le bas-Amazone au cours du cycle hydrologique (Meade *et al.*, 1985, 1991; Meade, 1988), ainsi que l'impact des effets de remous (influences aval) sur le routage des flux sédimentaires: « *In the lower Amazon River, suspended sediment is stored during rising stages. The storage and resuspension in the reach are related to the mean slope of the flood wave on the river surface; this slope is smaller during rising river stages than during falling stages.* » (Meade *et al.*, 1985).

Au cours de la même période, des prélèvements de sédiments du lit de l'Amazone ont été réalisés (Nordin *et al.*, 1980) depuis Iquitos (Pérou) jusqu'à Macapa (Brésil), soit sur près de 3 300 km de cours d'eau. L'étude montre que la granulométrie et l'amplitude granulométrique des granulats du lit de l'Amazone varie relativement peu (entre 200 et 400 µm), mais que la composition minéralogique des sables évolue significativement d'amont en aval, en fonction des sources. Ainsi, à l'amont, les sédiments prélevés près d'Iquitos (Pérou) présentent une

composition typiquement Andine (hypersthènes, augites et amphiboles), avec la présence de minéraux sombres et de fragments de roches, alors que plus à l'aval, les zircons et tourmalines sont plus présents. Ainsi, [Nordin \*et al.\*, 1980](#) avancent l'hypothèse que les affluents drainant les cratons précambriens (boucliers Guyanais et Brésiliens) apportent au lit de l'Amazone des particules très altérées, lesquelles viennent compenser la diminution progressive de la taille des sédiments du lit (originaires des Andes), diminution causée par l'altération, l'abrasion, et le tri granulométrique à mesure que la puissance de l'écoulement décroît.

Enfin, [Sioli \(1984\)](#), s'intéressera au charriage et mettra en évidence un important déplacement des dunes sur le lit de l'Amazone, notamment en période de crue. Il relèvera, que si les pentes du lit de l'Amazone sont faibles, les vitesses sont quant à elles élevées, de l'ordre de 0.5 à 3 m s<sup>-1</sup>. Les importantes hauteurs d'eau en jeu (décamétriques) compensent en effet les très faibles pentes (un ordre de grandeur en dessous des pentes des rivières de plaine « classiques »). Ainsi, la contrainte de cisaillement sur le radier de la rivière est modérée à forte en crue, et, par conséquent, le charriage est important.

## 1.5.2 Le temps des grands programmes de suivi hydro-sédimentaire

### 1.5.2.1 Le réseau de mesure brésilien et la doctrine de l'USGS

Après les premières campagnes de mesure des débits réalisées par l'USGS et ses apports méthodologiques pour la mesure des grands fleuves, le gouvernement brésilien décida de créer un réseau de mesures hydro-sédimentaires en Amazonie, et à partir de 1970 un suivi régulier démarra, d'abord sur quatre stations, avant de grossir considérablement (cf. [Filizola \*et Guyot\*, 2009](#)). Le suivi sédimentaire, principalement opéré par la CPRM, consistait alors en la réalisation d'environ quatre campagnes de mesure par an de la valeur de concentration moyenne dans la section d'intérêt, et éventuellement des mesures de concentration en surface. La concentration moyenne était estimée avec des prélèvements intégrés sur chaque verticale mesurée, selon les standards de l'USGS. De cette manière, l'exploitation de ce réseau se conformait à la doctrine de l'USGS en matière de suivi hydro-sédimentaire, en cherchant à corréliser des concentrations moyennes aux débits mesurés pour calculer des flux annuels.

Cependant, l'Amazone n'est pas le Mississipi, et les techniques pourtant éprouvées de l'USGS y sont très difficiles à mettre en œuvre (voir chapitres 2 et 4). Ces difficultés techniques ont souvent induit des erreurs importantes sur la mesure des concentrations, en sous échantillonnant les sables. D'autre part, l'hypothèse d'une relation simple entre concentration en MES et débit sera plus tard invalidée par les programmes de recherche lancés à partir des années 1980 par l'ORSTOM (ancien nom de l'IRD) et ses principaux partenaires Sud-Américains en matière d'hydrologie (ANA, CPRM, SENAMHI Bolivie, UMSA).

#### 1.5.2.2 L'ORSTOM lance deux programmes de recherche : PHICAB et HiBAm

- i. PHICAB (1982 – 1990) et les tout premiers bilans sédimentaires dans l'avant pays amazonien (Rio Madeira)

Le programme PHICAB – *Programa Climatológico e Hidrológico de la Cuenca Amazónica de Bolivia* – fut lancé suite à un accord de coopération entre l'ORSTOM, le SENAMHI de Bolivie et l'UMSA, avec l'objectif de développer des études sur le climat, l'hydrologie, et les flux de matières dissoutes et particulaires en Amazonie bolivienne, dans le bassin d'avant pays du Rio Madeira (Guyot, 1993).

En installant 12 stations hydro-sédimentaires dans les Llanos de Bolivie, depuis le piedmont andin jusqu'à la frontière brésilienne, le programme PHICAB a permis de quantifier pour la première fois les débits et les transferts de matières dans le bassin du Madeira (Roche et Fernandez, 1988). Les bilans sédimentaires établis ont mis en évidence une érosion massive dans les bassins Andins des Rios Beni et Mamoré (Guyot et al., 1988, 1994; Guyot 1993), avec des taux d'érosion estimés entre 300 et 20 000 t km<sup>2</sup> an<sup>-1</sup>. Le flux de matières particulaires exportées par les Andes Boliviennes fut alors estimé à 500 – 600 10<sup>6</sup> t an<sup>-1</sup>, pour un taux d'érosion moyen de 3 200 t km<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (Guyot et al., 1996). L'analyse de données complémentaires (PNUD – SENAMHI) dans des petits bassins typiquement Andins montra que l'érosion est principalement contrôlée par la pente des versants et leur lithologie (Aalto et al., 2006).

Les résultats de PHICAB ont mis en évidence une sédimentation massive des sédiments exportés par les Andes dans le bassin sédimentaire en subsidence de l'avant pays du Rio Madeira (Baby *et al.*, 2009). Cette sédimentation a été estimée à 50% du volume de matières particulaires exportées par les Andes (Baby *et al.*, 2009). De plus, l'analyse des mesures de distribution en taille des MES et des sédiments du lit dans le système Beni-Mamoré (Guyot *et al.*, 1999) a montré un piégeage rapide du matériel grossier du lit ( $> 10$  mm) à la sortie des Andes. D'autre part, le diamètre médian des MES évolue entre 20 et 100  $\mu\text{m}$  pour les Andes, à 7 - 13  $\mu\text{m}$  dans la plaine (los Llanos), suggérant également un piégeage rapide des fractions grossières de MES. Dans les Llanos, la granulométrie du lit et des MES semble rester à peu près constante sur plus de 800 km de rivière. Il faut cependant rester prudent quant à cette conclusion, car elle ne repose que sur 3 mesures.

ii. HiBAm (1994 – 2003), et la variabilité des flux sédimentaires de l'Amazone

En 1994, Jean-Loup Guyot et un groupe de scientifiques Franco-brésiliens de l'ORSTOM et de l'ANA lancent le programme HiBAm – *Hidrologia da Bacia Amazonica*, avec l'objectif d'étudier la variabilité hydrologique et sédimentaire dans le bassin de l'Amazone au Brésil (Molinier *et al.*, 1996).

Tout comme PHICAB, ce programme imposa une rupture avec la doctrine USGS, en proposant un suivi sédimentaire détaillé et régulier des concentrations en sédiments (un échantillon d'eau pris en surface tous les 10 jours) dans un réseau de stations clefs, afin d'étudier la variabilité temporelle des flux sédimentaires. Ce suivi régulier des concentrations de surface était complété par des campagnes ponctuelles de mesures hydro-sédimentaires, dont l'objectif était de calibrer une relation entre la concentration moyenne mesurée lors de jaugeages solides et les concentrations de surface échantillonnées régulièrement. Pour la toute première fois, une technologie aDcp – Acoustic Doppler Current Profiler – (Photographie 1.3) fut déployée dans le bassin Amazonien (Guyot *et al.*, 1998; Filizola *et Guyot*, 2004). Cet appareil a permis d'effectuer des mesures de débit en un temps record, avec une précision accrue et une très fine résolution spatiale. Ces mesures de débits furent couplés avec des prélèvements ponctuels de sédiments dans la section de la rivière, afin de déterminer une concentration moyenne (Photographie 1.4).



Photographie 1.3: L'un des tout premiers aDcp déployé dans le bassin Amazonien par l'équipe HiBAm. (Guyot *et al.*, 1998; Filizola *et* Guyot, 2004).



Photographie 1.4: L'un des échantillonneurs ponctuels de type « Callède » utilisé durant les campagnes HiBAm entre 1994 et 2003, puis durant les campagnes du SO HyBAm de 2003 à 2014.

Guyot *et al.* (2005) mettront ainsi en évidence une hystérésis horaire, très marquée et de forme quasi triangulaire, sur la relation entre débit et la concentration en MES à Óbidos (Figure 1.16). Les concentrations augmentent en effet pendant la montée de crue et le maximum de concentration précède le maximum de débit de deux à trois mois. Lorsque le pic de débit est atteint, la concentration est alors minimale et reste grossièrement constante jusqu'à la reprise de la crue de l'année hydrologique suivante. Ce résultat confortera la stratégie HiBAm, consistant à mettre en place un suivi régulier des concentrations par rapport aux méthodes utilisées précédemment, à savoir des corrélations simples entre concentration en MES et débit.

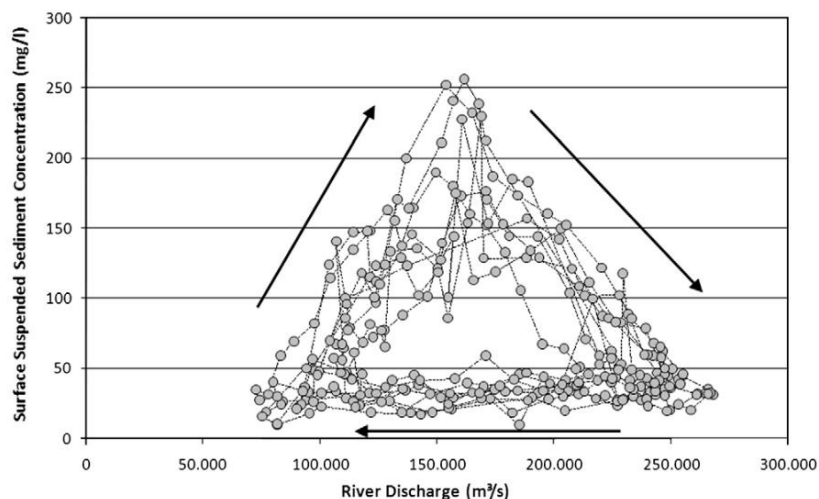


Figure 1.16: Hystérésis horaire sur la relation entre débit et concentration en MES. (Martinez *et al.*, 2009).

L'exploitation des données du réseau ANA et des toutes premières mesures issues des nouveaux protocoles HiBAm conduisirent Filizola (1999) à estimer le flux de MES annuel moyen de l'Amazonie au droit de la section d'Óbidos à  $600 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ . Cependant cette valeur était probablement trop faible, en raison du biais sur les mesures ANA avec les protocoles USGS, et d'une mauvaise représentativité des échantillons de surface du réseau HiBAm. En effet, les prélèvements par intégration dans le contexte amazonien tendent à sous-estimer les flux de sables, et d'autre part les concentrations de surface ne sont pas représentatives de ces mêmes flux, car les concentrations en sables sont très faibles en surface (Armijos *et al.*, 2016; Santini *et al.*, 2019) (voir chapitres 3 et 4).

Enfin, les bilans sédimentaires amont-aval dans la plaine du système Solimões – Amazonie au Brésil identifieront une sédimentation nette (- 20%) des MES sur la période 1998 - 2003. (Filizola, 2003; Laraque *et al.*, 2005).

### 1.5.2.3 Un grand programme pour l'ensemble du bassin Amazonien : le SO HyBAm

A partir de 2003, le programme HyBAm de l'IRD (ex ORSTOM) prend la relève, et ajoute au réseau brésilien HiBAm les stations du réseau PHICAB en Bolivie. Le réseau de mesure hydro-sédimentaire est également étendu à l'Equateur (bassin du Napo) et au Pérou (avant pays de l'Amazonie), au Venezuela (suivi de l'Orénoque), en Guyane (fleuves Maroni et

Oyapock) et enfin au Congo « Brazzaville » (Fleuve Congo). Au Pérou et en Equateur, les scientifiques du SO HyBAM réalisent les premières mesures de débit liquides et solides en Amazonie. Des protocoles identiques sont appliqués à l'ensemble du réseau de mesure. La construction de chroniques hydro-sédimentaires consistantes et étendue permettra d'établir des bilans sédimentaires pour l'ensemble du bassin Amazonien.

i. Les bilans sédimentaires amont-aval dans le bassin d'avant pays du Solimões

Ainsi, après une toute première estimation des flux des grandes rivières Amazoniennes du Pérou par [Guyot \*et al.\* \(2007\)](#), [Armijos \*et al.\* \(2013a\)](#) évalueront le flux particulaire exporté par l'Amazone à la sortie du Pérou à  $601 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  ([Armijos \*et al.\*, 2013a](#), en considérant les résultats issus de la méthode HyBAM « M1 »), dont  $45 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  apportés par le Napo (~ 7 % des flux exportés),  $173 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  pour le Marañon (~ 19 %) et  $395 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  pour l'Ucayali (~ 65 %). Dans cette étude, les bilans amont-aval mettront en évidence le piégeage d'une partie des sédiments exportés par le bassin Andin dans la plaine d'inondation du Marañon (~  $40 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , soit ~ 19%). Cependant, les apports intermédiaires des affluents équatoriens du Marañon, notamment ceux du Rio Pastaza, n'ont pas été évalués et pourraient grossir ce chiffre. Pour l'Ucayali, aucun processus de sédimentation n'est identifié.

Par la suite, [Santini \*et al.\* \(2014\)](#) réévalueront à  $305 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  les flux solides à l'exutoire de l'Ucayali en couplant des données observées et des données issues de la télédétection (Figure 1.17). Dans ce travail, les flux de MES exportés par le bassin Andin de l'Ucayali seront estimés à  $525 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , soit des taux d'érosion moyens de  $4 \cdot 000 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour la partie correspondant à la cordillère Orientale et au Sub-Andin, et  $2 \cdot 700 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'ensemble du domaine Andin, une valeur assez proche de celles calculées pour les Andes Centrales Boliviennes par [Guyot \*et al.\* \(1996\)](#) puis [Vauchel \*et al.\* \(2017\)](#). A la sortie des Andes, une grande partie des sédiments est piégée ( $-205 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ ) dans la subsidence adjacente à un important système de chevauchement, la cordillère d'El Shira, sur une distance relativement courte (environ 300 km). Dans la partie aval de la plaine d'inondation, des processus de sédimentation et de recyclage de la plaine d'inondation sont identifiés, avec un bilan légèrement négatif ( $-15 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ ).



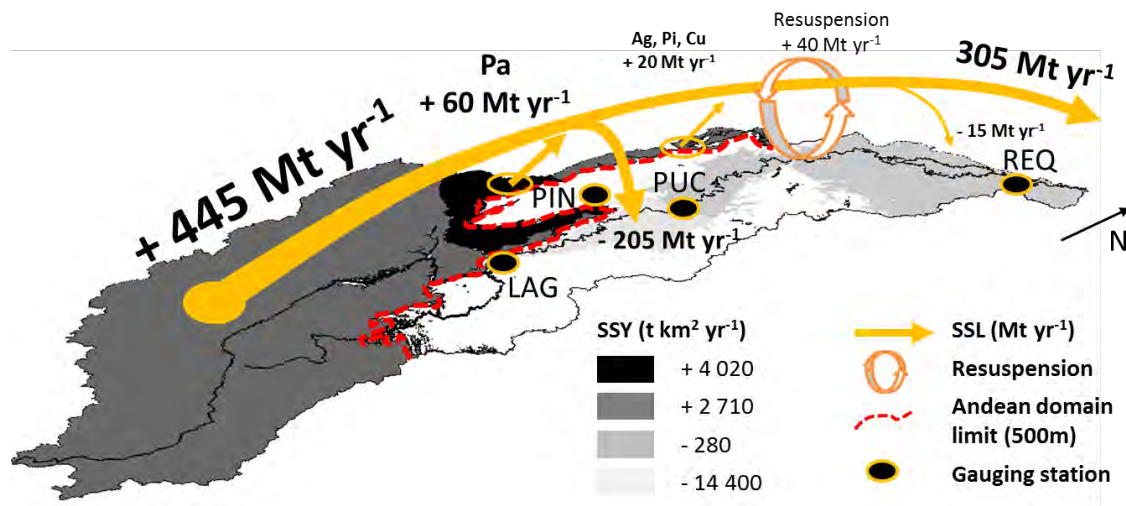


Figure 1.17: Bilan sédimentaire et taux d'érosion dans le bassin de l'Ucayali. (Santini *et al.*, 2014).

ii. Les flux du Napo et le rôle du soulèvement du méga-cône du Pastaza

Laraque *et al.* (2009) détermineront le premier bilan sédimentaire amont-aval du Rio Napo. Le flux solide exporté par cette rivière vers l'Amazonne au Pérou sera estimé à  $42 \times 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , et le taux d'érosion actuel des Andes équatoriennes entre 510 et  $1\,160 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , soit 3 à 6 fois moins que les taux moyens mesurés dans les Andes centrales. Cette étude mettra en évidence le rôle de la néotectonique dans l'incision du piedmont et de la plaine du Napo (Figure 1.18). Laraque *et al.* (2009) mettront également en avant l'influence des éruptions volcaniques, des séismes et des glissements de terrain sur les flux de matière dans la région. Armijos *et al.* (2013b) confirmeront par la suite ces résultats.

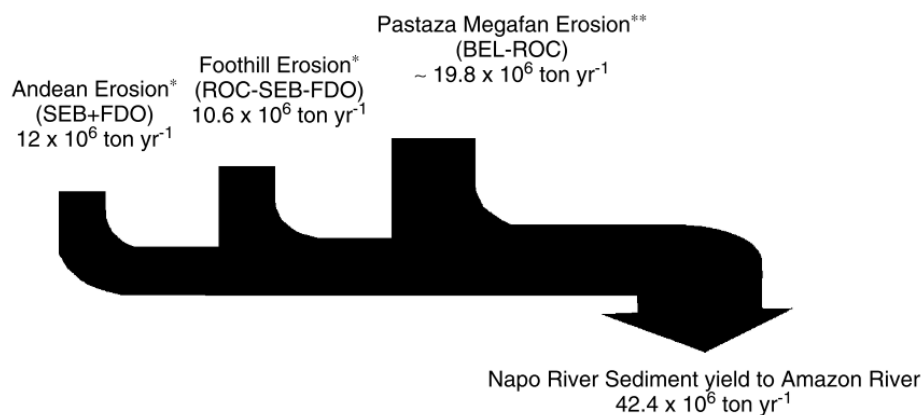


Figure 1.18: Bilan sédimentaire Amont-Aval du Rio Napo, basé sur le réseau de stations hydrométriques du SO HyBAm : San Sebastian (Rio Coca) – SEB; Francisco de Orellana (Rio Napo) – FDO ; Nuevo Rocafuerte (Rio Napo) – ROC; Bellavista (Mazan) (Rio Napo) – BEL. (Laraque *et al.*, 2009).



Les valeurs de flux calculées pour le Napo sont actuellement en cours de réactualisation grâce à de nouvelles données du SO HyBAm (non publiées). Les flux à l'exutoire du bassin sont désormais évalués à  $62 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , et on notera la concomitance de l'augmentation d'amont en aval du débit solide avec le module de débit (Figure 1.19). Les flux particuliers exportés par les Andes équatoriennes, plutôt faibles en comparaison à ceux mesurés à la sortie des Andes centrales, sont en effet soutenus dans leur routage à travers la plaine par des apports en eau importants (dont ceux du rio Aguarico), dans un contexte climatique équatorial. La capacité de transport du Napo dans sa plaine alluviale, déjà favorisée par une pente relativement importante en comparaison d'autres bassins sédimentaires de l'avant pays amazonien, est ainsi renforcée. L'énergie en excès est alors utilisée par la rivière pour éroder son lit et recycler les sédiments de la plaine d'inondation, qu'elle soit en surrection (tronçon amont, jusqu'à ROC, Figure 1.18) ou non (tronçon ROC - BEL). Des mesures granulométriques récentes (non montrée ici) semblent confirmer ce schéma : la granulométrie des MES transportées par le Napo est plus élevée que dans les autres bassins de l'avant pays amazonien (Santini *et al.*, 2019), suggérant une érosion de son lit dans la plaine alluviale. Par ailleurs, les échantillons prélevés en routine à Bellavista (station du SO HyBAm proche de l'exutoire du Napo) présentent, visuellement, de nombreux agrégats en comparaison d'autres rivières du bassin Amazonien. Enfin, le style anabranche de la rivière indique un charriage important, et est donc en cohérence avec les précédentes observations.

La mise en évidence d'une augmentation des flux de sédiments dans la plaine est un résultat important pour la suite des travaux de recherche entrepris ici. Elle suggère que les flux de MES à la sortie des Andes ne sont pas toujours limités par la capacité de transport, et que les apports en eau peu chargés en sédiments dans les piémonts et la plaine jouent un rôle essentiel dans la capacité de la rivière à router ses sédiments.

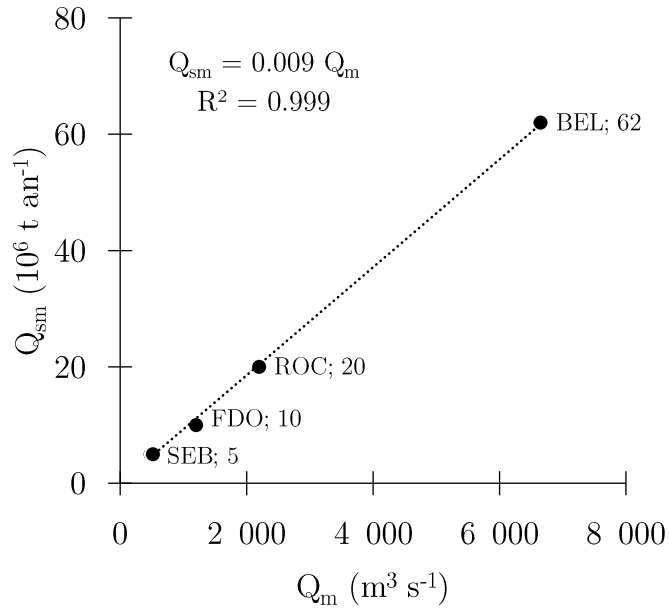


Figure 1.19: Relation entre module de débit ( $Q_m$ ) et flux solide moyen interannuel ( $Q_{sm}$ ) dans le bassin du Napo, d’après les mesures du SO HyBAm (non publié). San Sebastian (Rio Coca) – SEB; Francisco de Orellana (Rio Napo) – FDO; Nuevo Rocafuerte (Rio Napo) – ROC; Bellavista (Mazan) (Rio Napo) – BEL.

### iii. Actualisation des flux dans le bassin du Madeira

A partir des nouvelles données issues du SO HyBAm, [Vauchel et al. \(2017\)](#) proposeront une actualisation des flux du Rio Madeira (Figure 1.20). A la différence des résultats de PHICAB, ce travail n’identifiera pas de piégeage des sédiments à l’échelle interannuelle dans le bassin du Beni, mais confirmera une sédimentation massive dans la dépression du Mamoré, d’environ  $210 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ . Cette étude montrera que le piégeage des sédiments se fait dans la zone de subsidence immédiatement adjacente à la cordillère Andine, plutôt que dans la plaine d’inondation. Par ailleurs, sur le tronçon brésilien du Madeira, aucun processus clair de sédimentation n’est identifié. A l’échelle intra annuelle, ces conclusions masquent probablement des processus importants de dépôt et de remobilisation dans la plaine d’inondation du Madeira, dont le bilan net pourrait être proche de l’équilibre.

Enfin, le flux de MES exporté par les Andes vers le Madeira est évalué à  $640 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , pour un taux d’érosion moyen de  $3 \cdot 000 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , soit une valeur similaire à celle estimée par [Guyot et al. \(1996\)](#) ( $3 \cdot 200 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ).

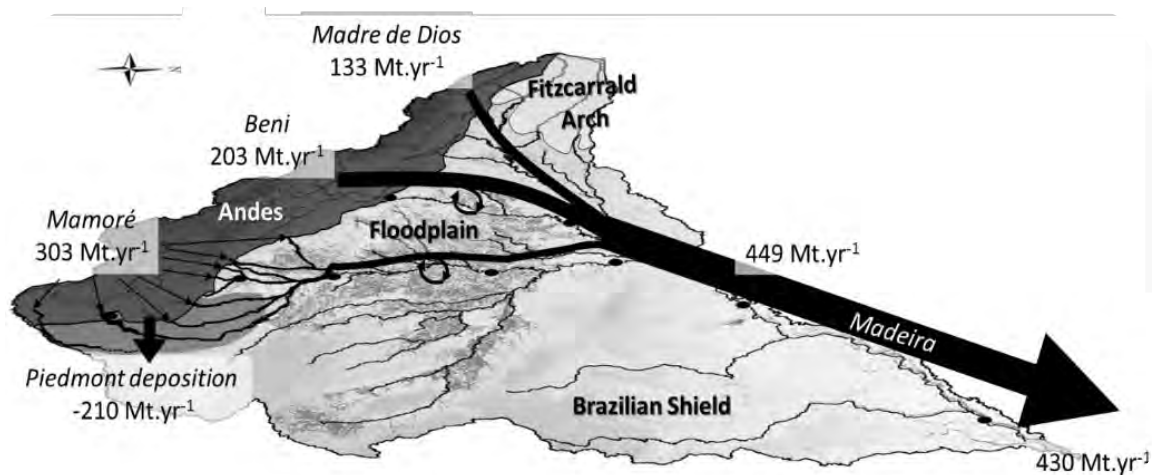


Figure 1.20: Bilan sédimentaire dans le bassin du Madeira. (Vauchel *et al.*, 2017).

iv. Une revue des taux d'érosion dans les Andes, de la Colombie à la Patagonie Latrubesse *et Restrepo* (2014) proposèrent une revue des taux d'érosion de toute la chaîne Andine en se basant sur des données existantes, dont en partie celles du SO HyBAm (Guyot *et al.*, 2007; Laraque *et al.*, 2009) et de PHICAB (Guyot *et al.*, 1993, 1994). Ces auteurs relèvent que les taux moyens d'érosion des versants Andins orientaux, estimés dans ce travail à  $\sim 3\,000\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ , sont très variables, allant de  $\sim 480\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$  dans les Andes Argentines à  $\sim 4\,910\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$  pour les Andes centrales en Bolivie. Les rios La Paz et Caine dans le bassin du Haut-Beni (Andes Centrales de Bolivie), Pescado et Iruya dans la région du Chaco ont les taux mesurés les plus élevés d'Amérique du Sud, avec respectivement  $\sim 18\,310$ ,  $13\,700$ ,  $14\,118$ ,  $8\,349\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ .

Malheureusement, ce travail de synthèse n'a pas utilisé toutes les données du SO HyBAm disponibles, loin s'en faut, et les valeurs prises sont des estimations anciennes et préliminaires. Il faut donc considérer les conclusions de cette étude avec prudence.

v. Les flux du Solimões, du Purus et de l'Amazone

Le SO HyBAm a développé dès sa création des outils pour le traitement d'images MODIS – *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* – afin de dériver des concentrations de surface à partir de valeurs de réflectance satellite (voir chapitre 2). Dans la partie Brésilienne du bassin de l'Amazone, mais aussi dans l'avant pays, cette approche s'est révélée pertinente et a permis d'étendre et de renforcer la consistance des données sédimentaires issues du

réseau de mesure conventionnel (Martinez *et al.*, 2009, 2015; Espinoza-Villar *et al.*, 2012, 2017; Espinoza-Villar, 2013). Les bilans présentés ici s'appuient tous sur cette technique, en complément des mesures au sol.

Ainsi, Martinez *et al.* (2009) estimeront à partir de données hydro-sédimentaires de l'ANA, du réseau du SO HyBAM et de concentrations de surface dérivées d'images MODIS le débit solide de l'Amazone au droit de la station d'Óbidos à  $\sim 800 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , sur la période 1996 – 2007. Ils mettront également en évidence une augmentation de ce débit solide sur la même période, pour un module de débit stable.

Plus récemment, les flux solides du Rio Púrus ont été estimés à  $17 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  sur la période 2000 – 2005 (dos Santos *et al.*, 2017). Le taux d'érosion moyen dans le bassin du Púrus est évalué à  $46 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , soit 10 à 100 fois moins que les taux mesurés dans les Andes, ce qui confirme la faible contribution de l'Arche de Fitzcarrald et de la plaine au flux solide de l'Amazone, déjà mise en évidence par Guyot *et al.* (1988) pour la rivière Orthon (Bolivie).

Espinoza-Villar *et al.* (2017) établiront un bilan sédimentaire pour la période 2007 – 2014 sur un tronçon de l'Amazone long de 2050 km, entre la station de Tamshiyacu près d'Iquitos au Pérou et la station de Manacapuru, un peu en amont de Manaus au Brésil. Ce bilan est basé sur 2 stations conventionnelles de mesures hydro-sédimentaires et 6 stations hydrométriques (i.e. sans échantillonnage de sédiments), pour lesquelles les concentrations ont été dérivées d'images MODIS. Les flux solides de l'Amazone à Tamshiyacu et à Manacapuru furent respectivement estimés à  $521$  et  $825 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , soit une augmentation de près de 60% entre les deux stations. L'étude mettra en évidence des phénomènes de remobilisation des sédiments de la plaine d'inondation, avec près de 70% d'augmentation du flux sédimentaire entre juin et septembre entre l'amont et l'aval du tronçon étudié, et ce pendant la période de récession de la crue.

#### vi. Comparaisons multi-échelles

La comparaison multi-échelle des taux d'érosion et de sédimentation dans le bassin Amazonien a été assez peu abordée. On pourra citer notamment les travaux de Wittmann *et al.* (2011) et Calvès *et al.* (2018). En effet, les estimations dérivées de nucléides

cosmogoniques, les datations de roches ainsi que de séquences sédimentaires à l'aide de géochronomètres et d'autre part les mesures hydrologiques des flux modernes à l'échelles d'une ou deux décennies utilisent des méthodologies très différentes posant des problèmes de comparaison. Il existe également un fort déséquilibre entre les fenêtres spatio-temporelles abordées. Selon l'échelle de temps et la taille de la zone étudiée, les estimations seront plus ou moins influencées par les cycles climatiques et tectoniques, de longueur d'onde très différentes.

On notera cependant une assez bonne correspondance entre les flux dérivés de nucléides cosmogoniques par Wittmann *et al.* (2011) et les flux modernes mesurés par le SO HyBAm, qui ont tous deux le même ordre de grandeur (Figure 1.21). En revanche, sur des temps plus longs, Calvès *et al.* (2018) relèvent des écarts d'un à deux ordres de grandeur (Figure 1.22). Toutefois, la valeur prise pour l'Ucayali correspond à un taux de sédimentation très local, qui n'est pas représentatif du taux moyen de sédimentation moderne sur l'ensemble du bassin sédimentaire du Marañon, lequel est lui probablement de l'ordre de grandeur des taux estimés sur des temps géologiques.

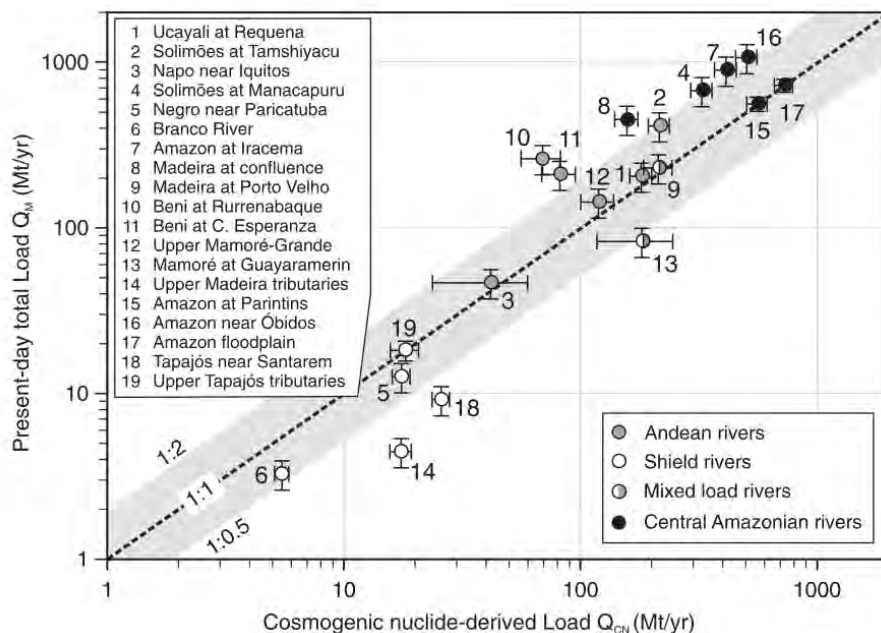


Figure 1.21: Comparaison entre des flux sédimentaires dérivés de nucléides cosmogoniques et flux modernes mesurés par le SO HyBAm. (Wittmann *et al.*, 2011).

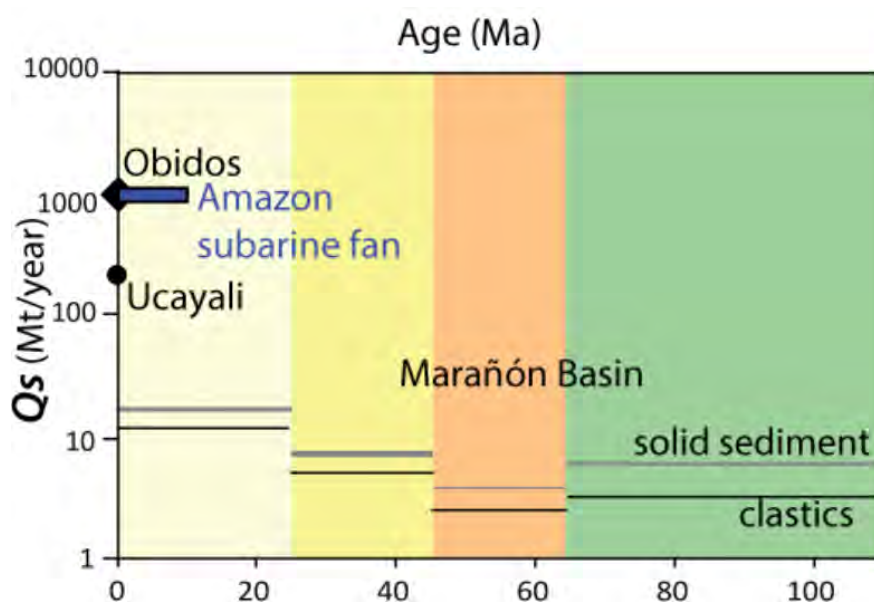


Figure 1.22: Apports sédimentaires au bassin sédimentaire du Mara on sur 110 Ma, comparé aux taux de sédimentation modernes observés dans l'Ucayali (point noir) et au flux sédimentaire mesuré à Obidos (Carré noir). Le flux transféré de l'Amazon  à son delta sous-marin estimé par [Wetzel \(1993\)](#) est repéré par un segment bleu. Les bandes de couleur correspondent, par ordre chronologique au Crétacé supérieur (vert), à la période Eocène moyen - Paléocène (orange), au Miocène Supérieur - Eocène moyen (jaune) et enfin au Miocène inférieur jusqu'au présent. ([Calvès et al., 2018](#)).

### 1.5.3 Synthèse des travaux et actualisation des bilans sédimentaires

L'ensemble des travaux précités, complétés par une réactualisation récente des données du SO HyBAm par ses équipes, permet de dresser une monographie des taux d'érosion et de sédimentation dans le bassin Amazonien (Figure 1.23). Dans les Andes, un gradient Nord-Sud des taux d'érosion se dessine alors. Dans les piedmonts, des zones de sédimentation massive se détachent. L'intensité de l'érosion des piedmonts et de la plaine du Napo apparait comme une singularité par rapport au reste du bassin Amazonien. Enfin, dans la plaine, les bilans sédimentaires sont plus incertains, laissant penser que les processus d'aggradation et de recyclage de la plaine d'inondation sont assez proches de l'équilibre, compliquant ainsi l'établissement de ces bilans amont-aval, compte tenu des incertitudes liées à la mesure des flux sédimentaires (e.g. [Xiaoqing, 2003](#); [Horowitz et al., 2015](#); [Vauchel et al., 2017](#); [Gitto et al., 2017](#)).



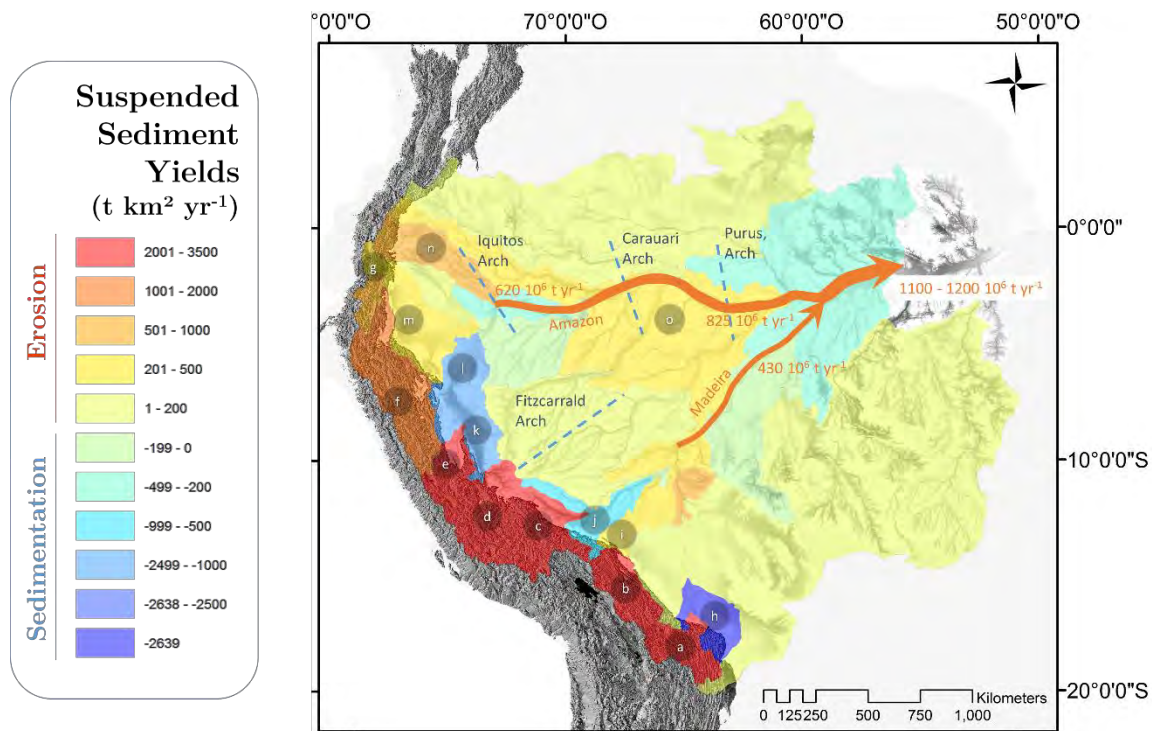


Figure 1.23: Carte des taux d'érosion et de sédimentation dans le bassin amazonien, réactualisée dans le cadre de cette thèse avec les mesures du SO HyBAM, et produite d'après : Armijos *et al.* (soumis); Vauchel *et al.* (2017); Espinoza-Villar *et al.* (2017); dos Santos *et al.* (2017); Santini *et al.* (2014); Armijos *et al.* (2013a, 2013b); Filizola *et al.* (2009); Laraque *et al.* (2009); Filizola (2003); Filizola *et al.* (1999); Laraque *et al.* (2005); Guyot *et al.* (1988, 1994, 1996, 2007); Guyot (1993). Les lettres a à o repèrent des régions dont la dynamique sédimentaire est commentée au paragraphe 1.5.3.1.

### 1.5.3.1 Gradients Ouest-Est et Nord-Sud de l'érosion dans les Andes

Amazoniennes, forçages climatiques et orographiques.

Les taux d'érosion les plus élevés ont été mesurés dans les Andes Centrales de Bolivie et du Sud Pérou (Guyot *et al.*, 1996; Santini *et al.*, 2014; Vauchel *et al.*, 2017) (Figure 1.23, a, b, c, d, e), c'est à dire là où la chaîne Andine connaît depuis le Paléogène un important épaissement crustal (Pfiffner *et al.*, 2013), et où le profil hypsométrique actuel est caractéristique d'un relief en surrection (Figure 1.24) (Montgomery *et al.*, 2001).

Les taux d'érosions moyens calculés pour les bassins du Pachitea (Figure 1.23, e) (Santini *et al.*, 2014) et du Madre de Dios (Figure 1.23, c) (non publié), deux rivières qui ne drainent pas les Hauts-Plateaux Andins et la Cordillère Occidentale, sont estimés à  $4\ 000\ \text{t km}^{-2}\ \text{an}^{-1}$ , alors que les rivières drainant l'ensemble des unités morpho-structurales des Andes Centrales de Bolivie et du Sud Pérou, comme le Hauts Beni (Figure 1.23, b) et l'Ucayali (Figure 1.23, d) ont des taux d'érosion plus faibles, autour de  $2\ 700 - 3\ 000\ \text{t km}^{-2}$



an<sup>-1</sup>. Ces estimations suggèrent que la Cordillère Orientale et le Sub-Andin forment une ceinture continue d'érosion rapide, à l'Est des Hauts-Plateaux et de la Cordillère Occidentale, où les taux d'érosion moyen seraient plus modérés.

En outre, pour le bassin du Rio Grande en Bolivie (Figure 1.23, a), *Kober et al.*, (2015) ont montré que les taux de dénudation (dérivés de cosmogéniques) de la zone Sub-Andine étaient supérieurs d'un ordre de grandeur à ceux mesurés pour les autres domaines morphostructuraux Andins du même bassin (Figure 1.25).

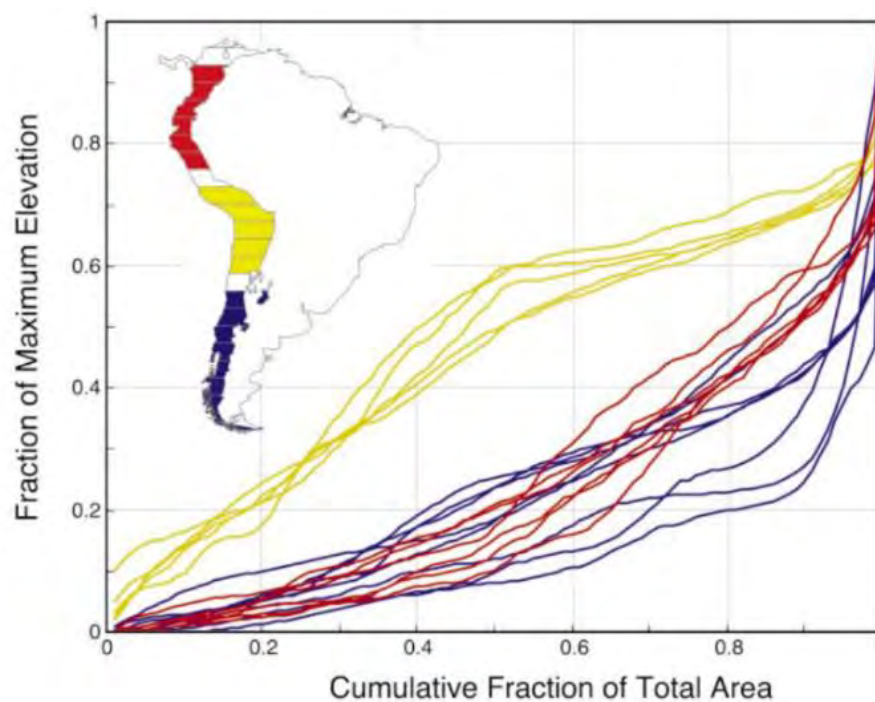


Figure 1.24: Courbes hypsométriques normalisées, par tranche de 3° de latitude dans les Andes. Les couleurs correspondent à trois régions des Andes : Andes Equatoriennes et Colombiennes (rouge), Andes Centrales (jaune) et Andes Chiliennes (bleu). (*Montgomery et al.*, 2001).

Ce gradient Ouest-Est des taux d'érosion dans les Andes Centrales de Bolivie et du Sud Pérou est la conséquence de la conjonction de facteurs climatiques et géologiques. En effet, la géologie structurale Andine contrôle la répartition des lithologies incisées par les principaux fleuves Ando-Amazoniens. L'épaississement crustal au Sud des Andes Centrales et la propagation du prisme orogénique vers l'Est crée ainsi des conditions favorables à l'érosion pour les rivières des Andes Centrales du Sud Pérou et de Bolivie par rapport aux rivières du Nord Pérou, d'Equateur et de Colombie. Les roches sédimentaires formées au

Mésozoïque et au Paléozoïque inférieur dans la subsidence adjacente à la chaîne Andine affleurent aujourd'hui sur les versants de la cordillère Orientale (Figure 1.9), en dessous du 12<sup>ème</sup> degré de latitude Sud (e.g. Kennan, 2000; Gonzales *et* Pfiffner, 2011). Ces roches, sensibles à l'érosion (Aalto *et al.*, 2006; Pépin *et al.*, 2010), sont exposés sur des pentes abruptes (Figure 1.27c) à des précipitations élevées, suivant une distribution altitudinale orographique plutôt classique (Bookhagen *et* Strecker, 2008). Au sommet de la Cordillère Orientale, les précipitations déclinent rapidement, alors que l'âge des affleurements augmente et que des dômes de roches plutoniques exhumées au Permo-Trias, très durs à l'érosion, y culminent. Les précipitations deviennent très faibles et les pentes s'adoucissent sur les Hauts-Plateaux Andins. Le contexte est donc beaucoup moins favorable à l'érosion dans ces zones de la cordillère.

Dans le Sub-Andin, les affleurements sédimentaires, allant du paléozoïque au Cénozoïque, sont en général plus récents que ceux de la Cordillère Orientale. Les précipitations y sont également élevées, et l'activité tectonique dans ce système de failles et de plissements est importante, favorisant l'occurrence de glissements de terrain, mécanisme majeur de l'érosion dans les chaînes de montagne. En outre, des terrasses fluviales ont été soulevées et piégées au Néogène dans les zones Inter et Sub-Andines par la mise en place de chevauchements importants (e.g. Gautheron *et al.*, 2013), et sont aujourd'hui fortement incisées par les rivières actuelles.

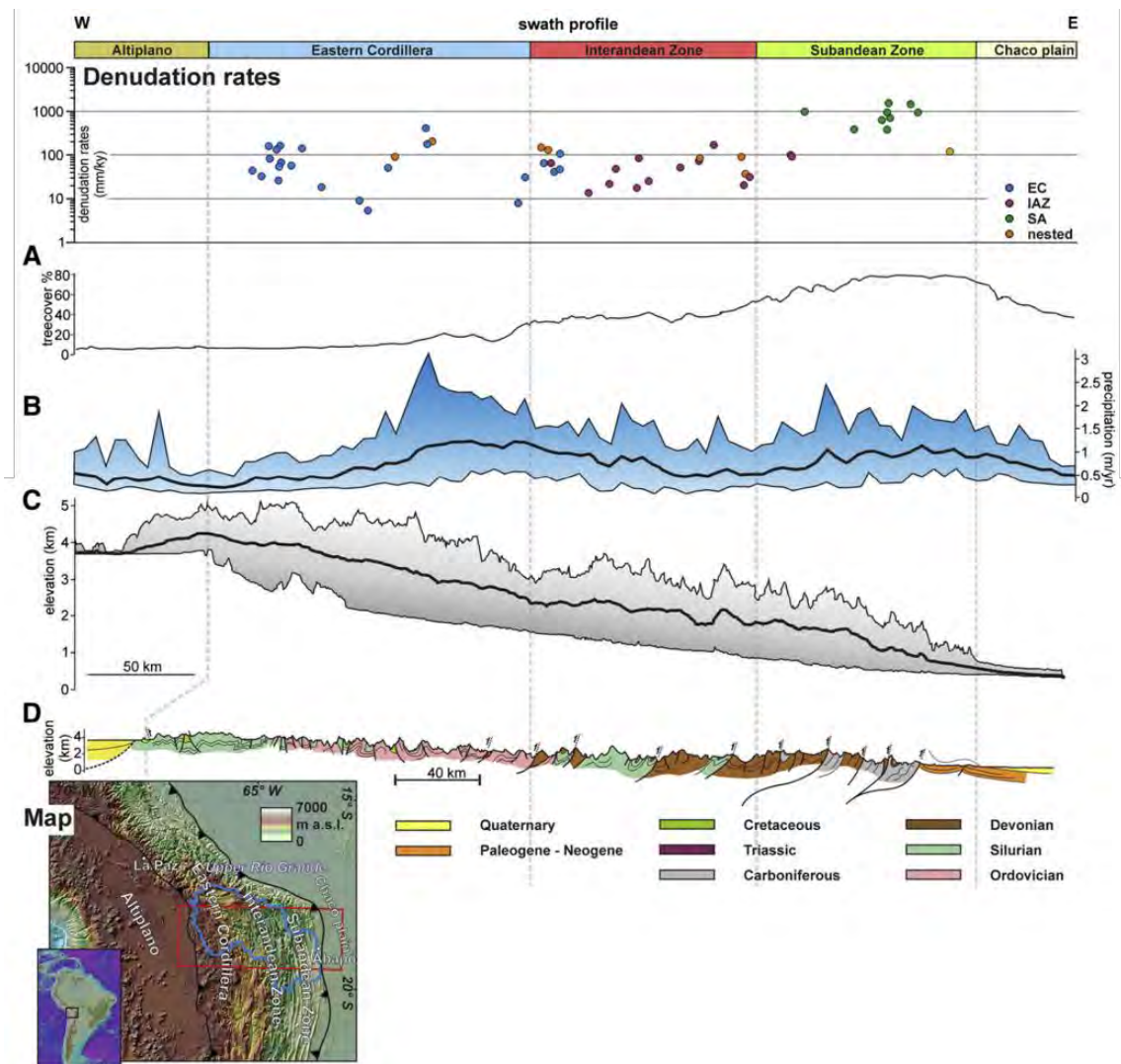


Figure 1.25: Analyse des facteurs contrôlant l'érosion du Bassin Andin du Rio Grande, située sur le versant oriental des Andes centrales Boliviennes. Des taux de dénudation ont été estimés (par la datation de nucléides cosmogéniques  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$ ) pour chaque domaine morphostructural composant le bassin Andin. (A) Taux de dénudation et couvert forestier. (B) Profil altitudinal de précipitations. (C) Profil topographique. (D) Contexte géologique. (Kober *et al.*, 2015).

Par ailleurs, Aalto *et al.* (2006) proposent une équation générale pour prédire des taux d'érosions dans les Andes Centrales, basée sur une étude statistique des données hydro-sédimentaires de 47 stations situées dans les Andes Boliviennes. Cette équation repose uniquement sur deux facteurs, à savoir la pente des versants et un index lithologique exprimant la résistance des roches à l'érosion (Probst, 1993). Appliquée au cas du bassin de l'Ucayali, elle permet d'identifier grossièrement des zones favorables à l'érosion, situées majoritairement dans les Andes Orientales et le Sub-Andin. Néanmoins, ce résultat est à moduler avec des données de précipitations et de couverture végétale.

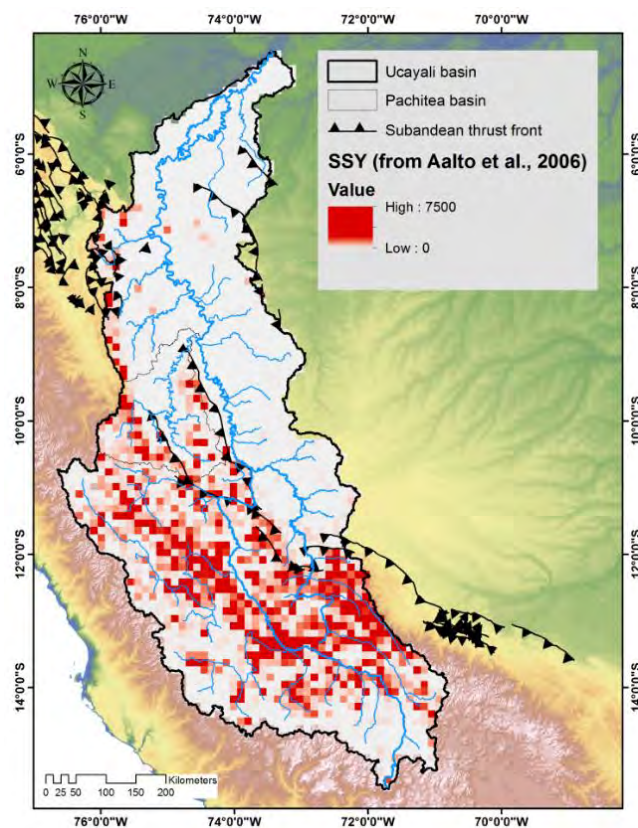


Figure 1.26: Distribution des taux d'érosion dans le bassin de l'Ucajali (SSY: *Suspended Sediment Yields*, exprimés en  $t\ km^{-2}\ an^{-1}$ ), selon l'équation proposée par Aalto *et al.* (2006), basée sur la pente des versants et l'index lithologique de Probst (Probst, 1993). Les zones correspondant à la Cordillère Orientale et au Sub-Andin apparaissent comme étant les plus favorables à l'érosion.

Au Nord, les taux d'érosion dans les Andes Equatoriennes (Figure 1.23, g) sont plus modérés que dans les Andes Centrales de Bolivie et du Sud Pérou, très probablement en raison d'une combinaison spatiale différente entre lithologie, précipitation, orographie et végétation. Les roches ignées et métamorphiques dominent en effet les affleurements sur les versants Andins équatoriens, dont le profil hypsométrique est par ailleurs caractéristique d'un bassin montagneux déjà très érodé (Montgomery *et al.*, 2001) (Figure 1.24). Les taux de ruissellement records dans cette partie la chaîne Andine (Laraque *et al.*, 2009) ont très certainement façonné ce profil au cours de l'histoire géologique récente. On relèvera également que les séquences sédimentaires affleurent globalement à une altitude plus basse que dans les Andes Centrales de Bolivie et du Sud Pérou, sur des pentes plus douces. En outre, la largeur de l'ensemble Sub-Andin, zone Inter-Andine et Cordillère Orientale, particulièrement développés dans les Andes Centrales, est plus étroite dans cette partie de la chaîne Andine. Enfin, Pépin *et al.* (2013) ont suggéré un contrôle important de la



saisonnalité des précipitations, laquelle est fortement corrélée au couvert végétal, sur les taux d'érosion des versants orientaux Andins, avec un gradient Nord-Sud marqué de cette saisonnalité induit par la migration annuelle de l'ITCZ. Le climat joue certainement un rôle important sur la distribution des taux d'érosions dans les Andes. La distribution irrégulière des précipitations dans le temps favorise l'érosion et augmente l'incision fluviale (e.g. Molnar, 2001). C'est sans doute le cas dans les bassins du Sud de la cordillère, soumis au régime de la mousson Sud-Américaine, et où l'essentiel des précipitations est concentré sur une relativement courte période.

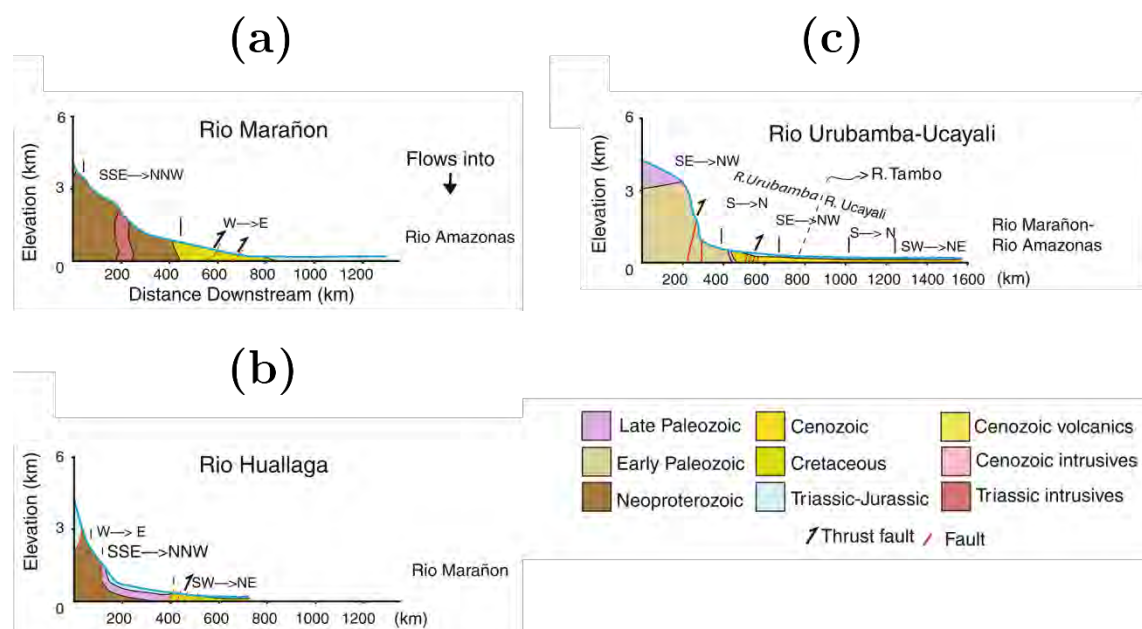


Figure 1.27: Profil en long des principales rivières Andine des Andes Centrales Péruviennes, et géologie du substratum du lit de ces rivières. (a) Rio Marañon. (b) Rio Huallaga. (c) Rio Urubamba-Ucayali. (Figure modifiée d'après Gonzales et Pffinner, 2012).

Le bassin du Haut-Marañon (Figure 1.23, f) a quant à lui une configuration très particulière (Figure 1.10, Figure 1.27a), pouvant expliquer que les taux d'érosion y soient, en moyenne, plus faibles que dans les Andes Centrales du Sud Pérou et de Bolivie. En effet, après avoir pris sa source sur les Hauts-Plateaux près du Cerro de Pasco (Junin, Pérou), le Rio Marañon s'écoule parallèlement à la chaîne vers le NNO, avec une pente importante, au cœur d'une profonde vallée située dans la ceinture de plissements et de chevauchements à l'arrière de la cordillère Orientale – *Marañon Thrust-and-Fold belt*. Il est alors au contact du

socle cristallin de la Cordillère Orientale (dans le massif du Marañon), peu favorable à l'érosion. (Pfiffner *et Gonzales*, 2013). L'altération des roches dans cette zone est par ailleurs très longue en raison d'un climat semi-aride. Lorsque la rivière bifurque pour traverser la Cordillère Orientale et la ceinture Sub-Andine, via une série de Pongo (dont le plus grand d'Amérique du Sud, le Pongo de Manseriche), la lithologie devient alors plus favorable à l'érosion, mais la pente de la vallée diminue.

Le profil longitudinal de son principal affluent, le Rio Huallaga, est quant à lui très concave (i.e. érodé) (Figure 1.10, Figure 1.27b), et la lithologie des versants de la Cordillère Orientale exposés à des précipitations importantes est beaucoup moins favorable à l'érosion que celle des Andes Centrales. Néanmoins, plus localement, des zones très sensibles à l'érosion existent dans ce bassin, notamment dans la ceinture Sub-Andine.

### 1.5.3.2 Routage des sédiments dans les piedmonts et à travers la plaine d'inondation

Dans le bassin amazonien, trois zones de sédimentation massive, très localisées et immédiatement adjacentes à la chaîne Andine sont identifiées : la partie amont du bassin sédimentaire de l'Ucayali (Figure 1.23, k) (Santini *et al.*, 2014), le monoclinale du Madre de Dios (Figure 1.23, j) (données non publiées) et l'amont de la dépression du Mamoré (Figure 1.23, h) (Vauchel *et al.*, 2017).

En effet, la charge tectonique de la chaîne Andine (particulièrement forte là où l'épaississement crustal est le plus important) sur plaque Sud-Américaine engendre une flexure lithosphérique au droit des Andes (éventuellement modulée dans les zones de subduction plane, induites par la présence de rides océaniques « flottant » sur l'asthénosphère). La limite orientale du Sub-Andin marque ainsi une rupture de pente importante pour les rivières. L'écoulement ralentit, les rivières s'élargissent, et la capacité de transport chute drastiquement.

Afin que l'écoulement puisse compenser en partie cette perte de puissance, les concentrations en MES des rivières andines nécessitent d'être diluées par des apports en eau des piedmonts et de la plaine, peu chargés en sédiments, pour être routées vers l'avant pays. C'est le cas



pour le bassin du Marañon (Figure 1.23, m), où les apports des affluents de l'Equateur et de la plaine représentent  $\sim 45\%$  du débit total de la rivière dans l'avant pays. En revanche, pour les bassins sédimentaires de l'Ucayali (Figure 1.23, k) ou du Mamoré (Figure 1.23, h), les ruissellements relativement faibles dans la plaine d'avant pays ne peuvent aider au routage des sédiments, ce qui conduit à une très forte sédimentation dans ces zones.

Probablement en raison de la convexité de la chaîne Andine au Sud de la Bolivie, le réseau de drainage à la sortie du bassin Andin du Mamoré est de style radial. Ainsi, la puissance du Mamoré est d'abord divisée en plusieurs drains divergents, qui convergent plus loin dans la plaine (Figure 1.20). Les drains les plus au Sud parcourent une distance plus grande dans la dépression avant d'atteindre le cours principal du Mamoré que ceux situés au Nord. La zone traversée est une des plus arides (*Los Chacos*) de tout l'avant-pays Amazonien, et peu d'apports en eau peuvent venir soutenir le routage des MES, ce qui favorise une forte sédimentation dans cette zone. Au contraire, au Nord du bassin Sub-Andin du Mamoré, le *Hotspot* de précipitation du Chaparé, favorise le routage des sédiments (Vauchel *et al.*, 2017).

En comparaison, aucune sédimentation massive n'a été observée dans la plaine du Beni (Figure 1.23, i) (Vauchel *et al.*, 2017), probablement parce que le débit solide est transporté en un seul cours d'eau et parce que les apports en eaux dans la plaine sont plus importants que dans le bassin du Mamoré. Cependant, ce schéma peut être perturbé par la variabilité climatique dans la plaine : les années de faibles précipitations conduisent ainsi à un stockage important de sédiments, et les années humides à une remobilisation des sédiments de la plaine, plus efficace encore lors d'événements extrêmes.

D'autre part, le cas du Napo (Figure 1.23, n) suggère qu'au contraire, la capacité de transport à l'exutoire du bassin Andin, ragaillardie par des apports dans les piedmonts et la plaine (par exemple le rio Aguarico) et favorisée par des pentes importantes, peut être en excès et permettre à la rivière de recycler intensément sa plaine alluviale, laquelle devient alors une source significative d'alluvions pour la rivière.

Plus loin, dans la plaine d'inondation, les bilans sédimentaires deviennent plus difficiles à établir, car ils sont de l'ordre de grandeur des incertitudes sur les mesures. Le bilan net entre

aggradation et érosion de la plaine est masqué par les apports latéraux et les erreurs de mesures. Par exemple, le bief du Solimões compris entre les Arches de Carauari et du Purus (Figure 1.23, o) reçoit des apports sédimentaires latéraux importants (~ 25% du débit solide du Solimões) et des apports en eau conséquents (~60% de son débit), avec un déphasage, suivant qu'il s'agisse d'apports des tributaires du Nord du bassin (Putumayo/Içá, Caquetá/Japurá) ou de ceux du Sud (Javari, Juruá, Púrus). D'autre part, l'étendue de la plaine d'inondation sur ce tronçon (> 100 000 km<sup>2</sup>) cache des processus complexes de dilution, de stockage et de remobilisation (Espinoza-Villar *et al.*, 2017; dos Santos *et al.*, 2017). Néanmoins, les données hydro-sédimentaires à l'aval du bassin de l'Ucayali (entre Pucallpa et Requena) et du Madeira (entre Porto Velho et Fazenda Vista Alegre), deux tronçons sans apports sédimentaires importants de la part de tributaires latéraux, laissent penser que le bilan net entre dépôt et recyclage de la plaine est légèrement négatif.

Enfin, le flux solide de l'Amazone est ici estimé entre 1 100 et 1 200 10<sup>6</sup> t an<sup>-1</sup>. Cette valeur est cohérente avec les influx amonts du Madeira et de l'Amazone (Vauchel *et al.*, 2017; Espinoza-Villar *et al.*, 2017), et avec une nouvelle estimation soumise par Armijos *et al.* (ERL) en 2019.

## 1.6 Le rôle central des plaines d'inondation dans les transferts d'eau et de matières

Dans le bassin amazonien, les échanges d'eau et de matières entre la rivière et son lit majeur sont du même ordre de grandeur que les flux délivrés à l'océan par le fleuve Amazone (Meade, 1985; Mertes, 1996; Dunne, 1998). Au cours des millénaires, ces plaines ont évolué au grès des variations climatiques, avec des épisodes de recyclage et de piégeage plus ou moins importantes. Les temps de résidence des sédiments piégés dans la plaine peuvent être extrêmement longs (plusieurs dizaines de milliers d'années), favorisant ainsi l'altération chimiques des argiles originaires des versants Andins. L'intensification actuelle des crues de l'Amazone et de ses affluents aura donc très certainement un impact sur le recyclage sédimentaire de la plaine, sur les temps de résidence des alluvions et *in fine* sur leur degré d'altération (Rudorff *et al.*, 2018).

Le découpage des méga-zones inondées (Figure 1.28) est contrôlé par la présence d'arches dans le bassin et la charge tectonique des Andes sur la lithosphère. On distinguera ainsi la dépression d'Ucumara, dans laquelle le bas Ucayali évolue avant de rejoindre le Marañon et de former l'Amazone, la plaine inondée du Haut Madeira au Sud de l'arche de Fitzcarrald, la plaine d'inondation du rio Solimões au Brésil et enfin celle de l'Amazone, coincée entre les boucliers. Enfin, on notera l'extension latérale considérable de la plaine d'inondation du rio Solimões/Amazone au Brésil, avec des largeurs pouvant atteindre 100 km au cœur du bassin.

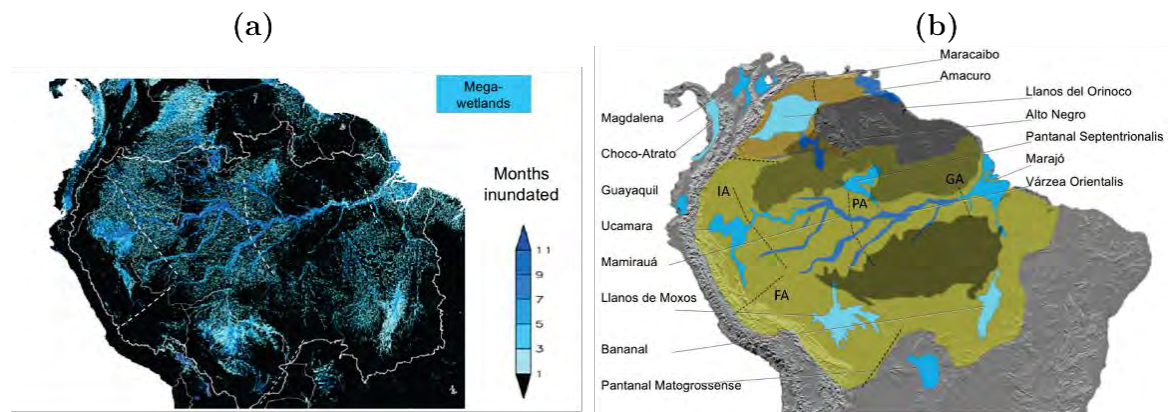


Figure 1.28: Zones-humides dans le bassin Amazonien. (a) Carte des zones inondées, coloriées selon la durée moyenne d'inondation (période 2001- 2010). (b) Carte simplifiée des zones humides. IA – Iquitos Arch, FA – Fitzcarrald Arch, PA – Purus Arch, GA – Gurupa Arch. (D'après Albert *et al.*, 2018).

## 1.6.1 Quelques éléments de morphologie fluviale

### 1.6.1.1 Contraintes géomorphologiques majeures

Le développement de la plaine amazonienne est lié à une longue histoire géologique, surimposée de variations climatiques et eustatiques, lesquelles ont permis l'accumulation d'un stock alluvial, ou son déstockage, façonnant ainsi les terrasses alluviales bordant les plaines d'inondation modernes. L'hydro-système composé du lit vif de la rivière et de sa plaine d'inondation est contraint durablement par trois variables géomorphologiques majeures (Malavoi *et* Bravard, 2010) : la pente de la vallée, toujours supérieure à celle du cours d'eau, et qui, multipliée au débit liquide, fourni à l'écoulement l'énergie pour le transport des phases liquides et solides (Bagnold, 1966, 1968, 1973, 1977), la largeur du fond de vallée, qui confère à la rivière un espace de mobilité potentielle plus ou moins vaste, et l'érodabilité de la plaine, qui dépend essentiellement du degré de cohésion des alluvions, de leur granulométrie et densité, de la végétation, etc. Ces trois variables, couplées aux débits solides et liquides, influent sur le style fluvial adopté. Ainsi, les rivières de la plaine amazonienne oscillent entre des styles méandriques libres (ex. l'Ucayali dans la dépression d'Ucumara au Pérou), lorsque la largeur de la vallée le permet, des styles méandriques contraints par des formations géologiques (ex. Le Madre de Dios en Bolivie, coincé entre l'Arche de Fitzcarrald et le sub Andin), ou anabranché (ex. le Marañon ou le bas Amazone).



Photographie 1.5: Méandres libres de la rivière Ucayali, dans la dépression d'Ucumara (*Foredeep* du Marañon).

### 1.6.1.2 Lit mineur, moyen et majeur

Les hydro-systèmes associés aux rivières de plaine sont classiquement découpés en un lit mineur, moyen et majeur. Selon les disciplines scientifiques, les objets attachés à ces notions peuvent varier. Ainsi, pour les géomorphologues, le lit mineur correspond à la partie du lit en eau entre l'étiage et le module de débit (c'est-à-dire le débit nominal) et le lit moyen (ou bande active) est la partie du lit mouillée pour des débits compris entre l'étiage et la hauteur de pleins bords. La zone qui correspond à l'intersection des lits mineurs et lit moyen est mise en eau par des pics de crue de fréquence moyenne à forte (i.e. quasiment chaque année, et éventuellement plusieurs fois par an) dans les piémonts andins et chaque année au moment du passage du maximum de l'onde de crue pour les rivières de la plaine amazonienne. Cette partie du lit de la rivière est une zone de stockage sédimentaire importante, notamment pour les particules grossières. Elle est constituée de bancs alluviaux peu végétalisés (la dynamique de colonisation végétale est très rapide dans l'Amazonie, si bien qu'entre l'étiage et le retour de la crue, un couvert végétal a le temps de se développer), et drainée par un ensemble de chenaux de crue et de rigoles plus ou moins parallèles au lit mineur, qui, parfois, peuvent former des lagunes étroites et allongées. Ces chenaux et rigoles sont issus de la migration progressive des méandres.

Certains hydrauliciens regroupent les lits mineur et moyen en un seul objet, en considérant l'emprise globale de l'écoulement « à pleins bords ». Néanmoins, pour mieux prendre en compte les effets de la différence de rugosité de ces deux parties du lit sur l'écoulement, une représentation en lit composé est parfois préférable. Le débit de pleins bords correspond alors à la capacité maximale du premier lit, que l'on appellera dans la suite lit mineur, compte tenu des objectifs de modélisation de cette thèse. Le second lit sera appelé par raccourci lit moyen ou lit majeur actif (Figure 1.30).

Toujours dans une optique de modélisation hydrologique, le lit majeur correspond à l'espace de submersion lors de crues débordantes, de fréquence moyenne à rare. L'espace délimité par cette notion est donc variable selon l'intensité de la crue. Dans le cas spécifique du bassin amazonien, une année normale est accompagnée d'un débordement dans le lit majeur. Les rares crues ne s'épanchant pas dans le lit majeur correspondent à des années de sécheresse

extrême. D'un point de vue géomorphologique, et donc en considérant des échelles de temps plus longues, cet objet englobe l'ensemble des faciès sédimentaires d'origine alluviale, généralement du quaternaire. Le lit majeur conserve ainsi des traces de la dynamique passée et récente de la rivière; de par les bras morts qui la jonchent, plus ou moins reliés au lit vif actuel par des chenaux, des crevasses, des rigoles, les reliquats de l'accrétion latérale des barres de méandre plus ou moins enfouis par les crues successives, et les marais témoins de bras morts colmatés.

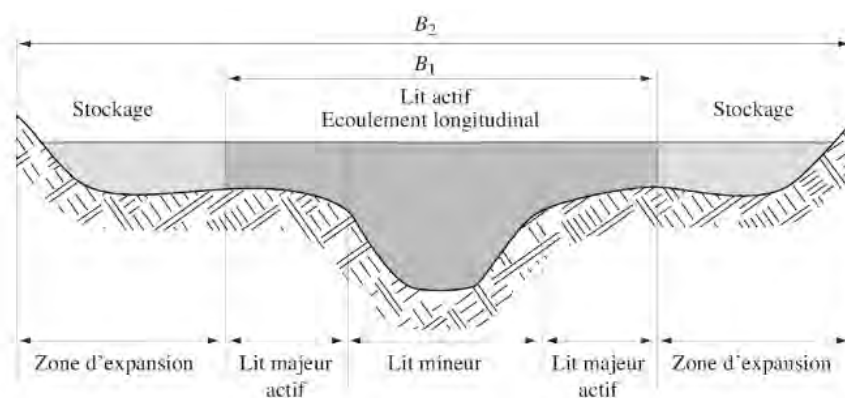


Figure 1.29: Exemple de section d'écoulement composée utilisée dans le cas d'un écoulement principalement unidimensionnel et distinguant le lit mineur, la partie active du lit majeur et la partie inactive du lit majeur (stockage pur). (Hingray, Picouet *et Musy*, 2009).

### 1.6.2 Complexité hydro-morphologique de la plaine d'inondation dans le bassin Amazonien

La plaine d'inondation du bassin amazonien est une mosaïque d'hydro-systèmes interconnectés par le réseau hydrologique de surface ou par l'écoulement souterrain (Bonnet *et al.*, 2017), alimentés via des crevasses perçant ces levées ou des chenaux, siphonnant les eaux et les sédiments du cours d'eau principal en crue, ou par la diffusion des eaux du lit mineur par-dessus les levées formées par accrétion verticale de sédiments, et dans une moindre mesure, par des précipitations locales (Mertes *et al.*, 1996). Les différentes morphologies (lacs, lagunes, étangs marais et marécages, chenaux, rigoles, crevasses, ou encore les zones humides indifférenciées intriquées dans des systèmes complexes de levées et de fragments de faciès sédimentaires) associées à ces systèmes sont à l'origine de mécanismes



d'inondations complexes et hétérogènes, engendrant une grande diversité de processus biogéochimiques (Maurice Bourgoïn *et al.*, 2007) et une biodiversité exceptionnelle.

Le sous-réseau hydrographique dans la plaine est de nature fractale, et les innombrables chenaux qui la parcourent jouent un rôle clef dans les échanges saisonniers d'eaux et de sédiments entre lits majeur et mineur (Park *et Latrubesse*, 2017; Trigg *et al.*, 2012). Trigg *et al.* (2012) montrent par ailleurs que ces chenaux ont pour beaucoup une profondeur de l'ordre de grandeur de l'amplitude de l'onde de crue, lorsqu'ils sont directement connectés au lit mineur.

Les réseaux de chenaux de la plaine d'inondation peuvent être séparés en unités distinctes, selon leurs fonctions hydro-géomorphologiques (e.g. Trigg *et al.*, 2012; Park *et Latrubesse*, 2017), afin de mieux contraindre l'hydrodynamique des lits mineurs et majeurs et les processus biogéochimiques associés. Figure 1.30, Trigg *et al.* (2012) ont discrétisé la plaine d'inondation dans la zone de confluence du Solimões avec le Púrus, à partir d'images Landsat. Sur cette figure, on distingue : 1- des sous-bassins alimentés par des précipitations locales, créant des zones dominées par des apports météoriques plutôt que par des apports fluviaux (Mertes *et al.*, 1997), et conduisant à la dilution des eaux chargées en sédiments rentrant dans la plaine. Ces sous-bassins peuvent être connectés directement ou indirectement au cours d'eau principal, et recevoir ou non le ruissellement des terrasses délimitant l'extension de la plaine inondée. 2- Des systèmes « bypass » détournant des eaux du lit mineur sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres avant de les restituer en partie ou en totalité, et 3- des connections inter-bassins, siphonnant les eaux d'un cours d'eau principal vers un autre. On notera que cette discrétisation en unités hydrographiques suggère que la plupart des réseaux de drainage ont peu de connections entre eux, tout du moins visibles sur des images Landsat.

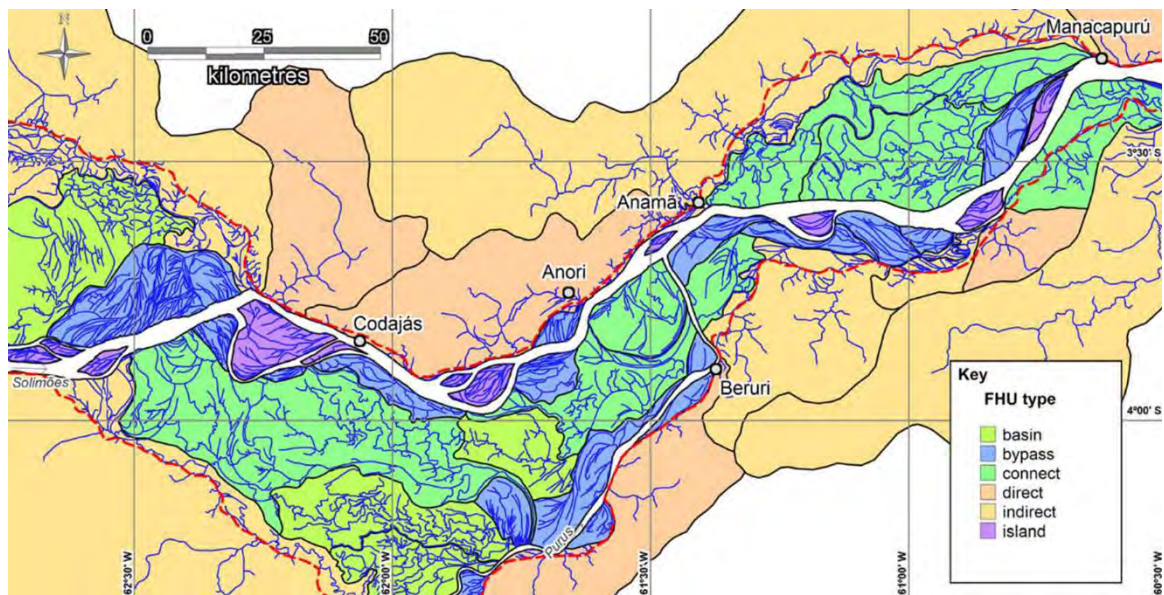


Figure 1.30: Indentification de chenaux à l'aide d'images Landsat dans zone de confluence du Solimões avec le Purús, et découpage de la plaine d'inondation de la en unités hydro-morphologiques (FHU). On notera l'importance des systèmes « bypass » (en bleu) détournant des eaux du lit mineur sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres avant de les restituer en partie, et des connections interbassins (en vert foncé), siphonnant des eaux du Solimões vers le Purús. (Trigg *et al.*, 2012).

Une grande partie de la surface du lit majeur est composée d'anciens fragments de la plaine d'inondation remaniés (Lewin *et al.*, 2017), recouverts totalement ou en partie par des limons (i.e. des sédiments fins, riches en matière organique), puis de végétation (Photographie 1.6). Les chenaux sinuant dans la plaine d'inondation participent activement à ce remaniement sempiternel de la plaine, en développant eux-mêmes leur propre morphologie fluviale, par érosion latérale et sédimentation.



Photographie 1.6: Exemple de lagune totalement colmatée par le débordement d'eaux chargées en sédiments fins pendant la crue historique de 2012. NB : Photographie prise en décembre 2012, dans la plaine d'inondation de l'Ucayali, près de sa confluence avec le Marañon, lors d'une campagne de mesure du SO HyBAM dans la région d'Iquitos.

Sur le tronçon de l'Amazone au Brésil compris entre São Paulo de Olivença et Santarem, Lewin *et al.* (2017), estiment que cette zone constituée de formes indifférenciées représente environ la moitié de la plaine d'inondation (Figure 1.31). Les mêmes auteurs mettent également en évidence la prédominance des complexes associés aux barres de méandre (prismes d'accrétion latérale, rigoles et chenaux de crue) sur la partie amont de ce tronçon (~ 30 - 35 % de la surface de la plaine inondée). Le poids de ces formations décroît en allant vers l'aval, lorsque le style fluvial de l'Amazone passe d'une rivière à méandres libres à un chenal plus droit, confiné entre les reliefs des cratons Guyanais et Brésiliens. Les grands systèmes de lacs d'inondation deviennent alors prépondérants, induisant des temps de résidence des eaux, des processus de sédimentation et des mécanismes biogéochimiques différents de ceux rencontrés à l'amont. Cette analyse suggère que les systèmes hydro-morphologiques de type « by-pass » dominant les échanges entre les lits mineurs et majeurs dans les rivières de style méandriforme de l'avant pays du bassin Amazonien.

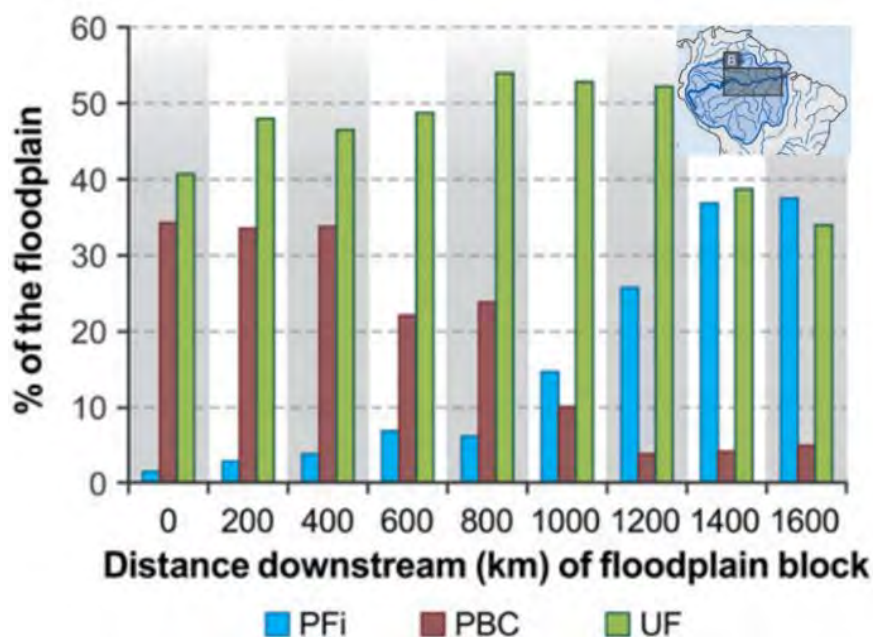


Figure 1.31: Evolution de la surface de plans d'eau (PFI), de complexes de barre de méandres (PBC) et de formes indifférenciées (UF) par rapport à la surface de la plaine d'inondation correspondant au tronçon de l'Amazonie au Brésil compris entre São Paulo de Olivença (km 0) et Santarem (km 1600). Le calcul a été effectué après un découpage de la plaine en blocs. (Lewin *et al.*, 2017).

Ainsi, d'amont en aval du bassin de l'Amazonie, le style de la plaine évolue (Figure 1.32). Dans l'avant pays, la migration latérale du lit des rivières est de manière générale importante, bien que des disparités existent (par exemple le cas du Marañon, globalement de style anabranché, et affichant des taux de migration moindres que d'autres rivières comme l'Ucayali). Les dépôts de la rivière et l'érosion des rives remanient constamment la plaine, colmatant ou effaçant les centaines de lacs formés de bras de méandres abandonnés, ou confinés dans des rigoles. A l'aval du bassin, la plaine est plus stable. La rivière est bordée de levées anciennes et la construction de la plaine d'inondation est dans l'ensemble dominée par des dépôts de sédiments déversés par-dessus les berges (Mertes *et al.*, 1996). La surface de la plaine est donc relativement plane, et caractérisée par la présence de grands lacs peu profonds.

Schématiquement, l'Arche du Púrus sépare encore de nos jours deux zones : l'amont du bassin sédimentaire, déjà rempli, et l'aval, où le remplissage sédimentaire est toujours en cours dans les dépressions et les lacs.



Enfin, l'extension latérale de la plaine d'inondation varie également tout au long du cours d'eau, en fonction des contraintes géologiques et de l'apports des grands tributaires latéraux qui viennent modifier localement la morphologie de la plaine (ex. Púrús), et éventuellement le style fluvial. Les variations altitudinales du lit majeur sont négligeables par rapport à sa largeur (Figure 1.33). C'est pourquoi, de ce point de vue, la plaine peut être parfois simplement représentée par un volume parallélépipédique rectangle ou un prisme extrudé de base triangulaire dans certains modèles hydrologiques.

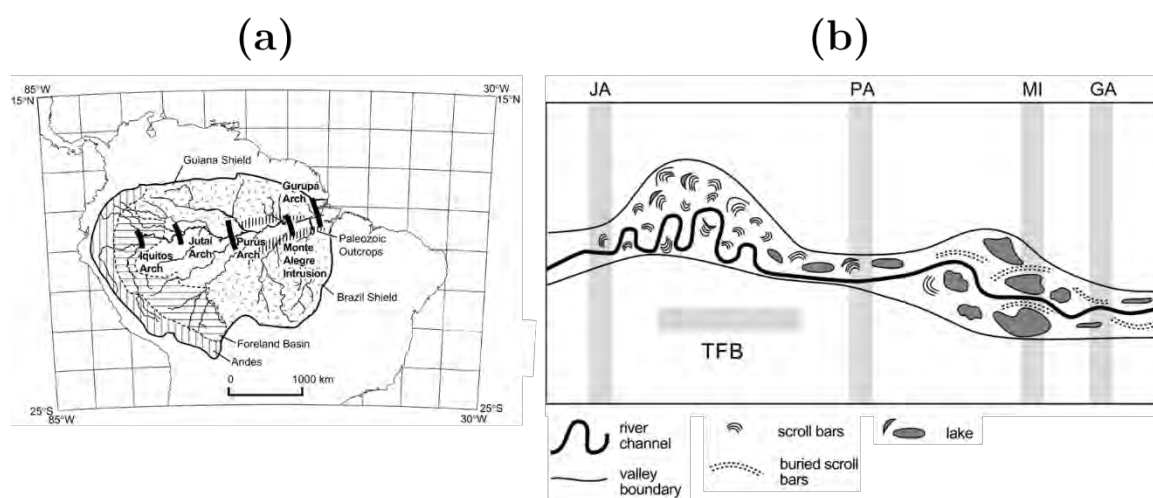


Figure 1.32: (a) Carte du bassin amazonien montrant les principales structures géologiques dans la plaine et les domaines lithologiques. (b) Illustration du changement de morphologie de la plaine contrôlé par les principales structures géologiques de la plaine : JA – Arche de Jutai; PA – Arche du Purús; MI – Intrusion de Monte Alegre; GA – Arche de Gurupá. (Figure modifiée d'après Dunne *et al.*, 1998).

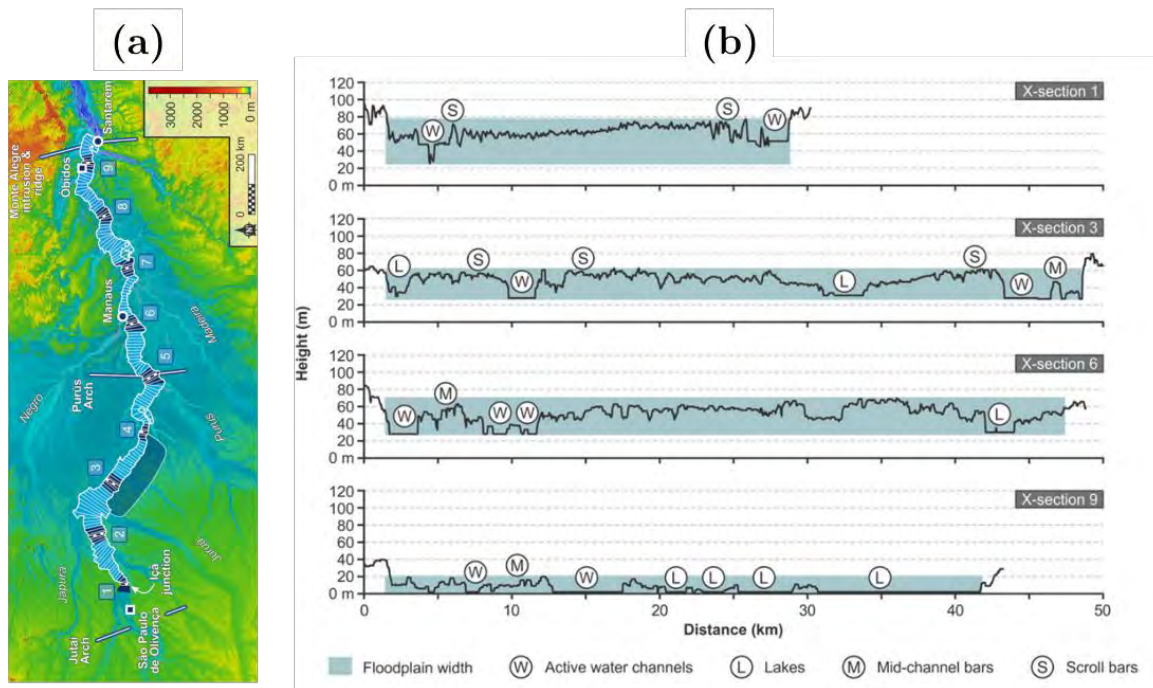


Figure 1.33: (a) Extension latérale de la plaine inondée de l'Amazone entre São Paulo de Olivença et Óbidos. (b) Coupes transversales correspondantes. (Figure modifiée d'après Lewin *et al.*, 2017).



Photographie 1.7: Paysages de la plaine d'inondation de l'Ucayali, photographiés lors de campagnes de mesures du SO HyBAm. (a) prisme d'accrétion latérale, avec des types de végétation contrastés en fonction des remaniements successifs de la plaine. Une partie de ce paysage correspondait autrefois à un lac, qui a été colmaté pendant la crue historique de 2012. La ligne blanche indique le niveau atteint par cet évènement extrême, estimé d'après les laisses de crue sur les arbres en arrière-plan. (b) Carottage sédimentaire dans un lac de plaine, non loin de la station de Requena.

### 1.6.3 Connexions et échanges entre lit majeur et lit mineur

Contrairement aux modèles simplifiés d'écoulements en lit composé, utilisés dans les laboratoires hydrauliques, l'épanchement des crues et la diffusion de sédiments du cours d'eau principal dans la plaine, n'est bien souvent pas le seul fait d'un simple débordement de la



rivière par-dessus les rives ou les levées. Bien au contraire, les eaux du lit mineur pénètrent la plupart du temps dans la plaine d'inondation à travers de dépressions dans les levées (ou crevasses) et les berges (Figure 1.34 et Photographie 1.9 1.9), avant que la rivière n'ait atteint sa « hauteur de pleins bords », c'est à dire la hauteur d'eau à partir de laquelle le débordement des eaux par-dessus les berges débute. Ces eaux s'écoulent ensuite à travers les réseaux de chenaux de la plaine avant de se disperser dans des lacs (Trigg *et al.*, 2012; Rudorff *et al.*, 2014a; Park *et Latrubesse*, 2017). De cette manière, la surface inondée peut atteindre son extension maximale avant que ne soit atteinte la hauteur de pleins bords dans le lit mineur, (Park *et Latrubesse*, 2017).

Au fur et à mesure que le niveau d'eau dans le lit mineur monte, les déversements par-dessus les levées augmentent en volume jusqu'à devenir prépondérants. Lors des grandes crues, la plupart des levées peuvent être alors noyées sous les eaux du fleuve (Figure 1.34), et l'écoulement des eaux de surface près des berges est ralenti, avec la création d'une interface de cisaillement entre les lits mineurs et majeurs, responsable de l'échange de grandes quantités de mouvement. Une part significative des eaux de surface de la plaine peut alors s'écouler vers l'aval, car les niveaux d'eau élevés sont moins freinés par les résistances dues à la végétation. D'autre part, les eaux épanchées ne sont pas simplement stockées dans la plaine : une grande partie en revient, après des trajets et des temps de résidence très variables. Ainsi, pour l'Amazonie au Brésil, Richey *et al.* (1989) estimèrent à 30% la part du débit de pointe dans le lit mineur ayant transité par le lit majeur.

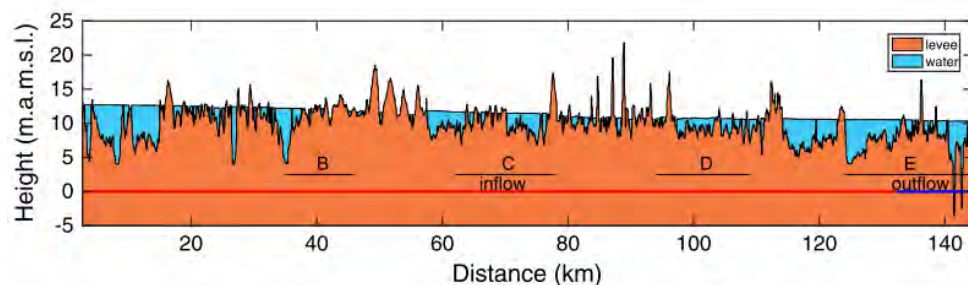


Figure 1.34: Exemple de topographie d'une levée de l'Amazonie en rive droite du Lago Grande de Curuai (près de la station d'Óbidos), et de niveau d'eaux simulés avec le modèle LISFLOOD-FP. On notera la variabilité des largeurs des crevasses et leurs importantes profondeurs, pour beaucoup de l'ordre de grandeur de l'amplitude de l'onde de crue. (Rudorff *et al.*, 2018).



Photographie 1.8: Prise de vue entre Santarem et Monte Alegre (Brésil), le 28/07/1970 illustrant les transferts d'eau et de sédiments depuis le lit vif de l' Amazone (à droite) vers la plaine inondée. (Sternberg, 1987).



Photographie 1.9: Crevasse dans une levée naturelle de l'Ucayali, repérée près de la station de Requena lors d'une campagne de mesure du SO HyBAM en mars 2015. La rivière est alors en montée de crue (proche de sa vitesse de pointe, laquelle est atteinte un à deux mois avant le pic de débit et le maximum de hauteur d'eau) et l'écoulement dans la crevasse siphonne les eaux du lit mineur vers le lit majeur, avec une vitesse importante due à la pression dynamique dans l'écoulement principal.

Les études décrivant le fonctionnement du lit majeur du fleuve Amazone correspondent, pour la plupart, à des tronçons dominés par de grands lacs d'inondation (e.g. Bonnet *et al.*, 2008; Rudorff *et al.*, 2014b, Park *et Latrubesse*, 2017). Ces travaux montrent par diverses approches que, bien que les processus de connexion entre lits mineur et majeur se fassent essentiellement par les chenaux de la plaine, l'alimentation de cette dernière par les eaux du cours d'eau principal est déclenchée à des seuils de hauteur d'eau différents selon l'unité hydro-morphologique du lit majeur considérée. De plus, ces seuils de connexion ne sont pas liés à la distance les séparant du lit mineur. Cela met en évidence la grande diversité et complexité du routage des eaux fluviales à l'intérieur de la plaine.

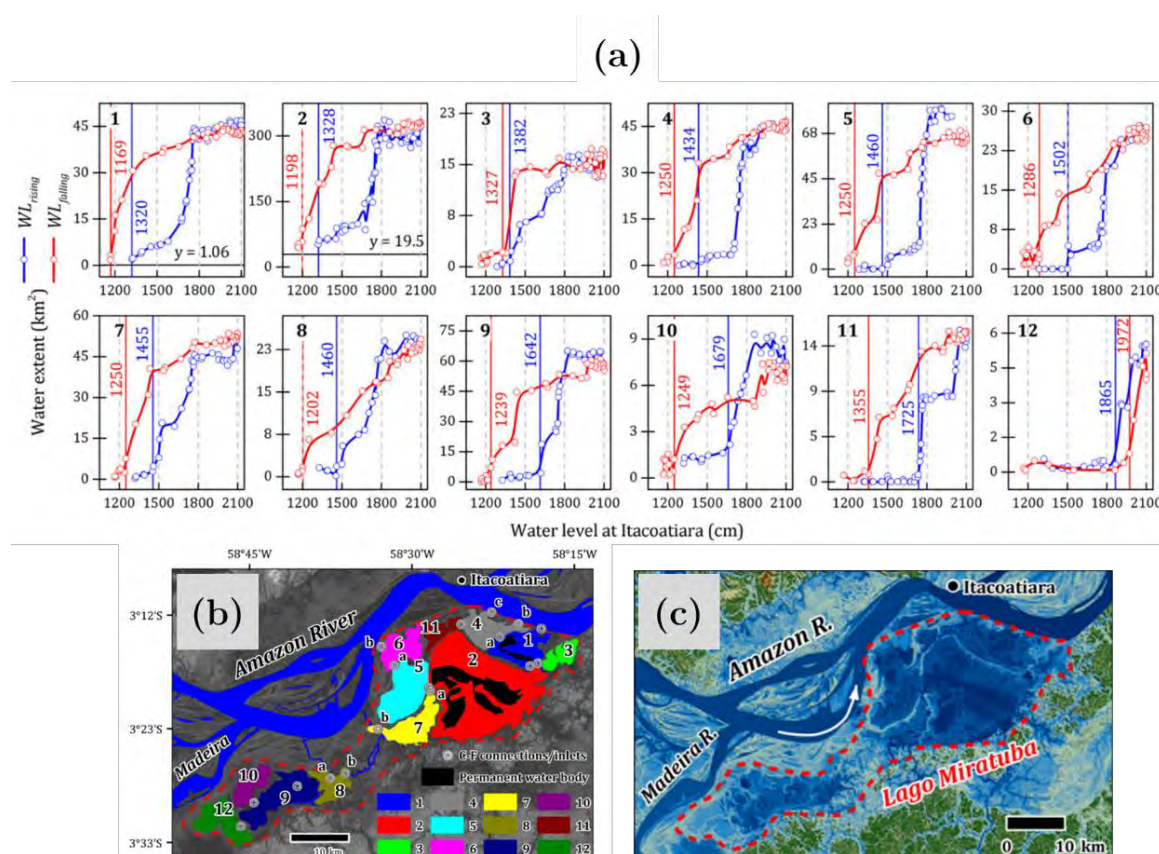


Figure 1.35: Analyse du fonctionnement de la plaine d'inondation de Miratuba, à la confluence de l'Amazone et du Madeira. (a) Hystérésis antihoraires entre les surfaces inondées des unités hydro-morphologiques repérées en (b) et le niveau d'eau du lit mineur mesuré à la station d'Itacoatiara. (c) Modèle Numérique de Terrain (SRTM) – on repère ainsi une zone délimitée par des pointillés rouges correspondant à des plans d'eau et des marais, dans un secteur de la plaine inondée dominé par des complexes de levées et des chenaux. En bleu foncé (correspondant aux altitudes les plus basses), on distingue les lacs permanents. Les chenaux de crue bordant le cours d'eau principal sont également nettement visibles (systèmes « bypass »). (Figure modifiée d'après Park *et Latrubesse*, 2017).



En étudiant la plaine d'inondation de Miratuba à la confluence du Madeira et de l'Amazone, [Park et Latrubesse \(2017\)](#) montrent que les relations entre les surfaces inondées des différentes unités hydro-morphologiques et le niveau d'eau du lit mineur suivent des hystérésis antihoraires, en dessous d'une valeur asymptotique d'extension maximale (Figure 1.35). Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus par [Rudorff et al. \(2014a\)](#) en utilisant le modèle LISFLOOD-FP pour simuler les échanges de l'Amazone avec la plaine d'inondation du Lago Grande Curuai, situé près d'Obidos (Figure 1.36) (simulation 1d dans la rivière et 2d dans la plaine). En effet, ces auteurs estiment que 93% des transferts d'eau du lit mineur vers le lit majeur se font par débordement diffus au-dessus des rives, et que dans le sens contraire ce taux se réduit à seulement 54% : les temps de transfert dans un sens ou l'autre sont donc différents, et peuvent expliquer en partie les hystérésis observées à la Figure 1.35 par [Park et Latrubesse \(2017\)](#). D'autre part, si l'inondation peut atteindre une extension maximale, le volume d'eau dans la plaine continue d'augmenter tant que les apports de la rivière ne sont pas taris, en raison de la hauteur des complexes de levées internes à la plaine, permettant le confinement de ses eaux dans des lacs ou des marais.

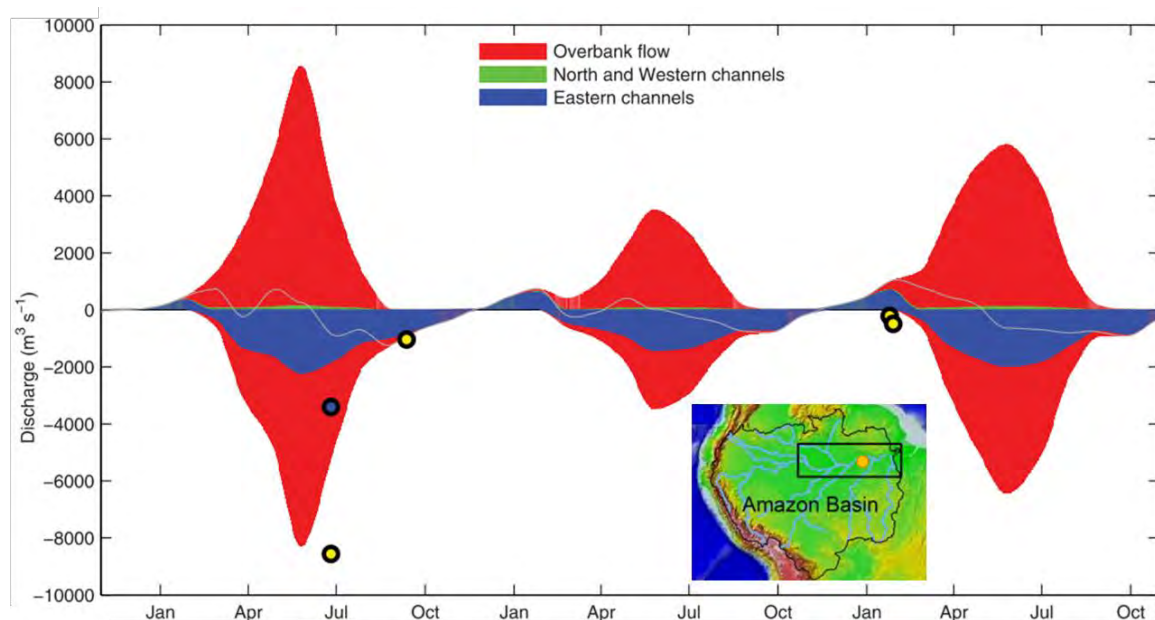


Figure 1.36: Echanges entre lits mineur et majeur, répartis selon le mode de transfert : en rouge par débordement au-dessus des rives du lit mineur, en bleu et vert par les chenaux. Résultats de simulations hydrauliques obtenus avec le modèle LISFLOOD-FP par [Rudorff et al. \(2014a\)](#), pour la plaine d'inondation du « Lago Grande Curuai », près d'Obidos. ([Rudorff et al., 2014a](#)).

Les échanges avec le lit mineur sont le processus dominant le bilan hydrologique de la plaine d'inondation (Rudorff *et al.*, 2014a, 2014b). En effet, la contribution des précipitations régionales et du ruissellement souterrain sont la plupart du temps négligeables, à l'exception du début et de la fin de l'année hydrologique (Figure 1.37a-c). D'autre part, la variabilité interannuelle des crues contrôle le volume des échanges, mais également le déphasage temporel entre les flux entrant et sortants de la plaine (Figure 1.37a-c). Les connexions et les volumes d'eau routés à travers la plaine augmentent en effet considérablement pour les années hydrologiques extrêmes et jouent un rôle crucial dans l'intensité et la synchronisation de ces échanges (Figure 1.37e-f). Bien entendu, ces résultats obtenus pour des plaines inondées dominées par des lacs ne sont pas directement extrapolables à l'ensemble des diverses plaines inondées du bassin amazonien, et en particulier à celles dominées par des systèmes de barres de méandres.

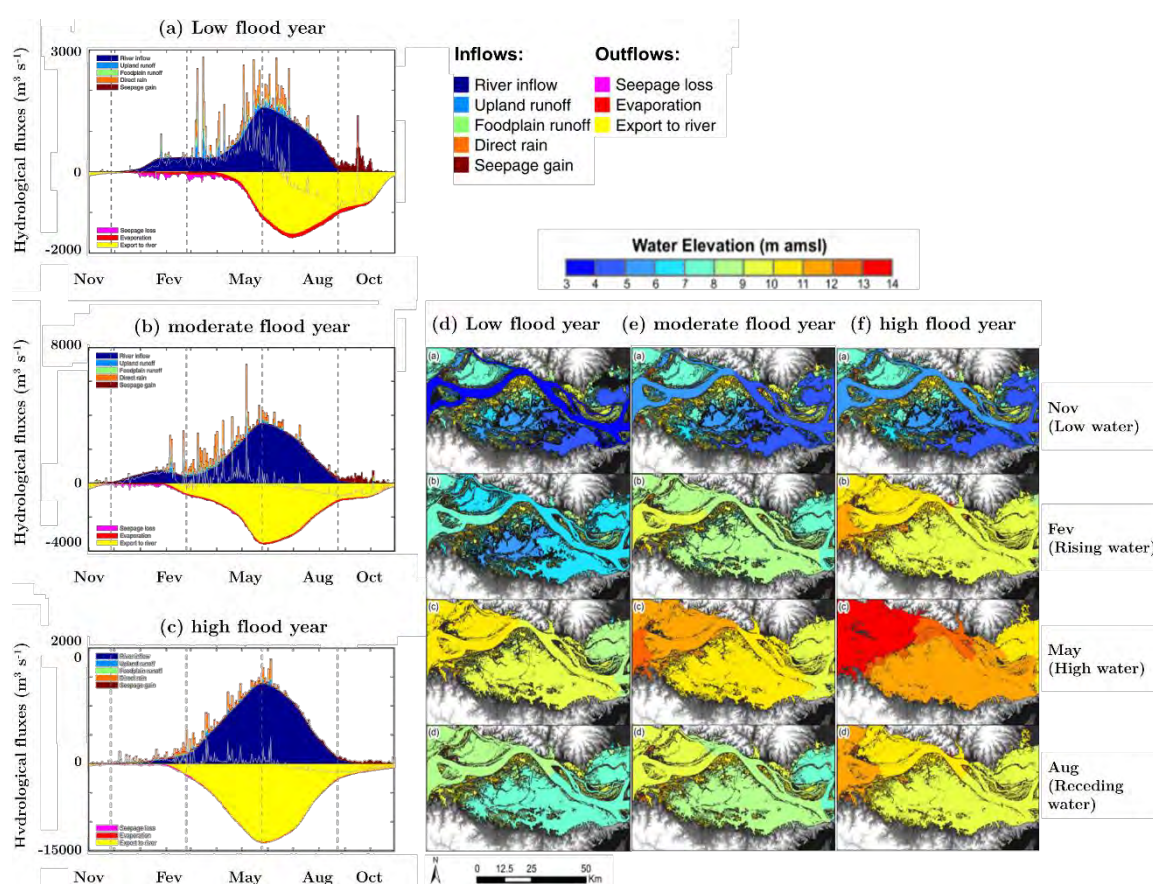


Figure 1.37: Distribution des flux entrants et sortants du « Lago Grande Curuai », près d'Óbidos, discriminés selon leur nature, et niveau d'eau (a) (d) Pour une année avec une crue faible (1998). (b) (e) Pour année de crue modérée (2007). (b) Pour une très grande crue (2009). Résultats de simulations hydrauliques, obtenus par Rudorff *et al.*, 2014b avec le modèle LISFLOOD-FP. (Rudorff *et al.*, 2014b).

## 1.6.4 Influence du lit majeur sur l'écoulement dans le lit mineur

Certains auteurs rapportent une atténuation de 30% du pic de crue (Lininger *et Latrubesse*, 2016) dans le lit mineur de grandes rivières lorsque le lit majeur est inondé. Cette atténuation du débit et des vitesses est d'ordinaire surtout visible sur les courbes de tarage hauteur-débit au-delà de la hauteur de pleins bords (e.g. Filizola *et al.*, 2014) (voir chapitre 3), car les échanges deviennent alors plus importants et plus efficaces (Rudorff *et al.*, 2014a). On proposera ici quatre mécanismes pour expliquer la réduction, parfois drastique, des vitesses dans le cours d'eau principal.

### 1.6.4.1 Stockage « pur » des eaux du lit mineur dans la plaine

Le stockage de grands volumes d'eau dans la plaine atténue considérablement l'onde de crue, en écrêtant le limnigramme (i.e. les hauteurs d'eau) du lit mineur, et par conséquent les vitesses et les débits, fonctions de la hauteur d'eau dans le bief. Ce stockage induit par ailleurs d'importants déphasages entre les hydrogrammes observés d'amont en aval (e.g. Santini *et al.*, 2014; voir également chapitre 3, 5 et 6).

### 1.6.4.2 Diminution de la pression hydrodynamique dans le cours d'eau principal par les échanges entre les deux lits via les chenaux de crue

Lorsque les eaux du lit mineur s'échappent perpendiculairement à l'écoulement via les multiples entrées de chenaux et de crevasses (Figure 1.), le transfert de quantité de mouvement vers la plaine diminue l'énergie cinétique de l'écoulement. Pour prendre une image triviale, correspondant plutôt à un écoulement en charge qu'à un écoulement à surface libre, lorsque les crevasses et les chenaux siphonnent les eaux du lit mineur, celui-ci se comporte un peu à la manière d'un tuyau percé.

Le retour d'une partie de ces eaux dans l'écoulement principal, toujours en empruntant les chenaux, contribue également à son ralentissement. Les résistances à l'écoulement sont en effet plus importantes dans les chenaux, et le trajet des eaux peut dans certains cas être beaucoup plus long, si celles-ci sont routées à travers des réseaux complexes d'hydro-systèmes dans la plaine. Le niveau d'eau dans le lit mineur peut par ailleurs contrôler le débit dans les chenaux, qui peuvent à leur tour déborder.



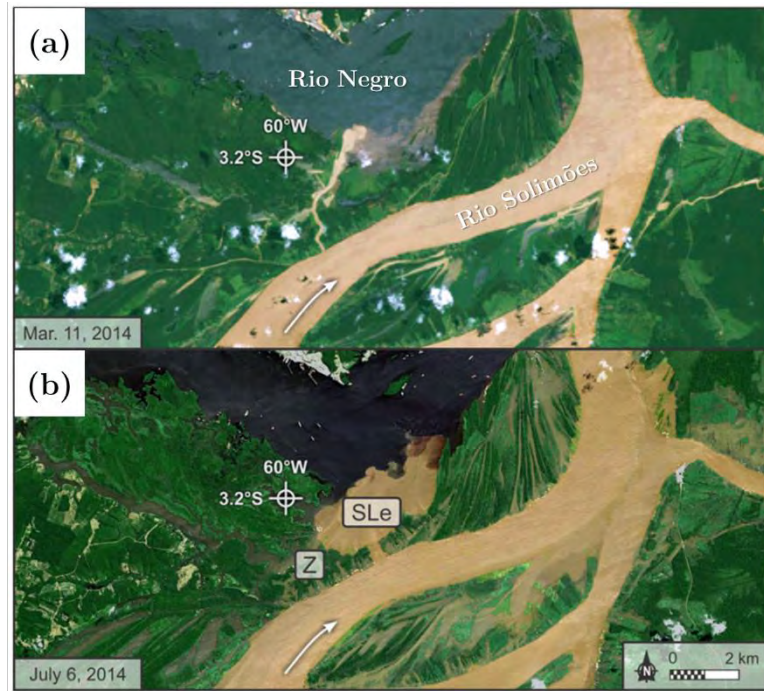


Figure 1.38: Images LANDSAT prises environ 10 km avant la confluence du Solimões et du Negro. (a) Crevasse à travers une levée permettant le transfert de sédiments du rio Solimões vers le Rio Negro, durant la montée en crue. On notera la formation d'une plume. (b) Autour du pic de crue, des épanchements diffus par-delà les levées opèrent, et le transfert de sédiments est plus massif. (Figure modifiée d'après [Lewin et al., 2017](#)).

#### 1.6.4.3 Diminution de la pente de la ligne d'eau lors de l'inondation de la plaine

Pour les écoulements de rivières de plaine, la pente de la surface libre tend à être plus forte en crue qu'à la décrue (voir chapitre 3), induisant une hystérésis horaire sur les relations entre hauteurs d'eau et vitesses (ou débits) (e.g. [Mansanarez et al., 2016](#)). Ainsi, pour une même hauteur d'eau, les vitesses sont alors supérieures en montée de crue qu'à la descente. Lorsque la plaine s'inonde, la pente de la surface libre de la rivière s'équilibre alors plus ou moins avec celle de la vallée, cette dernière étant supérieure (car un cours d'eau sinue presque toujours) ou au maximum égale à celle du lit de la rivière (si le cours d'eau est rectiligne, ou en tresses). La vitesse moyenne dans le lit mineur, dont la pente du cours d'eau est le moteur, est alors réduite et le niveau d'eau augmente, accentuant par ailleurs l'inondation.

En outre, sur un même tronçon de rivière, des différences de géométrie de section transversale et de hauteur de berge peuvent conduire à des épanchements latéraux discontinus. Par exemple, des levées plus hautes à l'aval qu'à l'amont peuvent conduire à une diminution

locale de la pente de la ligne d'eau, si l'amont est inondé. Sur de grandes distances, ces variations de vitesses longitudinales répétées (accélération convective) dissipent l'énergie de l'écoulement.

#### 1.6.4.4 Transfert latéral de quantité de mouvement à l'interface lit

majeur/mineur et dissipation de l'énergie par des turbulences induites

Au-delà de la hauteur de pleins bords, l'écoulement du lit mineur peut être directement au contact de celui du lit majeur si les levées sont noyées. La différence de hauteur d'eau et de rugosité des deux lits induit des vitesses d'écoulement différentes dans chaque lit. Une interface de cisaillement se développe alors entre les deux lits (Figure 1.38) (e.g. Sellin, 1964; Nicollet *et Uan*, 1979; Ervine *et Baird*, 1982; Shiono *et Knight*, 1991; Smart 1992; Van Prooijen *et al.*, 2005; Abatay *et al.*, 2005; Uijttewaal, 2014; Chauvet, 2014; Dupuis *et al.*, 2017a, 2017b; Proust *et al.*, 2017).

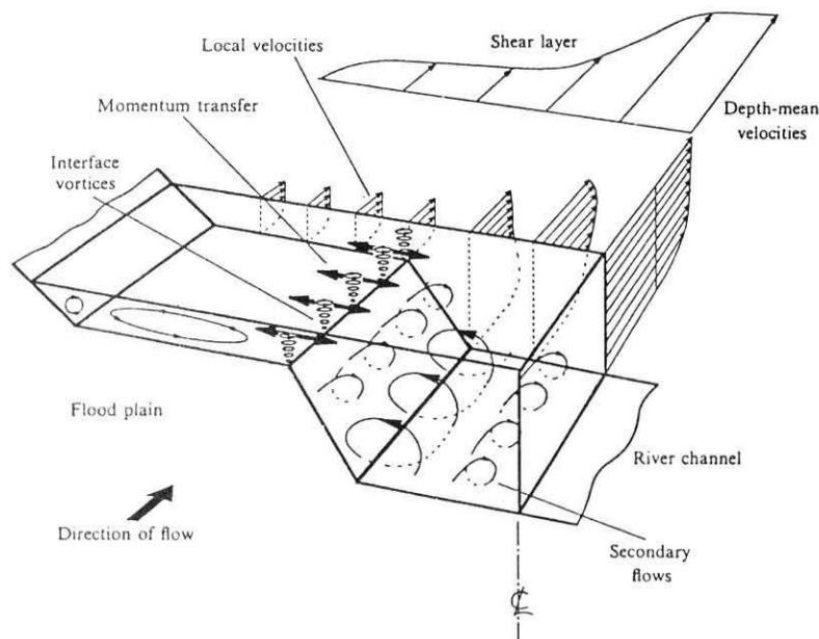


Figure 1.38: Représentation schématique d'un écoulement dans un canal expérimental avec une plaine d'inondation. Une interface de cisaillement est générée entre les deux lits, et une grande quantité de mouvement est transférée depuis le lit mineur vers le lit majeur. Dans le lit majeur, des circulations secondaires perpendiculaires à la direction principale de l'écoulement se forment, et la turbulence ainsi induite ralentit le flux. (Shiono *et Knight*, 1991).

Le développement de cette interface se traduit par des allées turbulentes le long des berges (Figure 1.), avec des instabilités de type Kelvin-Helmholtz. Au cœur de la section du lit mineur, des recirculations secondaires, perpendiculaires à la direction principale de l'écoulement, se forment (Figure 1.38) et dissipent une fraction de l'énergie de la rivière. Par ailleurs, ces recirculations peuvent jouer un rôle très important dans les échanges d'éléments dissous, de contaminants et de bactéries entre les lits majeurs et mineurs, en brassant ces scalaires dans la section (e.g. Chauvet, 2014).

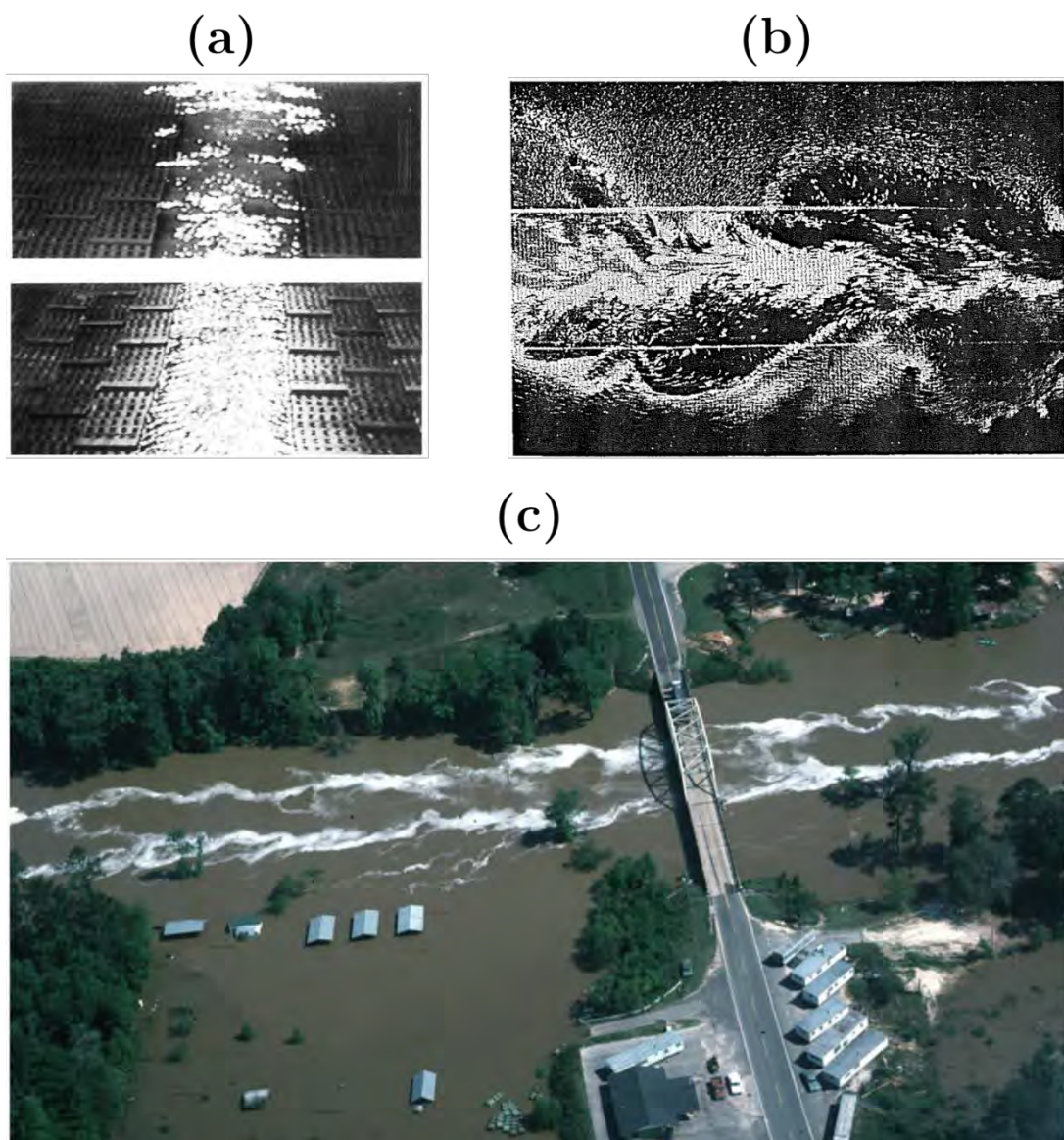


Figure 1.40: Impact d'une crue débordante sur un lit mineur. (a) Ecoulements uniformes reproduits dans un canal expérimental, avec et sans débordement, et pour un même débit ( $75 \text{ l s}^{-1}$ ). (Smart, 1992). (b) Autre exemple dans un canal expérimental, vu de dessus. Le caractère rotationnel des lignes de courant est mis en évidence, grâce à l'usage de poudre d'aluminium. (Sellin, 1964). (c) Photographie de la rivière Ochlockonee en crue, le 16/04/1975, prise par J.C. Rosenau (USGS).

La mise en eau du lit majeur provoque donc une discontinuité sur les relations hauteur-débit : la résistance à l'écoulement est augmentée par les turbulences induites, et, pour un même débit, la hauteur d'eau avec ou sans débordement sera différente (Figure 1.). D'après certains essais réalisés en laboratoire (e.g. Sellin, 1964; Nicollet *et Uan*, 1979; Smart, 1992), la débitance d'un écoulement en lit composé est fortement réduite pour des faibles hauteurs d'eau relatives (i.e. la hauteur d'eau du lit majeur divisée par la hauteur d'eau dans le lit mineur), et pour un lit majeur très large. Pour des hauteurs d'eau relatives plus importantes, les vitesses dans le lit majeur augmentent, et le cisaillement à l'interface se réduit. Nicollet *et Uan* (1979), Ervine *et Baird* (1982), Smart (1992) proposeront des méthodes pour le calcul des débits dans une configuration de crue débordante, en cherchant une expression pour représenter l'augmentation de la résistance globale à l'écoulement après le débordement.

Cette perte de quantité de mouvement, qui correspond à autant d'énergie en moins pour le travail exercé par la rivière sur son lit, impacte directement le charriage des sédiments, et, *in fine*, le transport total. Abatay *et al.* (2005) vérifieront ainsi l'hypothèse formulée par Ackers (1992), selon laquelle la concentration des sédiments charriés augmente généralement jusqu'au débit de pleins bords, pour atteindre son maximum autour de ce débit, puis décline alors que le débit continue à augmenter (Figure 1.).

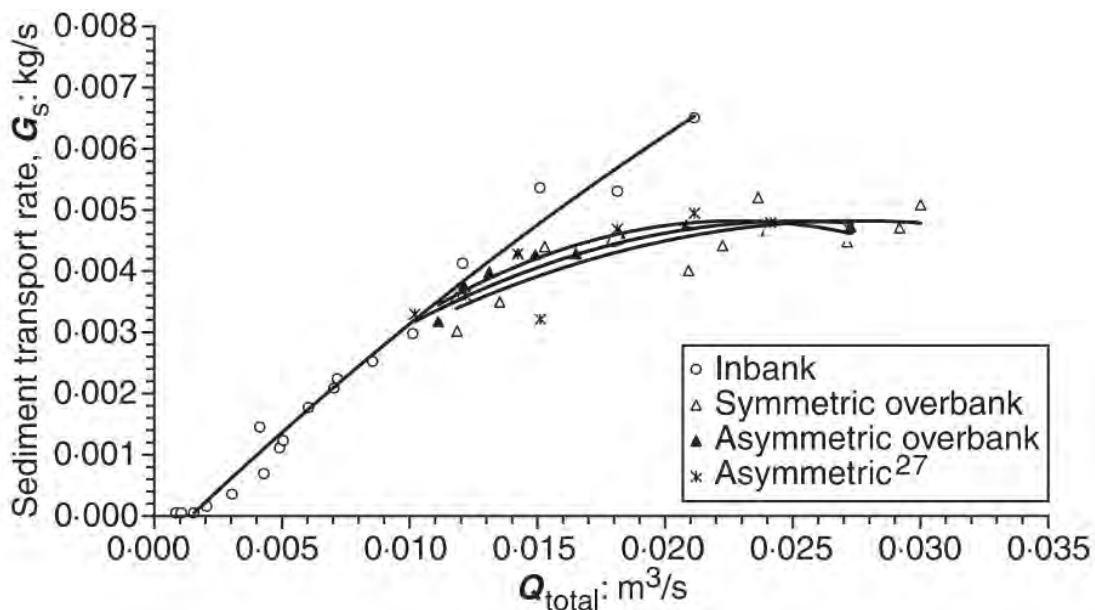


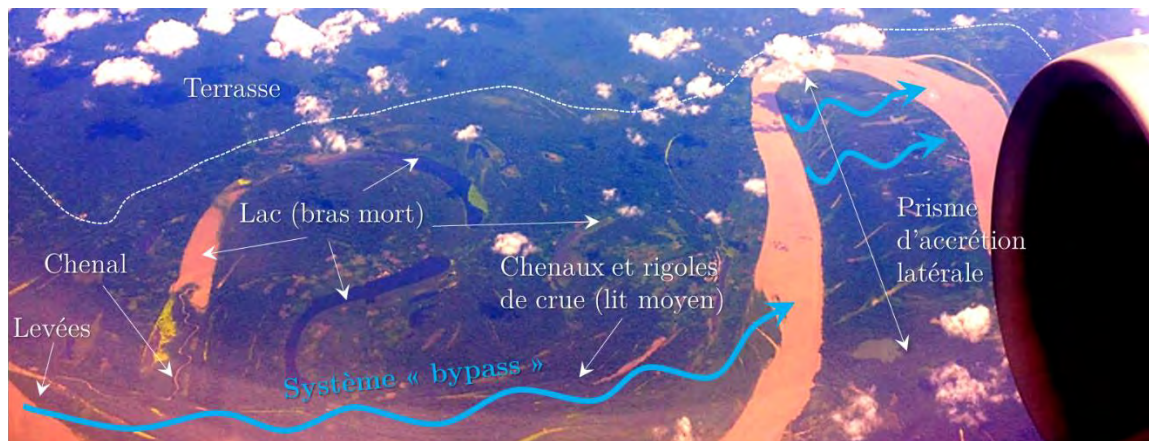
Figure 1.41: Effet d'une crue débordante (*overbank*) sur le transport solide dans un canal expérimental, pour plusieurs configurations d'écoulement. *Inbank* : lit majeur non activé. (Abatay *et al.*, 2005).



## 1.6.5 Impacts de la plaine inondée sur le transfert des sédiments

### 1.6.5.1 Des processus de sédimentation variés

Dans le bassin amazonien, les processus de sédimentation associés à la présence d'une plaine d'inondation revêtent une grande diversité de styles morphologiques et de processus (Photographie 1.10, Figure 1.39), en fonction de l'équilibre entre charge sédimentaire, séquences hydrologiques et « opportunité morphologique » (Lewin *et al.*, 2017). Lewin *et al.* (2017) identifient 11 styles différents, agrégés en 3 groupes principaux (Figure 1.39). Le premier groupe – *Mainstream sediment* – correspond aux processus de dépôts dominés par les sédiments grossiers dans le lit mineur ou les zones immédiatement adjacentes (lit moyen). Le second groupe – *Secondary linear systems* – aux systèmes de crevasses et de chenaux convoyant des sédiments fins plus loin dans la plaine. Enfin, le troisième groupe – *Prior-form following* – est constitué d'anciennes formations de plaine ou de bras morts abandonnés par le cours d'eau principal, réceptacle des eaux convoyés dans la plaine, qui tamponne leur retour dans le lit mineur et qui permettent aux MES les plus fines et les plus légères de sédimenter.



Photographie 1.10: Vue aérienne de la rivière Ucayali, près de la station de Requena (photographie prise le 12/12/2013, en montée de crue), sur laquelle il est possible d'identifier de nombreux complexes hydro-morphologiques de la plaine d'inondation, dont un grand lac correspondant à un bras mort de la rivière. L'amont de ce dernier est alimenté par un chenal de crue amenant des sédiments du lit mineur, lesquels colmatent progressivement le lac, avec l'appui auxiliaire de la végétation. On notera que la partie aval du lac est remplie d'eaux noires. Le lit moyen est visible, et déjà irrigué par les eaux du fleuve.



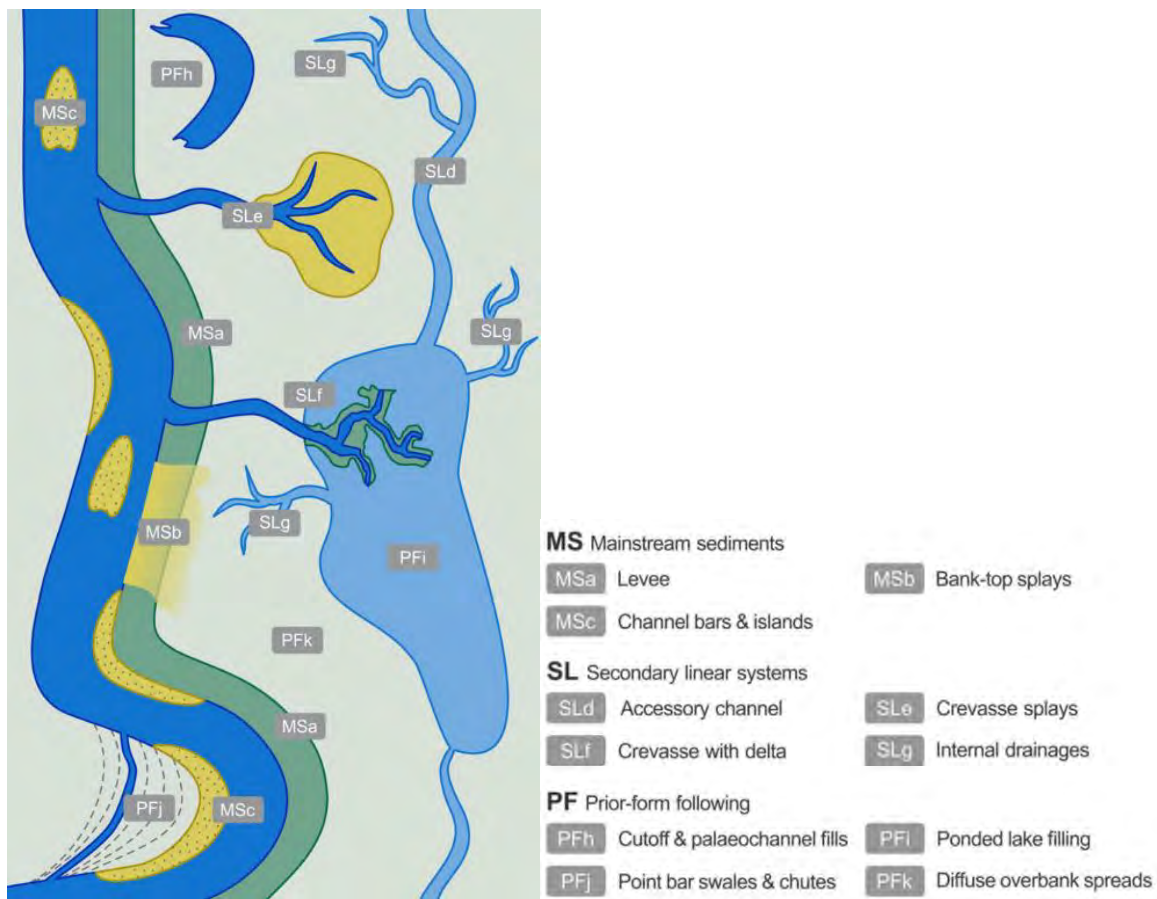


Figure 1.39: Diversité des processus de sédimentation liés à l'épanchement de la crue dans la plaine d'inondation. (Lewin *et al.*, 2017).

Les dépôts de sédiments grossiers (sables et silts) ont lieu en grande partie dans le lit moyen (i.e. le lit mineur et la bande active du lit majeur), généralement là où l'écoulement est peu profond et où le lit est éventuellement végétalisé (par exemple dans la partie convexe des méandres), à l'entrée des chenaux et des crevasses, ou en présence de macroformes sédimentaires, d'îles fluviales ou encore de barres de méandres. En bref, là où l'écoulement subi une perte de charge locale (Figure 1.40). Ces sédiments peuvent également se déposer dans les formations morphologiques immédiatement adjacentes au lit mineur, c'est-à-dire sur les levées naturelles formées par le déversement des eaux du cours d'eau principal dans le lit majeur, dans les crevasses et chenaux de crue résultant de la migration/reptation des méandres. Le débordement par-dessus les rives le long du cours d'eau principal, peut également être un mécanisme diffus de sédimentation pour le matériel grossier, s'il est transporté en suspension près de la surface dans le lit mineur.

Ces dépôts dans le lit moyen et les zones immédiatement adjacentes favorisent la mobilité du lit de la rivière, et le remaniement de la bande active de la plaine d'inondation. En effet, les rivières transportant de grandes quantités de sédiments ont des taux de migration annuels plus importants que les autres, associés à d'avantage d'occurrence de coupures de méandres, et cette activité n'est pas expliquée par la pente de la rivière ou son débit (Constantine *et al.*, 2014).

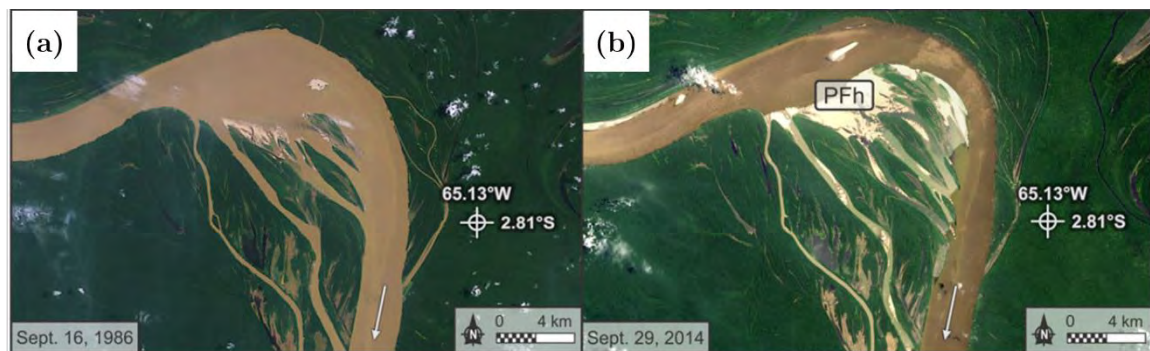


Figure 1.40: Images LANDSAT d'un méandre de l'Amazone montrant le remplissage de chenaux de crue par du matériel grossier et l'accrétion latérale de l'intérieur du méandre, entre deux dates correspondantes chacune à l'étiage du fleuve : (a) 16/09/1986 (b) 29/09/2014. Le sens de l'écoulement est indiqué par la flèche blanche. (Figure modifiée d'après Lewin *et al.*, 2017).

Plus la dynamique de dépôt et de re-suspension ou de remobilisation sera intense, plus la plaine sera rapidement retravaillée si elle n'est pas contrainte latéralement par des formations géologiques. La présence de sables fins ou de silts grossiers dans l'écoulement, s'ils viennent à être déposés, favorise ainsi grandement cette dynamique, puisque ces granulométries seront facilement re-mobilisables. C'est notamment le cas de l'Ucayali, qui transporte en suspension des sables très fins (environ 90 – 100  $\mu\text{m}$  de diamètre médian) et qui connaît une importante amplitude de son onde de crue annuelle, en raison d'un régime des pluies très influencé par la mousson sud-américaine. Les sédiments déposés lorsque la crue est ralentie par l'activation du lit majeur sont en partie remobilisés à la décrue lors de la vidange de la plaine, tout comme ceux déposés à l'étiage sont remobilisés à la crue suivante (Photographie 1.).

Les sédiments fins sont routés sur de plus longues distances, à travers un réseau, parfois inextricable, de chenaux, de dépressions topographiques et de lacs interconnectés (Bonnet *et al.*, 2008; Trigg *et al.*, 2012; Lewin *et al.*, 2017). Le temps de stockage dans les lacs

d'inondation est souvent long de plusieurs mois, ce qui permet aux particules les plus fines de sédimenter dans la colonne d'eau, ou sur le fond de ces corps d'eau. Autour de l'étiage, le vent peut jouer un rôle non négligeable, par des apports éoliens, ou via l'agitation turbulente qu'il génère par friction de ces plans d'eau, et qui se propage en profondeur. Les sédiments fins sont ainsi brassés dans la colonne d'eau, et les dépôts d'argiles, éventuellement agrégées, ainsi que de matière organique, sont remis en suspension (e.g. Maurice Bourgoïn *et al.*, 2007). Ce phénomène peut ainsi maintenir des niveaux de concentration en sédiments fins (et donc très brillants pour les capteurs optiques embarqués des satellites) élevés en surface de ces lacs, surtout s'ils sont peu profonds, même lorsque le lit mineur n'est plus connecté avec le lit majeur (Bonnet *et al.*, 2008; Barbosa *et al.*, 2010).



Photographie 1.11: Photographies de berges de l'Ucayali prises en décembre 2013, près de sa confluence avec le Marañon. (a) Recyclage sédimentaire de la plaine via l'érosion des berges. (b) Remplissage récent, laissés par la précédente crue.



Photographie 1.12: Exemple d'une macro-forme sédimentaire découverte par l'étiage du Rio Ucayali, près de la confluence de l'Ucayali avec le Marañon, en novembre 2014, juste avant la montée de crue. La granulométrie de la surface du banc est largement dominée par des dépôts de sables très fins issues du matériel en suspension, et la végétation a commencé à envahir les berges.

#### 1.6.5.2 Impact des échanges sur les flux sédimentaires dans le lit mineur

Les échanges d'eau et de quantité de mouvement ont un impact direct sur le transport de MES dans le lit mineur. D'abord par des phénomènes de dilution, la plaine agissant comme un filtre végétalisé à sédiment pour les eaux qui y transitent avant de rejoindre le cours d'eau principal. Ensuite parce que l'écoulement dans le lit mineur est ralenti lorsque le lit majeur est actif, et qu'en conséquence, l'écoulement dispose alors de moins d'énergie pour la mise en suspension des particules grossières. On observe ainsi une réduction du charriage et de la concentration en sable lorsque le lit majeur est actif (voir chapitre 3).

L'étude de [Park et Latrubesse \(2014\)](#) réalisée sur le tronçon Óbidos – Santarem permet d'illustrer l'influence du brassage turbulent des eaux du lit mineur et du lit majeur sur le transport de MES fines. Ces auteurs ont dérivé à partir d'images MODIS des valeurs de concentration de surface. Leurs résultats montrent que pendant la montée en crue (d'octobre à avril), la concentration dans la rivière augmente, jusqu'à atteindre un maximum autour du mois de décembre, soit plusieurs mois avant que le maximum de crue ne soit atteint. Dans le même temps, la plaine se remplit progressivement et à partir de janvier, la



concentration dans le lit mineur diminue légèrement. Entre mai et août, la rivière atteint son pic de débit et l'inondation de la plaine son extension maximale. Les eaux du lit mineur et du lit majeur sont alors directement en contact sur de très longues distances, et les échanges d'eau et de matières s'intensifient. Cela coïncide avec un déclin important de la concentration dans le lit majeur, qui peut être en partie expliqué par ces phénomènes (i.e. dilution des eaux de la rivière par les eaux de plaine), mais également par le tarissement des sources primaires de sédiments (en majorité Andines), et la propagation de débits ayant en grande partie transité par des unités de plaine situées en amont (depuis les piémonts Andins).

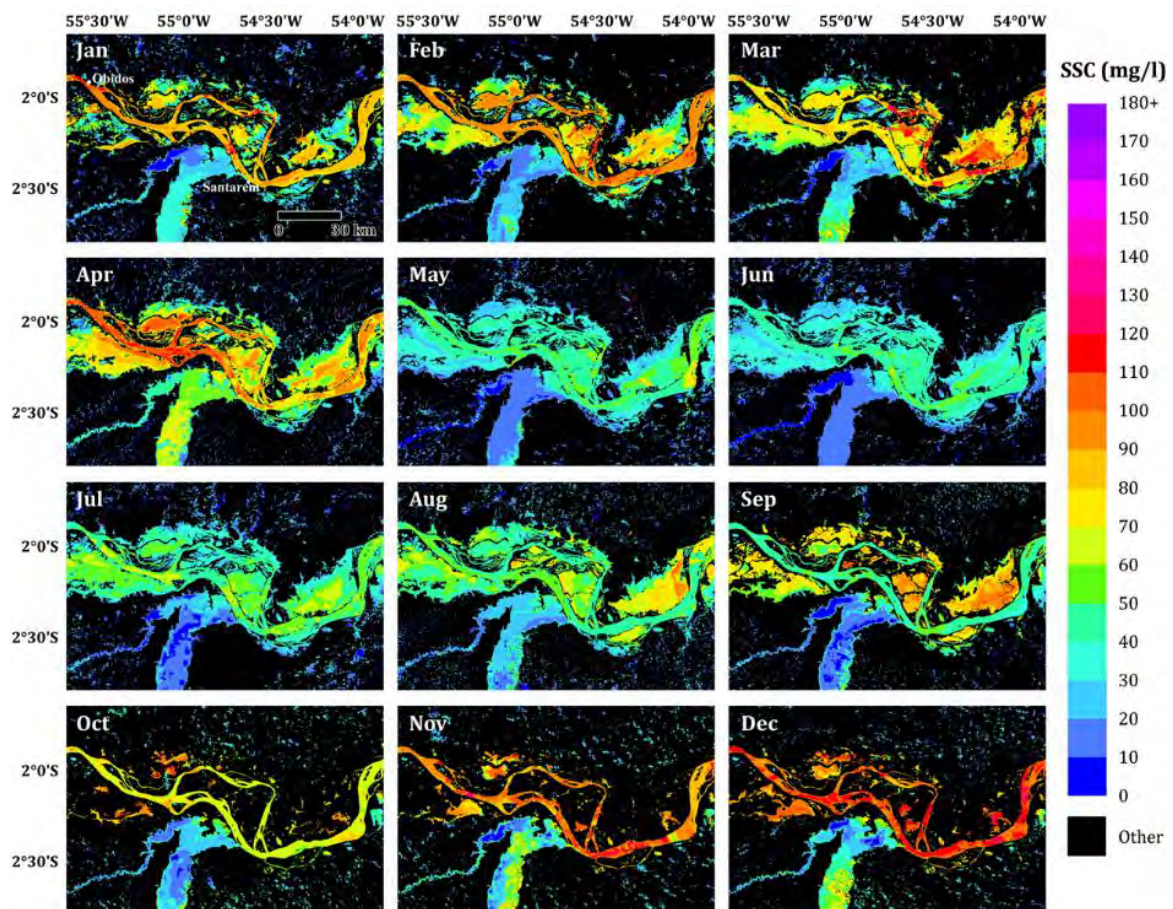


Figure 1.41: Valeurs de concentration de surface sur le tronçon Óbidos - Santarem (sédiments fins) dérivées à partir d'images MODIS. (Park *et* Latrubesse, 2014).



L'impact de l'épanchement de la crue dans le lit majeur sur les vitesses dans le lit majeur pourrait également expliquer certains processus morphologiques liés à la migration/reptation des méandres de la rivière. Par exemple, [Mertes \*et al.\* \(1996\)](#) ont proposé un modèle schématique pour la genèse d'un faciès typique de plaine d'inondation correspondant à l'accrétion latérale d'un méandre puis à son abandon (Figure 1.42c), qui pourrait être légèrement modifié. Lors de la migration d'un méandre, la rivière érode sa rive concave et dépose des sédiments grossiers sur la rive convexe. Une série de rigoles, lacs allongés et de chenaux (Figure 1.42c, i et ii) est ainsi créée progressivement. Les formations les plus anciennes, c'est à dire les plus éloignées de la rivière, peuvent être colmatées avec le temps par des sédiments de la rivière et leur surface se réduit. Quelques chenaux de crue capables de détourner une partie plus importante du débit de la rivière subsistent néanmoins. Pour [Mertes \*et al.\* \(1996\)](#), la rivière finit par emprunter un trajet plus direct à travers l'un de ces chenaux. L'ancien cours est alors progressivement abandonné et colmaté par les crues débordantes successives (Figure 1.42c, iii et iv) ne laissant plus qu'apparaître des fragments de paléo-chenaux.

D'aucuns pourraient tout aussi bien aborder ce phénomène d'un point de vue hydraulique, en inversant les causes et les effets. En effet, la présence de chenaux siphonne une partie de la quantité de mouvement de l'écoulement, et l'accentuation de la courbure du méandre (Figure 1.42a et b) augmente localement les pertes de charge, en accentuant les recirculations dans les zones externes du méandre et en intensifiant les contraintes de cisaillement aux interfaces entre les zones de recirculation et d'accélération. La vitesse diminue alors, ce qui favorise un exhaussement du lit. Dans le même temps, la pression dynamique s'accroît dans le chenal de crue. Le chenal s'agrandit alors progressivement, captant un débit de plus en plus important, jusqu'à ce que l'écoulement abandonne tout à fait l'ancien méandre pour ce nouveau tracé.

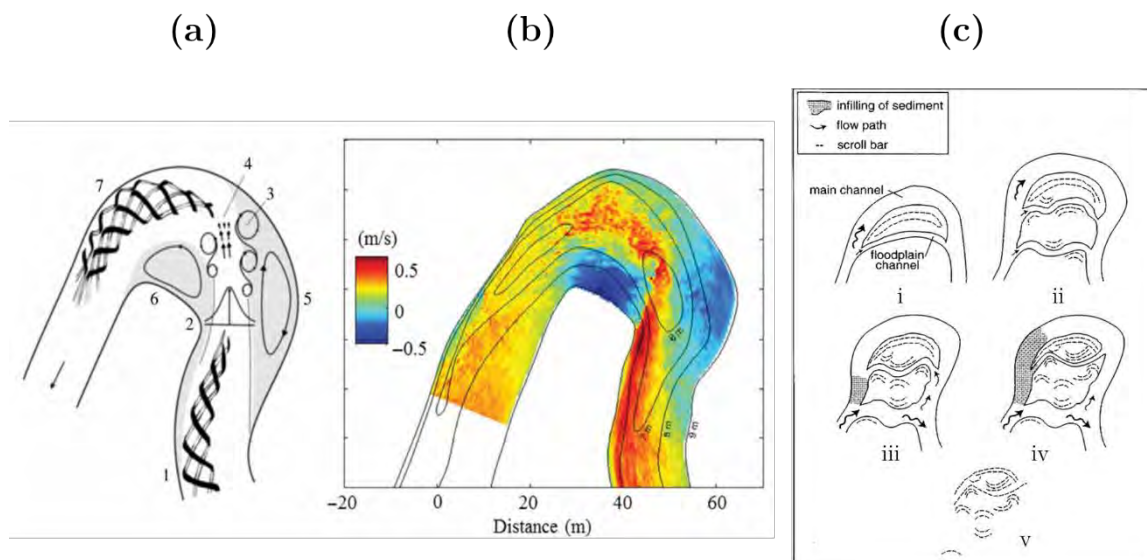


Figure 1.42: (a) Interprétation du champ de vitesse dans un méandre de forte courbure, d'après des observations expérimentales : 1,7- hélicité résiduelle du flux, 2- distribution des vitesses 3- interfaces de cisaillement, 4- décélération et divergence du flux, 5-recirculation dans la partie concave, 6-recirculation dans la partie convexe. (Schnauder *et al.*, 2012). (b) Simulation du champ de vitesses dans un méandre. (Ottevanger, 2013). (c) Modèle schématique du développement d'un faciès d'accrétion de barre de méandre proposé par Mertes *et al.* (1996). (Mertes *et al.*, 1996).

### 1.6.5.3 Recyclage sédimentaire, altération des sédiments et processus de remobilisation

#### i. Recyclage sédimentaire

L'intensité des échanges de matières entre la rivière et son lit majeur permet le recyclage des sédiments de la plaine alluviale de l'Amazonie. Au niveau interannuel, ces échanges sont principalement gouvernés par le dépôt dans les barres de méandres et les chenaux, la sédimentation des eaux chargées en sédiments fins déversées par-dessus les levées et l'érosion des berges. Ce dernier processus est principalement le fait de la mobilité latérale de la rivière, car les chenaux de plaine n'ont pas la capacité d'inciser significativement la plaine (Mertes *et al.*, 1996; Dunne *et al.*, 1998). Le temps de recyclage complet de la plaine du bassin de l'Amazonie a été évalué à environ 1000 ans pour l'avant pays et 2000 ans à l'aval par Mertes *et al.* (1996), en divisant la surface de la plaine par des taux d'érosion estimés. Le recyclage sédimentaire de la plaine alluviale est donc plus intense à l'amont du bassin qu'à l'aval, en raison de la charge sédimentaire élevée des rivières de l'avant pays amazonien et de leur style

fluvial méandrique, plus efficace dans le remaniement de la plaine que le style anabranche du bas Amazone (Mertes *et al.*, 1996; Constantine *et al.*, 2014).

A l'échelle d'un bief associé à une plaine d'inondation (Figure 1.43), Dunne *et al.* (1998) proposèrent le bilan sédimentaire annuel suivant :

$$Q_{s,in} + \sum_i^n Q_{s,trib_i} + E_{bk} = Q_{s,out} + D_{bar} + D_{ovbk} + D_{fpc} + A_c \rho_b \frac{\Delta z}{\Delta t}, \quad \text{Eq. 1.1}$$

avec  $Q_{s,in}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ], le débit solide (charriage et suspension) entrant à l'amont du bief,  $Q_{s,out}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ] le débit solide sortant du bief et  $Q_{s,trib}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ] les apports des tributaires latéraux.  $E_{bk}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ] est le terme correspondant à l'érosion latérale des rives,  $D_{bar}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ] est le terme de dépôt dans le lit mineur ou dans les zones adjacentes,  $D_{ovbk}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ] est le terme de dépôt par débordement de la rivière, et  $D_{fpc}$  [ $t \text{ an}^{-1}$ ] est le terme de dépôt dans les chenaux de la plaine. Le dernier terme correspond au volume [ $t$ ] de matières érodées ou déposées sur le lit et les rives pendant l'intervalle de temps  $\Delta t$  [ $\text{an}$ ] considéré (ici un an):  $A_c$  [ $\text{m}^2$ ] et  $\Delta z$  [ $\text{m}$ ] correspondent respectivement au changement moyen annuel (érosion ou dépôt) de d'aire et de hauteur moyenne du lit et des rives du bief principal, et  $\rho_b$  est la densité des sédiments du lit [ $t \text{ m}^{-3}$ ].

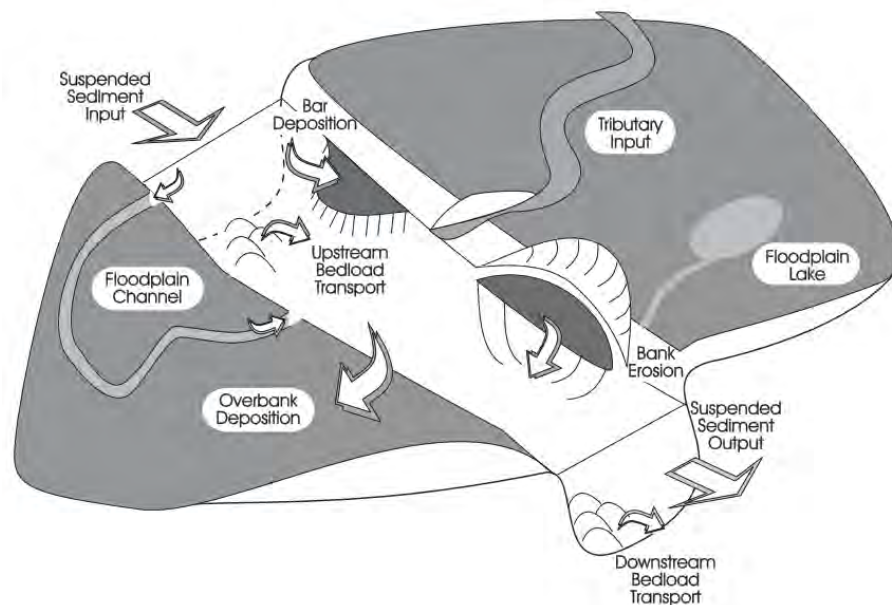


Figure 1.43: Processus gouvernant le bilan sédimentaire dans un bief associé à une plaine d'inondation. (Dunne *et al.*, 1998).

ii. La plaine, réacteur d'altération des sédiments

L'érosion de la cordillère orientale et du sub-andin adjacent fournit plus de 95% des matières transitant par le bassin Amazonien (Aalto *et al.*, 1999). Une large proportion de ces sédiments est piégée dans l'avant pays (Baby *et al.*, 2009) et dans la plaine inondée du bas-Amazone. La durée de stockage de ces sédiments est estimée à plusieurs milliers d'années (e.g. Johnsson *et Meade*, 1990; Moquet, 2011). Plusieurs arguments permettent d'étayer cette hypothèse, comme l'augmentation de l'âge des MES transportées par les fleuves amazoniens en allant vers l'aval. D'autre part, les temps de résidence des argiles dans ces zones humides les soumettent à des processus d'altération chimique. Guyot *et al.* (2007) montrent en analysant la composition minéralogique du cortège argileux transporté par les principaux affluents du bassin amazonien que les sédiments des piémonts Andins sont plutôt dominés par des illites et des chlorites (Figure 1.44), c'est-à-dire des compositions argileuses caractéristiques de versants bien drainés. En allant vers l'aval, les apports de smectites, généralement associées à des sols tropicaux mal drainés, deviennent de plus en plus importants. Si des formations du Miocène comme l'arche de Fitzcarrald contribue pour partie à ces apports en argiles altérées, une part importante est attribuée au recyclage sédimentaire de la plaine.

La plupart des sédiments exportés par l'Amazone vers l'Océan Atlantique ont ainsi transité par la plaine. Celle-ci tamponne donc le transfert des sédiments, en retardant leur trajet de quelque milliers d'années (Mertes *et al.*, 1996). Ainsi, les impacts des changements globaux et locaux actuels peuvent être masqués par les temps de réaction extrêmement lents du bassin à l'échelle humaine, ce qui complique par ailleurs l'étude de la dynamique hydro-sédimentaire de ce mega-bassin.

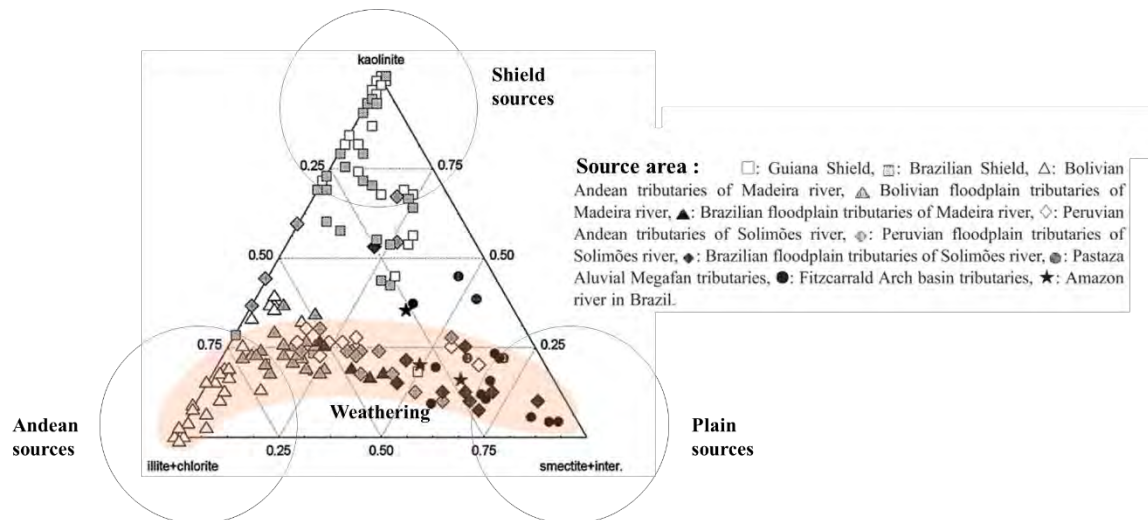


Figure 1.44: Composition minérale du cortège argileux transporté par les principales rivières du bassin amazonien. (Figure modifiée d'après Guyot *et al.*, 2007).

iii. La remobilisation des sédiments de la plaine lors de la décrue

Lorsque l'écoulement dans le lit mineur est ralenti par la mise en eau des lits moyen et majeur, notamment près des rives, le processus d'érosion des berges tend à diminuer et les sédiments transportés par la rivière se déposent alors dans les zones périphériques du lit mineur (rives et lit moyen). L'érosion des berges et la remobilisation des sédiments stockés dans le lit reprend à la faveur de la décrue, et ces apports viennent s'ajouter aux flux sédimentaires des chenaux qui restituent alors les eaux stockées dans la plaine. La concentration dans ces chenaux est d'ordinaire modérée (ces chenaux, de très faible pente, incisent en effet peu le lit majeur, et la resuspension dans les lacs de plaine par les vents n'est pas très efficace comparée à celle produite par un écoulement), et correspond surtout à des classes de sédiment fins (argiles et petits agrégats, silts), sans influence notable sur la capacité de transport d'un écoulement. Ces apports viennent ainsi diluer les eaux de l'écoulement principal, lui fournissant une énergie accrue nécessaire à la remobilisation des stocks du lit et à l'érosion des berges. En outre, lors de la décrue, les apports Andins, très chargés en sédiments, sont déjà taris et l'écoulement du cours d'eau principal est alors principalement alimenté par la vidange de la plaine. Cette vidange se produit en effet après le passage de l'onde de crue depuis les piémonts andins jusqu'à la partie aval du bassin : les différents compartiments de plaine inondée se vident ainsi les uns après les autres, si bien



qu'en allant vers l'aval, la part du débit constituée d'eau préalablement stockée dans la plaine augmente, jusqu'à composer l'essentiel de l'écoulement.

La concentration en sédiments dans la rivière au moment de la décrue est donc intimement liée au travail du débit de vidange de l'ensemble de la plaine inondée, mais les sédiments remobilisés par ce débit ne sont pas nécessairement ceux déposés lors du remplissage de la plaine. Une grande partie de ces sédiments repris par l'écoulement principal provient probablement des rives, érodées par l'énergie cinétique supplémentaire fournie à l'écoulement principal par les eaux diluées de la plaine. Par conséquent, les sédiments ainsi remobilisés sont souvent vieux de plusieurs milliers d'années.

Il existe très peu de mesures hydro-sédimentaires pour évaluer les apports des chenaux de la plaine en sédiment, et même aucune pour le bassin d'avant pays. Quant aux taux d'érosion des berges, ils sont souvent grossièrement estimés par la comparaison d'images satellites ou de relevés terrain entre des périodes assez espacées dans le temps (e.g. [Gautier \*et al.\*, 2010](#)). Néanmoins, les apports de la plaine, y compris le recyclage des berges, sont identifiables sur les bilans amont – aval du SO HyBAm, et notamment à la décrue, lors de la vidange de la plaine dans le lit mineur. Par exemple, [Espinoza-Villar \*et al.\* \(2018\)](#) ont mis en évidence des processus de remobilisation des sédiments stockés dans la plaine entre Fonte Boa et Manacapuru (Figure 1.45).

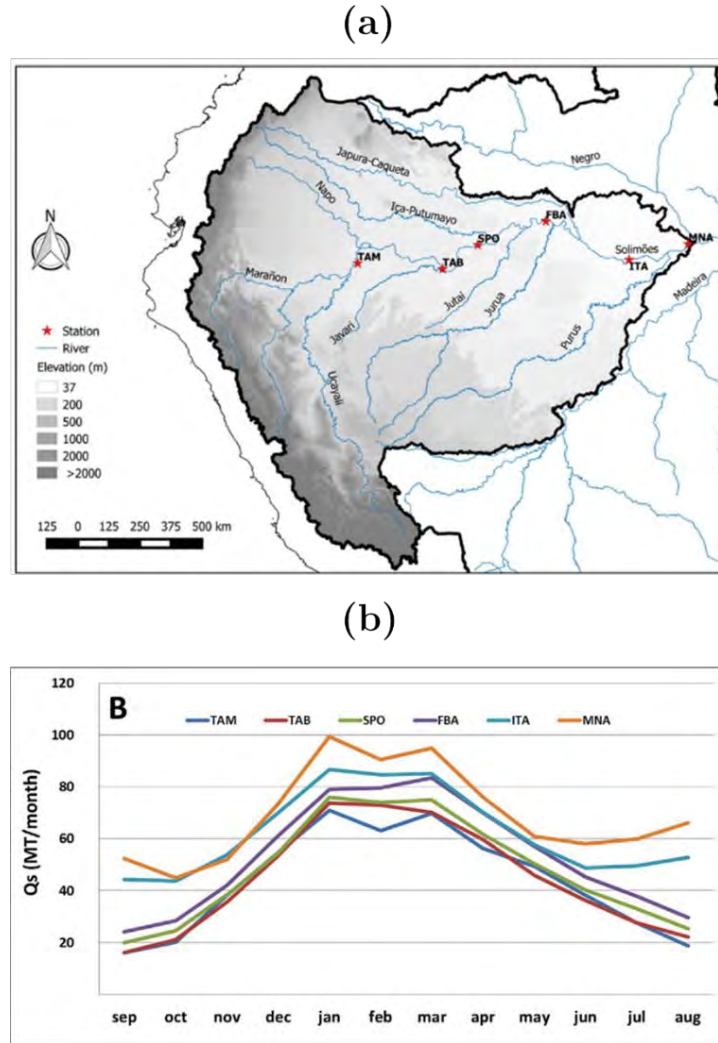


Figure 1.45: Bilan sédimentaire amont aval sur le tronçon central de l’Amazonie, calculé en couplant des données hydrométriques de terrain du SO HyBAM et de l’ANA avec des données de concentration dérivées d’images MODIS. (a) Carte du bassin Amazonien indiquant les stations utilisées : TAM – Tamshiyacu, TAB – Tabatinga, SPO – São Paulo de Olivença, FBA – Fonte Boa, ITA – Itapeua, MNA – Manacapuru (b) Débits solides (moyennes mensuelles interannuelles sur la période 2000 – 2013) de chaque station. On notera que pour MNA et ITA, des apports intermédiaires viennent gonfler les débits solides entre les mois de juin et octobre, largement attribués aux processus de resuspension dans la plaine d’inondation plutôt qu’aux apports des tributaires latéraux. (Figure modifiée d’après Espinoza-Villar *et al.*, 2018).

On notera que pour la plaine du Lago Grande de Curuai (près de la station d’Óbidos) un suivi in-situ des concentrations a été réalisé par le SO HyBAM sur la période 2000-2003 dans l’un des chenaux à l’aval du complexe de plaine d’inondation, débouchant dans le cours d’eau principal (Maurice-Bourgoin *et al.*, 2007; Moreira-Turcq *et al.*, 2013). Rudorff *et al.* (2018) ont par la suite exploité ces données (Figure 1.45) pour calibrer le modèle LISFLOOD-FP et simuler les échanges de flux de sédiments entre la plaine inondée de Curuai et l’Amazonie,

via les chenaux. Ces données montrent que la concentration dans le chenal de plaine est quasiment nulle pour des hauteurs d'eau élevées, et augmente lorsque la hauteur d'eau diminue. Cette observation est probablement la conséquence de l'action des vents balayant la vallée, et remobilisant les sédiments déposés au fond des lacs lorsque le niveau d'eau le permet. Ce phénomène n'est donc probablement pas représentatif de toutes les unités de plaine du bassin amazonien.

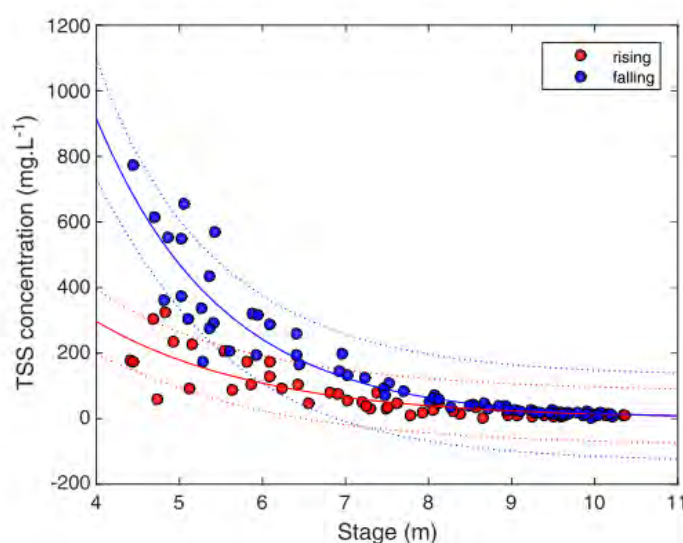


Figure 1.46: Relation entre concentration en MES et hauteur d'eau pour un chenal de la plaine du Lago Grande de Curuai (près de la station d'Óbidos), constituée d'après les données de [Maurice-Bourgoin \*et al.\* \(2007\)](#) et [Moreira-Turcq \*et al.\* \(2013\)](#). ([Rudorff \*et al.\*, 2018](#)).

#### 1.6.5.4 Les plaines inondées aux confluences de rivières amazoniennes

En crue, les niveaux d'eau d'un cours d'eau principal impactent les débits liquides et solides de ses affluents par des effets de remous (Photographie 1.10) : la ligne d'eau de l'affluent diminue, voire devient négative si l'affluent n'est pas suffisamment puissant. Même certains affluents andins sont concernés, car la pente de leur lit subit une rupture nette en atteignant la plaine alluviale dans laquelle évolue le cours d'eau d'ordre supérieur. Le remous peut se propager sur des dizaines de kilomètres, et parfois dépasser les 100 km, suivant la taille de l'affluent. Il est ainsi courant que la dynamique sédimentaire (érosion, remobilisation, mobilité des lits) aux confluences de rivières amazoniennes soit très élevée (e.g. [Gutierrez \*et al.\*, 2014](#)). Parmi les confluences majeures du bassin avec des influences avals considérables et l'extension d'une grande plaine d'inondation très dynamique, on peut par exemple citer

celle du Solimões avec le rio Púrus, un affluent de la plaine drainant l'Arche de Fitzcarrald (dos Santos *et al.*, 2018).



Photographie 1.10: Confluence des rivières Ucayali et Tapiche, à Requena, la « Venise » de l'Ucayali. Les eaux du Tapiche sont ralenties par les effets de remous due à la crue de l'Ucayali et inondent la partie basse de la ville de Requena.

Ainsi durant la période de hautes eaux, l'affluent minoritaire n'a souvent pas la puissance d'exporter ses sédiments vers le cours d'eau principal. Les matériels grossiers sont stockés dans des bancs alluviaux sur le bief précédant la confluence, et en raison de l'influence aval, les débits diminuent, la hauteur d'eau augmente et les eaux de l'affluent débordent dans le lit majeur. La présence d'un lit majeur important et en eau durant cette période favorise d'intenses échanges entre le cours d'eau principal et la plaine alluviale, conduisant à une dilution de la concentration en MES transportée et une hétérogénéité de la distribution en MES fines dans la section. Dans le cas de la confluence entre le Solimões et le Púrus, cette dilution est visible en rive droite dans les couches supérieures de l'écoulement (Figure 1.47). A la décrue, ces stocks d'eau et de sédiments sont remobilisés, selon les processus décrits plus haut.

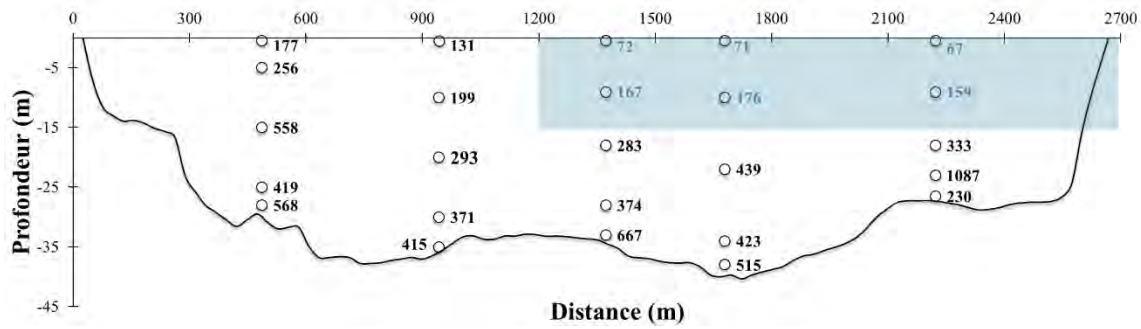


Figure 1.47: Jaugeage solide effectué le 24/06/2016 dans un section transversale du Solimões (en amont de la station de Manacapuru, au Brésil). Les cercles noirs matérialisent la position de prélèvements d'eau pour la détermination de concentration en MES. Les valeurs de concentration en MES sont indiquées sur la droite des cercles. Près de la rive droite, les concentrations comprises dans le rectangle bleu sont diluées par des échanges avec le lit majeur.

## 1.7 Le bassin de l'Ucayali comme cas d'étude

### 1.7.1 Description

Le rio Ucayali est, avec ses ~2700 km de rivière, considéré comme étant la branche mère de l'Amazone. Son bassin (Figure 1.48) s'étend sur 350 000 km<sup>2</sup>, dont ~ 170 000 km<sup>2</sup> (49%) appartiennent au domaine Andin. Bien que son module de débit, ~ 12 100 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Santini *et al.*, 2019), ne représente qu'environ 6% des apports de l'Amazone à l'Océan, son flux sédimentaire, estimé à 305 10<sup>6</sup> t an<sup>-1</sup> (Santini *et al.*, 2014), représente quant à lui ~ 25 - 30% de celui de l'Amazone.

L'Ucayali prend officiellement sa source dans la Cordillère Occidentale péruvienne, sur les flancs du Nevado Mismi (5 597 m), près d'Arequipa, bien que sa véritable origine se situe probablement dans les Hauts-Plateaux Andins, près du lac de Junín, comme par ailleurs le rio Marañon, l'autre branche mère de l'Amazone par le module de débit.

Dans les Andes, son réseau de drainage s'organise autour de deux ramifications principales. A l'Ouest se trouve le drain le plus long, constitué, dans l'ordre, des Rios Mantaro (si l'on part des Hauts-Plateaux plutôt que du Nevado Mismi), de l'Apurímac (si l'on prend le Nevado Mismi comme source), lequel rejoint le rio Mantaro pour former le rio Ene, puis Tambo, après la jonction avec le rio Perené. Au Sud-Est la branche Urubamba naît des



glaciers de la Cordillère Vilcanota et rejoint la plaine Amazonienne en empruntant le Pongo de Mainique, un canyon très profond perçant les chevauchements de la ceinture Sub-Andine.

Les rios Urubamba et Apurímac sont par ailleurs des hauts lieux des civilisations précolombiennes Huari puis Inca, et comptent sur leurs versants deux sites pré-colombiens majeurs, à savoir le Machu Picchu qui surplombe l'Urubamba, « la rivière sacrée » en Quechua, et Choquequirao, sur l'Apurímac, « là où les dieux (i.e. les *Apus*) murmurent ».

Ces deux branches se rejoignent pour former l'Ucayali près de la localité d'Atalaya, dans les piedmonts Andins. L'Ucayali méandre ensuite dans une gouttière périphérique à la Cordillère Orientale (flexure de la lithosphère). Il recueille ainsi pendant son parcours vers le nord les eaux de nombreuses petites rivières, tant sur sa rive gauche que sur sa rive droite. Celles qui le rejoignent en rive gauche (c'est à dire les rios Pachitea, Aguaytía, Pisqui et Cushabatay) dévalent les flancs de la Cordillère des Andes et sont donc les plus importantes en termes d'apports hydro-sédimentaires. Après avoir parcouru près de 1200 km dans la subsidence immédiatement adjacente aux Andes, l'Ucayali bifurque en direction du Nord-Est vers la grande dépression d'Ucumara, et parcourt encore 400 autres km avant de rejoindre près de la localité de Nauta le rio Marañón pour former le fleuve Amazone (ou Amazonas pour les péruviens, ou encore Solimões pour les Brésiliens).

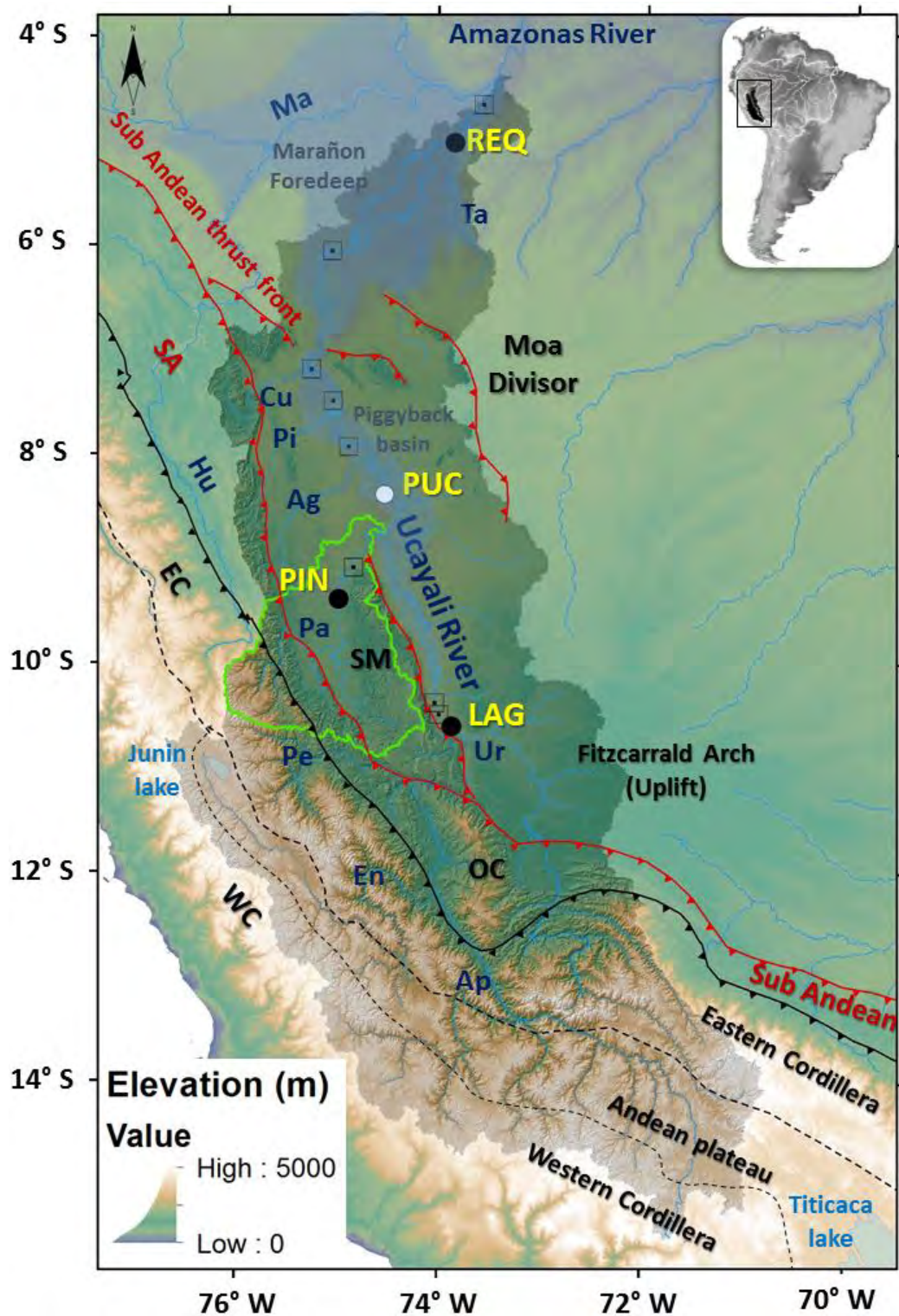


Figure 1.48: Carte du bassin de l'Ucayali. Les principales rivières du bassin y sont repérées : Apurímac – Ap ; Ene – En ; Perené – Pe ; Urubamba – Ur ; Pachitea – Pa ; Aguaytía – Ag ; Pisqui – Pi ; Cushabatay – Cu ; Tapiche – Ta ; Huallaga – Hu ; Marañon – Ma. Le bassin du Pachitea est délimité en vert clair, et les stations hydrologiques utilisées dans cette thèse sont repérées à l'aide d'un cercle noir (pour les stations du SO HyBAm), d'un cercle blanc pour les stations d'appui et d'un carré bleu pour les stations altimétriques virtuelles. La plaine d'inondation est grossièrement délimitée par un calque bleu transparent.

### 1.7.1.1 Le bassin andin de l'Ucayali

Dans la Cordillère Occidentale, le substratum granito-gneissique est recouvert, en discordance, de formations volcano-clastiques et de produits calco-alcalins (andésitique) issus de la forte activité volcanique durant le Cénozoïque (Figure 1.49). Ce volcanisme est aujourd'hui éteint depuis le Néogène, probablement en raison de la subduction horizontale de la ride Océanique de Nazca sous la plaque Sud-Américaine.

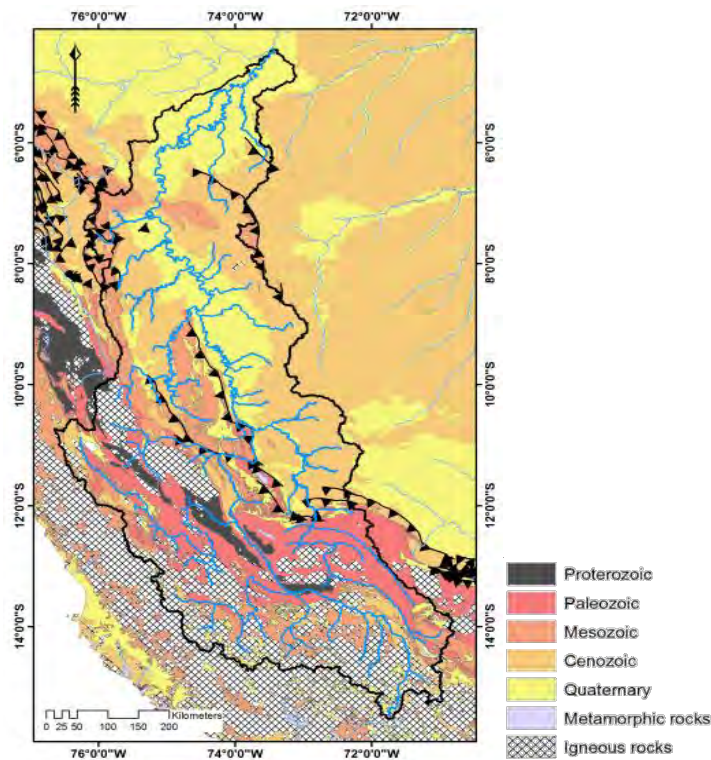


Figure 1.49: Carte lithologique simplifiée du bassin de l'Ucayali. Les séries sédimentaires sont repérées d'après leur ère géologique, du Protérozoïque au Quaternaire, ainsi que les roches ignées (magmatiques éruptives ou plutoniques).

Entre les sommets des Cordillères Orientales et Occidentales, la topographie du bassin présente l'aspect d'un plateau, avec des altitudes variant entre 3 500 et 4 000 m. Ce plateau expose l'héritage de la période de rift extensif précédant le soulèvement de la Cordillère Orientale, avec des séries Marino-continentales du Mésozoïque (du Trias au Crétacé, comme par exemple le groupe Púcara). Ces séries laissent affleurer par endroit des conglomérats du Carbonifère et du Permien (Formation Tarma-Mitú) et également des séquences volcano-sédimentaires (Pfiffner *et* Gonzales, 2013). Des dépôts fluviaux du Cénozoïque sont



également présents, principalement dans les synclinaux. Au Sud du plateau, les produits du volcanisme du Cénozoïque dominent les affleurements. Le Rio Mantaro draine une grande partie de ce plateau. La marge Est du plateau est-elle profondément incisée par des rivières comme l'Ene (dont le Mantaro est l'affluent), le Perené et l'Apurímac (Photographie 1.11).



Photographie 1.11: Le canyon de l'Apurímac, vu de la cité Inca de Choquequirao (juillet 2007).

Le plateau Andin est séparé de la Cordillère Orientale par un faisceau de failles (la Faille de Huaytapallana) (Scherrenberg *et al.*, 2012), au creux desquelles les affluents formant le Rio Ucayali s'écoulent (Rio Ene, Perené, Apurímac et Urubamba). Sur les flancs Ouest de la Cordillère Orientale, des séquences sédimentaires similaires à celle des Hauts-Plateaux recouvrent le socle cristallin du Néo-Protérozoïque. Sur le versant Atlantique, la phase compressive du Cénozoïque, ainsi que la réponse isostatique à l'érosion accompagnant son soulèvement, ont inversé les anciennes failles formées lors des périodes de rifts extensifs et exhumé des Shales du Précambrien (Complexe Olmos-Marañon). Des dômes formés par l'intrusion de roche plutonique au Permo-Trias dans le socle cristallin sont en soulèvement et affleurent sur les versants orientaux des reliefs les plus élevés (i.e. les Cordillères Vilcanota et Vilcabamba). L'un des plus massifs est le Dôme de La Merced, surplombant le bassin du Rio Pachitea. En contrebas de ces dômes exhumés, des séquences sédimentaires du Paléozoïque affleurent sur les versants (Räsänen *et al.*, 1987; Dumont *et al.*, 1991; Espurt *et al.*, 2008).

La ceinture Sub-Andine de l'Ucayali se développe depuis environ 15 à 2 Ma, par raccourcissement et épaissement crustal, au fur et à mesure que le prisme orogénique des Andes Centrales avance vers l'Est (McQuarrie, 2002; Hermoza *et al.*, 2005; Gautheron *et al.*, 2013). Les plissements et chevauchements superficiels du *wedge-top* sont formés dans les substratum du Paleozoïque et du Mésozoïque. Plus à l'Est, ces structures incluent progressivement des séries sédimentaires du Cénozoïque.

Au Sud-Est du bassin, deux systèmes chevauchant impliquant le socle cristallin (via d'anciennes failles réactivées) et appartenant au Sub-Andin sont remarquables pour leur contrôle de la géométrie du bassin flexural de l'Ucayali et du Camisea (Dumont *et al.*, 1991; Espurt, 2007; Espurt *et al.*, 2008; Gautheron *et al.*, 2013) :

- La Cordillère d'Otishi est large de ~ 60 km et culmine à ~ 3 500m. Elle est responsable du remplissage du bassin sédimentaire du Camisea (Espurt, 2007), où des champs gazifères très importants sont aujourd'hui exploités.



- La cordillère d'El Shira suit un axe Nord-Sud, est large de 70 km et longue de 270 km, avec une altitude maximale de 2 250 m. Ce front chevauchant génère une subsidence flexurale de la lithosphère sur son côté Est qui piège actuellement une grande partie des sédiments exportés par le bassin Andin de l'Ucayali (Santini *et al.*, 2014).

### 1.7.1.2 Le bassin sédimentaire

- Un premier bassin flexural important entre Atalaya et Pucallpa

Entre les latitudes 10.7 °S et 8.9 °S, le rio Ucayali s'écoule sur près de 300 km dans un grand monoclin, coincé entre deux reliefs en surrection, les montagnes d'El Shira et l'Arche de Fitzcarrald. La rupture de pente de la rivière modifie sa morphologie, qui passe progressivement d'un style anabranché à méandrique (Figure 1.50).



Figure 1.50: Image du Rio Ucayali à l'aval d'Atalaya et de la station de Lagarto. Le style de la rivière est globalement anabranché et devient progressivement méandrique. Des barres et des îles fluviales suggèrent l'importance de la sédimentation dans le lit dans cette partie du bassin. À l'Ouest, on reconnaît les montagnes d'El Shira. Capture d'écran du logiciel *Google Earth*.

Les affluents qui incisent les séries sédimentaires du Miocène de l'Arche de Fitzcarrald enrichissent le cortège argileux de l'Ucayali en smectites (Guyot *et al.*, 2007). Cependant ces apports restent marginaux en comparaison des flux solides des tributaires Andins de l'Ucayali, et les smectites sont plutôt originaires du recyclage de la plaine d'inondation. En

rive gauche, les calcaires du Permien (formation Copacabana), très présents dans les montagnes d'El Shira, pourraient expliquer le gradient géochimique observé par [Moquet et al. \(2011\)](#) entre l'amont et l'aval du bassin sédimentaire de l'Ucayali.



Figure 1.51: Cône alluvial à l'aval de Lagarto, formé par la charge de fond d'un petit affluent. Capture d'écran du logiciel *Google Earth*.

ii. Un bassin de type *piggy-back* entre Pucallpa et Contamana

Au Nord des montagnes d'El Shira, l'Ucayali pénètre dans un grand bassin sédimentaire transporté à l'arrière du système de chevauchement du Moa Divisor (bassin en *piggy-back*). Il est rejoint par le Rio Pachitea, son principal affluent Andin ( $2\,100\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ,  $60\,10^6\text{ t an}^{-1}$ ). Avec les apports sédimentaires de cette rivière, les méandres de l'Ucayali deviennent très dynamiques (Figures 1.55 à 1.57) d'autant que la largeur de la plaine s'élargie et englobe celle du Pachitea. Dans une moindre mesure, ce processus se répète avec les apports des autres tributaires latéraux Andin (Aguaytia, Pisqui, Cushabatay), dont la somme a été estimée par régionalisation à  $\sim 20\,10^6\text{ t an}^{-1}$  ([Santini et al., 2014](#)). Ces apports (au total près de  $80\,10^6\text{ t an}^{-1}$ ) pourraient partiellement masquer d'important processus de sédimentation non identifiés dans cette partie du bassin.



Figure 1.52: Bancs sédimentaires dans le lit du Pachitea, peu avant sa confluence avec l'Ucayali. La rivière forme deux coudes rapprochés et quasiment à angle droit, probablement en raison de la présence d'une faille ou d'une strate plus dure. Ces coudes entraînent une perte de charge et la formation de bancs alluviaux. Capture d'écran du logiciel *Google Earth*.



Figure 1.53: Complexité hydrodynamique de la confluence du Pachitea (eaux rouges, chargées en lutites) et de l'Ucayali (eaux plus sombres). La puissance de l'écoulement de l'Ucayali plaque les eaux du Pachitea sur la rive gauche sur près de deux kilomètres. Une partie de la charge grossière du Pachitea se dépose ainsi sur la rive intérieure gauche de l'Ucayali (ce processus est visible sur d'autres images à l'étiage). Cependant, le Pachitea semble également influencer sur les eaux de l'Ucayali : la zone amont gauche de l'écoulement de l'Ucayali est freinée, et forme un banc alluvial. L'écoulement devient près la confluence très complexe, comme le témoignent les formations turbulentes, qui permettent le mélange des eaux, et les rides à la surface de l'eau. Capture d'écran du logiciel *Google Earth*.





Figure 1.54: Dynamique de la rivière Ucayali, près de la ville de Pucallpa. Après sa confluence avec le Pachitea, l'Ucayali suit un cours assez droit sur une trentaine de kilomètres, en raison d'une pente du terrain favorable et induite par la faille inverse des montagnes d'El Shira. Un peu plus à l'aval, le lit devient extrêmement mobile. Cette mobilité rend très dynamique la confluence avec les deux rivières de plaine en rive droite de cette image. Les apports sédimentaires du Pachitea ne sont sans doute pas étrangers à cette forte mobilité du lit de la rivière. Capture d'écran du logiciel *Google Earth*.

### iii. Entrée dans la dépression d'Ucumara

Après être passée entre le massif de Cushabatay et de l'arche de Contamana, la rivière plonge dans la dépression d'Ucumara (à la hauteur du 8°S) et change sa course du NNO au NE. En virant, le rio Ucayali difflue (Figure 1.55), et ses deux bras se réunissent peu avant sa jonction avec le Marañón et l'Arche d'Iquitos (Dumont *et al.*, 1991; Roddaz *et al.*, 2005). Des sédiments du Néogène et du quaternaire remplissent cette dépression depuis la mise en place du réseau de drainage transcontinental au cours du Miocène supérieur (Dumont *et al.*, 1991; Roddaz *et al.*, 2005; Hoorn *et al.*, 2010; Sacek, 2014). La rivière ne reçoit plus d'apports majeurs de la part d'affluents Andins, mais quelques apports de rivières d'eau noires drainant la plaine, comme le Tapiche.



Figure 1.55: Différence de l'Ucayali lors de son parcours dans la dépression d'Ucumara. Les deux bras restent séparés sur près de 128 km. Capture d'écran du logiciel *Google Earth*.

#### iv. La zone de confluence

Dans la zone de confluence (Photographie 1.12), le Rio Marañón s'écoule le long de la frontière Nord de la dépression d'Ucumara, coincé contre une faille normale. Son style fluvial oscille entre anabranché et méandrique, avec de faibles taux de migration (Dumont *et al.*, 1991; Abad *et al.*, 2013; Quintana-Cobo, 2015). Au contraire, l'Ucayali présente une forte sinuosité, et la migration active de ses méandres gouverne la dynamique de la confluence depuis l'holocène (Dumont *et al.*, 1991; Abad *et al.*, 2013) (Figure 1.56). Sur la période 1975-2011, le taux de migration moyen des méandres de l'Ucayali dans cette zone a été estimé à  $140 \text{ m an}^{-1}$  (Quintana Cobo, 2015).





Photographie 1.12: La zone de confluence Ucayali – Marañón.

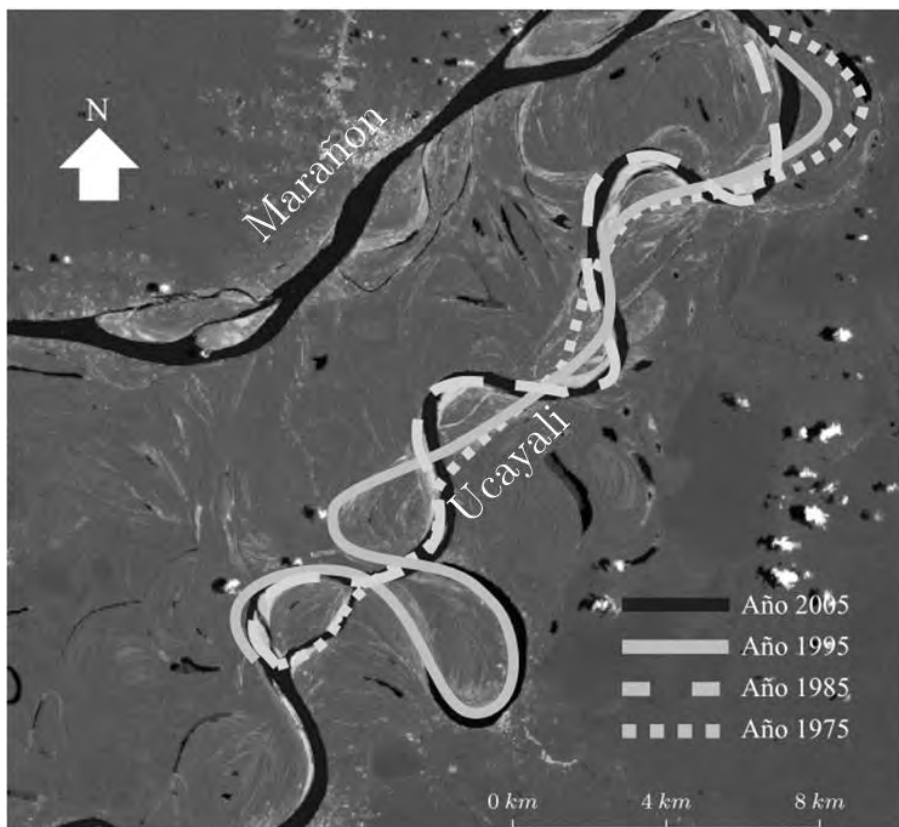


Figure 1.56: Image LANDSAT datant de 2005 de la confluence de l'Ucayali et du Marañón, illustrant la vitesse de migration des méandres de l'Ucayali dans cette zone (jusqu'à 400 m par an sur certains méandres très dynamiques). La sinuosité du Marañón est quant à elle moins importante et la rivière est plus stable. (Quintana Cobo, 2015).

### 1.7.2 Le climat dans le bassin de l'Ucayali

Avec des précipitations moyennes évaluées à  $\sim 1\,400$  mm par an (valeurs observées sur la période 1995 – 2007), le bassin de l'Ucayali connaît un climat tropical humide, influencé par la mousson Sud-Américaine. Durant l'hiver austral, la ZCIT est localisée au Nord de l'Équateur (Garreaud *et al.*, 2009). Le bassin de l'Ucayali, beaucoup plus au Sud, connaît alors sa saison sèche. Avec l'été austral, la ZCIT glisse vers le Sud, et le bassin subit de fortes précipitations (Ronchail *et Gallaire*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009; Lavado *et al.*, 2011). Ainsi, la partie septentrionale du bassin est plus régulièrement arrosée que la partie méridionale (Figure 1.57b). Les trois-quarts de la pluie annuelle sur le bassin sont enregistrés de décembre à mars (Espinoza *et al.*, 2009a). Par ailleurs, le bassin de l'Ucayali est influencé par le phénomène ENSO : d'une manière générale, les années *El Niño* tendent à être sèches alors que les années *La Niña* sont souvent associées avec des conditions humides et des inondations importantes (Lavado *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2013).

Les flancs de la cordillère Orientale ainsi que le domaine Sub-Andin sont très arrosés (Figure 1.57b). Les fronts chevauchants majeurs correspondent aux zones de maximum de précipitations (et également de forte activité sismique), avec des *hotspots* de précipitations (Pachitea, Montagnes d'El Shira) pouvant dépasser les 7 000 mm de pluie par an. Ainsi, le débit spécifique dans le bassin du Pachitea à la hauteur de la station de Puerto Inca est évalué à  $107\text{ l s}^{-1}\text{ km}^{-2}$  (Santini *et al.*, 2014), une valeur trois fois supérieure à celle mesurée à l'exutoire du bassin de l'Ucayali ( $31\text{ l s}^{-1}\text{ km}^{-2}$ ). D'Est en Ouest, les pluies déclinent rapidement avec l'altitude et sont inférieures à 500 mm par an sur l'Altiplano (Figure 1.58).

Enfin, la variabilité interannuelle des débits d'étiages et moyens de l'Ucayali est faible (Figure 1.59), et plus forte pour les débits maximums sur la période 1999 – 2015. Aucune tendance claire ne se dessine sur cette période.

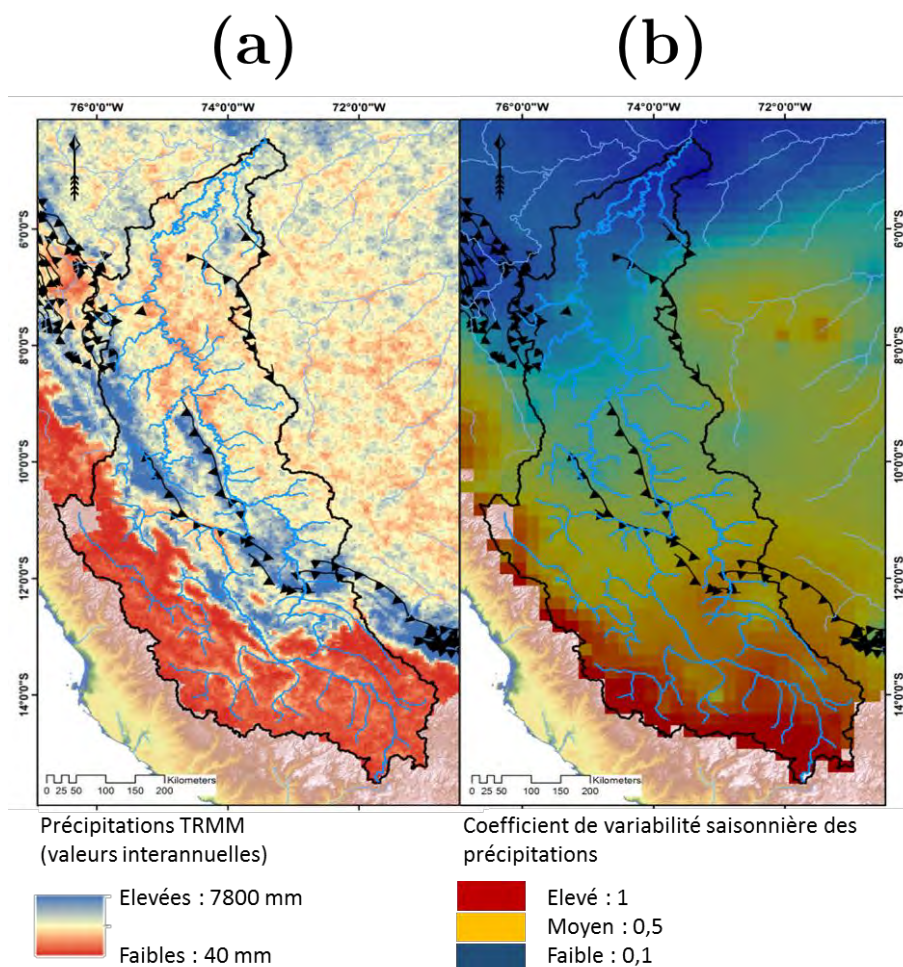


Figure 1.57: Régime des pluies dans le bassin de l'Ucayali. (a) Distribution des pluies (TRMM). (b) Variabilité saisonnière des précipitations.

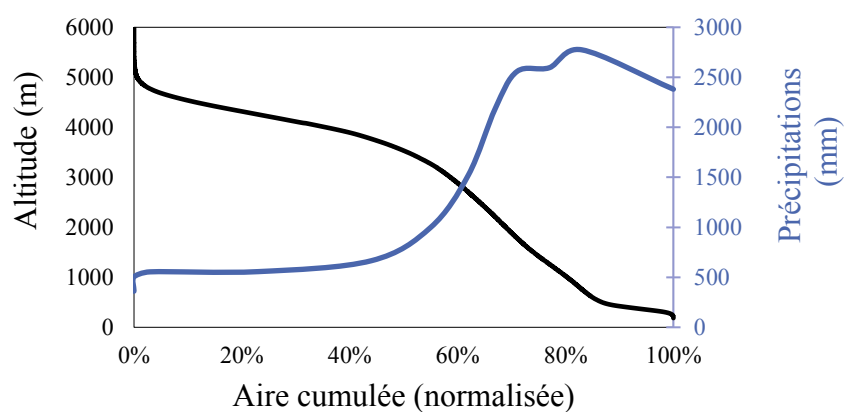


Figure 1.58: Profil hypsométrique du bassin de l'Ucayali jusqu'à la station de Lagarto (en noir) et transect des précipitations TRMM (en bleu) correspondant.

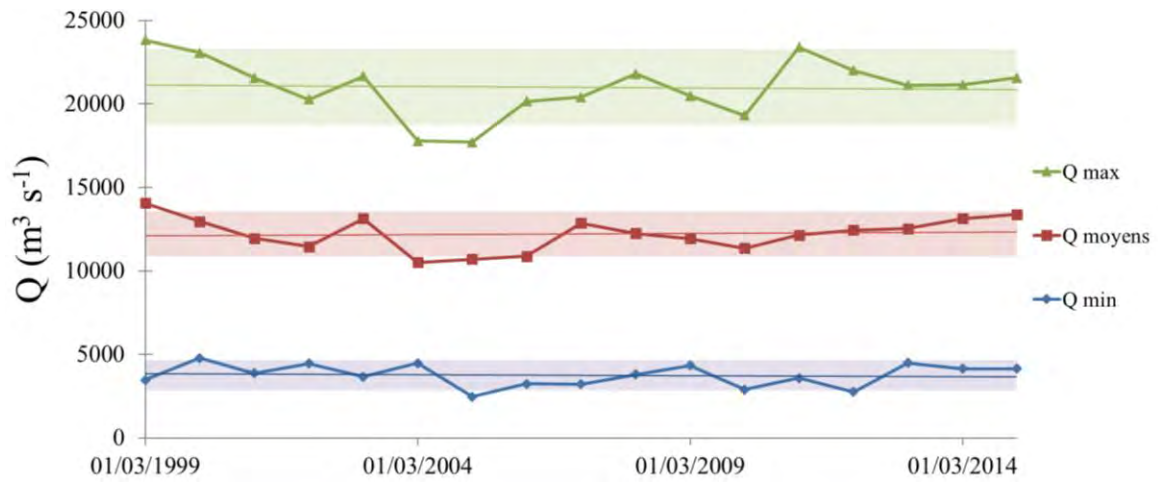


Figure 1.59: Variabilité des débits mensuels maximum (courbe verte), moyens (courbe rouge) et minimum (courbe bleue) à l'exutoire du bassin de l'Ucayali, sur la période 1999 – 2015. Les intervalles de prédiction au sens de Student sont donnés pour chaque série, ainsi qu'une ligne de tendance (moindres carrés).

# Chapitre 2 : Données et méthodes pour la construction de chroniques hydro-sédimentaires

J'avais peiné comme Sisyphe  
Et comme Hercule travaillé  
[...]

J'avais lutté, j'avais baillé  
Des coups à trancher des montagnes,  
Et comme Achille ferrailé.

Farouche ami qui m'accompagnes,  
Tu le sais, courage païen,  
Si nous en fîmes des campagnes,

Si nous avons négligé rien  
Dans cette guerre exténuante,  
Si nous avons travaillé bien !

Paul Verlaine  
*J'avais peiné comme Sisyphe,*  
*Sagesse (1881)*



## 2.1 Préambule : la mesure des flux sédimentaires

### 2.1.1 Mesurer les flux sédimentaires, un problème complexe

#### 2.1.1.1 Variabilité spatiale des concentrations en MES

Le transport des particules dans les grands cours d'eau amazoniens se fait selon plusieurs modes de transport, généralement caractérisés par le nombre adimensionnel de Rouse  $P$ , c'est à dire le rapport entre la vitesse de chute des sédiments dans la colonne d'eau et la vitesse d'ascendance turbulente des particules en suspension (assimilée au produit de la constante de von Kármán avec la vitesse de cisaillement).

Les alluvions les plus fins (i.e. les argiles et les silts très fins) sont transportés en suspension quasi-homogène sur toute la colonne d'eau (le terme de « *washload* » est souvent utilisé), pour des nombres de Rouse  $P$  très inférieurs à 1 ( $P \ll 1$ ). Cependant des apports latéraux peu chargés en sédiments (tributaires ou échanges lit mineur – lit majeur) peuvent localement diluer leur concentration, généralement près des rives et en surface, jusqu'à ce que le brassage turbulent latéral dans la rivière homogénéise de nouveau les concentrations dans la section transversale de l'écoulement. A noter que le mélange complet des eaux peut se faire sur de grandes distances, selon l'importance des apports, le profil longitudinal du lit et la taille de la rivière. Le cas extrême étant le mélange des eaux du Negro et du Solimões – *Encontro das águas*.

Les silts et les petits agrégats ont quant à eux un régime de suspension légèrement gradué ( $P < 0.1$ ) pour des conditions d'écoulement nominal et sont donc présents en quantité significatives sur toute la colonne d'eau. Ils représentent le plus gros contingent des particules transportées par les rivières amazoniennes. Cependant, à l'interface air/eau, le tri granulométrique de ces particules est très important (l'hétérogénéité de densité et de forme des particules joue sans doute un rôle majeur dans ce tri). En particulier, la présence de silts grossiers ( $d > 31 \mu\text{m}$ , en considérant la classification de [Wentworth, 1922](#)) dans cette zone de l'écoulement est très liée aux conditions d'écoulement locales, pouvant dans certains cas induire une forte hétérogénéité spatiale des concentrations de MES fines à la surface du bief

(voir exemple en Figure 2.1 pour un bief du Solimões à Manacapuru au Brésil, constituant un cas extrême de variabilité des concentrations en MES à la surface).

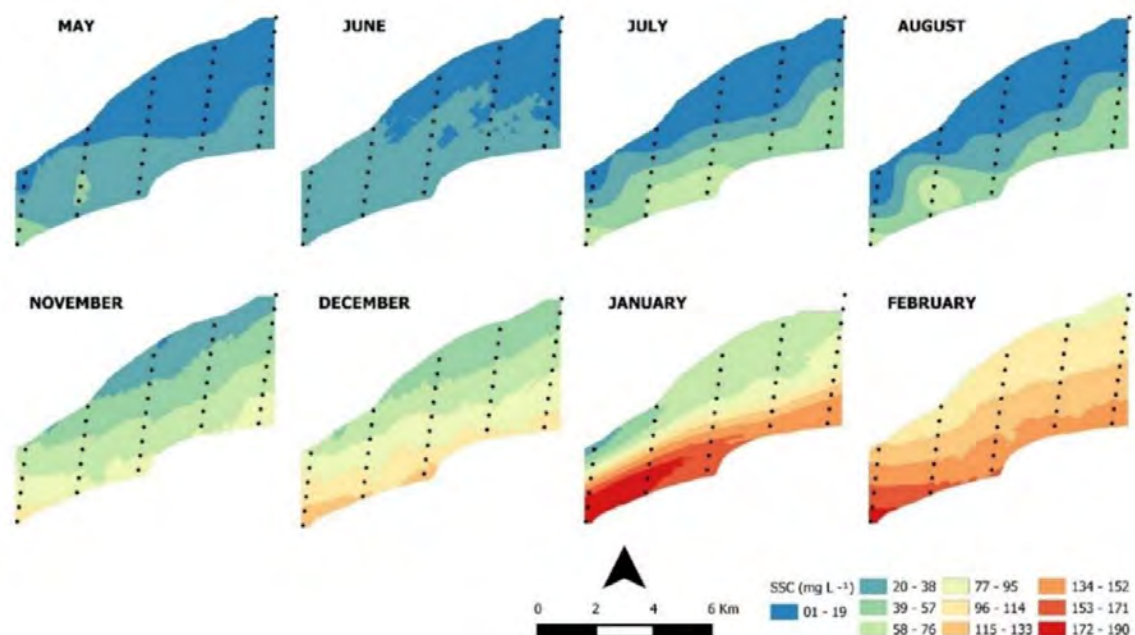


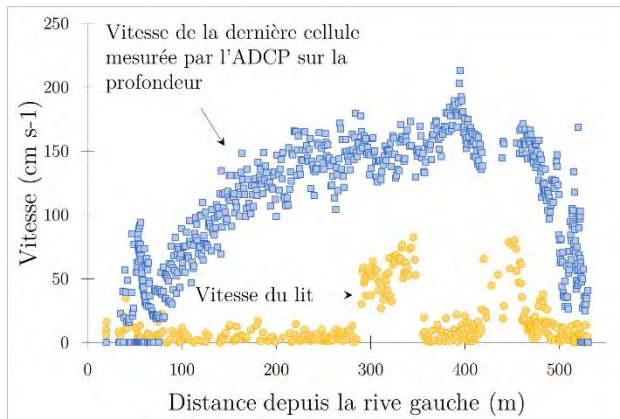
Figure 2.1: Variabilité spatiale des concentrations mesurées en surface d'un bief du Rio Solimões à Manacapuru, pour diverses conditions hydrologiques, entre mai 2013 et février 2014. A noter que ce bief constitue un cas extrême de variabilité spatiale. (Marinho *et al.*, 2018).

Quant aux sables, ils se répartissent pour la plupart des grandes rivières Amazoniennes en deux grands groupes : ceux transportés en suspension graduée, sur toute la colonne d'eau ( $P < 0.6$ ) ou sur la première moitié ( $P > 1$ ), et les sables transportés en charge mixte (i.e. entre suspension et charriage,  $1 < P < 6$ ), voire charriés sur le lit de la rivière. Plus la granulométrie des sables augmente, plus leur présence dépend des conditions hydrauliques. L'hétérogénéité spatiale des concentrations en sables dans les sections des rivières amazoniennes peut donc être très forte (Figure 2.2).

(a)



(b)



(c)

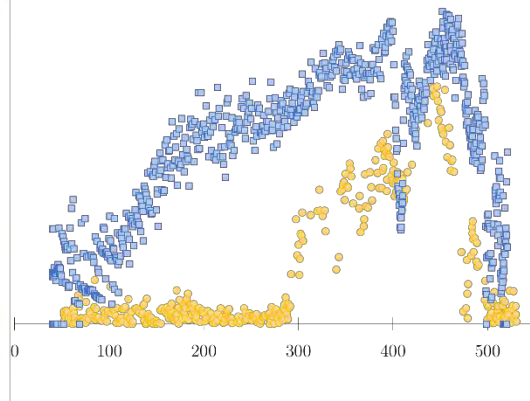


Figure 2.2: Impact de la géométrie du lit sur la distribution spatiale du charriage au droit de la section de Lagarto (Ucayali). Les vitesses de déplacement du lit peuvent être considérées comme un proxy des contraintes sur le radier ainsi que du charriage et de la charge mixte dans la section. (a) Image *Google Earth* du site de mesure. (b) Mesure des vitesses près du lit (dernière cellule mesurée par l'aDcp – *acoustic Doppler current profiler*) et vitesses estimées du lit mobile (jaugeage du 09/02/2017, effectué après une petite crue). La forme en méandre du bief et la présence d'un banc alluvial impacte la distribution latérale des vitesses du lit et *in fine* la distribution spatiale de la charge grossière. Près de la rive gauche, l'interface turbulente créée dans l'intérieur du coude que forme la rivière décolle l'écoulement de la rive (les allées turbulentes sont visibles sur l'image *Google Earth*). L'écoulement est accéléré entre le banc alluvial sur la droite de la section et la zone d'eaux mortes en rive gauche. Entre le banc alluvial et la rive droite, l'écoulement se resserre et le flux s'accélère également. A l'aval de l'île, la crue a probablement déjà emporté le matériel du lit disponible. (c) Même graphique, pour un jaugeage lors de la montée de crue réalisé quelques jours auparavant (le 03/02/2017). On note cette fois la présence d'un fond mobile à l'aval de l'île, qui suggèrent cette fois la présence d'un stock de matière disponible sur le lit, déposé avant la crue.

D'autre part, la popularisation des « profils de Rouse » chez les hydrologues conduit souvent à oublier que les gradients verticaux de concentration sont doublés d'un tri granulométrique. Il faut ici se souvenir que ces profils ont été établis pour une seule taille de grain, en considérant un terme de diffusion verticale de la concentration. Or, dans les rivières naturelles, la charge solide se caractérise par un continuum granulométrique, qui va pour les rivières amazoniennes des argiles aux sables (avec présence de colloïdes). La présence des grains les plus grossiers dans les couches supérieures de l'écoulement est donc limitée par leur masse (et la vigueur de l'écoulement). En raison de ce tri granulométrique induit par la masse des particules grossières, la concentration totale en MES décline avec la hauteur d'eau. Ce déclin s'ajoute à la diffusion verticale de la concentration (donc de la masse de plusieurs particules unitaires) prévue par la théorie de Schmidt (1925), O'Brien (1933) et Rouse (1937) pour les grains de granulométrie inférieure et dont la présence dans les couches supérieures de l'écoulement n'est pas limitée par leur masse.

Ainsi, certaines particules grossières n'atteignent jamais les couches supérieures de l'écoulement, ou de manière intermittente. Les prélèvements effectués dans une rivière ne sont donc pas toujours représentatifs de l'ensemble de la population des matières transportées en suspension dans le bief, ce qui peut induire des biais importants sur l'estimation de la charge solide et oblige les opérateurs à explorer l'ensemble de la section pour mieux contraindre la valeur de concentration en MES moyenne transportée par l'écoulement. C'est particulièrement le cas pour les échantillons prélevés à la surface de l'écoulement. Nous aborderons ce problème au chapitre 4.

Un exemple typique de gradient de concentration en fonction de la profondeur est donné à la Figure 2.3. Ce profil vertical a été calculé à partir de mesures indirectes à haute fréquence issues d'une sonde de turbidité. Il permet également d'apprécier la variabilité temporelle de la concentration, bien que ces mesures sur de faibles volumes d'eau ne soient qu'un proxy imparfait des concentrations.

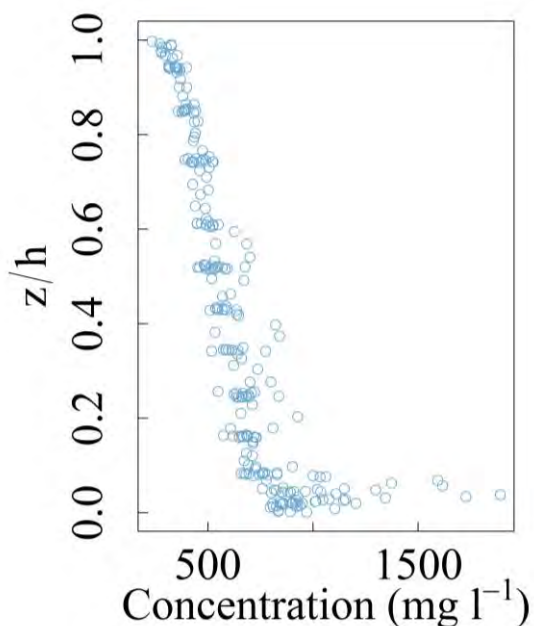


Figure 2.3: Profil de turbidité mesuré à Tamshiyacu en novembre 2011 et converti en concentration (calage à partir de mesures de concentration dans la section). Les paliers effectués tous les mètres ( $\sim 10$  s de mesure) laissent apprécier la variabilité temporelle des concentrations. Notons ici que les mesures de turbidité sont très sensibles aux particules fines et beaucoup moins aux sables (cf. [Armijos \*et al.\* \(2016\)](#) pour une étude détaillée des profils de turbidité dans les grandes rivières Amazoniennes).

### 2.1.1.2 Variabilité temporelle de la concentration en MES

Les concentrations en MES varient tout au long du cycle hydrologique, en fonction des sources pour la charge en suspension sans interaction avec le lit, ainsi que des conditions locales de l'écoulement (pour les sables notamment) et des stocks de matières disponibles dans les lits mineur et majeur. Des plans d'échantillonnage doivent donc être mis en place et s'adapter aux particularités de la rivière à l'endroit de la station de suivi des flux hydro-sédimentaires. Ils peuvent être calendaires (prélèvements à intervalles de temps réguliers) ou fonction de l'hydrogramme (déclenchement d'une séquence de prélèvements au-dessus d'une valeur seuil de débit ou de hauteur d'eau) (cf. [Horowitz \*et al.\*, 2015](#)).

Mais la difficulté majeure que rencontrent les hydrologues est la fluctuation très rapide des concentrations dans les rivières naturelles (e.g. [Dramais \*et al.\*, 2018](#); [Gitto \*et al.\*, 2017](#)). Les moments du second ordre des équations de Navier-Stokes induisent cette variabilité temporelle de la concentration, ainsi que des structures turbulentes de plus grande échelle (typiquement celles induites par les formes du lit) et les changements dans les conditions d'écoulement (effets de remous, crue débordantes, pulses de débits...). En termes mathématiques, la valeur de concentration instantanée  $\hat{C}$  se décompose en un terme moyen  $\bar{C}$ , intégré sur un temps suffisamment long pour que la moyenne des termes de fluctuation  $C^+$



tende vers zéro ( $\overline{C^+} \rightarrow 0$ ) :  $\hat{C} = \bar{C} + C^+$ . L'objectif de l'hydrologue est bien entendu la mesure du terme moyen  $\bar{C}$ .

La suspension des sables et des limons grossiers est beaucoup plus sensible aux fluctuations de l'écoulement que celle des particules fines (les lois de vitesse de sédimentation sont très sensibles au diamètre des particules). Ainsi, plus les granulats ont une taille et/ou une densité importante, plus ils sont difficiles à mesurer avec précision (Figure 2.4). Il est alors nécessaire de réaliser des mesures de concentration intégrées dans le temps ( $\overline{C^+} \rightarrow 0$ ) ou répétées ( $\sum C^+ \rightarrow 0$ ) pour assurer la représentativité temporelle de chaque échantillon d'eau. Ainsi, *Gitto et al. (2017)* estimeront en se basant sur des mesures optiques à haute fréquence (déploiement d'un LISST-SL2) sur la rivière Fraser au Canada, qu'une mesure intégrée sur 570 secondes (9 minutes et 30 s !) est nécessaire pour obtenir une valeur représentative de la concentration moyenne (probabilité à 90%). Cependant, ces auteurs ne tiennent pas compte de l'influence du volume d'eau contrôlé lors de la mesure, lequel pourrait considérablement moduler ce temps d'intégration nécessaire.

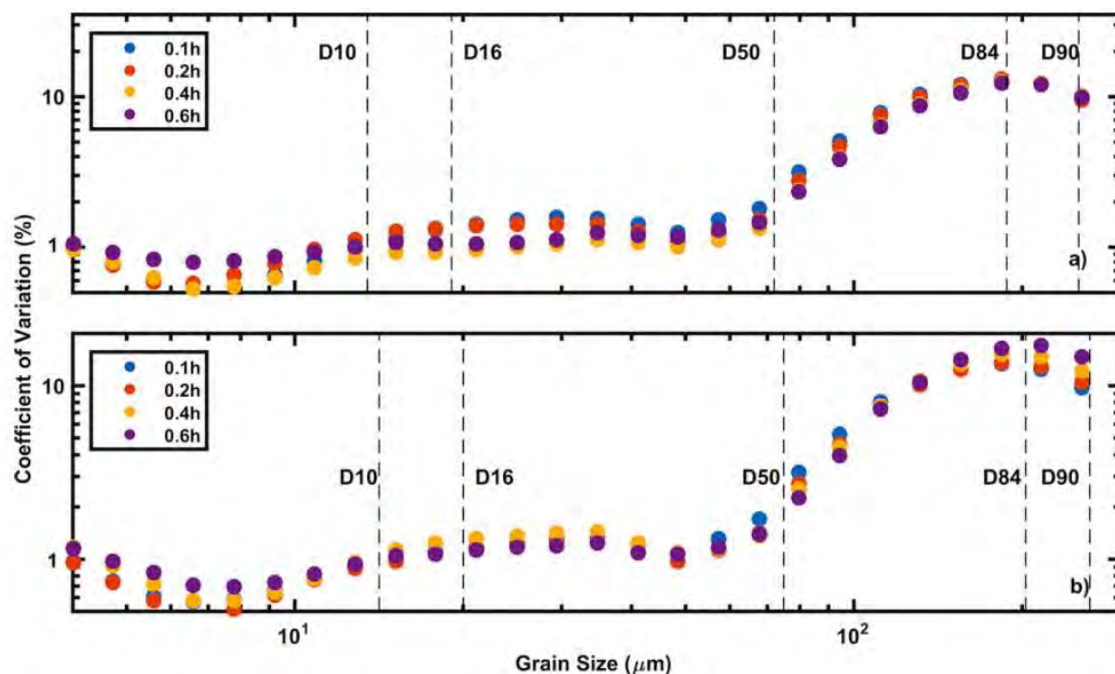


Figure 2.4: Variabilité de la concentration en fonction de la granulométrie des sédiments et pour plusieurs profondeurs (de 0.1 h à 0.6 h), caractérisée par un instrument de mesure optique LISST-SL, pour deux différents sites du fleuve Fraser au Canada. La variabilité de concentration des sables est pour cette rivière d'un à deux ordres de grandeur supérieure à celle des sédiments fins. (*Gitto et al., 2017*).

## 2.1.2 Les diverses techniques de jaugeage de la phase solide de l'écoulement

### 2.1.2.1 Mesure du charriage dans les rivières à lit sableux

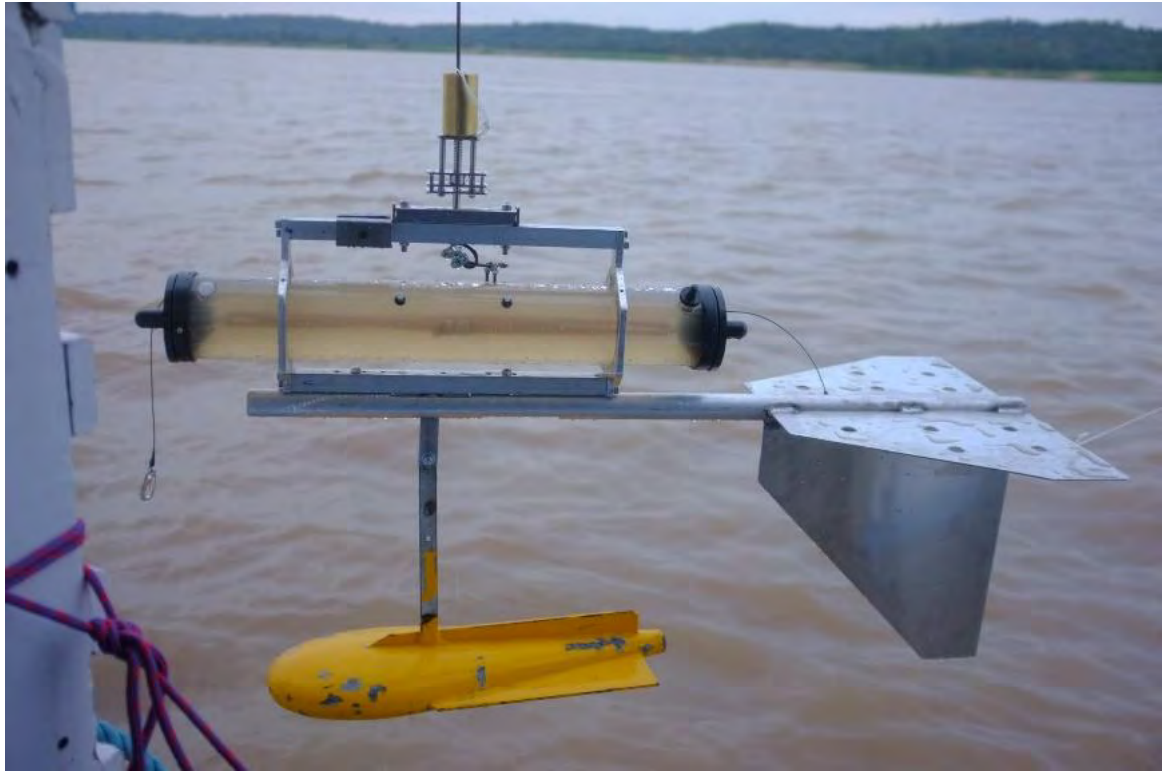
La plupart des grandes rivières Amazoniennes de plaine s'écoulent sur leurs propres alluvions, et créent des formes sédimentaires sur leur lit (rides, dunes, bancs...). Le taux de charriage dépend alors largement du mouvement vers l'aval de ces formes et peut-être par exemple apprécié en contrôlant leur déplacement entre deux périodes ou événements hydrologiques. D'une manière générale, le charriage pur (sans saltation) est faible devant la charge solide totale et est négligé dans les bilans. La charge mixte peut-elle peser un peu plus sur le flux total, peut-être jusqu'à 5 - 10 % de la charge totale, mais sa mesure est techniquement similaire à celle du transport en suspension, avec cependant des contraintes liées aux fluctuations beaucoup plus importantes. Des échantillonneurs conçus spécialement pour mesurer le charriage existent, mais sont difficilement déployables dans les conditions du terrain amazonien sans une logistique lourde. On peut citer en exemple les préleveurs de type « Helley-Smith ».

### 2.1.2.2 Mesure de la charge en suspension

#### i. Echantillonnage instantané ou quasi-instantané

Cette catégorie regroupe tous les types de préleveurs qui capturent instantanément ou quasi-instantanément un volume d'eau, allant du simple seau au préleveur de type « Van Dorn » (Photographie 2.1) ou encore « Niskin ».

Les préleveurs instantanés sont utilisés pour échantillonner des rivières pour lesquelles l'écoulement ne permet pas le déploiement d'un préleveur à intégration iso-cinétique, c'est-à-dire pour des conditions d'écoulement avec des profondeurs inférieures 0.3 m et/ou des vitesses moyennes inférieures à  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  (Gray *et Landers*, 2014), ou au contraire pour de fortes vitesses et/ou de grandes profondeurs (e.g. Filizola *et Guyot*, 2004, 2009; Filizola *et al.*, 2011; Dramais *et al.*, 2018; Santini *et al.*, 2019).



Photographie 2.1: Echantillonneur instantané de type Van Dorn (5 l) utilisé lors des campagnes du SO HyBAm sur l'Amazone au Brésil.

ii. Echantillonneurs isocinétiques, à intégration temporelle

Afin de moyenniser les fluctuations de concentration sur un temps suffisamment long pour réduire les incertitudes, les méthodes d'échantillonnage dites à intégration, sur toute la colonne d'eau, ou encore en maintenant l'échantillonneur à une profondeur constante (intégration ponctuelle) sont traditionnellement mise en œuvre (Davis, 2005; Gray *et* Landers, 2014). Sur certains modèles utilisant une bouteille rigide pour collecter l'échantillon, l'air préalablement contenu dans le corps de l'échantillonneur est comprimé par le volume d'eau entrant jusqu'à ce que la pression interne à l'appareil s'équilibre avec la pression hydrostatique. L'eau pénètre dans l'échantillonneur via une buse pointée vers l'amont et l'air s'échappe à l'arrière de l'échantillonneur. D'autres modèles utilisent des sacs plastiques, vidés avant la mise à l'eau, pour collecter l'échantillon: il n'y a donc pas d'air à évacuer (Photographie 2.2). L'échantillonneur est dans ce cas percé à l'arrière pour évacuer l'eau qui ne pénètre pas dans le sac. La forme de ces échantillonneurs est étudiée pour ne pas perturber le champ de vitesses autour de la buse d'admission du préleveur. Ce type d'échantillonnage sur un intervalle de temps exige en effet des conditions de prélèvement

isocinétiques, c'est-à-dire que la vitesse d'admission dans l'échantillonneur doit être égale à la vitesse locale de l'écoulement afin de ne pas créer de biais sur la concentration mesurée : une vitesse d'admission inférieure ou supérieure à la vitesse locale de l'écoulement conduit, respectivement, à surestimer ou sous-estimer la concentration, car le ralentissement ou l'accélération locale de l'écoulement conduit à faire sédimenter ou faire remonter les sédiments grossiers dans la colonne d'eau. Cette contrainte est d'autant plus forte que les sédiments sont grossiers (Figure 2.5) et sensibles aux fluctuations de vitesse. On note ainsi que cette condition est particulièrement forte pour des sables de 150 et 450  $\mu\text{m}$  de diamètre médian, correspondant peu ou prou aux sédiments charriés sur le lit de la plupart des grandes rivières amazoniennes, ou éventuellement transportés en charge mixte (cas particulier du rio Napo).

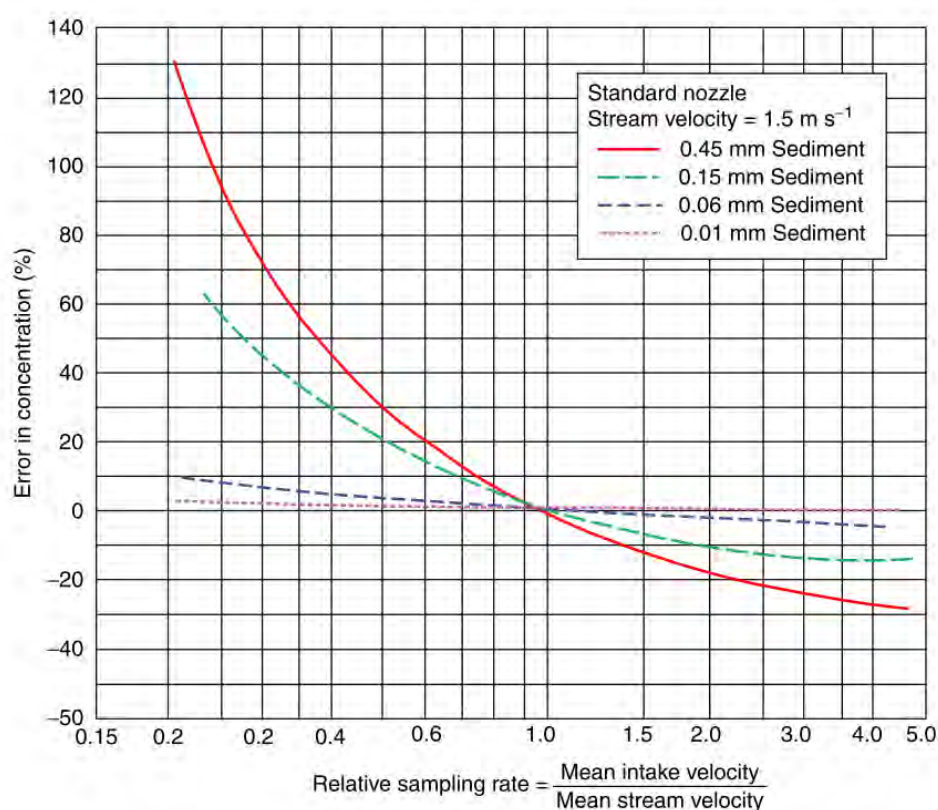


Figure 2.5: Erreur sur les concentrations mesurées pour quatre distributions de la taille de sédiments en fonction du ratio entre vitesse d'admission dans le préleveur (via la buse) et vitesse locale du courant – *relative sampling rate*. On notera la forte sensibilité de l'erreur à la granulométrie des sédiments. (Gray et Landers, 2014).

Les échantillonneurs à intégration verticale sont descendus puis remontés sur une verticale de la section à une vitesse constante, accumulant ainsi un échantillon d'eau et de sédiment, supposé représentatif de la verticale de prélèvement, en un seul aller-retour. Leur déploiement est complexe : si la vitesse de transit vertical de l'échantillonneur est trop rapide, la pression de l'air contenu à l'intérieur de l'échantillonneur s'équilibre avec la pression hydrostatique, mais l'eau pénétrant par la buse n'a pas le temps de remplir l'espace ainsi créé : l'eau pénètre donc également par le trou d'échappement de l'air. De plus, il devient alors difficile de maintenir l'échantillonneur droit face au courant et le remplissage n'est plus isocinétique. Au contraire, si le transit est trop lent, l'échantillon sera rempli avant que la profondeur totale ne soit atteinte. C'est pourquoi, en pratique, le temps de transit doit toujours être ajusté afin que l'échantillon ne soit pas totalement rempli durant l'opération de prélèvement (aller-retour). A noter que le temps de descente et de remontée peut être différent, mais la vitesse doit dans un cas comme dans l'autre rester constante. Des abaques établis en laboratoire existent pour guider l'échantillonnage.

Les préleveurs à intégration ponctuelle sont quant à eux conçus pour collecter un volume de sédiments pendant un intervalle de temps en un point de la section transversale, et surtout utilisés dans des configurations où l'écoulement est trop profond et/ou rapide pour envisager un aller-retour avec un préleveur à intégration verticale (Gray *et* Landers, 2014). Ces préleveurs sont équipés d'une vanne qui permet d'ouvrir et de fermer l'échantillonneur à distance.

Dans le cas particulier, voir hors-norme, des grandes rivières d'Amazonie, le déploiement, à partir d'un bateau, d'échantillonneurs isocinétiques conçus pour les rivières des Etats-Unis est rarement faisable en raison des gammes de vitesses et de profondeurs rencontrées. Ces méthodes d'échantillonnage nécessitent en effet d'ancrer le bateau ou de le stabiliser face au courant et donc d'utiliser un lest (ou saumon) suffisamment lourd pour maintenir le câble reliant le préleveur au bateau vertical (Photographie 2.2), et ce d'autant plus que la profondeur sera importante. Si le poids du lest n'est pas suffisant pour maintenir le nez de l'échantillonneur en position horizontale, les conditions de remplissage ne sont plus isocinétiques et l'échantillon collecté n'est donc pas représentatif. Ce type d'opération est



donc très risqué sans une infrastructure adéquate et un équipage bien formé, surtout lorsqu'il s'agit de prendre des mesures près du fond de la rivière. Mécaniquement, cette méthode diminue le nombre d'échantillons pouvant être prélevés en une journée et donc la représentativité spatiale du jaugeage. Enfin, dans le cas d'un échantillonneur à intégration sur une verticale, la répartition verticale des concentrations et des distributions granulométriques n'est pas conservée, et entrave la caractérisation du transport solide.



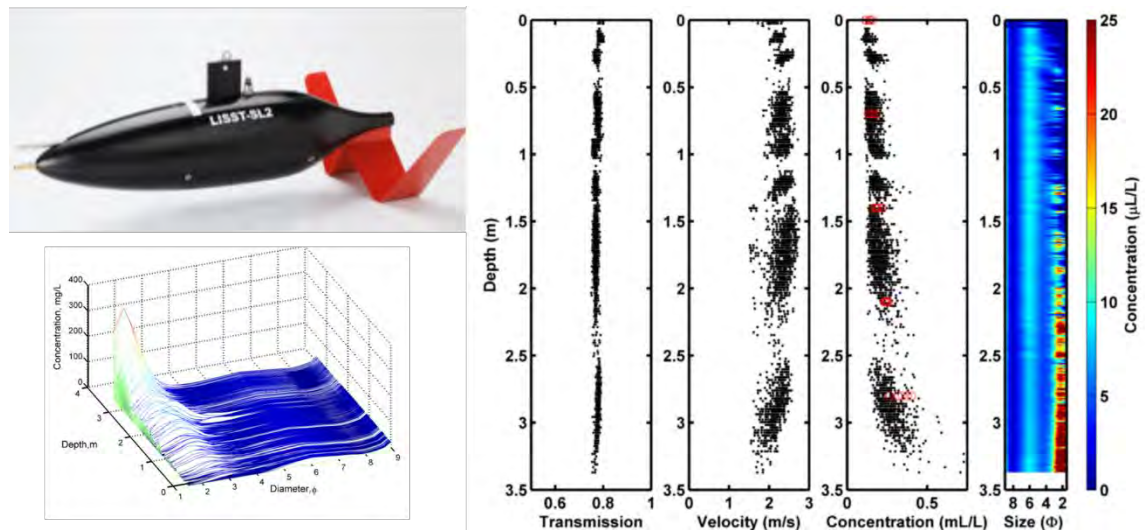
Photographie 2.2: Echantillonneur à intégration AMS-8 de l'ANA au Brésil, conçu pour les grandes rivières Amazoniennes, et équipé ici d'un saumon (lest) de 100 kg. Photographies extraites du rapport de campagne de mesure de [Filizola, Armijos et Sampaio \(2016\)](#).

### iii. Mesures indirectes de la concentration

Parmi les technologies de mesures indirectes (ou encore de substitution) de la concentration dans la colonne d'eau, on peut citer les instruments qui utilisent un laser pour caractériser la granulométrie des particules (par diffraction) et leur concentration (ex. LISST-SL2, Photographie 2.3), les sondes dites « de turbidité » qui sont en réalité des néphélomètres mesurant la lumière diffusée par les particules à un angle de  $90^\circ$  par rapport à la lumière incidente émise par l'instrument, ou les instruments acoustiques à haute fréquence et éventuellement à transducteurs multiples (ex. aDcp, LISST-ABS). Mis à part l'aDcp, tous ces instruments permettent de mesurer à haute fréquence les fluctuations de la concentration ou de la taille des MES, mais sur de petits volumes de contrôle. Leur gamme de mesure est généralement limitée, et les post-traitements sont complexes lorsque la granulométrie des MES est étendue et/ou multimodale ([Gray et Gartner, 2010](#); [Armijos et al., 2016](#)). La construction d'étalonnages à partir d'échantillons prélevés sur le site d'étude reste la plupart du temps nécessaire car les lois physiques connues ne permettent pas aujourd'hui de convertir directement le signal reçu par ces instruments en concentration dans les rivières naturelles

(Vergne, 2018), bien que dans des conditions océaniques cette inversion puisse, dans certains cas, se faire. En outre, les coûts d'entretien sont élevés en raison de la fragilité de ces instruments, par ailleurs onéreux à l'achat. Ces instruments sont de plus en plus fréquemment utilisés de manière combinée (Photographie 2.4), afin de tirer profit des avantages de chacun d'entre eux.

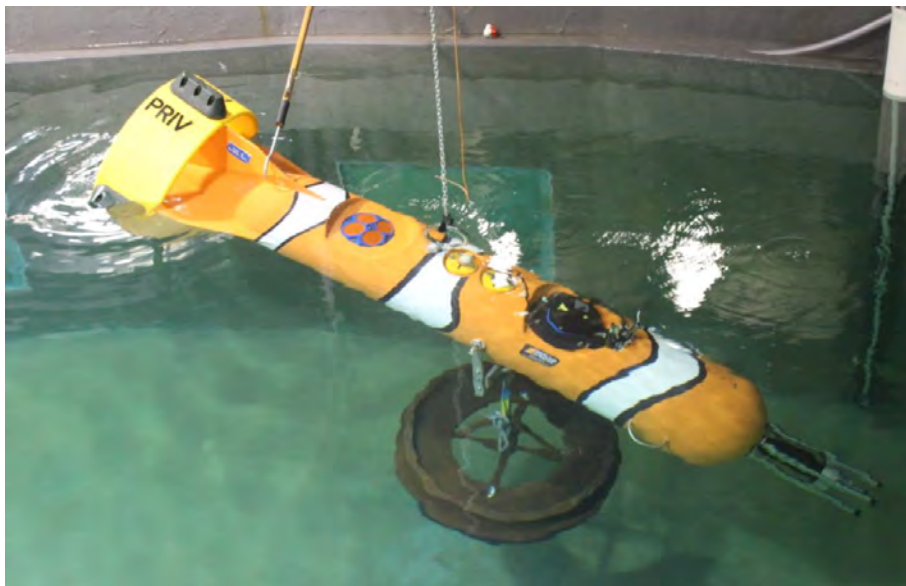
Les solutions mixtes et embarquées sur des drones submersibles – *gliders* – (Photographie 2.5), déjà utilisés dans les océans et les estuaires, sont très probablement l'avenir des mesures hydro-sédimentaires dans les grands fleuves.



Photographie 2.3: Le LISST-SL2 de Sequoia permet la mesure simultanée de la concentration en sédiments, de la distribution granulométrique des MES, de la profondeur et de la vitesse de l'écoulement en différents points de la section. Source : <http://www.sequoiasci.com/product/lisst-sl>.



Photographie 2.4: Exemple de montage d'appareil de mesure indirecte de concentration en MES sur la rivière Clearwater à Spalding, aux Etats-Unis (Idaho). Au premier plan un aDcp horizontal (mesure acoustique de l'absorption), au second plan, à gauche une sonde de turbidité (néphélomètre mesurant la lumière diffusée à un angle de 90° par rapport à la lumière incidente) et à droite une sonde LISST (mesures optiques, fournissant la concentration des particules et leur distribution en taille). Source : <https://pubs.usgs.gov/fs/2014/3038/pdf/fs2014-3038.pdf>



Photographie 2.5: Drone submersible « Nemo », fabriqué par *Rockland Scientific*, équipé d'un ADV (vélocimètre acoustique Doppler) pour des mesures ponctuelles de vitesses ainsi que d'un aDcp pour mesurer des profils d'écoulement moyen sur la colonne d'eau.

## 2.2 Le Service d’Observation HyBAm sur les grands fleuves amazoniens

Les Services d’Observations de la zone critique – SO – sont des outils décisifs pour la compréhension des milieux et des changements globaux affectant la zone intertropicale. Leur structure en partenariat et leur intérêt pluridisciplinaire, avec un libre accès aux données et une promotion active de la recherche contribue à la mise en œuvre et au suivi des grands enjeux communs des objectifs de développement durable par les pays en voie de développement partenaires de l’IRD.

Le SO HyBAm – Hydrogéochimie du Bassin Amazonien – créé en 2003, réuni deux chantiers hydrologiques de l’IRD dans le bassin amazonien (HiBAm au Brésil et PHICAB en Bolivie). Il répond à un appel d’offre du Ministère de l’Enseignement Supérieur et de la Recherche pour mieux appréhender l’influence de la variabilité climatique et des forçages tectoniques sur les dynamiques « source to sink » hydro-sédimentaires et d’altération géochimique dans les trois plus grands bassins fluviaux du monde (Amazone, Congo, Orénoque). Cette approche permet notamment d’être en mesure de mieux évaluer les impacts anthropiques (globaux et locaux) dans les grands hydro-systèmes tropicaux. Le SO produit des chroniques étendues et consistantes de mesures hydro-sédimentaires et géochimiques, lesquelles sont diffusées auprès de la communauté scientifique et internationale via un portail web ([www.sohybam.org](http://www.sohybam.org)), et régulièrement actualisées. Enfin, le SO draine un large bassin d’expertise technico-scientifique international vers les partenaires du sud de l’IRD, à travers des actions de formations techniques, l’encadrement d’étudiants (masters et doctorats), le développement puis le transfert d’innovations technologiques, et de projets de recherche associés

Labellisé Système d’Observation de l’INSU en 2005, puis « Point Focale Collaborative » du programme GEMS Eau du PNUE, le SO HyBAm est aujourd’hui soutenu financièrement par l’IRD, l’INSU, l’OMP Toulouse, et les structures des partenaires au Sud. Depuis 2011, il participe du SOERE RBV et a gagné le label de Service National d’Observation en 2016 tout en intégrant l’Infrastructure de Recherche OZCAR. Le SO HyBAm, porté par le GET



(UMR CNRS-IRD-UPS-OMP Toulouse) associe de nombreux partenaires français et du Sud, partenaires scientifiques et opérateurs de réseaux hydrologiques.

En France, le SO HyBAm est associé à des projets de recherche menés dans les UMR EPOC (Bordeaux), ECOLAB (Toulouse), IPGP (Paris), LOCEAN (Paris), Géosciences Rennes et IRSTEA (Lyon). Le SO HyBAm intervient dans l'ensemble des pays du bassin Amazonien en association avec leur service hydrologique nationaux (IDEAM Colombie, INAMHI Equateur, SENAMHI Pérou, SENAMHI Bolivie, ANA Brésil, DEAL Guyane Française, SCEVN Brazzaville) et une ou plusieurs universités par pays concerné (UNC Palmira, UNALM Lima, UMSA La Paz, UnB Brasília, UFAM Manaus, UFF Niterói, UFRJ Rio de Janeiro, UCV Caracas, UMNg Brazzaville).

En Amazonie, le réseau de suivi hydrologique du SO HyBAm compte 42 stations hydrométriques (1/150 000 km<sup>2</sup>), dont 17 sont labélisées, et où un protocole de mesures géochimiques est appliqué en plus des mesures hydro-sédimentaires (Figure 2.6). Les bases de données du projet stockent actuellement près de 14 000 0000 de valeurs journalières de débit et 19 000 mesures de concentration.

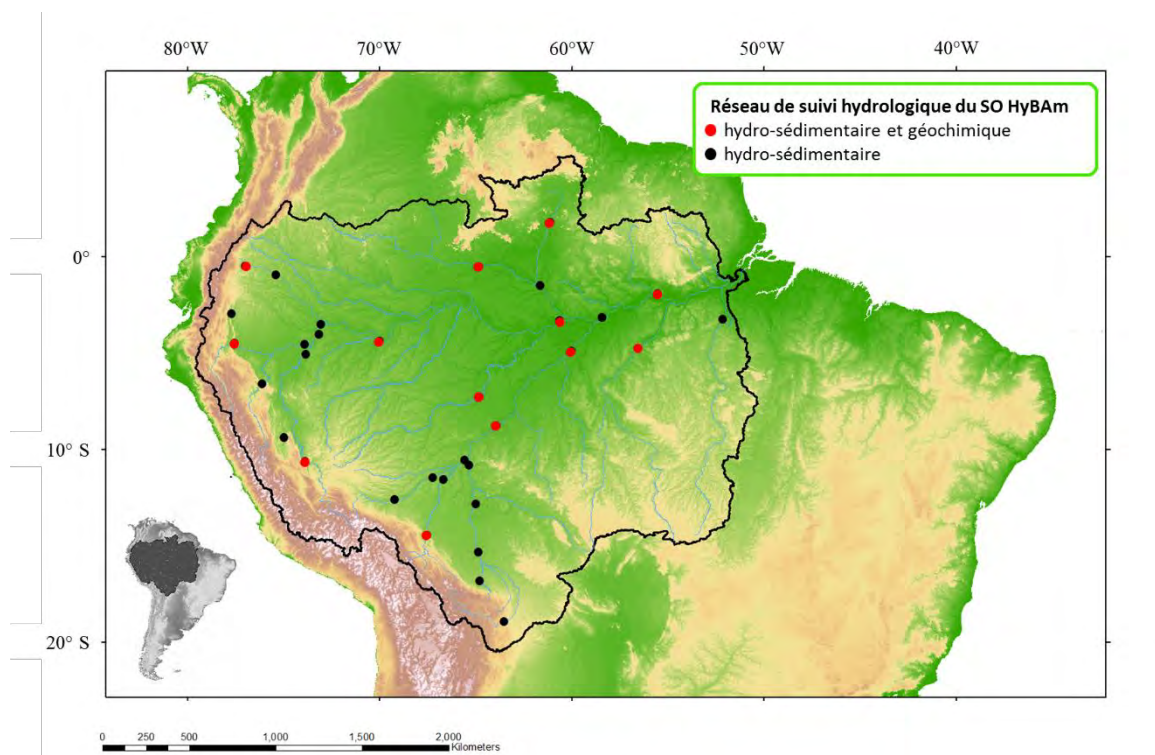


Figure 2.6: Le réseau de mesure du SO HyBAm en Amazonie.



## 2.3 Les données

### 2.3.1 Une région d'étude étendue à l'avant pays péruvien

Bien que le cas d'étude retenu pour tester les développements de cette thèse soit le bassin de l'Ucayali, la région d'étude a été ici, et aux deux chapitres suivants, étendue à l'ensemble des 8 stations du SO HyBAM situées dans l'avant pays de l'Amazonie au Pérou (Figure 2.7), de façon à constituer une base de données plus robuste et complète, et pour tester les différentes hypothèses formulées à propos du fonctionnement hydro-sédimentaire de la rivière Ucayali dans un contexte régional.

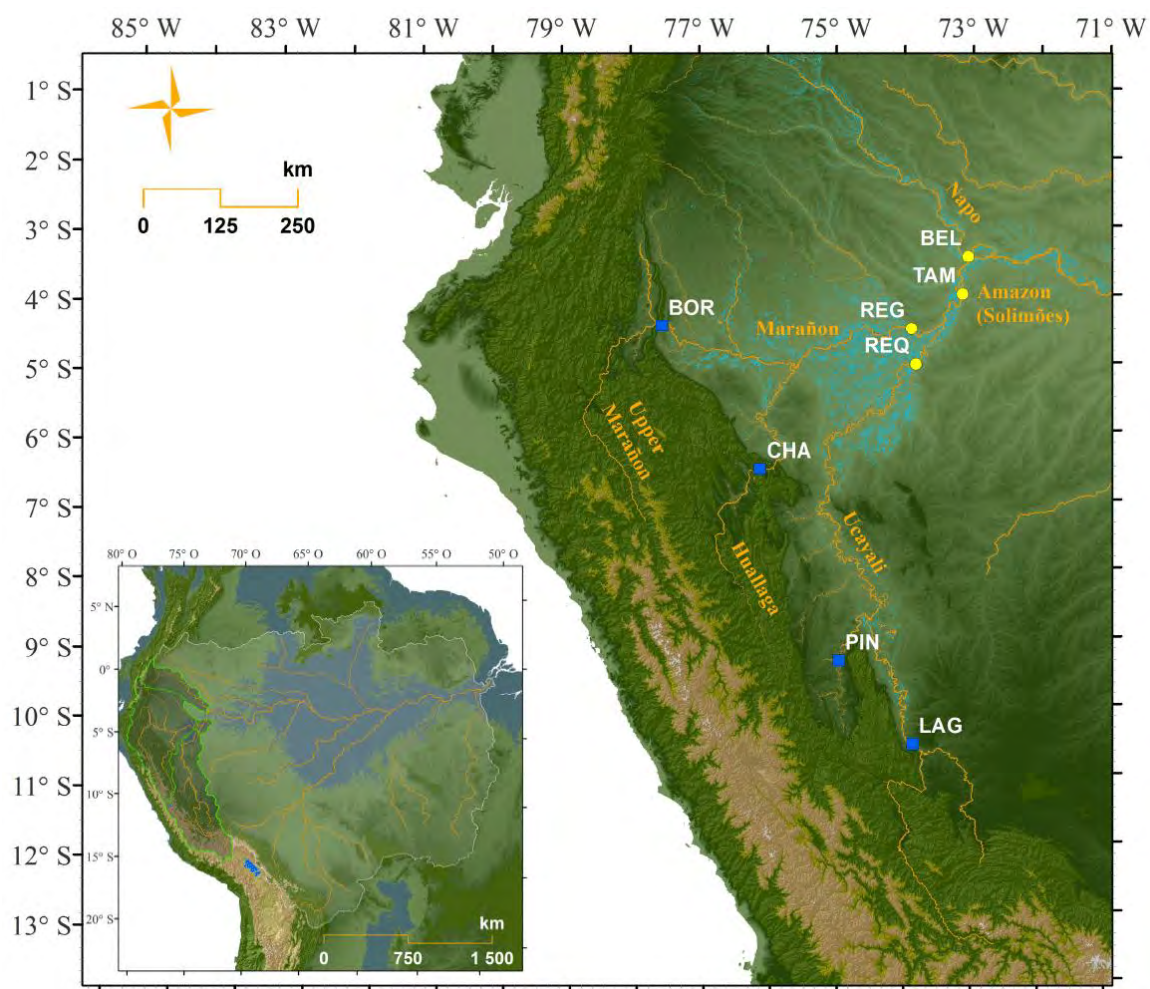


Figure 2.7: Carte du réseau de 8 stations hydrométriques du SO HyBAM au Pérou.

### 2.3.2 Synthèse des données collectées

Les données de suivi in situ (hauteur d'eau, indices de concentrations en MES) furent collectés par des observateurs affectés à chaque station. Des campagnes régulières, effectuées entre 2003 et 2015, sont venues compléter ce suivi, grâce à des mesures de débits et de flux sédimentaires dans les sections suivies. En outre, le jeu de données comporte également une mission dédiée à la calibration-validation de données satellites d'un mois, effectuée en février 2017 dans le bassin de l'Ucayali. Ces campagnes constituent un effort remarquable de la part des équipes du SO HyBAM : rien qu'entre 2011 et 2015, elles représentent plus de 600 jours sur des terrains difficiles pour l'ingénieur affecté au Pérou que j'ai été, des dizaines de milliers de kilomètres sur des pistes Andines et Amazoniennes et des milliers d'heures de navigation sur des pirogues (Figure 2.8).



Figure 2.8: Infographies résumant les activités de deux campagnes de terrain, (n° PE-112 et PE-113), extraites des rapports correspondants et disponibles sur le portail web de l'observatoire : <http://www.so-hybam.org>. A gauche, une campagne de mesure dans la région de Loreto, et à droite une mission de ~ 5 000 km dans les piedmonts Andins.



On l'aura compris, ce jeu de données, bien qu'imparfait, est exceptionnel à bien des égards : il comprend ~ 8 600 échantillons de MES collectés, ~ 35 000 valeurs de débits journaliers disponibles, ainsi que des mesures précieuses, acquises lors d'évènements hydrologiques extrêmes (étiages records de 2005, 2010, et crues records 2012, 2015). Il est également le produit d'une formidable coopération scientifique et technique entre l'IRD et le SENAMHI, mais également avec l'ANA – *Autoridad Nacional del Agua* – et enfin l'UNALM – *Universidad Nacional Agraria de La Molina*.



Photographie 2.6: Véhicule de l'IRD, sur la piste reliant Villa Rica à Puerto Inca (Pachitea), durant la saison des pluies.





Photographie 2.7: Sortie de route sur la piste menant à Sarameriza, en chemin vers la station de Borja (Marañon).



Photographie 2.8: Après le retournement de notre embarcation surchargée de matériels, heureusement près la rive de la station de Lagarto (Ucayali).

Tableau 2.1: Synthèse des données hydro-sédimentaires collectées entre septembre 2002 et septembre 2015 par le SO HyBAm au Pérou.

Code Station	Site	Rivière	Hauteurs d'eau journalières	MES de surface	MES dans la section	Jaugeages aDcp
LAG	Lagarto	Ucayali	2 497	331	359	29
PIN	Puerto Inca	Pachitea	4 630	380	105	11
REQ	Requena	Ucayali	4 748	648	822	62
BOR	Borja	Marañon	4 717	949	362	36
CHA	Chazuta	Huallaga	4 535	550	327	35
REG	San Regis	Marañon	4 748	514	758	59
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	4 748	616	1 038	87
BEL	Bellavista	Napo	4 744	390	460	34
Résumé	8 stations	Amazone	35 367	4 378	4 231	353

Les données collectées seront dans ce travail discriminées en deux grandes périodes : la première concerne les mesures antérieures à l'année 2010 qui présentent de lourds problèmes de consistance, et pour lesquelles l'important travail de critique effectué n'a pas levé tous les doutes, loin s'en faut. Durant la seconde période, qui courre de 2010 à 2015, une attention particulière a été prêtée à la qualité des données, et certains protocoles ont été modifiés pour assurer la consistance des données hydro-sédimentaires. C'est donc cette période qui sera en priorité utilisée pour valider les développements méthodologiques développés dans ce travail de thèse. Cependant, ces derniers seront parfois également confrontés aux données antérieures à 2010.

En particulier, au cours de la période 2010 – 2015, 43 campagnes ont été menées, plus une en 2017. Ce sous-jeu de données compte à lui seul 494 mesures aDcp de débits, 249 profils de concentration de sédiments et 1 330 échantillons d'eau (cf. chapitre 4).



### 2.3.3 Les données disponibles dans le bassin étudié (Ucayali)

Le bassin de l'Ucayali comptait en 2015 trois stations appartenant au réseau du SO HyBAM (Figure 2.9). La station de Requena (REQ) est une station SENAMHI. De 2003 à 2008, les mesures sédimentaires s'effectuaient en réalité un peu à l'aval, dans une autre station du SENAMHI (Jenaro Herrera). Mais le manque de sérieux de l'observateur de la station a conduit les équipes du SO à transférer le point de mesure à Requena, et malheureusement, la station de Jenaro Herrera n'a jamais fonctionné correctement, rendant ses données inutilisables pour le calcul de pentes de la surface libre. En 2009, l'IRD installe une station hydro-sédimentaire et géochimique à Lagarto (LAG), un peu en aval de la ville d'Atalya et de la confluence du Tambo et de l'Urubamba. Puis, afin de mieux contraindre les bilans hydro-sédimentaires du bassin de l'Ucayali, la station SENAMHI de Puerto Inca (PIN) sur le Pachitea a été intégrée au réseau du SO HyBAM en 2012.

A Pucallpa (PUC), les données de hauteur d'eau d'une station gérée par le port de la ville ont également été utilisées. Le SO HyBAM a effectué quelques jaugeages dans la section, de façon à établir une courbe de tarage pour le calcul de débits. Enfin, à la station SENAMHI de Contamana (CON), des données de hauteurs d'eau de piètre qualité sont disponibles depuis 2002. L'isolement de la station explique le manque de consistance de ces données.

A cela s'ajoutent un jeu de 8 stations altimétriques virtuelles pour le suivi de hauteurs d'eau par satellite (Figure 2.9). Certaines de ces stations sont en réalité composées de plusieurs sous-stations virtuelles : au total, 12 sous-stations virtuelles ont été utilisées (Tableau 2.2). Enfin, des masques d'eau ont été créés autour des stations de Lagarto, Pucallpa, Contamana et Requena, de façon à extraire des séries de réflectance satellite ( $R_{rs}$ ) à partir d'images MODIS – *Moderate resolution imaging spectrometer*.

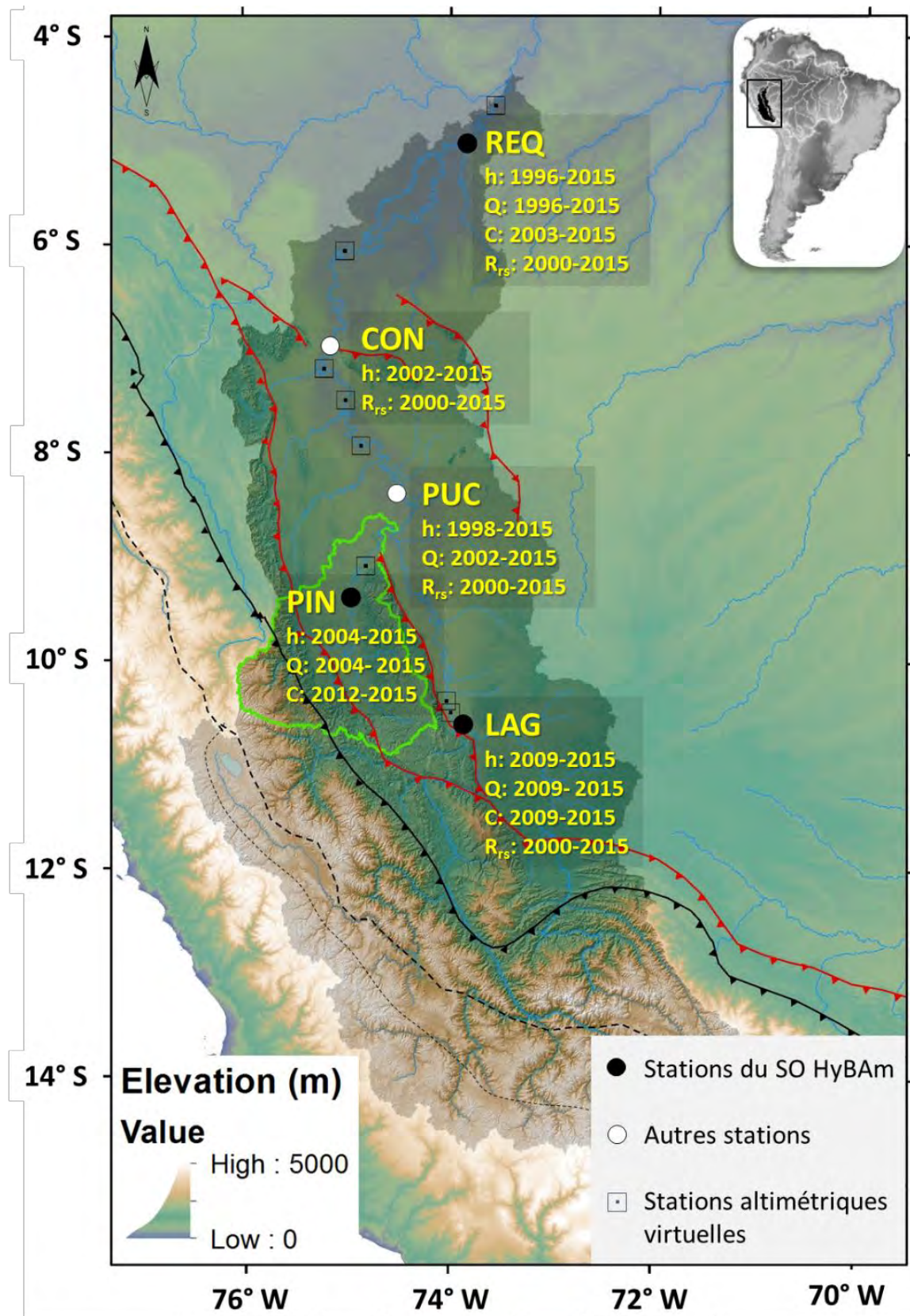


Figure 2.9: Carte du bassin de l'Ucayali, avec les différentes stations utilisées, conventionnelles ou virtuelles.  $h$  : hauteurs d'eau ;  $Q$  : débits ;  $C$  : concentrations en MES ;  $R_{rs}$  : réflectances télédéteectées par satellite (MODIS).

Tableau 2.2: Liste des stations virtuelles altimétriques utilisées dans le bassin de l'Ucayali. Le code des stations virtuelles est du type AAA\_BBB\_CCC : AAA = Nom satellite ; BBB = numéro de trace ; CCC = Station la plus proche. NB : en 2010, le satellite Envisat change d'orbite, on notera EN1 la première orbite, et EN2 la seconde.

Code Station	Site le plus proche	Rivière	Mission	Période
ALT_465_REQ	Requena	Ucayali	Saral/Altika	2013-2015
EN1_093_PIN	Puerto Inca	Pachitea	Envisat	2002-2010
EN1_093_CON	Contamana	Ucayali	Envisat	2002-2010
EN1_465_REQ	Requena	Ucayali	Envisat	2002-2010
EN1_794_LAG	Lagarto	Ucayali	Envisat	2002-2010
EN1_880_PUC	Pucallpa	Ucayali	Envisat	2002-2010
EN2_007_REQ	Requena	Ucayali	Envisat	2010-2012
EN2_050_CON	Contamana	Ucayali	Envisat	2010-2012
EN2_366_REQ	Requena	Ucayali	Envisat	2010-2012
JA2_013_LAG	Lagarto	Ucayali	Jason-2	2008-2015
JA1_026_REQ	Requena	Ucayali	Jason-1	2001-2013
JA2_204_CON	Contamana	Ucayali	Jason-2	2008-2015

Tableau 2.3: Liste des jaugeages solides disponibles pour l'étude du bassin de l'Ucayali.

Station	Date	Q (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Station	Date	Q (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
LAG	18/3/09 13:20	8 164	PIN	13/1/15 9:00	2 486
LAG	19/3/09 16:20	7 371	PIN	10/8/15 10:30	1 337
LAG	20/3/09 15:00	9 046	PIN	14/2/17 12:45	4 276
LAG	21/3/09 14:10	8 086	PUC	16/3/09 16:00	17 910
LAG	22/3/09 15:30	10 150	PUC	28/3/09 16:00	17 120
LAG	23/3/09 16:00	9 678	PUC	6/7/09 17:10	4 243
LAG	24/3/09 10:45	8 820	PUC	5/4/10 16:20	14 650
LAG	24/3/09 12:30	8 660	PUC	10/4/10 16:00	13 460
LAG	25/3/09 12:00	13 520	PUC	10/4/10 16:50	13 840
LAG	26/3/09 8:50	11 300	PUC	27/5/10 11:30	6 126
LAG	26/3/09 14:30	10 440	PUC	27/5/10 14:10	6 279
LAG	27/3/09 12:00	10 570	PUC	2/5/11 17:50	11 040
LAG	8/7/09 13:10	2 809	PUC	16/5/12 11:30	7 045
LAG	8/7/09 13:30	2 826	PUC	12/8/15 0:30	3 668
LAG	8/7/09 14:20	2 829	PUC	15/2/17 12:00	15 880
LAG	9/7/09 13:15	2 589	REQ	27/11/08 10:00	9 031
LAG	9/7/09 15:45	2 539	REQ	27/11/08 11:00	9 116
LAG	7/4/10 15:00	10 060	REQ	11/12/08 10:00	8 416

Station	Date	Q (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Station	Date	Q (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
LAG	8/4/10 13:30	8 775	REQ	11/12/08 11:00	8 416
LAG	8/4/10 13:40	8 775	REQ	16/2/09 15:00	16 340
LAG	9/4/10 12:25	8 518	REQ	16/2/09 16:00	16 340
LAG	3/5/11 16:00	8 214	REQ	16/5/09 16:20	18 680
LAG	4/5/11 13:00	6 224	REQ	17/5/09 11:10	18 510
LAG	18/8/11 17:00	1 535	REQ	18/5/09 9:00	18 660
LAG	18/5/12 15:00	4 055	REQ	18/5/09 11:00	18 960
LAG	22/2/13 9:00	2 272	REQ	31/5/09 17:00	16 680
LAG	1/10/14 16:00	11 460	REQ	1/6/09 7:10	16 150
LAG	15/1/15 10:30	1 565	REQ	1/6/09 10:00	16 410
LAG	7/8/15 14:00	6 026	REQ	14/6/09 11:45	13 020
LAG	2/2/17 15:45	8 273	REQ	14/6/09 17:45	12 660
LAG	3/2/17 15:30	10 220	REQ	15/6/09 7:50	12 390
LAG	4/2/17 14:30	8 930	REQ	30/10/09 9:00	6 863
LAG	5/2/17 13:30	7 943	REQ	9/6/10 15:45	9 360
LAG	6/2/17 15:00	7 992	REQ	31/10/10 10:10	4 102
LAG	9/2/17 13:40		REQ	14/3/11 12:30	20 590
PIN	15/5/12 0:30	1 310	REQ	21/7/11 15:49	6 276
PIN	9/8/12 12:00	316	REQ	24/11/11 13:00	7 934
PIN	17/2/13 17:00	3 324	REQ	10/2/12 13:00	18 890
PIN	18/2/13 15:30	2 514	REQ	14/4/12 16:00	21500
PIN	19/2/13 11:00	2 906	REQ	12/9/12 15:00	3 121
PIN	19/2/13 17:00	3 281	REQ	29/4/13 15:00	20 000
PIN	20/2/13 8:30	4 556	REQ	15/12/13 13:00	14 250
PIN	23/8/13 0:00	346	REQ	5/11/14 11:00	7 564
PIN	12/1/15 10:30	2 604	REQ	16/3/15 10:00	20 910
PIN	12/1/15 18:00	2 488	REQ	23/7/15 11:00	6 888

## 2.4 Les protocoles de mesures in situ utilisés

### 2.4.1 Un suivi des concentrations tout au long du cycle hydrologique

Afin de prendre en compte la variabilité temporelle des concentrations moyennes transportées par les grandes rivières d'Amazonie au cours du cycle hydrologique, le SO HyBAM a opté pour une stratégie de suivi infra-mensuel des concentrations par une méthode d'échantillon indice – *index concentration method* – (voir chapitre 4) : sur chaque site de mesure, un observateur prélève régulièrement un échantillon dans une bouteille de 650 ml, à la surface de la rivière et en respectant un plan d'échantillonnage. Deux à trois fois par an, lors de campagnes de mesure dédiées, ces prélèvements sont complétés par un échantillonnage détaillé de la section entière, pour la détermination de la concentration moyenne transportée.

Le prélèvement effectué par l'observateur chargé du suivi s'effectue entre 20 et 50 cm de profondeur. L'échantillonnage se fait dans le courant vif, i.e. à l'écart des berges, et toujours à la même position. Le plan d'échantillonnage est variable selon les stations, afin de s'adapter aux hydrogrammes observés. Ainsi, pour les stations situées dans les piedmonts, la fréquence de prélèvement est plus élevée que dans les stations de plaine (Tableau 2.4), pour lesquelles un plan d'échantillonnage calendaire est parfois combiné à des mesures déclenchées en fonction d'une valeur seuil de hauteur d'eau (plan d'échantillonnage basé sur l'hydrogramme). Ces mesures in-situ sont au besoin complétées avec des concentrations extraites d'images MODIS, en utilisant des algorithmes dédiés permettant la conversion de valeurs de réflectance en concentration en MES (e.g. [Espinoza-Villar et al., 2012](#); [Martinez et al., 2015](#)).



Tableau 2.4: Plan d'échantillonnage des stations de suivi hydro-sédimentaire du SO HyBAm au Pérou.

Code station	Rivière	Fréquence d'échantillonnage
LAG	Ucayali	3 échantillons (à $\frac{1}{4}$ , $\frac{1}{2}$ , et $\frac{3}{4}$ de la largeur de la section) tous les 5 jours de novembre à avril, puis tous les 10 jours en saison sèche.
PIN	Pachitea	1 échantillon tous les 2 jours en 2012-2013, puis un échantillon tous les 5 jours et les jours où la hauteur d'eau dépasse une valeur seuil.
REQ	Ucayali	Un échantillon tous les 10 jours jusqu'en 2013, puis un échantillon tous les 5 jours de novembre à juin et un tous les 10 jours de juillet à octobre.
BOR	Marañon	Un échantillon tous les 10 jours, et les jours où la hauteur d'eau dépasse une valeur seuil.
CHA	Huallaga	Un échantillon tous les 10 jours, et les jours où la hauteur d'eau dépasse une valeur seuil.
REG	Marañon	Un échantillon tous les 10 jours jusqu'en 2013, puis un échantillon tous les 5 jours de novembre à juin et un tous les 10 jours de juillet à octobre.
TAM	Amazona	Un échantillon tous les 10 jours jusqu'en 2013, puis un échantillon tous les 5 jours de novembre à juin et un tous les 10 jours de juillet à octobre.
BEL	Bellavista	Un échantillon tous les 10 jours.

#### 2.4.2 Représentativité de l'échantillonnage calendaire

Le SO HyBAm a donc choisi un suivi des concentrations tout au long du cycle hydrologique avec une résolution temporelle fine, en utilisant un échantillon indice comme proxy de la concentration moyenne transportée par la rivière dans le bief d'intérêt. Considérant les énormes volumes d'eau et de sédiments en jeu, la représentativité de cet échantillon quasi-instantané et prélevé juste sous la surface peut poser question. C'est pourquoi de nombreux tests ont été réalisés dans le cadre des activités du SO HyBAm pour essayer de quantifier les incertitudes sur les prélèvements effectués ainsi que sur l'estimation de la concentration moyenne transportée.

Un exemple est donné ici pour un échantillonnage en surface à la station de Tamshiyacu (Amazona) (Tableau 2.5), avec des répétitions de prélèvements quasi-instantanées effectuées à intervalle de temps régulier (une minute pour novembre 2010 et 2011, et 5 minutes pour février 2012). Les résultats montrent une très forte variabilité de la concentration en sable à la surface du bief, voire une absence de ces particules pour le test de 2010, correspondant à

un étiage sévère. Cependant, rapportée à la concentration totale en surface, la variabilité des sables pèse finalement très peu sur la valeur de concentration l'échantillon indice.

Plus en profondeur, le poids des sables dans la concentration totale augmente. Mais cela ne veut pas dire pour autant que la précision sur les valeurs de concentration décline avec la profondeur. En effet, le brassage turbulent se fait plus vigoureux au cœur de l'écoulement et la suspension des sables y est donc plus stable. Mais tout dépend du régime de suspension, i.e. de la valeur du nombre de Rouse, et de la quantité de sables en suspension, qui doit être suffisamment importante pour être représentative (voir le chapitre 4 pour aller plus loin sur cette question).

Tableau 2.5: Variabilité de l'échantillonnage en surface à Tamshiyacu au Pérou (Amazone), estimée par répétitions de prélèvements depuis une même position. Les coefficients de variations (CV) sont calculés par rapport à la moyenne des concentrations en MES fines ou en sables. (\*) Coefficients de variation par rapport à la moyenne des concentrations totales (fines + sables). En novembre 2010, les sables étaient quasiment absents en surface (étiage sévère).

Date	N répliquas	Concentration totale de MES	Concentration de MES fines ( $\leq 63 \mu\text{m}$ )	Concentration en sables ( $> 63 \mu\text{m}$ )	CV MES totales	CV MES fines	CV sables
Fev-12	5	416 mg l <sup>-1</sup>	387 mg l <sup>-1</sup>	29 mg l <sup>-1</sup>	6 %	4% (4%)*	39% (3%)*
Nov-11	10	282 mg l <sup>-1</sup>	268 mg l <sup>-1</sup>	14 mg l <sup>-1</sup>	7 %	8% (7%)*	30% (2%)*
Nov-10	15	90 mg l <sup>-1</sup>	~ 90 mg l <sup>-1</sup>	< 1 mg l <sup>-1</sup>	11 %	–	–

Par ailleurs, pour ces tests réalisés à la surface de la rivière, les fluctuations de concentration en MES,  $C^+$ , semblent plutôt cycliques qu'aléatoire (Figure 2.10), mais les données ne permettent pas d'aller plus loin dans cette analyse de la fluctuation des concentrations en MES.

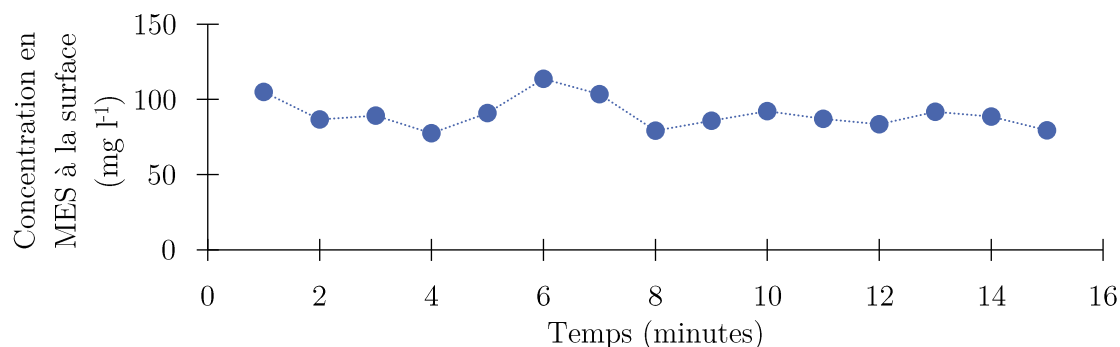


Figure 2.10: Evolution de la concentration en MES à la surface de la section de l'Amazone à Tamshiyacu, en novembre 2010. Les fluctuations de concentration paraissent plutôt cycliques qu'aléatoires.

A partir des données présentées dans le Tableau 2.5, et en considérant que la valeur moyenne des prélèvements est la réalisation d'une variable aléatoire qui suit une loi de Student, il est possible d'estimer la précision d'un prélèvement en surface en fonction du nombre d'échantillons (Figure 2.11). Cette approche montre, comme attendu, que des répétitions d'échantillonnage sont nécessaires pour diminuer l'incertitude sur les concentrations mesurées de manière instantanées, mais qu'il n'est pas nécessaire d'en réaliser un grand nombre : au-dessus de 3-4 échantillons, le gain de précision sur la concentration moyenne n'est plus très significatif.

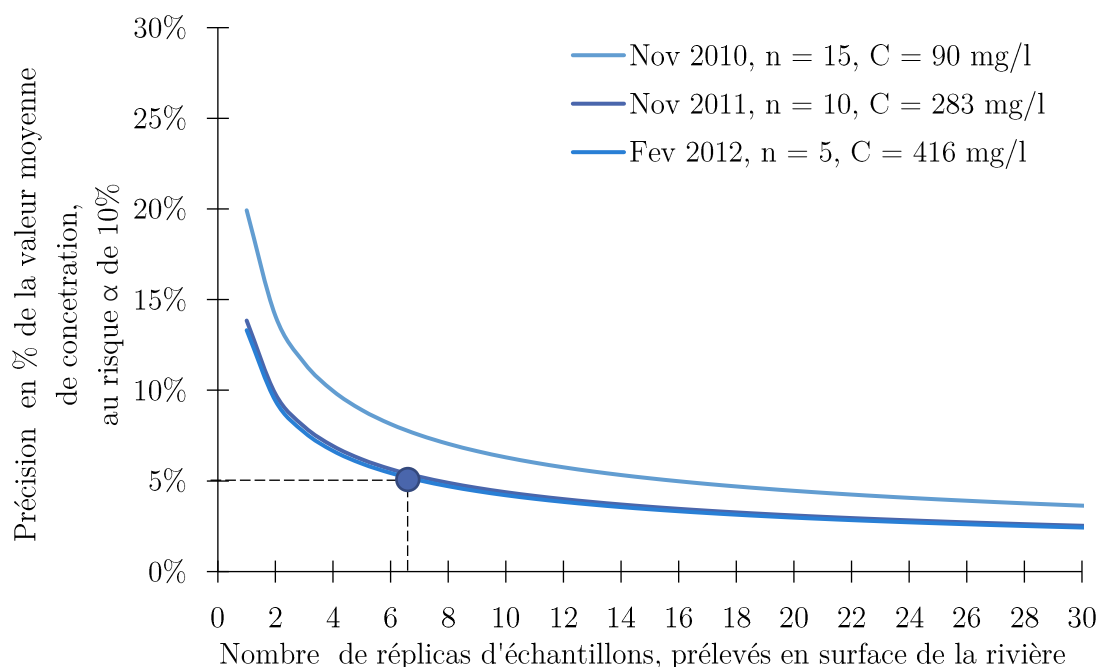


Figure 2.11: Estimation de la précision sur la valeur de concentration en fonction du nombre de prélèvement (flacons de 650 ml) effectués à la surface de la rivière, à la même position et à intervalle de temps régulier, en considérant que la valeur moyenne des prélèvements est la réalisation d'une variable aléatoire qui suit une loi de Student. Lecture du graphique : En février 2012, prélever 7 échantillons donnait une précision de  $\pm 5\%$  sur la valeur moyenne, c'est à dire environ  $416 \pm 20.8$  mg l<sup>-1</sup> (au risque  $\alpha$  de 10%). Autrement dit, 90 % des 7 échantillons prélevés se positionneraient dans un intervalle de  $\pm 20.8$  mg l<sup>-1</sup> autour de l'espérance mathématique de la concentration totale en sédiments.

Ainsi, l'exploitation des tests sur la variabilité temporelle des valeurs de concentration échantillonnée montre qu'il est possible, à partir de la répétition à intervalle de temps régulier d'échantillonnage quasi-instantané, d'obtenir une valeur représentative de la concentration en un point de l'écoulement. En extrapolant, ces résultats suggèrent qu'un plan d'échantillonnage défini de manière à ce que la fréquence d'échantillonnage soit supérieure aux variations de l'hydrogramme conduise à des estimations robustes de la concentration, entre deux inflexions significatives de l'hydrogramme.

Pour les stations de Tamshiyacu, Requena et Puerto Inca, un plan d'échantillonnage avec une fréquence de prélèvement d'un échantillon tous les deux jours a été testé puis comparé avec un plan à 10 jours (Figure 2.12). Sur certaines périodes, il a également été demandé à l'observateur de tripler l'échantillonnage, avec un pas de 5 minutes entre chaque prélèvement.

A l'échelle annuelle, l'écart entre le protocole à 10 jours et le protocole à deux jours est de +7% pour la station de Tamshiyacu, de -4% pour la station de Requena et enfin de -10% pour la station de Puerto Inca. Pour les stations de plaine (TAM et REQ) ces tests montrent donc qu'un échantillonnage tous les 10 jours est pertinent pour évaluer des flux solides à un pas de temps mensuel, et que la prise de trois répliques de l'échantillon calendaire n'apporte pas un gain de précision très significatif, toujours à l'échelle mensuelle. En effet, la variance des concentrations de MES au cours du cycle annuel est largement supérieure à l'incertitude sur les valeurs mesurées, mais aussi à la variabilité saisonnière (les variations de concentration sont lentes et progressives pour des bassins de cette taille). Ainsi, le bruit sur les prélèvements calendaires est atténué par la prise de plusieurs échantillons au cours de la même période du cycle hydrologique. On note cependant que quelques pics concentrations à Tamshiyacu pèsent de manière excessive sur les moyennes mensuelles de la série à 10 jours, mais très peu sur la moyenne mensuelle de la série à 2 jours. Ces variations brutales et rapides peuvent tout aussi bien refléter une forte incertitude sur les valeurs de concentration ou un pic sédimentaire transféré depuis l'amont, voire les deux. Ainsi, pour une meilleure description de la variabilité saisonnière des concentrations en MES au cours du cycle

hydrologique, la fréquence d'échantillonnage pour les stations de TAM, REQ et REG a été resserrée en saison humide (un échantillon tous les 5 jours, voir Tableau 2.4).

Dans les stations de piedmont, le problème se complexifie : les variations des concentrations lors des pics de crue peuvent être, pour certains évènements, supérieures à la variance des concentrations pendant le cycle annuel. Il faut donc réussir à capturer ces variations brutales et rapides par des protocoles basés sur les variations de l'hydrogramme (Tableau 2.4), notamment lorsqu'elles sont suffisamment importantes pour influencer les bilans à l'échelle de temps à laquelle on souhaite les établir (i.e. à l'échelle annuelle, mensuelle, ou encore infra-mensuelle).



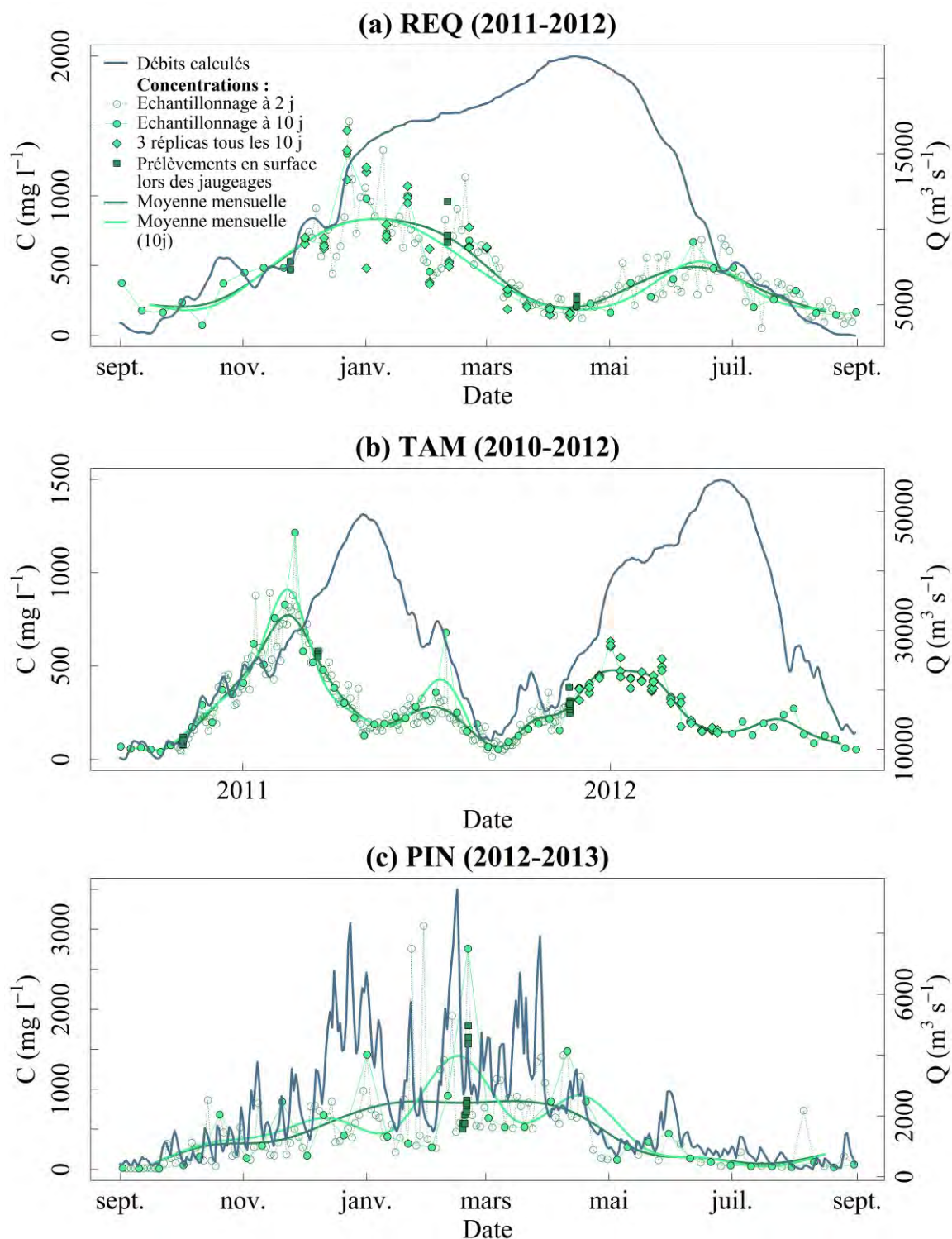


Figure 2.12: Tests d'échantillonnages (a) à Requena pour l'année hydrologique 2011-2012, (b) à Tamshiyacu durant les années hydrologiques 2010-2011 et 2011-2012 et (c) à Puerto Inca pour la période 2012-2013. Le plan d'échantillonnage avec un échantillon prélevé tous les 10 jours (correspondant au protocole classique du SO HyBAm) est comparé avec un plan à deux jours. Les échantillonnages répliqués 3 fois (un échantillon pris toutes les 5 minutes) montrent une bonne répétabilité des mesures.

Le cas de la station de Lagarto est intermédiaire (l'aire du bassin atteint 191 000 km<sup>2</sup> et le régime des pluies est très saisonnier), avec de fortes variations des débits et des concentrations lors des pics de crue, mais qui se superposent à un cycle annuel bien marqué et de plus grande amplitude (Figure 2.13). Pour cette station en particulier, un protocole consistant à prélever trois échantillons à  $\frac{1}{4}$ ,  $\frac{1}{2}$ , et  $\frac{3}{4}$  de la largeur de la section au droit de l'échelle tous les 10 jours en saison sèche et tous les 5 jours en période de hautes-eaux a été mis en place en raison des importants volumes de sables à la surface de l'écoulement, représentant environ 15 - 30% de la concentration totale en MES.

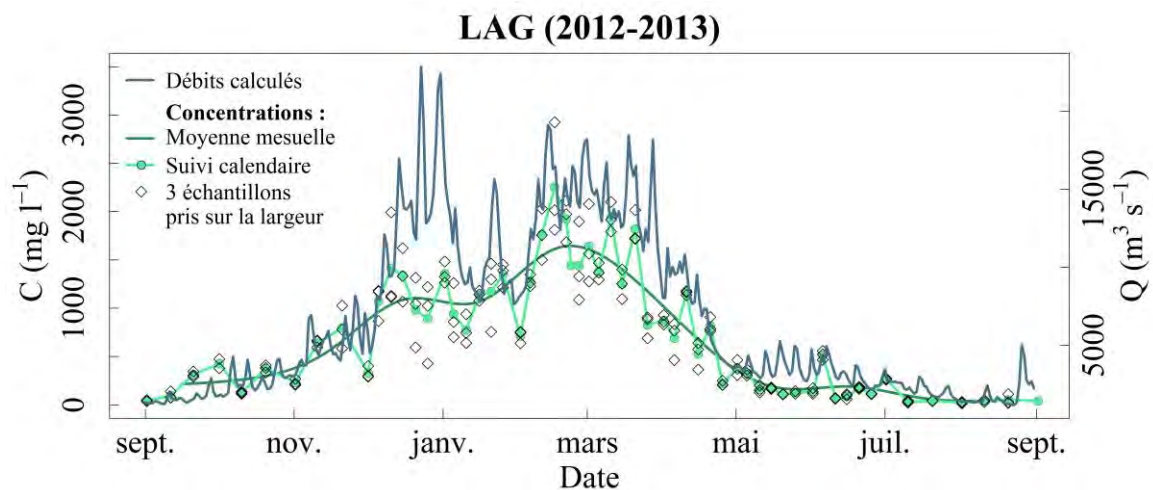


Figure 2.13 : Chroniques de débits et de concentration à Lagarto pour le cycle hydrologique 2012-2013.

#### 2.4.3 La mesure de la concentration moyenne dans la section

Afin de relier les concentrations moyennes  $\langle C \rangle$  [mg l<sup>-1</sup>] dans les sections suivies aux concentrations d'indices mesurées en surface grâce aux prélèvements régulièrement effectués par les observateurs du réseau, ou encore par suivi satellite, des campagnes couplant échantillonnage de la section et mesures de débits par aDcp sont conduites plusieurs fois par an par les équipes du SO HyBAM.

Au Pérou, une méthode d'échantillonnage ponctuel et quasi-instantané est utilisée pour réaliser des jaugeages solides (Filizola, 2003; Guyot *et al.*, 2005; Vauchel *et al.*, 2017). Ce protocole permet notamment de conserver l'information de la distribution verticale des concentrations, laquelle est précieuse pour étudier les régimes de suspension.

La section transversale à échantillonner est grillée en  $n$  points de prélèvement (Xiaoqing, 2003; Filizola *et Guyot*, 2004; Bouchez *et al.*, 2011; Armijos *et al.*, 2013; Vauchel *et al.*, 2017) (Figure 2.14). Trois verticales divisent d’abord la section en fonction de sa largeur (ou du débit si les variations de vitesse et de hauteur d’eau sont importantes), sur lesquelles plusieurs profondeurs sont échantillonnées. Chaque verticale est supposée représentative des conditions d’écoulement dans la sub-section correspondante. Des profondeurs de prélèvement sont ensuite définies pour chaque verticale. La position de ces dernières ainsi que leur hauteur par rapport au lit de la rivière sont repérées lors du jaugeage aDcp lequel précède la procédure d’échantillonnage.



Photographie 2.9: Navigation sur la rivière Ucayali (juillet 2015): le pilote repère les verticales pour positionner son bateau sur la ligne de courant passant par la verticale à échantillonner. *Crédits : Nadia Santini-Liveau.*

De 2003 à 2010, les prélèvements s’effectuaient généralement pour les hauteurs d’eau ( $h$ ) suivantes :  $\sim 0,98 h$ ,  $\sim 0,5 h$ , et  $\sim 0,15 h$ , mais aucun protocole bien établi n’était réellement suivi. A partir de 2010, l’échantillonnage s’est effectué à  $\sim 0,98 h$ ,  $0,75 h$ ,  $0,5 h$ ,  $0,25 h$ , parfois à  $\sim 0,15 h$  (sauf pour les campagnes de novembre 2010 et de mars 2011), et finalement à  $\sim 0,1 h$ .

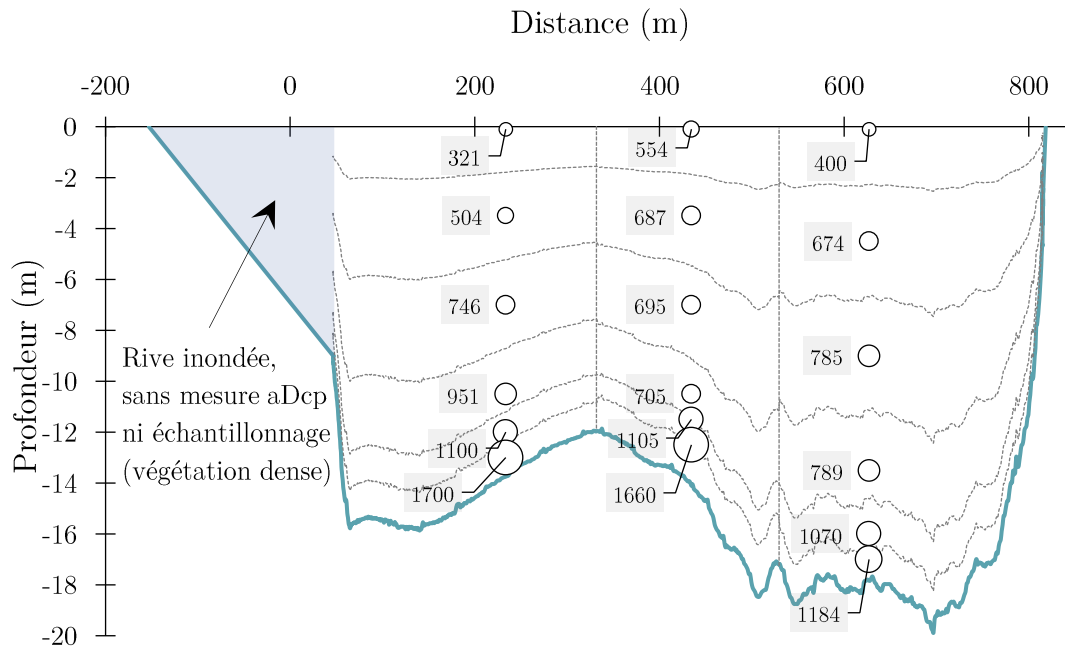


Figure 2.14: Exemple de jaugeage solide à Requena réalisé le 16/03/2015. Les cercles indiquent la position des échantillons, dont la valeur de concentration est indiquée dans des étiquettes grisées (en  $\text{mg l}^{-1}$ ). Les lignes en pointillées délimitent la zone d'influence de chaque échantillon dans le calcul de la concentration moyenne pondérée par la vitesse. La partie gauche de la section était inondée et n'a pas pu être mesurée avec l'aDcp en raison de l'importante végétation. Le profil bathymétrique est donc extrapolé sur la gauche. Les données ont été traitées avec le logiciel HydroMESAD (Vauchel *et al.*, 2017).

L'échantillonnage est réalisé depuis une petite embarcation d'environ 5 m de long. Le pilote du bateau remonte la rivière de 100 à 200 m en amont de la section de jaugeage, puis coupe son moteur et laisse dériver l'embarcation sur une ligne de courant passant par la verticale d'intérêt, dont la position est repérée par GPS. Lorsque la vitesse du bateau s'équilibre avec celle de l'écoulement, l'échantillonneur est plongé dans l'eau et descendu à la profondeur choisie. Le faible différentiel de vitesse entre le bateau et le courant facilite grandement l'opération : la corde à laquelle est suspendu l'échantillonneur plonge ainsi verticalement. Au moment où la trajectoire du bateau croise la section de jaugeage, l'échantillonneur est ouvert et se remplit. Compte tenu du mouvement des vagues à la surface libre, du tangage et du roulis du bateau, ainsi que de la présence de formes sédimentaires sur le lit de la rivière, la précision de la position verticale de l'échantillonneur est évaluée à  $\pm 0,5$  m, ce qui induit une forte incertitude dans les zones de l'écoulement où les gradients de concentration sont élevés (i.e. près de la surface et près du lit).



Les échantillonneurs utilisés consistent en un cylindre creux fabriqué en acier, fermé d'un côté, d'environ 35 cm de hauteur et dans lequel est glissé un flacon de 650 ml, ouvert (Photographie 2.10). Le tube est ensuite refermé par un second cylindre plus court qui vient se visser sur le premier, et percé sur sa face supérieure d'un trou de  $\sim 1.5$  cm de diamètre dans lequel bouchon de caoutchouc est enfoncé pour empêcher l'eau de pénétrer. L'échantillonneur est attaché par une corde et le bouchon est relié à cette corde par un fil lâche. Une fois la profondeur désirée atteinte, l'opérateur secoue la corde pour ouvrir l'échantillonneur et remplir le flacon. Le remplissage se fait en  $\sim 10$  s.

(a)



(b)



Photographie 2.10: (a) Echantillonneur de type *rising-stage* utilisé lors des campagnes du SO HyBAm au Pérou. (b) Résultats d'un jaugeage solide à Requena en juillet 2015: 24 échantillons prélevés sur la section plus un échantillon de sables du lit de la rivière pour analyse granulométrique. *Crédits : Nadia Santini-Liveau*

Les raisons principales qui ont conduit à l'utilisation de ce type d'échantillonneur plutôt qu'un préleveur Van Dorn monté avec un saumon sur un treuil (Photographie 2.1), comme pour les stations brésiliennes du SO HyBAm, sont (1) l'utilisation de bateaux de petite taille,



chaque fois différents (souvent loués), qui ne permettent pas facilement l'installation et le maniement d'un treuil capable de supporter un saumon de plusieurs kilos (2) la possibilité de s'approcher à moins de 50 cm du lit de la rivière (3) leur transport aisé par avion, bateau ou par la route (4) leur très faible coût.

Des échantillonneurs similaires mais de plus petit volume (0.5 l) ont été comparés à un échantillonneur de type Van Dorn (de 2.2 l) lors d'une campagne de mesure sur le rio Napo et ses affluents (Coca, Payamino, Aguarico) en Equateur, en février 2010 (Vauchel, Armijos et Pombosa, 2010). La granulométrie des sables en suspension dans ces rivières est beaucoup plus importante que celle des rios Ucayali, Marañon ou Amazone au Pérou (entre 2 et 5 fois plus grossiers). Cette comparaison constitue donc un cas extrême. Ces tests montrent que pour les MES fines, les deux types d'échantillonneurs donnent des résultats similaires (Figure 2.18). En revanche, pour les concentrations en sables, la dispersion est plus importante, et on peut craindre une légère sous-estimation du préleveur utilisé au Pérou ( $\sim 10 - 20\%$ ), ou une surestimation du préleveur Van Dorn, mais aucune tendance claire se dégage. Enfin, la dispersion sur les concentrations de sables se répercute sur les concentrations en MES totales (fines + sables).

La dispersion observée pour les concentrations en sables dans cette comparaison entre deux techniques d'échantillonnage ( $\sim 39\%$  si l'on calcule le ratio de l'écart moyen sur la moyenne des concentrations échantillonnées avec le préleveur de type Van Dorn) peut être rapprochée, même si les conditions d'expérience sont très différentes, aux tests de répétitions d'échantillonnage réalisés au Pérou (Tableau 2.5, ou plus bas, à la Figure 2.17), lesquels montrent des écarts relatifs à la moyenne entre 20 et 40% (la dispersion est plus forte en surface, lorsque les concentrations en sables sont faibles). La dispersion observée est donc légèrement plus forte que dans le cas de répétitions d'échantillonnage, mais cela est très probablement le fait de la granulométrie grossière des sables dans le bassin du Napo, qui induit une plus forte incertitude sur les valeurs mesurées instantanément, ou quasi-instantanément.

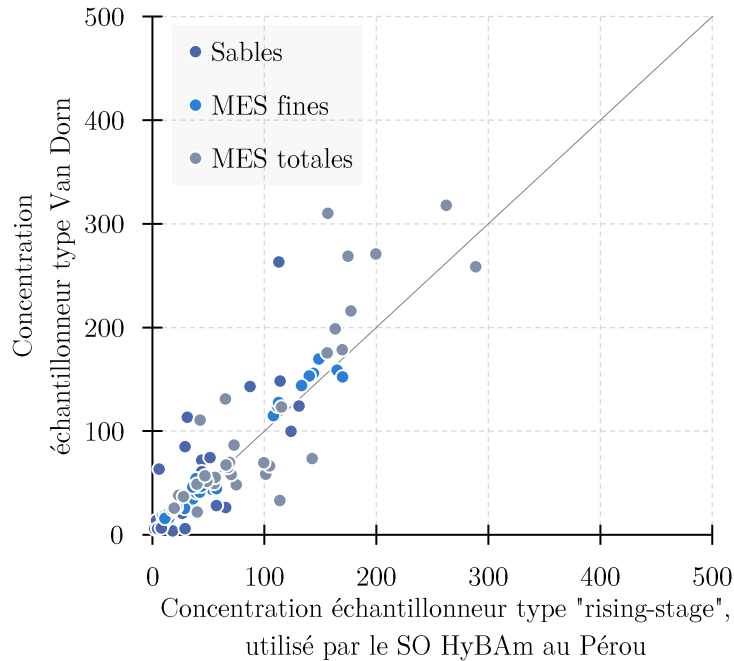


Figure 2.15: Comparaison entre les concentrations échantillonnées par les préleveurs du type "rising-stage" (0.5 l) utilisés en Equateur par le SO HyBAM (similaires à ceux du Pérou) et un échantillonneur type Van Dorn (2.2 l). Les échantillons ont été collectés lors de jaugeages solides, pendant la campagne de mesure n° EC-89 du SO HyBAM en Equateur sur les rivières Napo, Aguarico, Payamino et Coca (Vauchel, Armijos *et* Pombosa, février 2010).

Ainsi, bien que ces tests soient incomplets pour tirer de réelles conclusions sur la performance de l'échantillonneur utilisé au Pérou, on peut néanmoins supposer que, dans le contexte des rivières Ucayali, Marañon et Amazone, les biais sur les concentrations en sables soient plus faibles, en raison du régime de suspension graduée, généralement bien établi, des sables très fins transportés par ces rivières (voir chapitre 4), et des fortes concentrations en jeu, globalement supérieures à celles rencontrées en Equateur. En revanche, pour l'échantillonnage de la charge mixte, entre suspension et charriage, les échantillonneurs utilisés ne sont sans doute pas adaptés. Enfin, pour la détermination des concentrations en MES totales, et plus encore pour les MES fines, les échantillonneurs utilisés au Pérou ne paraissent pas présenter de biais significatifs par rapport à un préleveur de type Van Dorn.

Il n'existe aucune comparaison entre ce type d'échantillonneur et des préleveurs isocinétiques à intégration. Néanmoins, au Brésil, des comparaisons entre les préleveurs de type Van Dorn utilisés lors des campagnes du SO HyBAM et des préleveurs à intégration utilisés par l'ANA ont été réalisés par Filizola *et* Guyot (2004) puis Filizola *et al.* (2009). Ces derniers

comparèrent les résultats de prélèvements effectués avec trois types d'échantillonneurs: un préleveur à intégration verticale de 8 litres, un préleveur à intégration ponctuelle de conception brésilienne de type US P-63, et enfin un préleveur de type Van Dorn de conception océanographique de 12 litres. Ces auteurs trouvèrent des différences ténues sur les valeurs de débit solides jaugés avec ces trois échantillonneurs.

Quelques années plus tard, des tests de comparaison entre un Van Dorn de 5 litres et un échantillonneur à intégration AMS-8 de l'ANA (Photographie 2.2) furent effectués lors d'une campagne de mesures dédiés à ces tests à la station de Manacapuru sur le rio Solimões (Filizola, Armijos *et* Sampaio, 2016). Les résultats de ces tests ont montré que le préleveur à intégration ponctuelle sous échantillonnait fortement les sables par rapport au Van Dorn, en raison des conditions de mesures (profondeurs décimétriques, vitesse du courant, concentrations élevées, etc.). En revanche, d'une répétition à l'autre, la variabilité sur les concentrations mesurées était un peu plus faible pour l'échantillonneur intégré (4% d'erreur standart) que pour le préleveur de type Van Dorn (7% d'erreur standart).

## 2.4.4 Le calcul de la concentration moyenne

### 2.4.4.1 Méthode

La concentration moyenne  $\langle C \rangle$  dans la section est ensuite déterminée en combinant tous les échantillons pour obtenir une valeur de concentration. Une moyenne pondérée des  $n$  concentrations  $C_i$  par la vitesse moyenne d'écoulement  $\langle u \rangle_i$  mesurées dans la zone d'influence  $i$  de chaque échantillon est calculée (Vauchel *et al.*, 2017) de la manière suivante :

$$\langle C \rangle = \frac{\sum_1^n C_i \langle u \rangle_i}{\sum_1^n \langle u \rangle_i}, \quad \text{Eq. 2. 1}$$

Cette méthode donne ainsi plus de poids aux zones où la vitesse est importante qu'aux régions de l'écoulement où la vitesse est moindre (i.e. près du fond, et près des berges). Pour les rivières de plaine, cette dernière donne un résultat souvent proche d'une simple moyenne arithmétique, car les profils de vitesse sont plutôt uniformes sur une grande partie de la hauteur d'eau, excepté près du lit et à l'interface eau/air.

#### 2.4.4.2 Consistance de la concentration moyenne calculée

Les quelques tests de répétitions de jaugeage solides qui ont pu être effectués (l'opération est chronophage, obligeant l'équipage à travailler jusqu'à 10 heures consécutives sans s'arrêter dans le cas de trois répétitions) montrent que le protocole mis en place permet de bien contraindre la moyenne de concentration jaugée  $\langle C \rangle$ , avec moins de 5% d'écart relatif à la moyenne d'une répétition à l'autre (Figure 2.16). On note cependant que les valeurs de concentration des échantillons ponctuels prélevés dans la section ont des incertitudes beaucoup plus fortes, avec des valeurs d'écart moyen à la moyenne d'environ 10% pour les MES fines et 20 à 30% pour les sables (Figure 2.17).

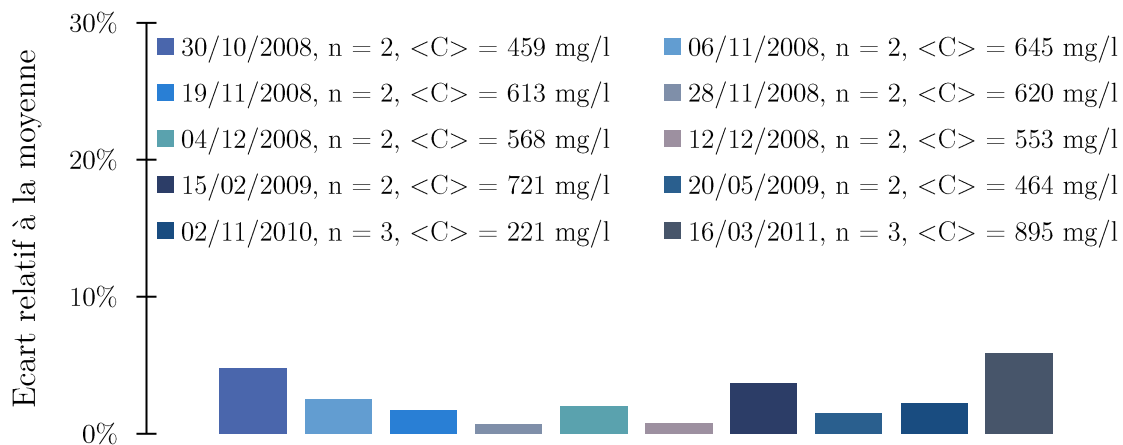


Figure 2.16: Tests sur la répétabilité des jaugeages solides effectués à la station de Tamshiyacu (Amazone), pour des conditions hydrologiques contrastées. Le nombre de répétitions (n) ainsi que la valeur de la concentration moyenne jaugée  $\langle C \rangle$  sont indiquées dans la légende.

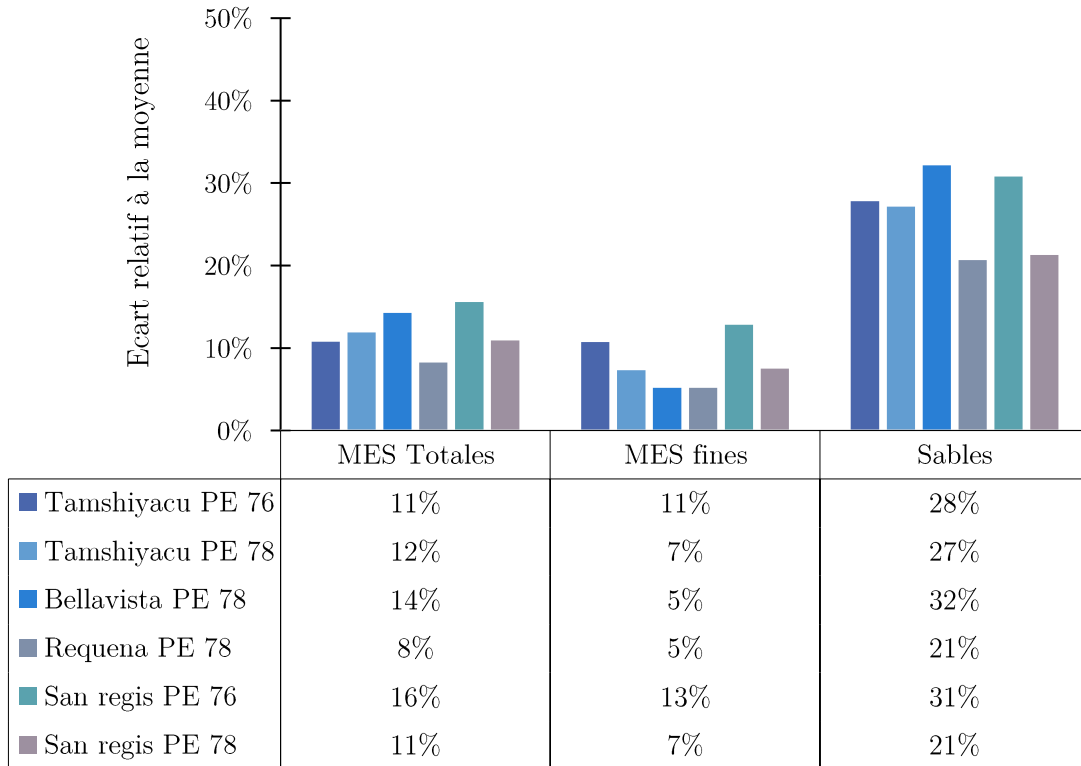


Figure 2.17: Variabilité de l'échantillonnage en profondeur, par groupe granulométrique (MES fines, et sables), pour diverses stations et pour 2 campagnes, PE 76 en novembre 2010 (étiage) et PE 78 en mars 2011 (crue). Pour chaque jaugeage, les prélèvements ont été répétés 3 fois, avec quelques minutes d'intervalle.

La pertinence de la grille d'échantillonnage a également été testée, grâce à l'utilisation d'une sonde de turbidité qui a permis de mesurer de nombreux profils détaillés de concentration dans la section de jaugeage (Figure 2.18). Les valeurs de turbidité mesurées ont été transformées en concentration, en calibrant des ratios concentration sur turbidité en fonction de la profondeur, afin de prendre en compte le gradient granulométrique sur la profondeur dans les calculs.

Ces tests suggèrent que la grille d'échantillonnage choisie est bien représentative de l'ensemble de la section et permet d'estimer la concentration moyenne  $\langle C \rangle$  avec une précision satisfaisante (Tableau 2.6).



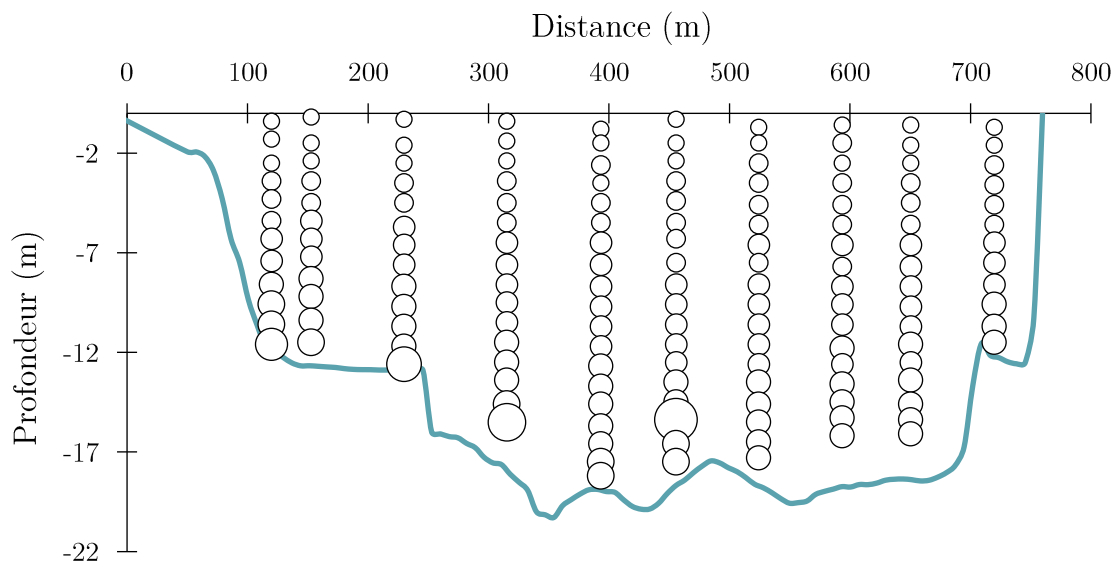


Figure 2.18: Exemple de jaugeage solide réalisé en utilisant une sonde de turbidité pour raffiner considérablement la grille d'échantillonnage, en complément de l'échantillonnage de la section à l'aide de préleveurs quasi-instantanés. Le jaugeage a été réalisé le 14/03/2011 à Requena (Ucayali).

Tableau 2.6: Comparaison entre des jaugeages solides effectués avec le protocole classique du SO HyBAm, répétés trois fois (R1, R2, R3) et un jaugeage réalisé avec une sonde de turbidité (R4), permettant un maillage beaucoup plus fin de la section. L'ensemble de ces mesures ont été effectuées en mars 2011. Les jaugeages avec un maillage très fin de la section (R4), effectués à l'aide d'une sonde de turbidité, ne présentent pas un écart relatif à la moyenne nettement plus faible ou plus important que les différentes répétitions d'échantillonnage de la section (R1, R2, R3), ce qui conduit à penser que la grille adoptée pour l'échantillonnage de la section est bien adaptée à la détermination de la concentration moyenne.

Station	Répétition	$\langle C \rangle$ (mg l <sup>-1</sup> )	Ecart relatif à la moyenne
TAM	R1 : 3 verticales	900	3.4%
	R2 : 3 verticales	902	3.7%
	R3 : 3 verticales	808	-7.1%
	R4 : 10 Profils de turbidité	823	-5.4%
REQ	R1 : 3 verticales	1107	-3.3%
	R2 : 3 verticales	1146	0.1%
	R3 : 3 verticales	1182	3.2%
	R4 : 10 Profils de turbidité	1150	0.4%
REG	R1 : 3 verticales	477	-3.0%
	R2 : 3 verticales	515	4.7%
	R3 : 3 verticales	483	-1.8%
	R4 : 9 Profils de turbidité	485	-1.4%
BEL	R1 : 3 verticales	257	-7.2%
	R2 : 3 verticales	280	1.1%
	R3 : 3 verticales	294	6.1%
	R4 : 7 Profils de turbidité	272	-1.8%

#### 2.4.5 La filtration des échantillons en laboratoire

Les concentrations en MES  $C_\phi$  [ $\text{mg l}^{-1}$ ], correspondant aux deux principales fractions granulométriques  $\phi$ , ont été déterminées au laboratoire de l'UNALM, à Lima par les laborantins du SO HyBAM. Les protocoles appliqués s'inscrivent dans la continuité de ceux décrits par Filizola *et* Guyot (2004). Les sables ( $\phi = s$ ) sont séparés de la fraction de MES fines ( $\phi = f$ ) par un tamisage humide à 63 microns (cf. méthodes standard ASTM D3977), selon la classification granulométrique de Wentworth (1922) des particules non cohésives. Le refus à 63 microns est récupéré sur un filtre en acétate de cellulose de 0,45  $\mu\text{m}$  (Millipore). Le passant est filtré avec les mêmes filtres. Ces derniers sont ensuite séchés à 50°C pendant 24 heures.

#### 2.4.6 La mesure in situ des hauteurs d'eau dans le bassin de l'Ucayali

Dans le bassin de l'Ucayali, les lectures de hauteur d'eau sont quotidiennement réalisées par un observateur. Le SENAMHI utilise en Amazonie des batteries de règles accrochées à des supports en bois, lesquels sont plantés dans le sol des berges (Photographie 2.11).

La plupart du temps, il n'existe sur place aucune infrastructure (pont, jetée...) permettant de rendre plus pérenne l'installation des échelles limnimétriques. En outre, plusieurs tentatives d'installation de capteur de hauteur d'eau (capteur de pression, radar, orphimède, etc.), dans le bassin de l'Ucayali ou dans nombre d'autres stations du réseau HyBAM se sont soldées par un échec sur le long terme, en raison des problèmes de dérive des instruments, de maintenance ou tout simplement parce que la rivière avait emporté le matériel lors d'une crue.

Les éléments d'échelle ont tendance à s'enfoncer dans le sol des berges, très meuble, voire à être soulevés lorsque les berges sèchent et que le sol se contracte après la saison des pluies. De plus, les crues peuvent emporter les éléments. C'est particulièrement le cas à Lagarto, où la violence de l'écoulement en hautes eaux a détruit entre 2009 et 2015 pas moins de 4 fois la station, pourtant construite en acier galvanisé et cimentée profondément dans un sol moins meuble qu'à l'aval, dans la plaine. Ce sont principalement les arbres arrachés sur les versants ou les berges et emportés par le courant qui entraînent les plus forts dommages sur les

stations. A partir de 2015, une règle inclinée a été installée sur cette station (Photographie 2.12), et s'est jusqu'à aujourd'hui maintenue. Un autre problème récurrent est l'amarrage de bateau à ces éléments d'échelle.

Considérant l'isolement de ces stations, il est souvent difficile d'intervenir rapidement après la destruction de l'une d'entre elles. De plus, il faut attendre l'étiage pour pouvoir constater l'étendue des dégâts et réinstaller tous les éléments d'échelle manquants.

C'est donc l'observateur qui est en charge de la maintenance de l'échelle entre deux visites des hydrologues IRD-SENAMHI. Depuis 2010, celui-ci est formé en ce sens à chaque visite. Les équipes du SO HyBAM ont par ailleurs installé en 2009 des bornes nivelées par GPS dans les stations du réseau HyBAM, ainsi qu'à la station de Pucallpa. Des bornes auxiliaires nivelées à partir des bornes principales servent de référence aux observateurs pour contrôler leur batterie d'échelles (en utilisant un tuyau rempli d'eau pour comparer deux niveaux). Cependant, les chroniques de hauteur d'eau anciennes (avant la création du SO HyBAM), et parfois récentes, souffrent d'incertitudes, de décalage dans les valeurs ou de périodes de lacunes, parfois importantes. Les ingénieurs du SO HyBAM ont patiemment réalisé la critique de ces données, en utilisant des techniques de corrélation et de propagation d'onde de crue, et en s'appuyant sur les mesures altimétriques satellite.

La fréquence de lecture du niveau d'eau sur l'échelle limnimétrique peut varier selon le gestionnaire de la station (Tableau 2.7). Enfin, la station du port de la ville de Pucallpa ne dispose pas d'échelle, mais d'une borne : un observateur mesure deux fois par jour la hauteur d'eau avec un niveau optique.

Tableau 2.7: Méthode et horaires de lecture des hauteurs d'eau dans les stations hydrométriques du bassin de l'Ucayali.

Rivière	Station	Gestionnaire	Station du SO HyBAm	Méthode	Horaires de lecture
Ucayali	Lagarto	IRD	Depuis 2009	Echelle limnimétrique	7h, 18h
Pachitea	Puerto Inca	SENAMHI – IRD	De 2012 à 2016	Echelle limnimétrique	6h, 10h, 14h, 18h
Ucayali	Pucallpa	Port de Pucallpa		Mesure depuis une borne avec un niveau optique	8h, 18h
Ucayali	Contamana	SENAMHI		Echelle limnimétrique	6h, 10h, 14h, 18h
Ucayali	Requena	SENAMHI – IRD	Depuis 2003	Echelle limnimétrique	6h, 10h, 14h, 18h



Photographie 2.11: Echelle limnimétrique de la station hydrométrique de Requena (Ucayali), appartenant au SENAMHI, et maintenue par les équipes IRD-SENAMHI du SO HyBAm au Pérou. L'échelle est placée à la confluence des rios Tapiche et Ucayali, aujourd'hui coté Tapiche car l'avancée du bras de terre entre le Tapiche et l'Ucayali a fini par repousser l'Ucayali. Les règles sont en bois, fabriquées de la main habile de l'observateur de Tamshiyacu (Amazone) : les éléments en aluminium sont souvent volés.



Photographie 2.12: Echelle limnimétrique de la station de Lagarto (Ucayali). Une règle inclinée a été installée de façon à éviter les chocs avec les troncs d'arbre descendant la rivière avec une grande quantité de mouvement en crue et qui détruisaient systématiquement les éléments d'échelles. Le marnage de la rivière dépasse les 8 m au droit de cette station.

#### 2.4.7 La mesure des débits sur les grands fleuves amazoniens

Depuis 2003, entre deux et quatre campagnes dédiées à la mesure des débits pour l'établissement de courbes de tarage hauteur – débit sont réalisées, en prenant soin de couvrir une large gamme de conditions hydrologiques. Une attention particulière a été portée sur la mesure des événements extrêmes, comme les crues historiques de 2012 (Amazone, Marañon), 2014 (Madre de Dios) et 2015 (Huallaga, Marañon et Amazone), ou les étiages les plus sévères jamais enregistrés : 2005 et 2010.

C'est l'avènement d'une véritable révolution technique pour la mesure des débits dans les grands fleuves, l'aDcp – *acoustic Doppler current profiler*, qui a permis au SO HyBAm de réaliser ces opérations de terrain. Cette technique basée sur l'effet Doppler (1842) permet de décrire intégralement le champ des vitesses dans une section à partir de mesures détaillées, précises et à haute fréquence, dans des rivières larges et profondes, c'est-à-dire là où les techniques traditionnelles de jaugeage (ex. méthode du bateau mobile ou des grands fleuves,



cf. [Jacon, 1987](#)) s'avéraient chronophages, complexes, imprécises, incomplètes, coûteuses, dangereuses, voire matériellement impossibles à mettre en œuvre ([Le Coz et al., 2010](#)).

Avant les années 1990, les aDcp étaient utilisés pour la mesure des courants océaniques, et basés sur une technologie acoustique à bande étroite – *narrow band signal* – et impulsion unique. En 1991, le développement du premier aDcp à large bande – *Broadband signal* – permet enfin d'envisager son déploiement sur des rivières pour la mesure des débits avec une résolution spatiale élevée, et, dès 1992, l'USGS réalise son premier jaugeage avec cet instrument.

En 1994, l'équipe HiBAm réalise le tout premier jaugeage par aDcp en Amazonie, au droit de la station d'Óbidos, sur le fleuve Amazone ([Guyot et al., 1998](#); [Filizola et Guyot, 2004](#)). Depuis, l'usage de cet instrument de mesure a été généralisé à tout le réseau du SO HyBAm. Au Pérou en particulier, l'utilisation d'un aDcp RDI Workhorse Rio Grande, équipé de 4 faisceaux disposé à 20° par rapport à l'axe vertical de l'aDcp et d'une fréquence de 600 kHz, a permis aux équipes du SO d'établir les toutes premières courbes de tarage et de quantifier les débits des principaux cours d'eau Amazoniens (Ucayali, Marañon, Amazone, Napo, Madre de Dios, Pachitea), débits qui restent encore aujourd'hui les seuls connus précisément pour cette région.



Photographie 2.13: Jaugeage aDcp sur le rio Huallaga (Pérou) en septembre 2015.

### 2.4.7.1 Principe d'un aDcp

Les aDcp utilisent l'effet Doppler, énoncé par le physicien du même nom pour les ondes acoustiques, et très utilisé en mécanique des fluides pour la mesure des champs de vitesses d'écoulements étudiés en laboratoire. Lorsqu'un observateur fixe (dans son propre référentiel), ou un récepteur  $R$ , perçoit un décalage de fréquence  $\Delta f$  d'une onde acoustique émise par une source mobile  $P$  se déplaçant à la vitesse  $V_P$  (dans le même référentiel), le son qui parvient à cet observateur est plus aigu (i.e. la fréquence augmente) si la source se rapproche de lui, et plus grave (i.e. la fréquence diminue) si au contraire elle s'en éloigne. Le décalage fréquentiel  $\Delta f = f_R - f_P$ ,  $f_P$  étant la fréquence d'émission de la source et  $f_R$  étant la fréquence perçue par le récepteur, est proportionnel à sa vitesse radiale  $V_P \cos(\alpha)$  et à la célérité  $c$  de l'onde dans le milieu de propagation :

$$\Delta f = f_R - f_P = \frac{V_P \cos(\alpha)}{c} f_P , \quad \text{Eq. 2. 2}$$

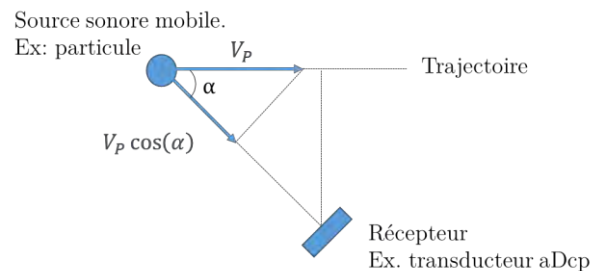


Figure 2.19: Principe de l'effet Doppler appliqué au déplacement d'une particule.

Un aDcp utilisant une technologie *broadband* émet dans l'eau des séquences ultrasoniques codées via une céramique piézo-électrique (transducteur). Les particules en suspension qui rétrodiffusent ces signaux acoustiques sont supposées ne pas avoir de vitesse propre et suivre comme des scalaires passifs la masse d'eau dans laquelle elles se trouvent. Le décalage fréquentiel est doublé pour cette application particulière de l'effet Doppler, car il faut tenir compte du trajet de l'onde de la céramique à la particule, puis de la particule à la céramique. L'instrument émet également des impulsions spéciales, dédiées à repérer le fond de la rivière, à calculer le tirant d'eau au droit de l'appareil par la moyenne des profondeurs mesurées par chaque faisceau (les aDcp comportent plusieurs céramiques), puis à calculer sa propre vitesse

lorsqu'il n'est pas fixe : en effet, dans le cas d'utilisation le plus courant, l'aDcp est monté sur un bateau qui effectue des traversées de bord à bord pour mesurer un débit. Il fournit ainsi des mesures de vitesse détaillées sur la profondeur et sur la largeur si le bateau se déplace. Un profil de vitesse (loi puissance) est ensuite ajusté sur la distribution verticale de vitesses mesurée. L'ensemble de ces profils mesurés sur la section, couplé à la mesure de la bathymétrie de cette dernière, permet d'estimer le débit du cours d'eau (Figure 2.20).

En outre, les aDcp disposent d'un compas interne, qui permet de projeter les vitesses dans un repère Sud – Nord, Est – Ouest. Ils sont également équipés d'inclinomètres qui permettent de limiter les erreurs induites par les mouvements de tangage et de roulis du bateau et le défaut éventuel de positionnement sur ce bateau (gîte, assiette).

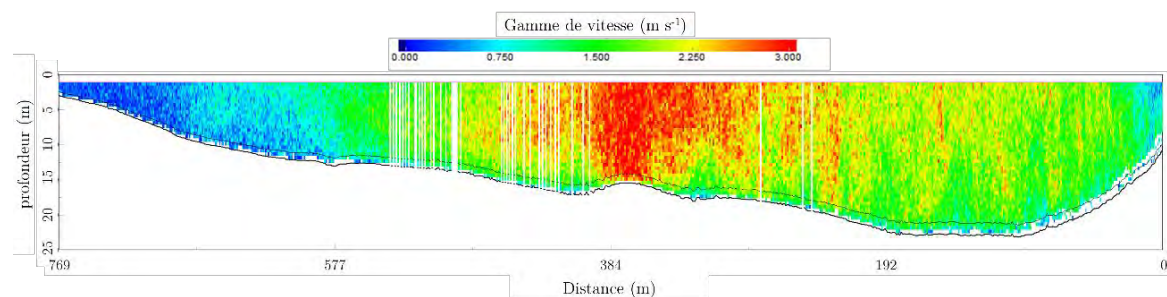


Figure 2.20: Champ des vitesses mesuré avec un aDcp RDI Worhorse Riogrande 600 kHz sur l'Ucayali, à l'aval de la station de Requena, le 10/02/2012.

#### 2.4.7.2 Limitations techniques

Dans la zone proche du fond (de  $0$  à  $0.06 h$ ), les mesures de vitesse de l'aDcp ne sont pas exploitables. De la même manière, les profondeurs près de rives ne permettent pas d'effectuer une mesure. Enfin, la lame d'eau au-dessus des céramiques n'est pas non plus mesurée. Les vitesses doivent donc être extrapolées dans cette zone. Pour les mesures effectuées par le SO HyBAm au Pérou, l'extrapolation près du lit est réalisée en utilisant un profil de vitesse en loi-puissance  $1/6$ , se raccordant au profil ajusté sur les valeurs mesurées (Figure 2.21). A la surface, une extrapolation constante de ce profil est utilisée. Cette extrapolation peut beaucoup peser dans le calcul final du débit, si l'instrument est plongé profondément dans l'eau ( $30 - 50$  cm). C'est souvent le cas car s'il est trop près de la surface, le courant autour de l'appareil crée des bulles d'air, lesquelles induisent des erreurs importantes de mesure.

Enfin, pour les rives, la section est extrapolée par une géométrie triangulaire, et les vitesses interpolées entre les dernières valeurs mesurées et une vitesse estimée comme nulle à la rive. D'ordinaire, les vitesses sont très faibles dans ces zones, et l'écoulement peu profond : celles-ci influencent donc peu le débit calculé sur l'ensemble de la section.

En outre, les séquences à haute fréquence émises par l'aDcp fournissent des données plus précises, mais les séquences de basse fréquence se déplacent plus loin dans l'eau. Il est donc nécessaire de trouver un compromis entre la distance que le profileur peut mesurer et la précision des mesures. Au Pérou, un profileur aDcp de 600 kHz permet de s'adapter à toutes les situations, et n'a été mis en échec que par des écoulements extrêmement chargés en sédiments fins sur la rivière Madre de Dios (concentrations supérieures à 5 grammes par litre).

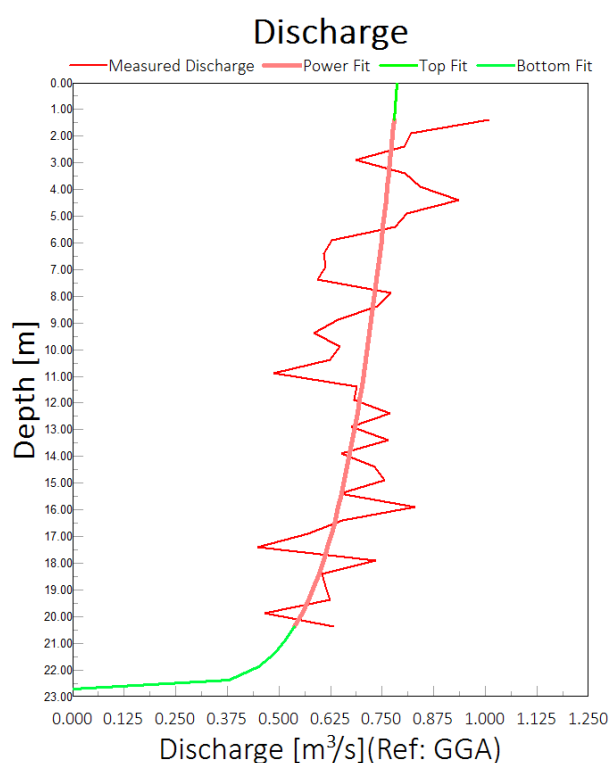


Figure 2.21: Profil vertical de débit sur une verticale (« ensemble ») mesurée par l'aDcp (en rouge). Une loi puissance est ajustée à partir des mesures réalisées par l'instrument. En vert, les parties extrapolées du profil. Sortie du logiciel RDI Winriver, correspondant à un jaugeage effectué sur l'Ucayali, à l'aval de la station de Requena, le 10/02/2012.

### 2.4.7.3 Correction des erreurs de position de l'instrument induite par un lit mobile

Lorsqu'une couche dense de sédiments du lit mise en mouvement sous l'effet de la contrainte sur le radier est identifiée par l'aDcp comme étant le lit fixe de la rivière, la vitesse absolue de l'écoulement est sous-estimée car l'instrument considère le fond de la rivière comme référence pour calculer sa trajectoire et projeter les vitesses dans un repère d'axes Est-Ouest et Sud-Nord (Callède *et al.*, 2000; Kostaschuk *et al.*, 2005; Gaeuman *et Jacobson*, 2006; Mueller *et Wagner*, 2007; Lupker *et al.*, 2011). Ainsi, Callède *et al.* (2000) observèrent pour des sections de rivières Amazoniennes une dérive sur la trajectoire calculée par l'aDcp vers l'amont, qui conduit dans le cas le plus courant, i.e. exception faite des cas de marée, à une sous-estimation du débit total pouvant atteindre 30% dans le cas des sections très larges et à fond sableux. Ce phénomène apparaît plutôt en montée de crue, et concerne des zones de la section transversale où le charriage est important.

En couplant l'aDcp avec un GPS afin de connaître sa trajectoire réelle, il est possible de corriger les erreurs dues au lit mobile en chaque verticale de la section, et d'évaluer localement la vitesse de déplacement du lit (Figure 2.22).



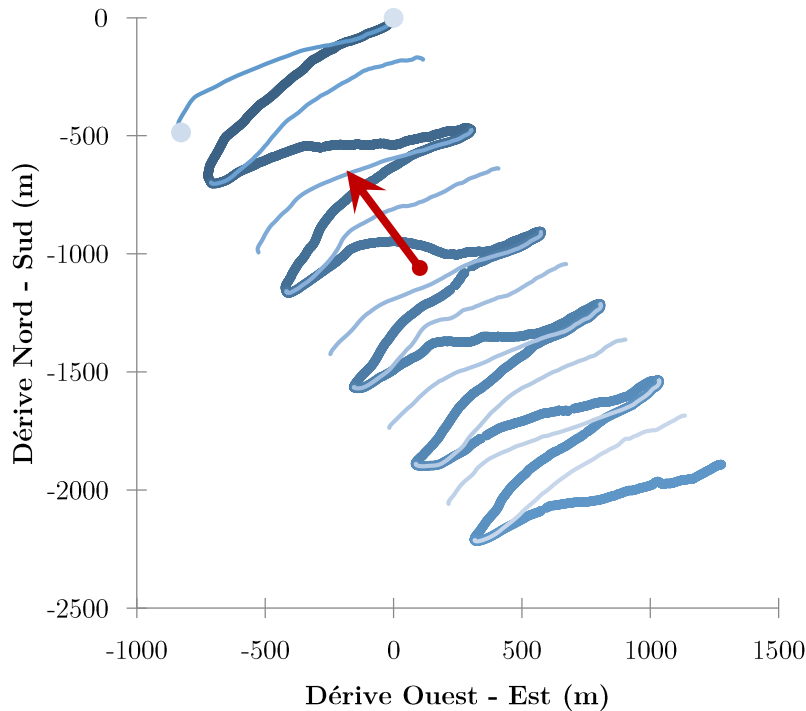


Figure 2.22: Sortie du logiciel Hydromesad (Vauchel *et al.*, 2017) montrant la dérive cumulée des traces aDcp mesurées en mode *bottom tracking* (suivi du fond) par rapport aux traces GPS, lors d'un jaugeage effectué à Tamshiyacu (Amazonie), le 17/03/2015. La dérive est cumulée à chaque traversée. Les deux points bleu clair indiquent la position des rives, les lignes fines correspondent au suivi du déplacement de l'aDcp par GPS et les lignes grossières au mode *bottom tracking*. La flèche rouge indique la direction du courant. L'écart entre les traces GPS et BT permet d'estimer la vitesse de déplacement du lit de la rivière.

#### 2.4.8 Mesure des distributions granulométriques

Lors des jaugeages solides, l'échantillonnage de certains points a été répété afin de caractériser la distribution granulométrique des MES. De la même manière, des sédiments du lit de la rivière ont été prélevés au droit des verticales choisies pour la mesure des concentrations en MES. Ces prélèvements ont été réalisés en laissant traîner un tube de métal d'un diamètre de  $\sim 10$  cm, ouvert d'un seul côté, sur le lit de la rivière.

La mesure des distributions granulométriques a été réalisée au laboratoire ECOLAB (Toulouse), grâce à un granulomètre à diffraction laser Horiba LA920-V2. Cet instrument de laboratoire est basé sur la capacité des particules à dévier un rayon laser de sa trajectoire initiale. L'angle de déviation du rayonnement est d'autant plus important que les particules sont fines. Il est donc plus difficile de caractériser finement la granulométrie des sables, qui

dévient moins la lumière incidente que les MES fines. Schématiquement, les granulomètres laser sont constitués d'un circuit hydraulique dans lequel circule la mixture eau-sédiments à analyser et qui alimentent une cuve optique transparente servant de lentille, vers laquelle est pointé un faisceau laser. Des récepteurs sont placés à différents angles autour de cette cuve afin de mesurer la déviation du faisceau par les particules.

Concernant les échantillons de MES, l'ensemble du volume prélevé a été analysé, en effectuant plusieurs prises dans l'échantillon de manière à ne pas saturer le granulomètre. Pour une meilleure consistance des données, chaque mesure a été répétée au moins trois fois. L'ensemble des mesures obtenues a par la suite été moyenné. Ces données et leur analyse sont présentées au chapitre 4.

Pour les échantillons du lit, une série de prises (entre 10 et 20 sous échantillonnages) a été effectuée sur l'ensemble de la masse de sédiments prélevée. Les résultats ont tous montré une excellente reproductibilité d'une prise à l'autre, sur un même échantillon.

Enfin, le granulomètre offre la possibilité d'appliquer des ultrasons à différentes intensités afin de briser les agrégats de particules formés lors du stockage de l'échantillon.

## 2.5 Les données issues de l'hydrologie spatiale

### 2.5.1 Le suivi des concentrations en MES fines par satellite

#### 2.5.1.1 Bref historique

Depuis les années 1970, les techniques de télédétection passive dans la partie visible du spectre et dans le proche infrarouge se sont considérablement développées. [Gordon \*et al.\* \(1983\)](#) démontreront que ces outils peuvent être utilisés pour évaluer des concentrations en phytoplancton dans l'Océan Atlantique, à partir de la mission spatiale océanique (*Coastal Zone Color Scanner*, 1978 – 1986), et ce malgré la faible résolution spectrale et spatiale des capteurs embarqués.

A partir d'images Landsat (NASA – USGS), quelques études pionnières dans le bassin de l'Amazone ([Bradley, 1979](#); [Mertes \*et al.\*, 1993](#)) et du Mississippi (*Moon Lake*) ([Ritchie \*et al.\*, 1987, 1988](#)) montreront cette fois qu'il est possible de relier des concentrations en MES (ou une valeur de turbidité) avec des valeurs de réflectance télédétectées. Cependant, ces études resteront ponctuelles : la plupart des missions satellites lancées étaient en effet conçues pour l'océan ouvert ou pour l'étude de la végétation avec une résolution temporelle insuffisante. L'utilisation de radiomètres embarqués sur des satellites pour le suivi des rivières et des lacs exige en effet une résolution spatiale plus fine, une bonne couverture spatiale du bassin versant étudié, une fréquence de revisite adaptée au régime hydrologique et enfin une résolution spectrale adaptée à la complexité des propriétés optiques des eaux continentales ([Martinez \*et al.\*, 2015](#)).

Dès la fin des années 1990, une seconde génération de satellites est lancée ([Harmel \*et al.\*, 2018](#)). La résolution spatiale des nouveaux radiomètres embarqués (e.g. SeaWiFS, MODIS, MERIS, GLI, VIIRS, OLCI) devient alors kilométrique voir infra-kilométrique et permet donc d'envisager les premières applications en « eaux-continentales ». Les premiers suivis en routine de concentration en MES, consistants avec les observations in situ et sur des périodes étendues seront effectués sur l'Amazone au Brésil ([Martinez \*et al.\*, 2009](#)) puis sur l'Amazone, l'Ucayali et le Marañon au Pérou ([Espinoza-Villar \*et al.\*, 2012](#)), grâce au capteur MODIS – *Moderate resolution imaging spectrometer*, embarqués sur les satellites Terra et Aqua

(NASA, programme EOS – *Earth Observing System*), respectivement lancés en 1999 et 2002. Ces satellites ont tous les deux une orbite héliosynchrone (i.e. le satellite repasse quotidiennement au-dessus d’une position avec une heure solaire identique, et donc le même angle par rapport au soleil), descendante pour le premier et ascendante pour le second, et sont placés à 705 km d’altitude. L’emploi de deux satellites permet ainsi d’imager la même zone à différents moments de la journée et de couvrir toute la terre en un à deux jours. Avec des pixels de  $250 \times 250$  m ou  $500 \times 500$  mètres (suivant les bandes spectrales choisies), la résolution des images MODIS est modérée car sa fauchée est large (2330 km), mais bien adaptée pour l’étude des grandes rivières du bassin amazonien dont la largeur au miroir est souvent supérieure. De plus, la fréquence de revisite (1-2 jours) permet un suivi temporel très fin des concentrations en MES. Enfin, l’accès aux images est libre (<https://modis.gsfc.nasa.gov>).

#### 2.5.1.2 Extraction de données de réflectance à partir d’images MODIS pour le suivi des concentrations en MES fines à la surface de l’Ucayali

Le SO HyBAm utilise désormais en routine les données MODIS pour le suivi des concentrations, en complément de l’échantillonnage in situ (e.g. [Martinez et al., 2009, 2015](#); [Espinoza-Villar et al., 2012, 2017](#); [Santini et al., 2014](#); [dos Santos et al., 2017](#); [Gallay et al., 2017, 2019](#)). Pour ce faire, deux logiciels libres (<https://hybam.obs-mip.fr>) ont été créés ([Cochonneau, 2012](#)) : les images MODIS sont d’abord récupérées automatiquement en utilisant le logiciel GetMODIS, puis un second logiciel, MOD3R, qui permet d’extraire des valeurs de réflectances image par image (i.e. date par date) et pixel par pixel à partir d’un masque d’eau prédéfini, et délimitant une zone d’étude.

En raison de la résolution modérée des pixels et de la variation angulaire d’acquisition (de 0 jusqu’à 53 degrés), il est nécessaire de disposer d’un algorithme permettant de classer les pixels d’une même image selon leur groupe : pixel d’eau « pure », pixel mixte eau et rives, pixel de végétation, etc. Pour ce faire, les valeurs de réflectance extraites des pixels dans le rouge sont comparées à celle dans le proche infrarouge. Un algorithme « k-moyennes » – *k-means*, permet de séparer ce nuage de points en  $k$  groupes – *clusters*, en considérant, dans chaque groupe, la distance géométrique d’un point virtuel à la moyenne des points. Le point

est d'abord positionné de façon arbitraire dans un groupe séparé du reste du nuage de points de façon également arbitraire, puis sa position et la taille du groupe de points sont sans cesse affinées au fil des itérations, en cherchant à minimiser la somme des carrés de la distance entre le point virtuel et chaque point du groupe (Martinez *et al.*, 2009). Les pixels d'eau « pure » sélectionnés automatiquement sont ensuite utilisés pour estimer la concentration en matières en suspension de surface.

La largeur de l'Ucayali ne permet pas d'utiliser les pixels de 500 x 500 m (la classification des pixels par groupe ne serait pas robuste voire impossible), c'est pourquoi seuls les produits de réflectance Terra (MOD09Q1) et Aqua (MYD09Q1) à 250 m ont été ici utilisés. Contrairement au produit à 500 m de résolution qui compte 7 bandes spectrales, ce dernier n'en compte que deux, l'une dans le rouge (de 620 à 670 nm) et l'autre dans le proche infra-rouge (de 841 à 876 nm) et permet donc également d'effectuer la classification des pixels avec l'algorithme des k-moyennes dans MOD3R pour séparer les pixels d'eau « pure » des éventuels mélanges entre végétation et eau (Martinez *et al.*, 2009). Les produits MODIS à 500 m de résolution sont cependant utilisés pour obtenir des paramètres d'acquisition des images afin d'évaluer, *a priori*, la qualité d'acquisition des images.

Les images délivrées par la NASA et récupérées par GetMODIS sont déjà corrigées des effets atmosphériques. Il s'agit d'images composites, formées à partir des images capturées durant 8 jours. En effet, dans le bassin de l'Ucayali, et tout particulièrement le long de la cordillère là où se forme une véritable « rivière volante » en saison des pluies, un couvert nuageux très dense peut souvent cacher partiellement ou entièrement la rivière. Les images composites à 8 jours réduisent les effets de réflectance spéculaire et d'artéfacts de l'atmosphère (Espinoza-Villar *et al.*, 2012). Les pixels retenus pour constituer ces images sont ceux qui (1) ont le plus faible couvert nuageux et (2) le plus faible angle par rapport au nadir du satellite (dont la fauchée est large).

Afin de collecter les données MODIS de réflectance, quatre masques d'eau furent dessinés sur le cours principal de l'Ucayali, sur des zones entourant les stations de Lagarto, Pucallpa, Contamana et Requena (Tableau 2.8). Ces masques couvraient des surfaces importantes de



rivière (Figure 2.23). La très forte mobilité du lit de l'Ucayali a conduit à redessiner les contours de ces masques à peu près tous les 2-3 ans, notamment dans la zone de Lagarto.

Tableau 2.8: Données MODIS collectées dans le bassin de l'Ucayali.

Station	Période	Nombre de valeurs collectées	Réflectance moyenne dans le proche infrarouge ( $\text{sr}^{-1}$ )	Coefficient de variation
Lagarto	2000 – 2015	691	0.089	59%
Pucallpa	2000 – 2015	716	0.085	37%
Contamana	2000 – 2015	710	0.093	36%
Requena	2000 – 2015	672	0.095	35%



Figure 2.23: Masque d'eau créé pour la collecte de données MODIS, autour de la station de Requena (REQ), sur l'Ucayali. Image *Google Earth*.

## 2.5.2 Campagne de calibration – validation sur l’Ucayali

En février 2017, une campagne de terrain d’un mois a été organisée dans le bassin de l’Ucayali dans le but (1) de collecter des données dédiées à la calibration et validation des mesures de réflectance télédéteectée pour le suivi par satellite des concentrations en MES fines, (2) de caractériser certaines propriétés optiques inhérentes aux eaux de l’Ucayali et du cortège de MES transporté à la surface de cette rivière, et notamment de déterminer la contribution relative des sables dans l’absorption de la lumière par la phase particulaire totale et, par conséquent, dans les réflectances télédéteectées lorsqu’ils représentent une fraction massique importante de la concentration en surface (3) de réaliser un suivi à haute résolution temporelle en période de hautes eaux à Lagarto afin de collecter des données hydro-sédimentaires dans des gammes jusque-là non mesurées et renforcer ainsi les tarages de la station.

Outre la station de Lagarto, des mesures ont également été réalisées à Pucallpa (300 km à l’aval de Lagarto, après la confluence de l’Ucayali et du Pachitea), sur le rio Pachitea à Puerto Inca et sur les rios Tambo et Urubamba, près de la ville d’Atalaya, où ces deux cours d’eau forment l’Ucayali.

### 2.5.2.1 Protocoles de mesure

#### i. Prélèvements et mesures radiométriques sur le terrain

Un suivi temporel détaillé des concentrations en MES à la surface (1 échantillon collecté toutes les heures, voire toutes les 30 minutes) a été mis en place sur une fenêtre d’environ 5 à 6 heures, en journée (Figure 2.24, Figure 2.25, Tableau 2.9). Afin de mieux contraindre les concentrations en sable à la surface, deux échantillons ont été pris séparément pour la détermination des MES : un échantillon de ~ 650 ml pour les fines et un échantillon de ~ 2 litres pour les sables. Des répliques étaient également effectués pour des analyses granulométriques postérieures (125 ml prélevés), et la détermination du carbone organique particulaire (COP).

Dans le même temps, des radiomètres de terrain étaient déployés pour une mesure haute fréquence (1 Hz) et multi-spectrale de la réflectance des eaux de surface, en visant la position

où les échantillons de suivi étaient prélevés. Des prélèvements sur filtres ont été réalisés à l'aide d'une micropipette pour des analyses ultérieures de la composition minéralogique du cortège argileux, en suivant le protocole basé sur l'utilisation de la microscopie électronique à balayage (MEB) développé par [Pinet \*et al.\* \(2018\)](#).

Enfin, des jaugeages aDcp et des échantillonnages détaillés des sections suivies ont été également conduits en suivant les procédures du SO HyBAm déjà décrites dans ce chapitre. Le nombre de points échantillonnés par verticale a néanmoins varié par rapport à ces protocoles. Sur quelques-unes de ces verticales, des prélèvements ont été répliqués pour permettre la même batterie d'analyses (granulométrie, POC, DOC, MEB) que les échantillons du suivi en surface.

Seule une partie des données de cette campagne cal/val sera exploitée dans ce document (chapitre 6). L'ensemble des protocoles de mesure et analytiques ne sera donc pas décrit dans ce qui suit.

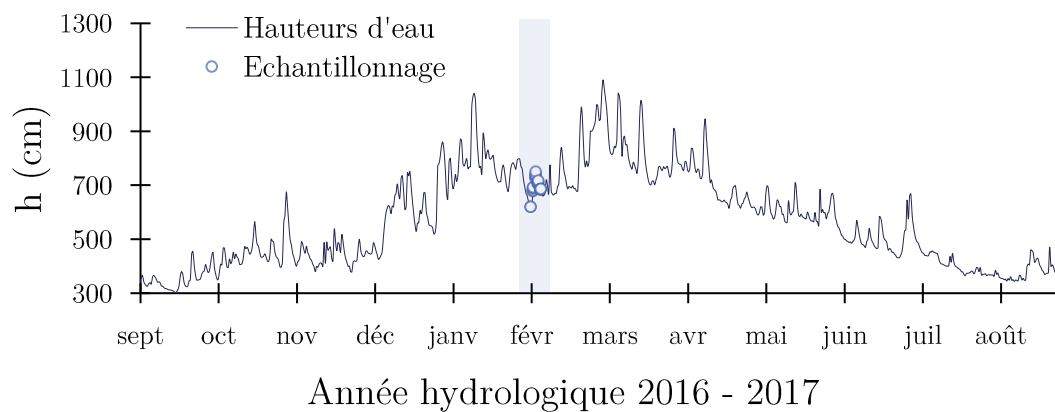


Figure 2.24: Hauteurs d'eau échantillonnées à Lagarto en février 2017. Les mesures se sont réparties pendant une période d'accalmie des pluies. Cependant, une petite crue rapide a pu être échantillonnée.

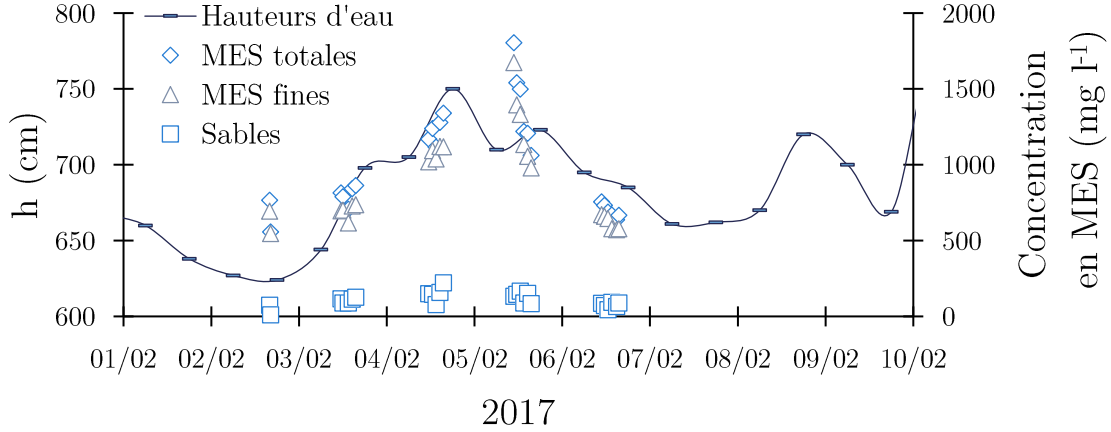


Figure 2.25: Concentrations en MES échantillonnées à la surface de l’Ucayali, par groupe granulométrique, à Lagarto en février 2017.

ii. Mesures in situ de la réflectance (propriétés optiques apparentes)

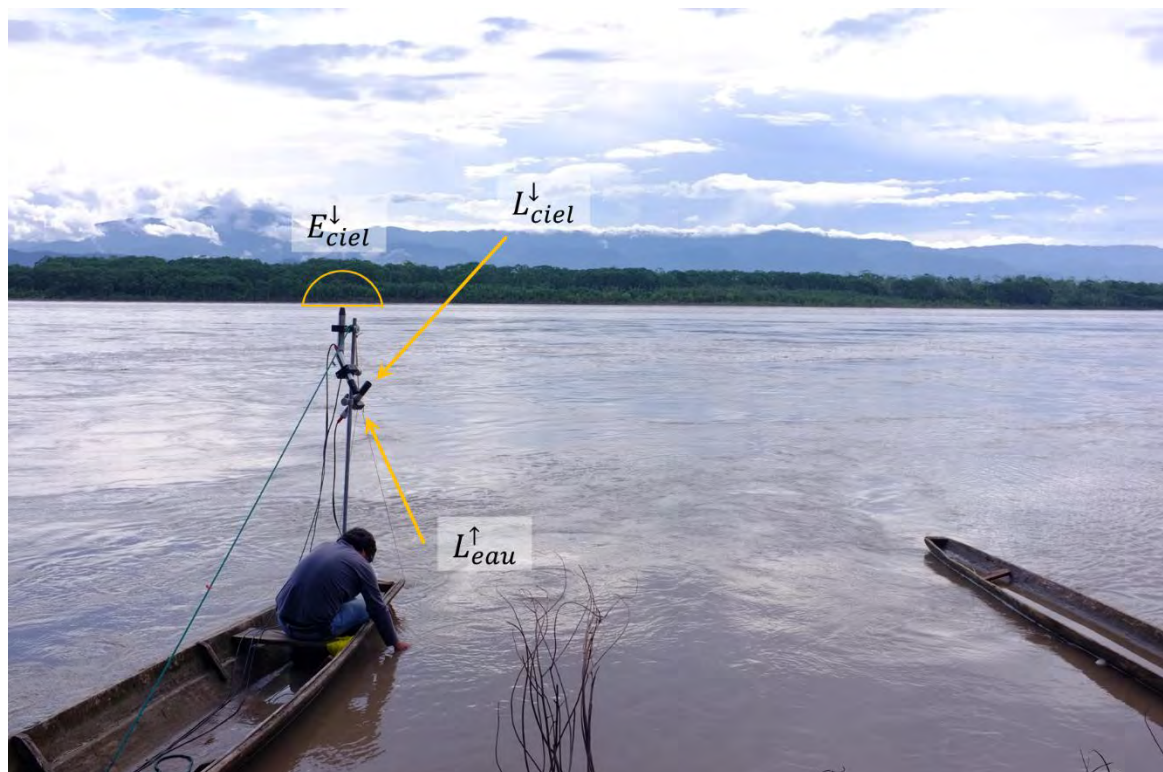
Des radiomètres hyper-spectraux et passifs de type RAMSES (marque TriOS) ont été utilisés pour mesurer sur le terrain des séries temporelles de radiance et d’irradiance. Ces capteurs optiques ont une gamme de mesure spectrale comprise entre  $\sim 315$  et  $\sim 950$  nanomètres, discrétisée en 191 canaux spectraux.

Trois radiomètres ont été utilisés simultanément, en reprenant le dispositif expérimental proposé par Mobley (1999) : un capteur mesurant l’irradiance (ou éclaircissement) descendante  $E_{ciel}^\downarrow$  [ $\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ ], un capteur pour la mesure de la radiance (ou luminance) montante  $L_{eau}^\uparrow$  [ $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ] et enfin un dernier capteur pour la radiance descendante  $L_{ciel}^\downarrow$  (Espinoza-Villar, 2012; Pinet, 2017). Les capteurs de radiance étaient disposés avec un angle azimutal (i.e. tournant autour du mât vertical sur lequel sont installés les capteurs) de  $+135^\circ$  par rapport au soleil et un angle zénithal de  $\pm 40^\circ$  par rapport au plan vertical, suivant la direction pointée (i.e. ciel ou eau). Enfin le capteur d’irradiance était placé au sommet du mât et pointait vers le ciel dans la direction perpendiculaire au plan d’eau, de façon à intégrer l’éclaircissement direct et diffus du soleil sur un demi-hémisphère. Ce capteur sert à « normaliser » les valeurs de luminance mesurées, l’intensité de l’éclaircissement du soleil étant variable dans le temps, notamment en fonction de l’évolution du couvert nuageux et de l’élévation du soleil.

Grâce à ce dispositif expérimental, une valeur de réflectance « télédétectée » – *remote sensing reflectance* –  $R_{rs}(\lambda, t)$  [ $\text{sr}^{-1}$ ] peut être calculée à chaque instant  $t$  et pour chaque canal de longueur d'onde  $\lambda$ , de la manière suivante :

$$R_{rs}(\lambda, t) = \frac{L_{eau}^{\uparrow}(\lambda, t) - \rho L_{ciel}^{\downarrow}(\lambda, t)}{E_{ciel}^{\downarrow}(\lambda, t)}, \quad \text{Eq. 2. 3}$$

où  $\rho$  est un facteur qui dépend des conditions d'éclairement, de la vitesse du vent (rugosité de la surface réfléchissante) et de l'angle du zénith solaire. C'est pour mieux contraindre ce facteur que les mesures sont effectuées avec les conditions d'angles polaire et azimutal décrites ci-dessus. Mobley (1999) montrent en effet que dans ces conditions, ce facteur tend vers une valeur asymptotique de 0.028 lorsque la rugosité de la surface est faible.



Photographie 2.14: Dispositif de mesure de la réflectance de l'eau, avec 3 radiomètres. Lagarto (Ucayali), février 2017.



Les mesures ont été effectuées en continu (et stockées sur une unité centralisée TriOS-TriBox alimentée sur batterie 12V), généralement entre 10h30 et 15h30, lorsque le soleil était suffisamment proche du zénith (avec un angle zénithal compris entre 0 et 30°), afin que les valeurs d'irradiance descendante acquises soient suffisamment élevées pour être significatives (supérieures à  $\sim 1200 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$  dans la partie bleue du spectre de la lumière) (Pinet, 2017). En pleine saison humide, la couverture nuageuse était importante sur les stations et quelques pluies ont été essuyées par l'équipe, rendant impossible toute mesure radiométrique. Les valeurs pour lesquelles l'irradiance était trop faible ont été écartées en post-traitement, mais dans l'ensemble, la grande majorité des mesures ont été acquises dans de bonnes conditions d'éclairement, les nuages tendant par ailleurs à diffuser la lumière. Les conditions de rugosité à la surface de l'eau étaient également satisfaisantes, avec une absence de vent. Afin de viser le courant vif plutôt que les eaux mortes près des rives, les radiomètres furent installés sur la poupe de longues pirogues de type « peque-peque », attachés à la rive du côté de la proue, ou encore depuis un ponton à Atalaya dans le cas des mesures sur l'Urubamba. Enfin quelques transects de réflectance ont été mesurés en fixant le mât des capteurs au bateau utilisé pour les mesures afin d'étudier la variabilité latérale.

#### 2.5.2.2 Protocole d'analyse des échantillons collectés

##### i. Dispositif expérimental

Un laboratoire de campagne itinérant a été installé à chaque fois dans le village ou la ville la plus proche du site de mesures afin de traiter les échantillons à la nuit tombée. Ce dispositif comportait notamment :

- Une rampe de filtration de 6 postes, reliée à une pompe à vide pour la filtration des échantillons. Les filtres ont été conservés dans des boîtes de pétri après filtration et pesés ultérieurement avec une balance de précision. L'intégralité du volume prélevé a été filtré.

- Un spectrophotomètre OSCAR (TriOS), disposant d'une cavité optique sphérique de 8 cm de diamètre, bien adaptée aux mesures hyper-spectrales de l'absorption de la lumière par un mélange eaux-sédiments très turbide, lesquelles sont difficiles à obtenir à partir d'un spectrophotomètre « classique », i.e. à chemin optique linéaire. Une description complète de

cet équipement et de ses avantages dans des applications « eaux-continentales » est fournie par Pinet (2017). La cavité est alimentée via un circuit hydraulique : une pompe péristaltique prélève le mélange eau, MES, et dissous dans un bécher, lui-même posé sur un agitateur magnétique de manière à garder en suspension les particules. Après le passage dans la cavité, le mélange est récupéré dans le même bécher, re-mélangé par l'agitateur et de nouveau aspiré dans le circuit. La difficulté majeure de ce dispositif est de faire circuler l'eau dans la cavité avec une vitesse suffisamment importante pour que les MES grossières ne sédimentent pas dans la cavité.

- Un spectrophotomètre VIPER (TriOS), avec une cuve optique de 1 cm de chemin optique, destiné à la mesure de l'absorption de la lumière par la phase dissoute.



Photographie 2.15: Laboratoire de campagne installé dans une chambre d'hôtel. Atalaya (Pérou), février 2017.

L'objectif premier de ce dispositif consistait à évaluer l'absorptivité de la lumière par les MES, en différenciant les MES fines de sables. Le coefficient d'absorption (ou absorptivité) d'un rayonnement de longueur d'onde  $\lambda$  traversant un volume d'eau de rivière  $a_{tot}$  [ $m^{-1}$ ] se

décompose classiquement en la somme de 4 composantes : le terme  $a_{cdom}$  – *cdom* : *colored dissolved organic matter* – lié à l’absorption par la matière organique dissoute, le terme  $a_{phy}$  – *phy* : *phytoplankton*, qui correspond à l’absorption de la matière organique particulaire vivante, la contribution des MES à l’absorption du milieu,  $a_{nap}$  – *nap* : *non-algal particles*, et enfin le terme d’absorptivité de l’eau pure,  $a_w$ , supposé constant et pris en compte par les spectrophotomètres. Si ces notations peuvent paraître exotiques à un hydrologue, cela tient au fait qu’historiquement, ces mesures des propriétés optiques des eaux ont d’abord été conduites dans les océans, puis dans les estuaires.

Pour les eaux blanches des rivières du bassin amazonien très chargées en sédiments, le terme particulaire  $a_{phy}$  est d’ordinaire négligé devant l’absorptivité des MES ( $a_{nap} \gg a_{phy}$ ) (Martinez *et al.*, 2015; Pinet, 2017). Le bilan d’absorptivité considéré ici s’écrit donc de la manière suivante :

$$a_{tot}(\lambda) \cong a_{cdom}(\lambda) + a_{nap}(\lambda) + a_w(\lambda) , \quad \text{Eq. 2. 4}$$

Si le spectrophotomètre prend déjà en compte l’absorptivité de l’eau dans les mesures, ce bilan se réduit à :

$$a_{tot}(\lambda) = a_{cdom}(\lambda) + a_{nap}(\lambda), \quad \text{Eq. 2. 5}$$

où  $a_{tot}$  est alors la mesure délivrée par le spectrophotomètre, déjà diminuée de l’absorptivité de l’eau.

Dans le protocole décrit ci-après, le spectrophotomètre à chemin optique linéaire VIPER est utilisé pour la mesure du coefficient d’absorption du dissous ( $a_{cdom}$ ) et le modèle OSCAR, à cuve sphérique intégratrice, permet quant à lui de mesurer l’absorptivité du mélange eau, MES, éléments dissous ( $a_{tot}$ ). De ces deux mesures, effectuées sur le même échantillon, est déduit le coefficient d’absorption des MES ( $a_{nap}$ ).

- ii. Séquence de mesure de l'absorption de la lumière par les eaux fluviales échantillonnées

Avant la filtration des MES, une première mesure de l'absorption de la mixture eau, MES et éléments dissous était réalisée dans le spectrophotomètre OSCAR. Puis le volume d'eau était passé dans un tamis de 63 microns afin de séparer les sables des MES fines. La mesure d'absorption était alors répétée sur le passant, i.e. le mélange eau, dissous et MES fines. Après cette seconde mesure, les MES fines ont été filtrés sur un filtre de 0.45 microns. Enfin, le filtrat résultant de cette filtration a été utilisé pour une mesure de l'absorption de la phase dissoute des échantillons dans le spectrophotomètre VIPER.

Durant les analyses, la présence de sédiments fins, de couleur sombre, passant à travers le tamis de 63 microns et ayant tendance à sédimenter rapidement (en quelques secondes) dans les flacons de prélèvement a été relevée. Leur densité pourrait être à l'origine de cette vitesse de décantation rapide, et il est permis de penser que leur présence en surface puisse être conditionnée à la vigueur de l'écoulement. Leur poids sur l'absorptivité des MES reste donc à étudier, tout comme leur nature qui n'a pas été caractérisée dans cette thèse. Néanmoins, durant la campagne, certaines mesures d'absorptivité ont été réalisées à titre indicatif, après filtration des sables, en deux temps : d'abord une mesure sur le passant, puis une seconde mesure sur ce même volume d'eau, mais après un temps de décantation de ~ 30 minutes, et en excluant les MES déposées.

### 2.5.2.3 Les mesures radiométriques issues de campagnes précédentes

Quelques données radiométriques supplémentaires (et de concentrations) ont été collectées en novembre 2011 dans la région d'Iquitos (Pérou) sur l'Ucayali et l'Amazone ([Espinoza-Villar \*et al.\*, 2012](#)) et ont également été utilisées dans cette thèse.

Tableau 2.9: Liste des prélèvements effectués pendant la campagne de mesure sur le haut-Ucayali en février 2017. Codes des points : LAG = Lagarto, TBO = rio Tambo, URU = rio Urubamba, PIN = Puerto Inca, PUC = Pucallpa. Pour chaque échantillon prélevé et mentionné dans ce tableau, une détermination de la concentration en MES a été réalisée.

Date	Code échantillon	Nature	h rivière (cm)	Profondeur normalisée	Analyse granulométrique	Analyse VIPER	Analyse OSCAR
02/02/2017	LAG-D1-P1	Suivi horaire	620	0	X		X
02/02/2017	LAG-D1-P2	Suivi horaire	620	0		X	X
03/02/2017	LAG-D2-P1	Suivi horaire	678	0	X	X	X
03/02/2017	LAG-D2-P2	Suivi horaire	680	0		X	X
03/02/2017	LAG-D2-P3	Suivi horaire	688	0	X	X	X
03/02/2017	LAG-D2-P4	Suivi horaire	691	0		X	X
03/02/2017	LAG-D2-P5	Suivi horaire	692	0	X	X	X
04/02/2017	LAG-D3-P1	Suivi horaire	725	0	X	X	X
04/02/2017	LAG-D3-P2	Suivi horaire	733	0		X	X
04/02/2017	LAG-D3-P3	Suivi horaire	738	0		X	X
04/02/2017	LAG-D3-P4	Suivi horaire	740	0	X	X	X
04/02/2017	LAG-D3-P5	Suivi horaire	750	0		X	X
05/02/2017	LAG-D4-P1	Suivi horaire	705	0	X	X	X
05/02/2017	LAG-D4-P2	Suivi horaire	707	0		X	X
05/02/2017	LAG-D4-P3	Suivi horaire	710	0		X	X
05/02/2017	LAG-D4-P4	Suivi horaire	712	0		X	X
05/02/2017	LAG-D4-P5	Suivi horaire	713	0	X	X	X
05/02/2017	LAG-D4-P6	Suivi horaire	717	0		X	X
06/02/2017	LAG-D5-P1	Suivi horaire	684	0	X	X	X
06/02/2017	LAG-D5-P2	Suivi horaire	685	0		X	X
06/02/2017	LAG-D5-P3	Suivi horaire	685	0		X	X
06/02/2017	LAG-D5-P4	Suivi horaire	685	0		X	X
06/02/2017	LAG-D5-P5	Suivi horaire	686	0		X	X
06/02/2017	LAG-D5-P6	Suivi horaire	686	0	X	X	X
07/02/2017	TBO-D1-P1	Suivi horaire	-	0		X	X
07/02/2017	TBO-D1-P2	Suivi horaire	-	0	X	X	X
07/02/2017	TBO-D1-P3	Suivi horaire	-	0		X	X
07/02/2017	TBO-D1-P4	Suivi horaire	-	0		X	X
07/02/2017	TBO-D1-P5	Suivi horaire	-	0		X	X
07/02/2017	TBO-D1-P6	Suivi horaire	-	0	X	X	X
08/02/2017	URU-D1-P1	Suivi horaire	-	0		X	X
08/02/2017	URU-D1-P2	Suivi horaire	-	0	X	X	X
08/02/2017	URU-D1-P3	Suivi horaire	-	0		X	X
08/02/2017	URU-D1-P4	Suivi horaire	-	0		X	X



Date	Code échantillon	Nature	h rivière (cm)	Profondeur normalisée	Analyse granulométrique	Analyse VIPER	Analyse OSCAR
14/02/2017	PIN-D1-P1	Suivi horaire	652	0	X	X	X
14/02/2017	PIN-D1-P2	Suivi horaire	655	0		X	X
14/02/2017	PIN-D1-P3	Suivi horaire	659	0		X	X
14/02/2017	PIN-D1-P4	Suivi horaire	663	0		X	X
15/02/2017	PUC-D1-P1	Suivi horaire	-	0	X	X	X
15/02/2017	PUC-D1-P2	Suivi horaire	-	0		X	X
15/02/2017	PUC-D1-P3	Suivi horaire	-	0		X	X
03/02/2017	LAG-CALIB-V1	Jaugeage	692	0			
03/02/2017	LAG-V1P1	Jaugeage	692	0			
03/02/2017	LAG-V1P2	Jaugeage	692	0.25			
03/02/2017	LAG-V1P3	Jaugeage	692	0.5			
03/02/2017	LAG-V1P4	Jaugeage	692	0.7			
03/02/2017	LAG-V1P5	Jaugeage	692	0.8			
03/02/2017	LAG-V1P6	Jaugeage	692	0.9			
03/02/2017	LAG-CALIB-V2	Jaugeage	692	0			
03/02/2017	LAG-V2P1	Jaugeage	692	0			
03/02/2017	LAG-V2P2	Jaugeage	692	0.25			
03/02/2017	LAG-V2P3	Jaugeage	692	0.5			
03/02/2017	LAG-V2P4	Jaugeage	692	0.7			
03/02/2017	LAG-V2P5	Jaugeage	692	0.8			
03/02/2017	LAG-V2P6	Jaugeage	692	0.9			
03/02/2017	LAG-CALIB-V3	Jaugeage	692	0			
03/02/2017	LAG-V3P1	Jaugeage	692	0			
03/02/2017	LAG-V3P2	Jaugeage	692	0.25			
03/02/2017	LAG-V3P3	Jaugeage	692	0.5			
03/02/2017	LAG-V3P4	Jaugeage	692	0.7			
03/02/2017	LAG-V3P5	Jaugeage	692	0.8			
03/02/2017	LAG-V3P6	Jaugeage	692	0.9			

Date	Code échantillon	Nature	h rivière (cm)	Profondeur normalisée	Analyse granulométrique	Analyse VIPER	Analyse OSCAR
04/02/2017	LAG-CALIB-V1	Jaugeage	743	0			
04/02/2017	LAG-V1P1	Jaugeage	743	0.1			
04/02/2017	LAG-V1P2	Jaugeage	743	0.25			
04/02/2017	LAG-V1P3	Jaugeage	743	0.5			
04/02/2017	LAG-V1P4	Jaugeage	743	0.7			
04/02/2017	LAG-V1P5	Jaugeage	743	0.8			
04/02/2017	LAG-V1P6	Jaugeage	743	0.9			
04/02/2017	LAG-CALIB-V2	Jaugeage	743	0	X		
04/02/2017	LAG-V2P1	Jaugeage	743	0.1			
04/02/2017	LAG-V2P2	Jaugeage	743	0.25	X		
04/02/2017	LAG-V2P3	Jaugeage	743	0.5	X		
04/02/2017	LAG-V2P4	Jaugeage	743	0.7			
04/02/2017	LAG-V2P5	Jaugeage	743	0.8	X		
04/02/2017	LAG-V2P6	Jaugeage	743	0.9	X		
04/02/2017	LAG-CALIB-V3	Jaugeage	743	0			
04/02/2017	LAG-V3P1	Jaugeage	743	0.1			
04/02/2017	LAG-V3P2	Jaugeage	743	0.25			
04/02/2017	LAG-V3P3	Jaugeage	743	0.5			
04/02/2017	LAG-V3P4	Jaugeage	743	0.7			
04/02/2017	LAG-V3P5	Jaugeage	743	0.8			
04/02/2017	LAG-V3P6	Jaugeage	743	0.9			
05/02/2017	LAG-CALIB-V1	Jaugeage	710	0			
05/02/2017	LAG-V1P2	Jaugeage	710	0.2			
05/02/2017	LAG-V1P3	Jaugeage	710	0.5			
05/02/2017	LAG-V1P4	Jaugeage	710	0.75			
05/02/2017	LAG-V1P5	Jaugeage	710	0.9			
05/02/2017	LAG-CALIB-V2	Jaugeage	710	0			
05/02/2017	LAG-V2P2	Jaugeage	710	0.2			
05/02/2017	LAG-V2P3	Jaugeage	710	0.5			
05/02/2017	LAG-V2P4	Jaugeage	710	0.75			
05/02/2017	LAG-V2P5	Jaugeage	710	0.9			
05/02/2017	LAG-V2P6_Fond	Jaugeage	710	1			
05/02/2017	LAG-CALIB-V3	Jaugeage	710	0			
05/02/2017	LAG-V3P2	Jaugeage	710	0.2			
05/02/2017	LAG-V3P3	Jaugeage	710	0.5			
05/02/2017	LAG-V3P4	Jaugeage	710	0.75			
05/02/2017	LAG-V3P5	Jaugeage	710	0.9			
06/02/2017	LAG-V1P1 (50%)	Jaugeage	685	0.5			
06/02/2017	LAG-V2P1 (0%)	Jaugeage	685	0			
06/02/2017	LAG-V2P1 (50%)	Jaugeage	685	0.5			
06/02/2017	LAG-V2P3 (90%)	Jaugeage	685	0.9			
06/02/2017	LAG-V3P1 (50%)	Jaugeage	685	0.5			

Date	Code échantillon	Nature	h rivière (cm)	Profondeur normalisée	Analyse granulométrique	Analyse VIPER	Analyse OSCAR
07/02/2017	TBO-V1P1(0%)	Jaugeage		0	X		
07/02/2017	TBO-V1P2(25%)	Jaugeage		0.25	X		
07/02/2017	TBO-V1P3(50%)	Jaugeage		0.5	X		
07/02/2017	TBO-V1P4(75%)	Jaugeage		0.75	X		
07/02/2017	TBO-V1P5(90%)	Jaugeage		0.9	X		
08/02/2017	URU-V1sup	Transect radio		0			
08/02/2017	URU-V2sup	Transect radio		0			
08/02/2017	URU-V3sup	Transect radio		0			
08/02/2017	URU-V1P1 (0%)	Jaugeage		0			X
08/02/2017	URU-V1P2 (50%)	Jaugeage		0.5			X
08/02/2017	URU-V1P3 (90%)	Jaugeage		0.9			X
09/02/2017	LAG-CALIB-V1	Jaugeage	686	0			
09/02/2017	LAG-V1P2	Jaugeage	686	0.1			
09/02/2017	LAG-V1P3	Jaugeage	686	0.25			
09/02/2017	LAG-V1P4	Jaugeage	686	0.5			
09/02/2017	LAG-V1P5	Jaugeage	686	0.75			
09/02/2017	LAG-V1P6	Jaugeage	686	0.9			
09/02/2017	LAG-CALIB-V2	Jaugeage	686	0	X		
09/02/2017	LAG-V2P2	Jaugeage	686	0.1			
09/02/2017	LAG-V2P3	Jaugeage	686	0.25	X		
09/02/2017	LAG-V2P4	Jaugeage	686	0.5	X		
09/02/2017	LAG-V2P5	Jaugeage	686	0.75	X		
09/02/2017	LAG-V2P6	Jaugeage	686	0.9	X		
09/02/2017	LAG-CALIB-V3	Jaugeage	686	0			
09/02/2017	LAG-V3P2	Jaugeage	686	0.1			
09/02/2017	LAG-V3P3	Jaugeage	686	0.25			
09/02/2017	LAG-V3P4	Jaugeage	686	0.5			
09/02/2017	LAG-V3P5	Jaugeage	686	0.75			
09/02/2017	LAG-V3P6	Jaugeage	686	0.9			
15/02/2017	PUC-V1P1	Jaugeage		0			
15/02/2017	PUC-V1P2	Jaugeage		0.2			
15/02/2017	PUC-V1P3	Jaugeage		0.5			
15/02/2017	PUC-V1P4	Jaugeage		0.75			
15/02/2017	PUC-V1P5	Jaugeage		0.85			
15/02/2017	PUC-V2P1	Jaugeage		0	X		X
15/02/2017	PUC-V2P2	Jaugeage		0.2			
15/02/2017	PUC-V2P3	Jaugeage		0.5	X		X
15/02/2017	PUC-V2P4	Jaugeage		0.75			
15/02/2017	PUC-V2P5	Jaugeage		0.85	X		X
15/02/2017	PUC-V2P6	Jaugeage		0.9	X		
15/02/2017	PUCV3P1	Jaugeage		0			
15/02/2017	PUCV3P2	Jaugeage		0.2			
15/02/2017	PUCV3P3	Jaugeage		0.5			
15/02/2017	PUCV3P4	Jaugeage		0.75			
15/02/2017	PUCV3P5	Jaugeage		0.85			

### 2.5.3 Les données issues de l'altimétrie spatiale

Les premières missions altimétriques spatiales ont été conçues pour les eaux océaniques et les grands lacs, afin d'étudier les fluctuations des niveaux d'eau (e.g. Brook, 1982; Morris *et al.*, 1994a, 1994b). Plus tard, la mission Topex/Poseidon (1992 – 2006) a la première permis d'envisager l'utilisation de cette technologie sur des cours d'eau (Birkett *et al.*, 1998), en dépit d'incertitudes importantes, allant de quelques décimètres à l'ordre du mètre (Calmant *et al.*, 2006, 2009). D'autres missions suivront (Jason 1 et 2, Envisat, Saral/Altika et bientôt la mission SWOT), avec des couvertures spatiales et des temps de revisite différents et une précision toujours plus fine.

Les radars altimétriques embarqués émettent une courte impulsion de micro-ondes dans la direction du nadir (i.e. la direction opposée au zénith). Un écho à ce signal est renvoyé par le plan d'eau d'intérêt, puis reçu par le satellite et analysé. La hauteur de la surface du corps d'eau au-dessus de l'ellipsoïde est déterminée en soustrayant la mesure de l'altimètre à la hauteur de l'orbite du satellite (au-dessus de l'ellipsoïde). Des corrections tenant compte du retard de propagation des micro-ondes dans l'atmosphère et l'ionosphère doivent être appliquées (Calmant *et al.*, 2006, 2009).

L'une des principales limitations à la précision des altimètres embarqués pour la mesure de hauteur d'eau en milieu continental reste la forme de la réponse spectrale du corps d'eau. En effet, des algorithmes conçus pour reconnaître la réponse spectrale d'un plan d'eau – *tracking algorithms* – sont utilisés pour détecter le corps d'eau. Le modèle de cette réponse est basé sur celle des océans, qui consiste en un pic lissé suivi d'une longue queue. Cependant, l'écho formé par les rivières est beaucoup plus bruité et peut comporter plusieurs pics (Calmant *et al.*, 2006). Ainsi, si la qualité de l'ajustement de la fonction analytique prédéfinie dans l'algorithme de *tracking* sur l'écho formé par le plan d'eau et reçu par le satellite n'est pas satisfaisante, ou encore si la forme de la fonction analytique n'est pas bien adaptée à la réponse impulsionnelle du corps d'eau, la hauteur estimée devient erronée ou est éliminée par l'algorithme de traitement du signal utilisé. C'est pourquoi les données altimétriques collectées par les missions satellites sont retraitées *a posteriori* par des algorithmes de *retracking*, lesquels sont régulièrement améliorés. Les données issues de ces missions sont

mise à disposition via des portails internet (ex : [www.aviso.altimetry.fr](http://www.aviso.altimetry.fr) pour les missions Jason, Envisat et Saral).

Dans cette thèse, le logiciel VALS – *Virtual ALtimetric Station* – Version 1.16 (2009 – 2019) ([www.ore-hybam.org/index.php/eng/Software/VALS](http://www.ore-hybam.org/index.php/eng/Software/VALS)), développé au sein du SO HyBAm par G. Cochonneau (IRD), a été utilisé pour traiter les données issues de l’altimétrie spatiale. Ce logiciel permet de créer et de gérer une base de données altimétriques pour une zone d’étude (ou « station virtuelle ») définie à l’interception d’une trace satellite et d’un corps d’eau. En sortie, VALS fournit une série de hauteurs d’eau au-dessus de l’ellipsoïde avec des incertitudes.

## 2.6 Extension et critique des séries de données

### 2.6.1 Les chroniques de hauteur d’eau

A partir des jeux de données in situ et satellite disponibles, des chroniques de hauteur d’eau journalières ont été produites. Elles ont tout d’abord fait l’objet d’une analyse de leur consistance, puis les données ont été, quand cela était possible, étendues par des méthodes de corrélation et de propagation d’onde de crue. Au besoin, les données in situ ont été complétées par des données satellites. La procédure pour la critique des hauteurs d’eau a été la suivante :

#### 2.6.1.1 Inventaire des données disponibles

Cet inventaire est destiné à identifier des séries de hauteurs d’eau, dans des stations proches, et avec des périodes d’observations communes, et, *a priori*, consistantes. La disponibilité d’informations comme les rapports de contrôle des stations ou leur historique peut alors être d’un grand secours, quand ceux-ci existent.

#### 2.6.1.2 Identifications de périodes et d’estimateurs potentiels

Une première analyse des séries de hauteurs d’eau disponibles dans le bassin permet d’identifier des périodes avec lacunes, ou incohérentes avec le reste de la série (changements brusques du niveau d’eau, interpolations abusives, ...). Des estimateurs potentiels (i.e. des



séries de hauteur d'eau de stations voisines) sont ainsi identifiés à partir de l'inventaire des données disponibles, et serviront à construire des estimations de la série à critiquer ou compléter, sur une période donnée.

### 2.6.1.3 Méthodes statistiques pour la construction d'une estimation

Les méthodes utilisées ici pour construire une estimation des données d'une station dont on souhaite faire la critique, ou compléter les lacunes, à partir d'autres stations (estimateurs) sont fondées sur des régressions linéaires simples ou multiples, et éventuellement l'usage d'un déphasage temporel. Elles sont mises en œuvre via le module CORMUL d'Hydracess (Vauchel *et al.*, 2017).

Dans les cas les plus simples, une bonne estimation est obtenue par régression multiple en utilisant les données de deux stations dans le même bassin, l'une en amont et l'autre en aval. Mais il est également possible d'utiliser un nombre supérieur de stations, qui peuvent être éventuellement situées sur un affluent. Dans ce cas la méthode peut s'apparenter d'une certaine manière à une méthode de régionalisation.

Il est également possible d'établir une relation entre deux stations (i.e. la station à critiquer et un estimateur) en séparant les données de la station à estimer par intervalles croissants, par exemple sur les intervalles 100 à 200 cm, 200 à 300 cm, 300 à 400 cm, etc., et en calculant une droite de régression pour chaque intervalle. Afin d'optimiser les corrélations obtenues sur chaque intervalle, un décalage temporel est permis entre les deux séries (1 jour, 2 jours, etc.). Le meilleur temps de déphasage est alors sélectionné pour chaque intervalle. On obtient ainsi un modèle de régression/propagation, qui dépend de la hauteur d'eau de la station à estimer.

### 2.6.1.4 Identification de périodes, exclusion ou séparation des périodes douteuses

L'utilisation des techniques corrélatives décrites ci-dessus permet d'identifier de nouveau et de manière plus fine des périodes pour lesquelles l'estimateur et la série à critiquer ont des relations statistiques différentes (Figure 2.26). Pour cela, on peut par exemple utiliser les

résidus (entre l'estimation et la série à critiquer), la somme de ces résidus, ou encore le double cumul.

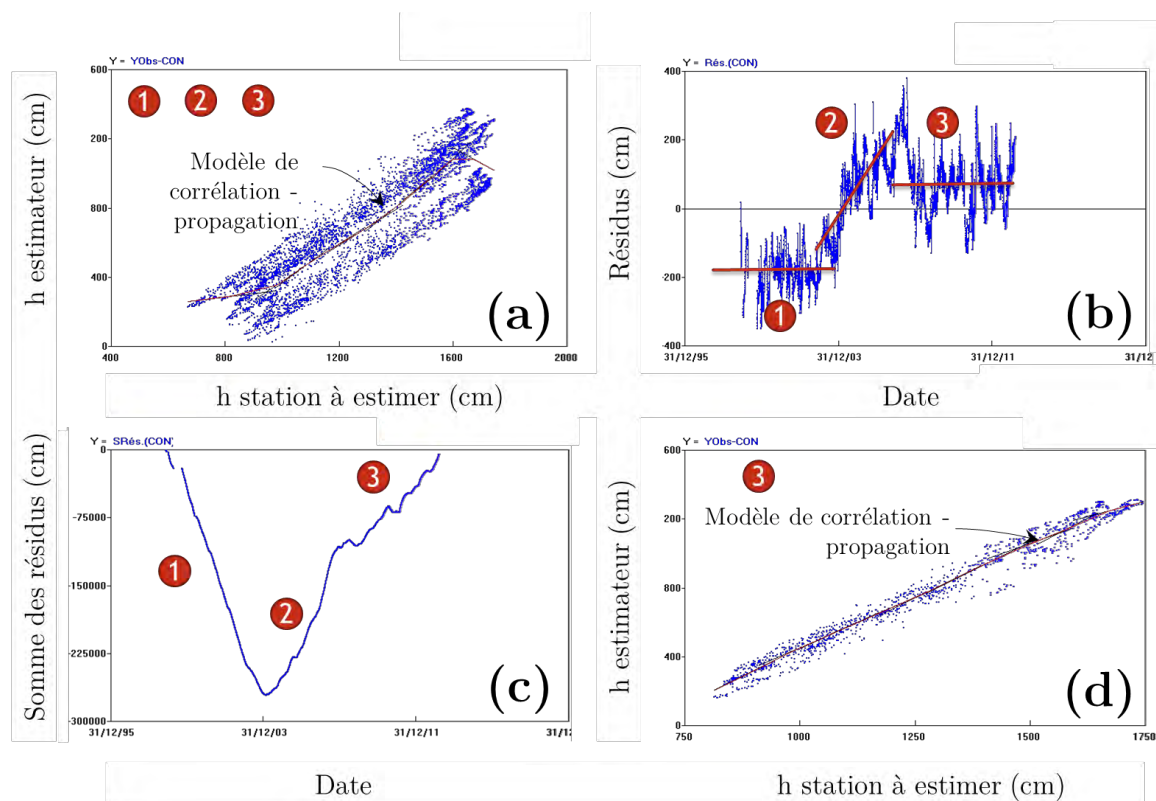


Figure 2.26: Exemples de sorties du module CORMUL (Hydracess), dans lesquels deux séries de hauteurs d'eau journalières sont comparées : une série à estimer, et un estimateur. (a) Régression entre les deux séries, calculée pour chacun des 5 intervalles divisant la gamme de hauteurs d'eau mesurées dans la station à estimer, en permettant un déphasage temporel. (b) Résidus calculés par la différence entre les hauteurs d'eau mesurées dans la station à estimer, et l'estimation produite à partir de l'estimateur via le modèle proposé en (a). La série temporelle des résidus permet d'identifier trois périodes : 1- un déphasage négatif par rapport au modèle, 2- une période de dérive progressive des échelles de la station à estimer et/ou de l'estimateur, 3- un déphasage positif par rapport au modèle. (c) Somme des résidus, montrant également trois périodes (d) Construction d'un nouveau modèle de corrélation-propagation, uniquement pour la période 3. Ce modèle paraît exploitable pour créer des estimations, mais peut-être encore affiné.

### 2.6.1.5 Critique des estimateurs : un travail itératif

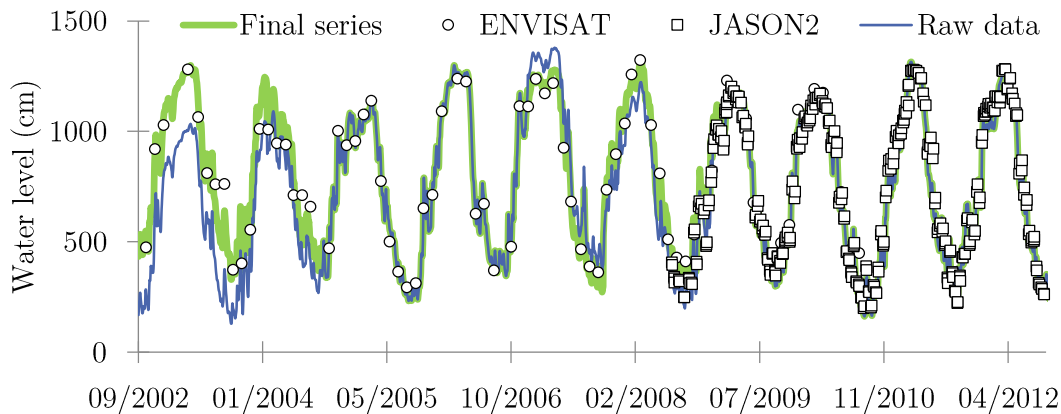
Les données des estimateurs doivent être aussi sûres que possible. Il est souvent nécessaire de critiquer d'abord les séries de données de ces stations, en appelant éventuellement un nouveau jeu de stations. L'historique des modifications doit être bien conservé, et les données modifiées et complétées marquées comme telles dans les bases de données, afin d'éviter toute critique « circulaire ».

### 2.6.1.6 Utilisation de données issues de l'altimétrie spatiale

La création de stations virtuelles permet de disposer d'estimateurs supplémentaires. Cependant, en raison des fréquences de revisite (le cycle orbital nominal pour les missions Jason 1&2 est de 10 jours, et de 35 jours pour ENVISAT), de la période de temps durant laquelle la mission a fourni des données, des changements d'orbite potentiels, et des erreurs sur les mesures, ces données sont parcellaires. Il faut donc utiliser plusieurs stations virtuelles, de façon à disposer du plus grand nombre d'estimateurs robustes.

### 2.6.1.7 Combinaison des données

Lorsque plusieurs estimations des données d'une station sont disponibles, il est alors possible de comparer les données observées aux données estimées, d'identifier les périodes de données douteuses ou erronées et de combler les lacunes dans la série à critiquer. Disposer d'au moins deux estimations concordantes permet de renforcer la valeur de la critique. Les données erronées ou à compléter de la série à estimer sont alors remplacées par les valeurs de l'estimation la mieux corrélée avec cette dernière, sur la période considérée et sur l'intervalle de hauteurs d'eau. Toute modification de la série est signalée dans la base de données.



## 2.6.2 Méthodes de propagation pour les débits

La méthode de Muskingum, ou encore celle du coefficient d’emménagement, (cf. Chapitre 5) peuvent être utilisées pour propager des débits depuis une station amont vers une station aval, à condition d’estimer les apports intermédiaires, lorsqu’ils ne sont pas connus. Ces apports peuvent être estimés par régionalisation, dans le cas d’un bassin où les pluies sont pseudo-proportionnelles entre elles. C’est le cas du bassin de l’Ucayali.

Il est également possible d’inverser le schéma de Muskingum, toujours en régionalisant les apports intermédiaires. Cette méthode a été ici développée afin de reconstituer les débits au pas de temps mensuel à Lagarto, sur la période 2005 – 2009, à partir des débits de la station de Pucallpa (située à l’aval). Les pics des crues rapides de l’hydrogramme de Lagarto ne peuvent pas être reconstitués par cette méthode, mais, au pas de temps mensuels, ceux-ci sont lissés. Le coefficient d’amortissement de la méthode de Muskingum a été pris comme nul ( $X = 0$ ), et le coefficient de déphasage a été ajusté en fonction de la hauteur d’eau à Pucallpa :  $K = f(Q_{PUC})$ . La chronique de débit à Lagarto a ainsi pu être étendue de quatre années (Figure 2.28), précieuses pour caler un modèle hydrologique.

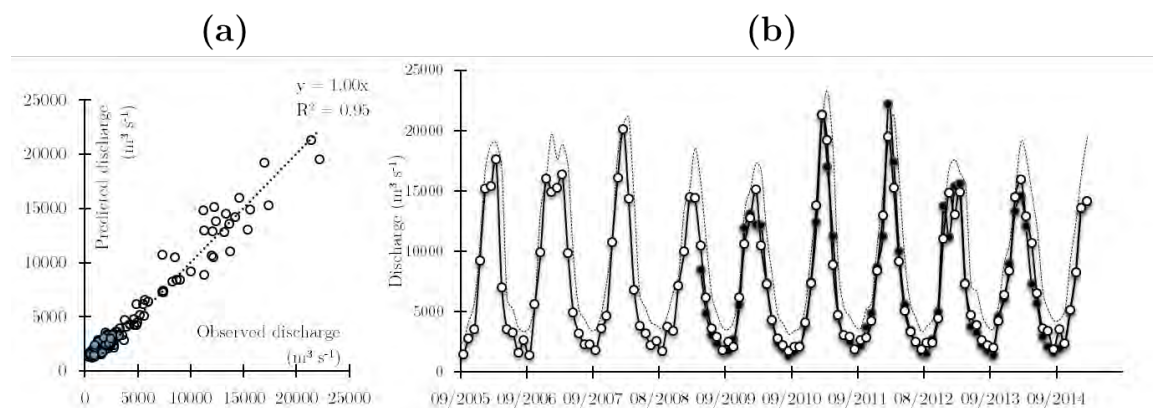


Figure 2.28: Reconstruction d’une chronique de débit à Lagarto au pas de temps mensuel en inversant le schéma de Muskingum et en régionalisant les apports intermédiaires. (a) Corrélations entre débits observés et reconstruits (points blancs) à Lagarto et entre le débit observé et régionalisé à Puerto Inca (points bleus). (b) Chroniques de débits à Pucallpa (ligne en pointillés), utilisé comme données d’entrée pour reconstituer les débits à Lagarto. La ligne continue avec les points noirs correspond aux débits observés à Lagarto, tandis que la ligne continue avec des points blancs est la chronique reconstituée, au pas de temps mensuel.

### 2.6.3 Une utilisation volontairement restreinte des données MODIS

Les séries de concentration en MES extraites d'images MODIS peuvent être utilisées pour compléter et même, lorsqu'elles sont de très bonne qualité, critiquer les données du suivi au sol. Cependant, au regard des objectifs de cette thèse, cette démarche ne sera pas entreprise ici, afin d'être en mesure de comparer les séries de MES totales observées avec celles issues de la télédétection et de la modélisation hydrologique sans induire de biais.



Photographie 2.16: Nivellation de l'échelle de la station hydrologique de Bellavista (Napo) en juillet 2015.



# Chapitre 3 : Calcul des flux et mise en évidence des processus : vers la modélisation hydro- sédimentaire

L'acqua corrode le montagne e riempie le valli.  
Se potesse, ridurrebbe la terra ad una sfera perfetta

Leonardo da Vinci  
*Codex Atlanticus* (XVI<sup>ème</sup> siècle)

### 3.1 Des flux solides par groupe granulométrique

#### 3.1.1 Avant-propos : la part des sables dans les flux solides

Dans toutes les stations de l'avant pays Amazonien au Pérou, on note une présence importante des sables dans l'écoulement, lesquels représentent entre 20 et 55% de la charge solide en suspension (Figure 3.1). La Figure 3.1 montre des dynamiques différentes pour les sables, avec une fraction massique à peu près constante sur le Marañon d'amont en aval (autour de 40%), sans doute en raison des apports en eau et sédiments des tributaires équatoriens de cette rivière, mais également d'une pente du lit plus forte que celle de l'Ucayali. Le Napo à Bellavista présente une fraction massique du même ordre. Au contraire, la fraction massique de sables diminue drastiquement pour l'Ucayali entre l'amont et l'aval, passant de 49% à Puerto Inca et 52% à Lagarto, à 23% à Requena. Quant à l'Amazone à Tamshiyacu, il roule les eaux du Marañon et de l'Ucayali, et sa fraction massique de sable reflète le mélange de ces eaux.

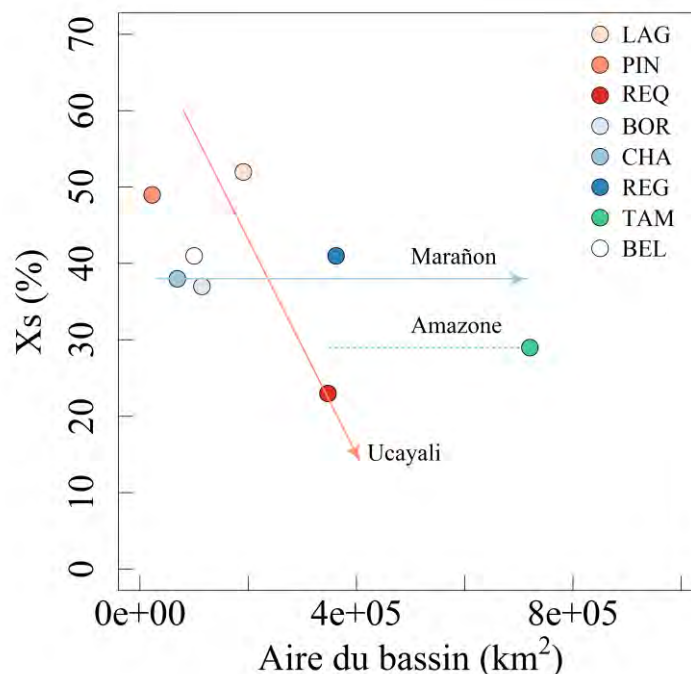


Figure 3.1: Fraction massique de sables dans la concentration moyenne de la section. Ces résultats ont été obtenus à partir des données issues des jaugeages.

En surface de ces rivières, les sables sont également présents, notamment dans les piedmonts Andins du bassin de l'Ucayali (Figure 3.2). Bien qu'*a priori* ces particules rétrodiffusent peu la lumière incidente, leur présence en surface pose la question de leur influence sur les valeurs de réflectance télédétectées, et de celle de toute une gamme granulométrique de MES (silts, petits agrégats) également présentes en surface si les sables le sont.

Il y a donc un véritable enjeu à décrire et comprendre la dynamique des sables dans ces bassins d'avant pays. C'est pourquoi les calculs de flux solides sont ici scindés en deux groupes granulométriques (MES fines et sables).

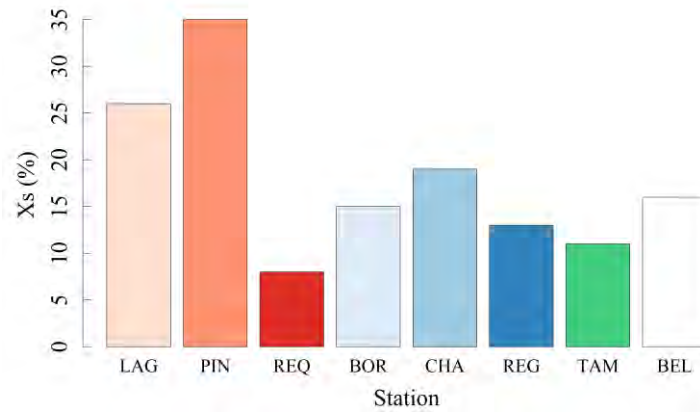


Figure 3.2: Fraction massique ( $X_s$ ) de sable mesurée dans les échantillons de suivi collectés en surface. On note une forte présence des sables en surface pour les stations de piedmonts de l'Ucayali.

### 3.1.2 Flux totaux de MES

Les concentrations indices de MES échantillonnées à la surface  $C_\chi(z \cong h)$  (concentrations totales) sont converties en concentrations moyennes dans la section  $\langle C \rangle$ , grâce à un étalonnage construit à partir des jaugeages solides dans la section d'intérêt (voir chapitre 4). Les relations ajustées entre  $C_\chi(z \cong h)$  et  $\langle C \rangle$  sont linéaires :

$$\langle C \rangle = \alpha C_\chi(z \cong h), \quad \text{Eq. 3. 1}$$

avec  $\alpha$  [-] le ratio entre la concentration moyenne et la concentration indice.

Idéalement, ces mesures de concentration devraient être disponibles pour chaque mesure de hauteur d'eau, afin d'estimer un débit solide au même pas de temps que les débits. La

méthode utilisée par le SO HyBAm pour le calcul des flux est une approximation de cette méthode idéale : les concentrations sont interpolées linéairement entre deux valeurs mesurées, au pas de temps des débits, eux-mêmes calculés à partir des courbes de tarage hauteur-débit en utilisant le logiciel Hydracess (Vauchel *et al.*, 2017). Ainsi, à chaque pas de temps  $i$ , un débit solide  $Q_{s_i}$  [g s<sup>-1</sup>] est calculé :

$$Q_{s\phi_i} = Q_i \langle C \rangle_i, \quad \text{Eq. 3. 2}$$

Notons que si la fréquence d'échantillonnage des concentrations est trop lâche, l'interpolation peut se faire en utilisant une relation du type  $\langle C \rangle_i = f(Q_i)$ , mais cette méthode n'a pas été utilisée ici. Les débits sont déduits des hauteurs d'eau, à partir de courbes de tarage construites avec les jaugeages aDcp, mais en utilisant des méthodes adaptées aux grands fleuves. Le calcul des débits sera détaillé un peu plus loin dans ce chapitre.

### 3.1.3 Flux de MES fines

A partir de 2011, les sables ont été séparés des MES fines sur tous les échantillons collectés en surface par les observateurs dans les stations du SO HyBAM au Pérou. Disposant d'une concentration en MES fines à la surface, la même méthode que celle employée pour les MES totales sera utilisée pour déterminer le flux solide de MES fines  $Q_{sf}$  [g s<sup>-1</sup>]:

$$\langle C_f \rangle = \alpha_f X_f C_\chi(z \cong h), \quad \text{Eq. 3. 3}$$

avec  $X_f$  la fraction massique de MES fines dans la concentration indice, et  $\alpha_f$  le ratio entre la concentration moyenne et la concentration indice en MES fines. Le coefficient  $\alpha_f$  pourra être estimé empiriquement à partir des jaugeages solides, ou être déterminé avec le modèle proposé par Santini *et al.* (2019) (voir chapitre 4).

Avant 2011, il est éventuellement possible d'estimer des flux de MES fines, en calibrant directement une relation entre l'indice de la concentration totale en surface  $C_\chi(z \cong h)$  et  $\langle C_f \rangle$ . Une incertitude modérée entachera alors le calcul des flux, en fonction : (1) de la constance de la fraction massique de sables  $X_s$  dans  $C_\chi$  au cours du cycle hydrologique, et de

son importance par rapport à  $X_f$ , (2) de l'incertitude sur les concentrations en sables dans ce même échantillon.

### 3.1.4 Construction de chroniques de flux de sables

#### 3.1.4.1 Dans les piedmonts

Dans les piedmonts, la concentration en sables dans les couches supérieures de l'écoulement est souvent significative (Figure 3.2), et à défaut d'alternative, un suivi en surface des sables en suspension graduée peut parfois être envisagée, à certaines conditions (ex. répétitions d'échantillonnage sur la largeur de la section et dans le temps, afin de bien contraindre la variabilité spatiale et temporelle des concentrations en sables). Les flux de sables instantanés  $Q_{ss_i}$  [ $\text{g s}^{-1}$ ] seront donc estimés de la même manière que les flux de MES fines : la concentration moyenne en sables dans la section sera calculée à partir de la relation calibrée suivante :

$$\langle C_s \rangle = \alpha_s X_s C_\chi(z \cong h), \quad \text{Eq. 3. 4}$$

avec  $X_s$  la fraction massique de sables dans la concentration indice, et  $\alpha_s$  le ratio entre la concentration moyenne et l'indice de concentration en sables à la surface. De même que  $\alpha_f$ ,  $\alpha_s$  pourra être déterminé empiriquement ou via le modèle proposé au chapitre 4.



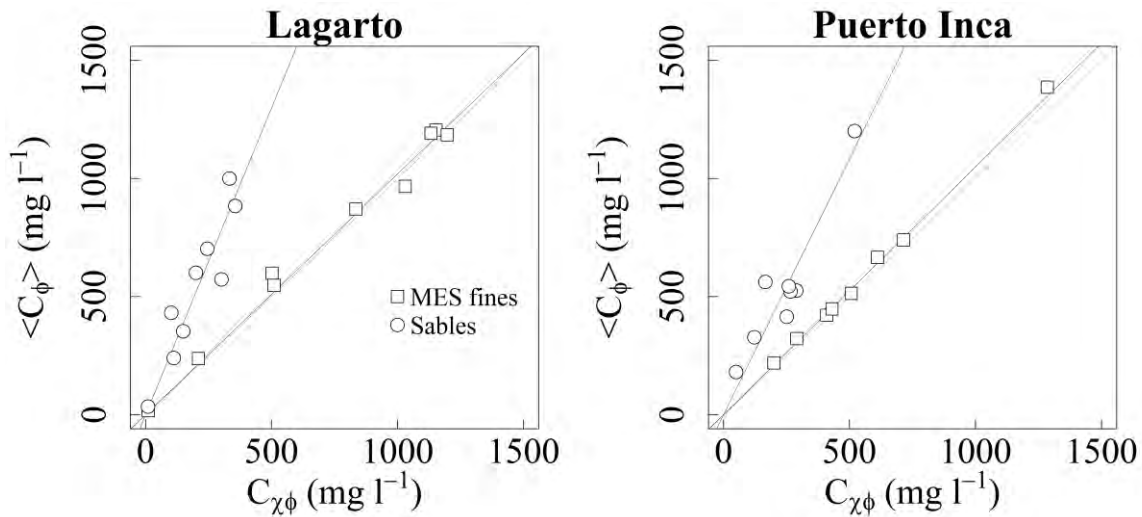


Figure 3.3: Exemple de relations entre concentration indice prélevée en surface  $C_{\chi\phi}(z \cong h)$  et la concentration moyenne mesurée dans la section  $\langle C_{\phi} \rangle$ , pour les MES fines ( $\phi = f$ ) et les sables ( $\phi = s$ ), à Lagarto (Ucayali) et Puerto Inca (Pachitea).

#### 3.1.4.2 Dans la plaine

Dans la plaine, la profondeur de l'écoulement augmente, sa largeur s'accroît et sa puissance se diffuse. Les sables sont donc assez peu représentés à la surface de l'écoulement (Figure 3.2) et sensibles aux fluctuations hydrodynamiques locales. Les valeurs de concentration en sables, mesurées à la surface dans le cadre du suivi opéré par le SO HyBAM, sont donc entachées d'une très grande incertitude, et ne permettent pas de calculer des flux de sables consistants. La mise en place d'un échantillonnage en profondeur, effectué par un observateur, est donc souhaitable, mais difficilement réalisable. Les résultats du chapitre 4 permettront dans le futur d'établir des protocoles en ce sens.

Seuls les jaugeages solides permettent de relativement bien contraindre des valeurs de concentration moyenne en sable dans la section, mais ceux-ci sont réalisés de manière épisodique. De plus, nous le verrons un peu plus bas à la Figure 3.6, les jaugeages solides à Requena, Tamshiyacu ou encore San Regis nous apprennent qu'il n'y a pas de relation directe entre le débit et la concentration en sables pour les stations de la plaine. Le calage de lois de capacité de transport paraît donc être la solution la plus indiquée à l'estimation des flux de sables.

Néanmoins, avant d'envisager toute modélisation des flux de sables dans ces stations, il est au préalable préférable de disposer d'une chronique de flux observés, à des fins de comparaison et validation du modèle, en sus des jaugeages solides disponibles. Il faut donc tenter ici d'exploiter à la fois le signal des proxys de concentration en sables échantillonnés à la surface des rivières de plaine, malgré leur piètre consistance, et les jaugeages solides.

A défaut d'autres mesures, nous proposons ici d'utiliser des relations entre les débits solides jaugés  $Q_s$  (MES totales) et la fraction sableuse de ces mêmes débits solides  $Q_{ss}$ . En effet, pour ces stations de plaine, le flux de sables semble augmenter avec le flux total (Figure 3.4). Ces relations sont en apparence faussement robustes ( $r > 0.95$  en log-log), car du point de vue statistique les variables sont dépendantes, puisque le débit et la concentration en sables sont contenus dans chaque variable de la régression.

Dans le détail, les données montrent que la fraction massique de sables ( $X_s$ ) dans la concentration moyenne en MES totales a tendance à augmenter avec le débit lors de la montée en crue : la rivière accroît sa charge en sables avec la puissance de l'écoulement. Autour du pic, il semblerait que  $X_s$  continue à augmenter avec le débit. Puis à la décrue,  $X_s$  diminue au fur et à mesure que l'écoulement perd de sa puissance. On note également une hystérésis sur la relation entre les concentrations en MES fines et en particules de sables, mais celle-ci n'est pas suffisamment ouverte pour qu'elle soit visible sur les relations  $Q_{ss}(Q_s)$  qui seront utilisées ici (Figure 3.4). Néanmoins, il faudra garder à l'esprit que cette hystérésis, même légère, existe lorsque seront comparés les résultats de la modélisation aux chroniques de sables produites à partir des données de MES mesurées en surface et des jaugeages solides.

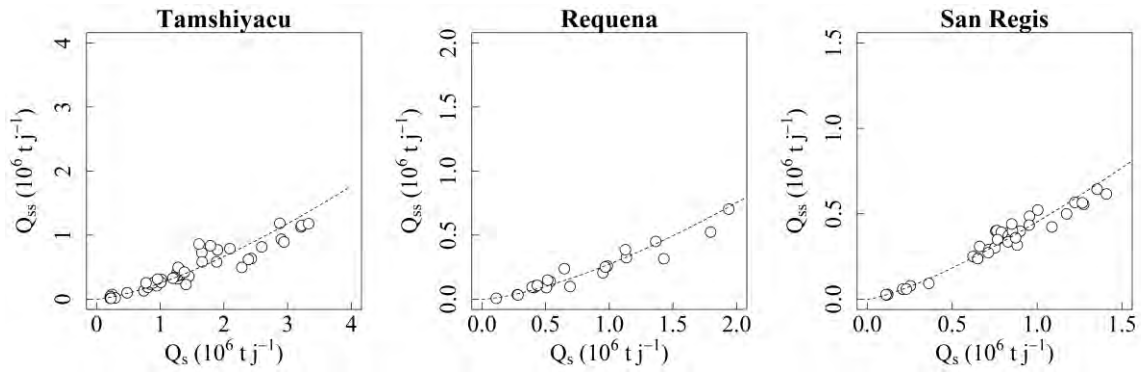


Figure 3.4: Relations empiriques entre le débit solide de MES totales (fines + sables) et le flux de sables, pour les stations de Tamshiyacu, Requena et San Regis. Les points correspondent aux jaugeages effectués dans ces stations sur la période 2005 – 2015. Ces relations seront utilisées pour estimer un flux de sables à partir des MES échantillonnées en surface par l’observateur assigné à chacune des 3 stations, à défaut de série plus robuste.

Malgré ces approximations, les séries de flux de sables ainsi produites montrent une amélioration significative par rapport aux flux calculés à partir de la concentration en sables à la surface, ou encore en utilisant une simple relation  $Q_{ss} = f(Q)$  (Figure 3.5). La série obtenue présente des pics de flux autour des mois de janvier-février, lesquels sont transférés depuis le bassin Andin vers la plaine. A partir de la fin du mois de mars, le flux décline, alors que le débit continue d’augmenter, jusqu’au mois d’avril. Puis, durant les mois de mai et juin, un second pic se dessine, de manière plus affirmée les années de grande crue.

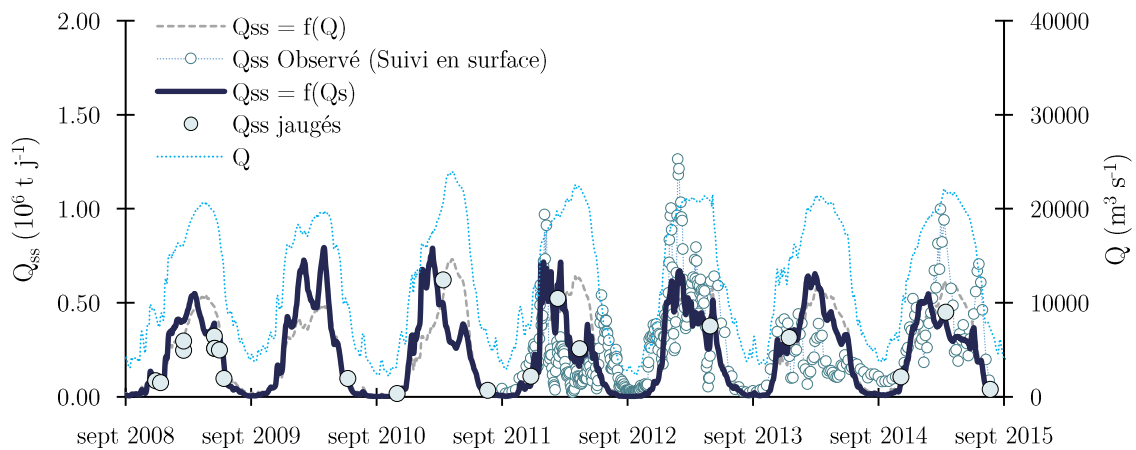


Figure 3.5: Estimation des flux de sables à Requena : les cercles bleu clair correspondent au calcul dérivé du suivi des concentrations en surface (en multipliant la concentration mesurée en surface par un facteur afin de la convertir en concentration moyenne), la ligne en pointillé à un calcul brutal des flux de sables en fonction du débit, par un relation calibrée à partir des jaugeages, la ligne bleue foncée à la méthode proposée ici pour estimer les flux de sables à la station de Requena, et enfin les points turquoise clair (cerclés de noir) aux valeurs de flux mesurés lors des jaugeages solides.

## 3.2 Exploitation des observations pour la compréhension des processus liés aux crues débordantes

### 3.2.1 Relations débit – concentration

#### 3.2.1.1 Dans la plaine

Dans la plaine, les relations entre débits mesurés et concentrations jaugées (totales  $\langle C \rangle$ , fines  $\langle C_f \rangle$  et sables  $\langle C_s \rangle$ ) présentent des hystérésis plus ou moins marquées (Figure 3.6). Ces dernières reflètent l'évolution bimodale des concentrations durant l'année hydrologique dans les stations de la plaine (cf. chapitre 2), avec un premier pic de concentration correspondant au transfert vers l'aval de l'onde de crue Andine, puis un second, moins important, correspondant à une remobilisation de sédiments de la plaine durant la décrue, à la faveur de la vidange des eaux stockées dans le lit majeur. Ces relations présentent donc deux phases de concentration-dilution, et ont, pour la plupart l'aspect, d'un double chevron (excepté à San Regis). En crue, la concentration décline à partir d'un certain seuil de débit, qui semble être à peu près le même chaque année et qui correspondrait à l'épanchement de la crue dans le lit majeur, sur une partie du bassin de plaine. L'effet paraît à peu près simultané pour les MES fines et les sables, voire peut-être un peu plus tardif pour ces derniers (les incertitudes sur les mesures ne nous permettent pas d'identifier un déphasage aussi ténu).

Evidemment, on comprend qu'en l'état ces relations sont inutilisables pour l'estimation d'un débit solide, et justifient l'utilisation de la méthode d'échantillonnage indice choisie par le SO HyBAM pour l'estimation des concentrations moyennes, à une fréquence adaptée à l'hydrogramme de ces stations.

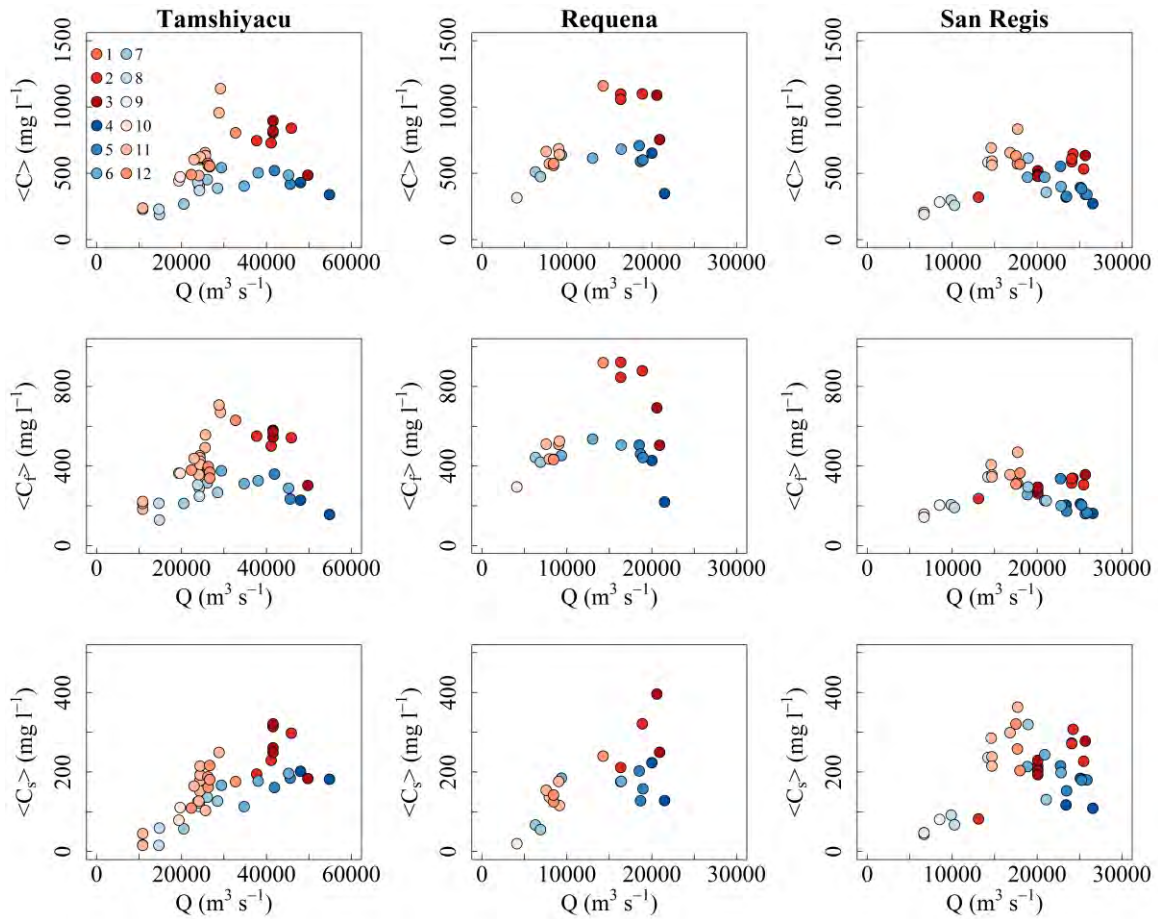


Figure 3.6: Relations débit – concentration construites à partir des données de jaugeage solides effectués entre 2005 et 2015, par groupe granulométrique et par station. Les couleurs correspondent aux mois : en rouge la montée en crue, d’octobre à mars, et en bleu le maximum de crue et sa récession, d’avril à septembre. Notons que la date du maximum de crue est variable d’une année sur l’autre, et qu’elle intervient la plupart du temps entre la fin mars et la mi-mai.



### 3.2.1.2 Les stations des piedmonts Andins

Dans les piedmonts, les concentrations augmentent globalement avec le débit, mais la relation est dépendante des sources de MES Andines lorsqu'elles sont hétérogènes et, du moins pour les sables, des stocks disponibles dans le lit ainsi que des effets de pente. Il en résulte au mieux une légère hystérésis sur ce type de relation, au pire une forte dispersion.

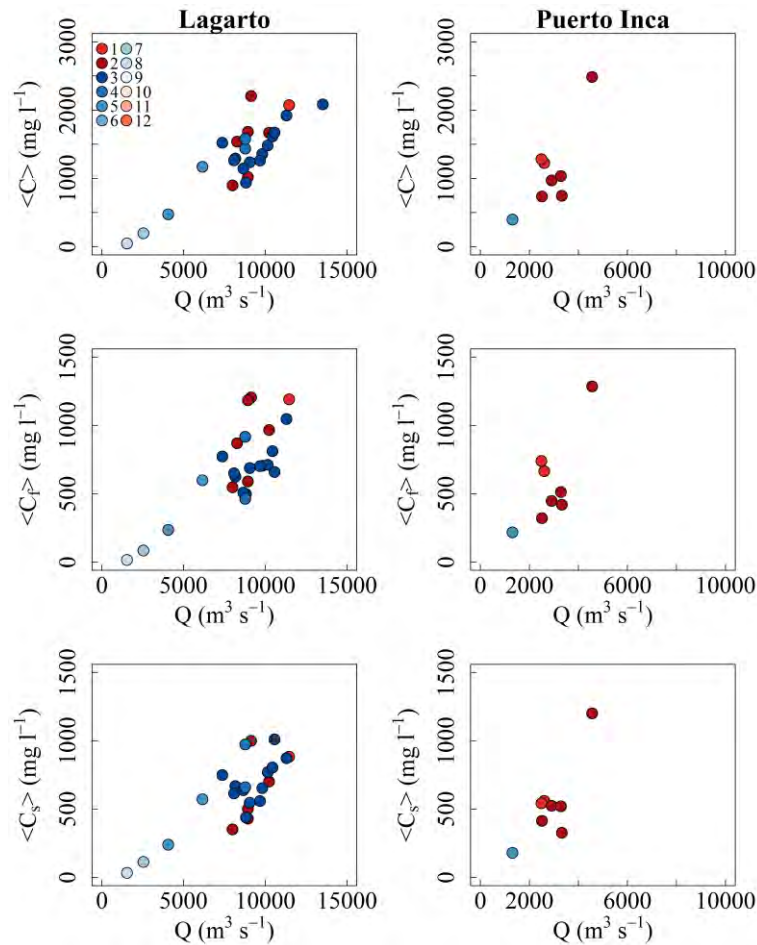


Figure 3.7: Relations débit – concentration construites à partir des données de jaugeage solides effectués entre 2008 et 2017, par groupe granulométrique et par station. Les couleurs correspondent aux mois : en rouge la montée en crue, d’octobre à février, et en bleu la décrue, de mars à septembre. Notons que contrairement aux stations de plaine, de nombreux pics de crue viennent se superposer au cycle moyen de l’onde de crue annuelle. La dispersion observée sur les relations tient donc d’avantage des crues de courte longueur d’onde que du cycle annuel.

### 3.2.2 Mise en évidence d'échanges entre les lits majeur et mineur

Lors de quelques campagnes réalisées entre 2010 et 2015 dans la région de la confluence entre l'Ucayali et le Marañon, des mesures de débits furent répétées dans plusieurs sections transversales situées entre les stations de référence (San Regis et Requena), et la confluence. Les débits jaugés en hautes eaux durant la campagne de mars 2015, d'amont en aval de l'Ucayali et du Marañon (Figure 3.8), suggèrent ainsi des transferts d'eau importants et complexes dans le lit majeur compris entre les deux rivières, et peut être même des transferts d'une rivière à l'autre. Le débit du Marañon augmente ainsi de  $2\,200\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  entre la station de San Regis et la confluence, alors que celui de l'Ucayali reste relativement constant entre les stations U1 et U4, sauf à la station U2, où la rive gauche était inondée durant la mesure, et pour laquelle on enregistre une diminution de  $900\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  par rapport à la section U1 (section bordée à droite comme à gauche par des terrasses, et où il n'y a pas, *a priori*, d'écoulement dans le lit majeur). A la confluence, l'Ucayali accuse un déficit proche de  $2\,100\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  par rapport à la section U1, soit une valeur proche de l'augmentation de débit constatée sur le Marañon.

La compilation des données acquises lors de plusieurs campagnes montre que la somme des débits des deux rivières à la confluence (section U5 et M2 sur la Figure 3.8) est à peu près égale au débit à Tamshiyacu (Amazone), alors que la somme des débits mesurés à Requena et San Regis est inférieure au débit à Tamshiyacu pendant les hautes eaux (Figure 3.9). En effet, pour des débits à Tamshiyacu supérieurs à  $40\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ , la somme ( $Q_{\text{REQ}} + Q_{\text{REG}}$ ) s'écarte rapidement de la première bissectrice, jusqu'à présenter un déficit de  $6\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  en avril 2012, lors de la crue historique du Marañon et de l'Amazone : le volume d'eau transitant par la plaine située entre les deux rivières représentait environ 12 fois celui de la Seine lors de cet évènement hydrologique remarquable.

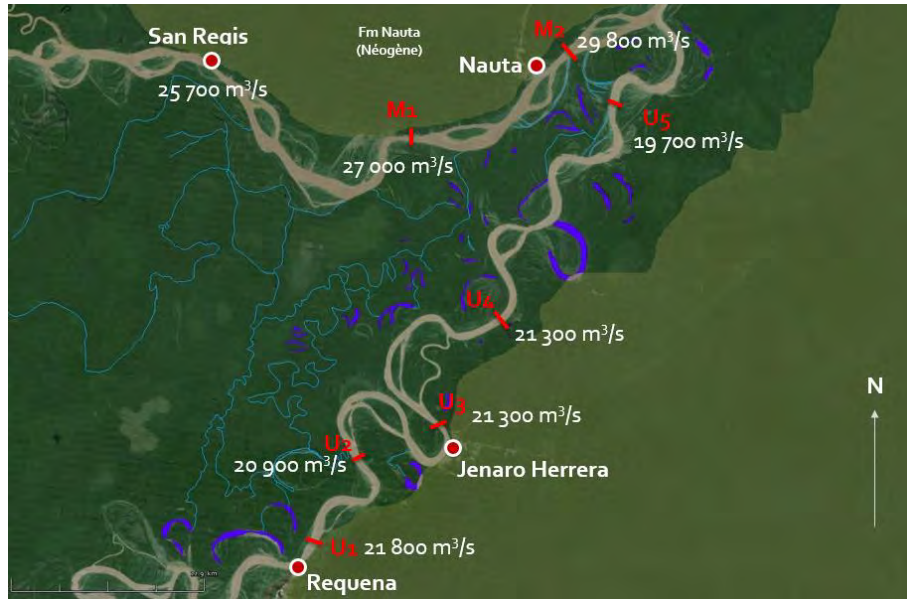


Figure 3.8: Résultats des jaugeages effectués en mars 2015 le long des rivières Ucayali (sections U1 à U5) et Marañon (sections de San Regis, M1 et M2).

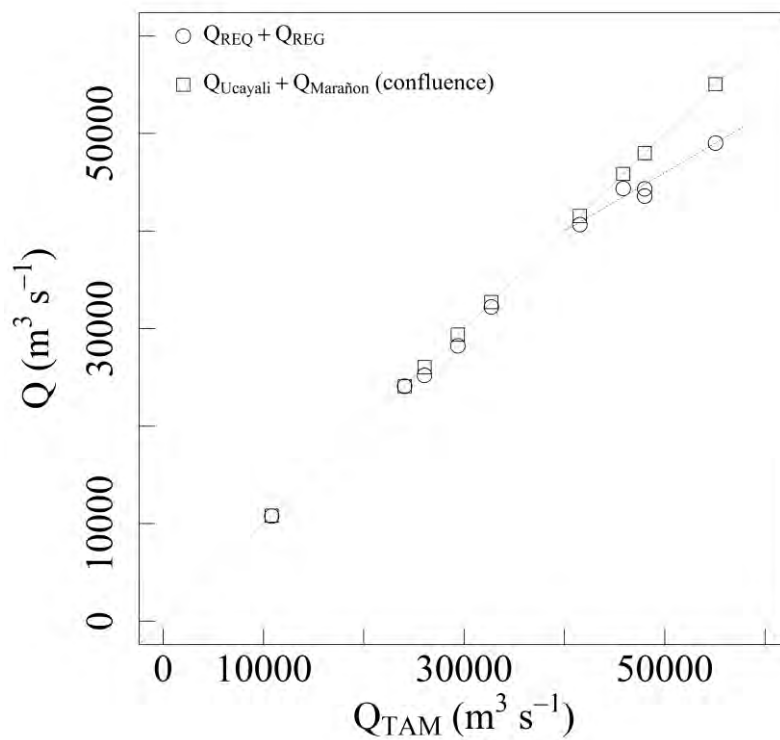


Figure 3.9: Comparaison entre les débits mesurés à Tamshiyacu ( $Q_{TAM}$ ) et, d'une part, la somme des débits mesurés à Requena ( $Q_{REQ}$ ) et San Regis ( $Q_{REG}$ ), et d'autre par la somme des débits des rios Ucayali et Marañon à la confluence. Ces derniers s'alignent parfaitement sur la première bissectrice (ligne en pointillés), alors que, pour les débits supérieurs à  $40\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  à Tamshiyacu, la somme ( $Q_{REQ} + Q_{REG}$ ) s'écarte progressivement de la première bissectrice, jusqu'à présenter un déficit de  $6\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en avril 2012, lors de la crue historique du Marañon et de l'Amazone.

### 3.2.3 Variabilité saisonnière des champs de vitesse

La station de San Regis compte un grand nombre de jaugeages effectués au droit de son échelle, et permet donc de comparer les champs de vitesses mesurés à différentes époques du cycle hydrologique, ainsi que les transects de rétrodiffusion du signal de l'aDcp (Figure 3.10). Ce n'est pas le cas de la station de Requena, où la mobilité de la rivière et un transfert de la station ont conduit les hydrologues à souvent changer de section pour la mesure des débits.

Ce jeu de données démontre une forte variabilité saisonnière de la distribution des vitesses et du signal rétrodiffusé par l'aDcp. En montée de crue, les vitesses les plus fortes se répartissent au centre et en surface de la section, jusqu'à occuper toute la section en février 2012, alors que le maximum de débit et de hauteur d'eau ne sera atteint que deux mois plus tard, en avril 2012. A cette date, les vitesses déclinent au fond et du côté de la rive droite, là où la rive est inondée (la rive gauche n'est pas inondée). Entre février et avril 2012, l'intensité du signal rétrodiffusé a également fortement diminué, et la réduction des vitesses près du fond pourrait expliquer cette diminution. A la hauteur d'eau suivante (juin 2009), les vitesses se sont encore amenuisées, tout comme l'intensité du signal rétrodiffusé. Puis à la cote 958 cm (juillet 2015), on constate des vitesses plus fortes près de la rive droite que pour le reste de la section : cette zone de l'écoulement pourrait être affectée par le retour des eaux de la plaine vers la rivière.

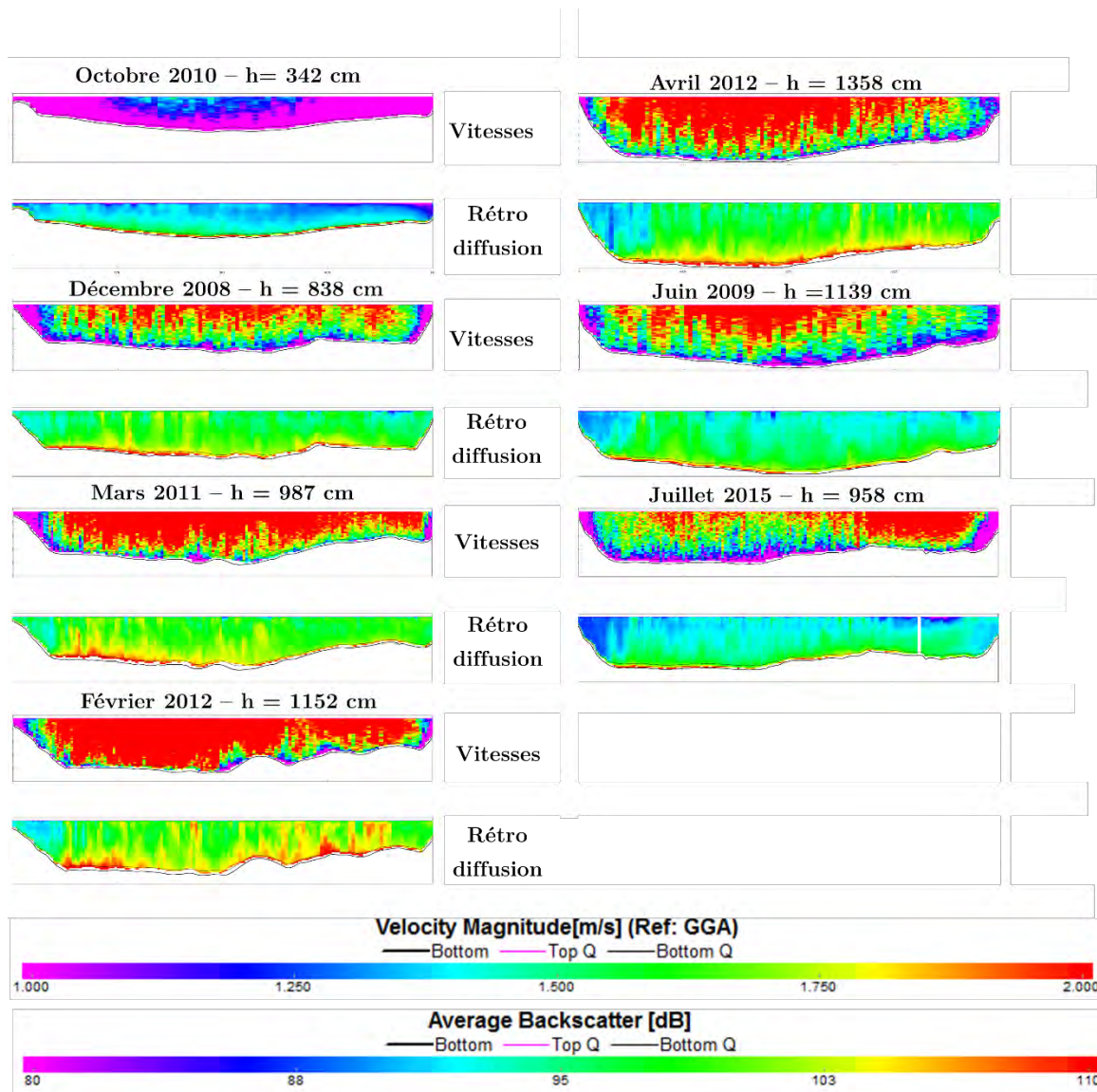


Figure 3.10: Champs des vitesses et de rétrodiffusion du signal aDcp, pour différentes hauteurs d'eau  $h$  à San Regis. La gamme des vitesses minimales débute à  $1 \text{ m s}^{-1}$ , valeur autour de laquelle est généralement observé un départ de fond mobile dans cette section (mise en mouvement des sédiments du lit détecté par l'aDcp), qui est un proxy du charriage, voir du transport de sables en suspension.



## 3.2.4 Relations entre lit mobile et flux de sables

### 3.2.4.1 Le lit mobile comme proxy du charriage des sables

Le développement d'une méthode permettant de quantifier rapidement le charriage constituerait une avancée révolutionnaire pour le suivi de la dynamique fluviale et des flux de sables en interaction avec le lit dans les grandes rivières (Gaeuman *et Jacobson*, 2005). C'est pourquoi il est tentant d'essayer de relier la vitesse de déplacement du lit mesurée en couplant un aDcp avec un GPS, au volume de sédiments charriés sur le lit, voire à la charge mixte ou encore à la suspension graduée des sables dans la section, notamment dans un contexte de lit sableux, où les mesures instantanées apparaissent moins dispersées que pour les rivières s'écoulant sur des graviers, sans doute parce que le charriage y est plus homogène et continu (Rennie *et al.*, 2002; Le Coz *et al.*, 2010).

La vitesse de déplacement du lit mesurée est en effet un proxy de la contrainte appliquée sur le radier et de la vitesse de cisaillement. Néanmoins, la mesure de ces vitesses dépend des caractéristiques techniques de l'aDcp, et notamment de la fréquence de mesure : le signal d'un aDcp de fréquence 1200 kHz pénétrera moins en profondeur dans le lit que celui d'un aDcp de 600 kHz, ou encore de 300 kHz, ce qui aura des conséquences sur la détection du phénomène de fond mobile (Le Coz *et al.*, 2010).

Ne disposant pas de mesures directes du charriage dans les stations du SO HyBAM en Amazonie péruvienne, les concentrations moyennes dans la section en sables ont été ici comparées aux vitesses moyennes de déplacement du lit, moyennées sur la largeur de la section jaugée (Figure 3.11).

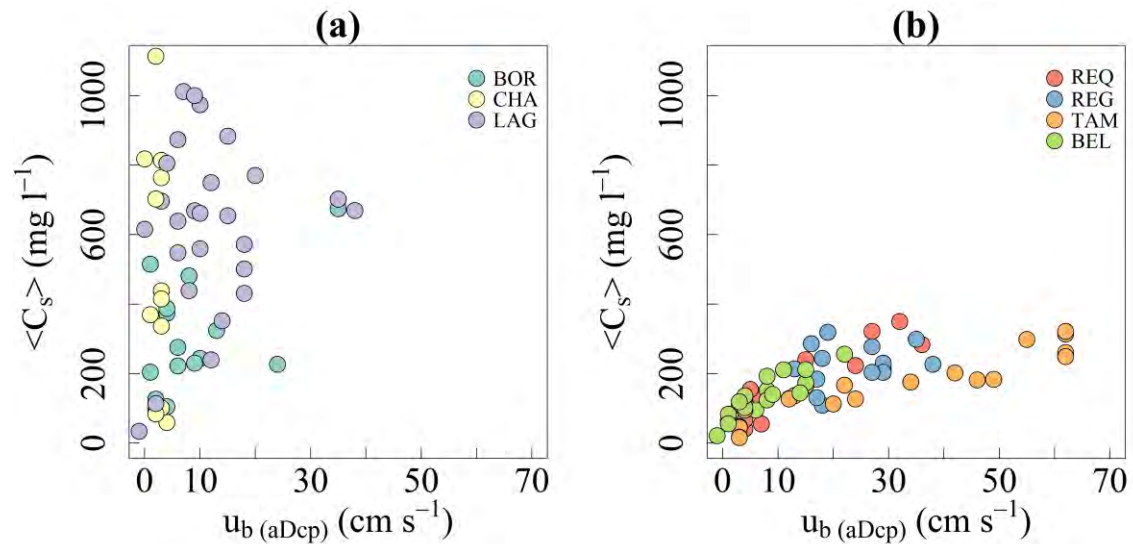


Figure 3.11: Relations entre la vitesse de déplacement du lit moyennée sur la largeur de la section ( $u_b$  (aDcp)) et la concentration moyenne en sables mesurées lors de jaugeages solides ( $C_s$ ), (a) pour les stations situées dans les piedmonts Andins et (b) pour les stations de plaine.

Les relations ainsi observées entre ces deux mesures sont inexistantes voir complexes pour les stations du piémont Andin (Figure 3.11a), où le lit est encore pavé de galets et de graviers, et où les crues « balayent » en partie ou totalement les stocks de sables déposés sur le lit de la rivière à la faveur de conditions d'écoulement plus calmes. La station de Chazuta (Huallaga) constitue un cas extrême : aucune relation n'est observée entre la vitesse du lit mobile et les concentrations en sable, sans doute parce que les sables sont totalement absents du lit de la rivière. En revanche, à Borja et Lagarto, des sables sont présents sur une partie de la section, de manière intermittente, et le nuage de points correspondant semble osciller entre un début et l'absence de relation.

On note cependant que pour des valeurs faibles ou nulles de vitesse de lit mobile, les concentrations en sable ne sont pas nulles, ce qui suggère que les sables advectés en suspension dans ces biefs n'ont pas une origine locale (i.e. section ou bief), mais proviennent plutôt de l'amont et sont sans doute transportés en suspension sur de grandes distances.

Quant aux stations de plaine (Requena, San Regis, Tamshiyacu et Bellavista), où la rivière s'écoule sur ses propres alluvions, les relations entre vitesse du lit et la concentration des sables en suspension sont beaucoup plus robustes (Figure 3.11b), avec des coefficients de corrélation compris entre 0.85 et 0.95 (en log-log). Pour ce groupe de stations, c'est à San

Regis que la relation est la plus dispersée ( $r = 0.85$  en log-log, et  $r = 0.70$  en naturel). Les concentrations de sables en suspension et les vitesses du lit mesurées ont une gamme moins étendue qu'ailleurs, et l'hétérogénéité des sources hydro-sédimentaires du Marañon, qui roule des apports d'Equateur et des Andes centrales, jouent probablement un rôle important dans la qualité de cette relation.

Par ailleurs, la bonne qualité des relations observées pour les stations de plaine ne veut pas dire pour autant que les sables en suspension proviennent directement du lit de ces rivières. Ces relations sont plutôt le reflet de la capacité de transport (fonction de la vitesse de cisaillement) qui limite le transfert de flux venant de l'amont, *a priori* globalement en excès par rapport à cette capacité (sauf lorsque les sources Andines se tarissent et que des apports en eau de la plaine confère à la rivière une capacité accrue).

Ces relations, qui restent à explorer avec une approche physique et en tenant compte des caractéristiques techniques des aDcp, offrent des perspectives très intéressantes pour les mesures sédimentaires en Amazonie. En effet, l'un des obstacles majeurs à l'inversion du signal rétrodiffusé par l'aDcp pour la mesure des concentrations dans les grandes rivières Amazoniennes est la présence de plusieurs modes granulométriques, lesquels mettent en échec les équations utilisées pour cette inversion. Les données de vitesse de lit mobile pourraient permettre de calculer une concentration de référence juste au-dessus du lit fixe de la rivière, et, en extrayant des vitesses de cisaillement des profils de vitesse mesurés par l'aDcp (voir chapitre 4), des nombres de Rouse pourraient être calculés. Ainsi, les profils de concentration en sables seraient connus. L'information relative à ces profils pourraient alors être utilisés pour le traitement du signal aDcp rétrodiffusé, afin de mieux contraindre l'absorption verticale des particules en suspension, et, *in fine*, de caractériser et quantifier la suspension des MES fines.

Enfin, bien évidemment, en utilisant le flux solide plutôt que la concentration en sables, ces relations, déjà robustes, s'améliorent considérablement dans les stations de plaine, et seraient déjà utilisables.

### 3.2.4.2 Relations débits – vitesses de fond mobile

Dès lors que l'on considère le fond mobile comme un proxy du charriage, ou encore de la contrainte de cisaillement sur le lit, il devient possible de comparer cette mesure au débit pour comprendre comment une crue débordante peut affecter le transport de sables dans les stations de la confluence Ucayali – Marañon.

Globalement, les vitesses de fond mobile augmentent jusqu'aux mois de février-mars, où elles atteignent leur maximum, probablement jusqu'au début de l'épanchement de la crue dans le lit majeur (Figure 3.12). On note ensuite une réduction significative des vitesses du fond mobile, le minimum étant atteint autour du mois d'avril, lors du pic de la crue. Ce comportement rappelle celui observé par [Abatay et al. \(2005\)](#) pour des écoulements en lit composés reproduits en laboratoire : dans cet article, ces auteurs soulignent l'influence générale d'un écoulement en lit majeur sur le charriage dans le lit mineur, et mettent par ailleurs en évidence une discontinuité sur les relations entre le coefficient de Manning et la hauteur d'eau, autour du débit de pleins bords.

A la décrue, les vitesses de fond mobile sont plus modérées qu'en crue, pour un même débit, jusqu'à ce que le débit repasse en deçà de la valeur seuil semblant correspondre à l'inondation du lit majeur. Cela peut être expliqué par des pentes de la ligne d'eau plus faibles qu'en crue alors que le pic de l'onde s'est déplacé vers l'aval, mais également par le tarissement des sources amonts de sédiments en interaction avec le lit. A ce patron général, se surimposent des effets aval : pour un même débit, les vitesses peuvent être différentes en fonction de la pente.

Les vitesses de fond mobile sont très corrélées aux vitesses moyennes de l'écoulement, à partir d'une certaine valeur seuil, autour de  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Ces relations sont très similaires à Requena et Tamshiyacu (la granulométrie est un peu plus grossière à Tamshiyacu, mais la hauteur d'eau est plus importante), et un peu plus inclinée à San Regis, où la granulométrie des sédiments du lit est la plus grossière.

Enfin, on notera que ces relations paraissent moins bruitées que les relations  $\langle C_s \rangle(Q)$  (Figure 3.6).

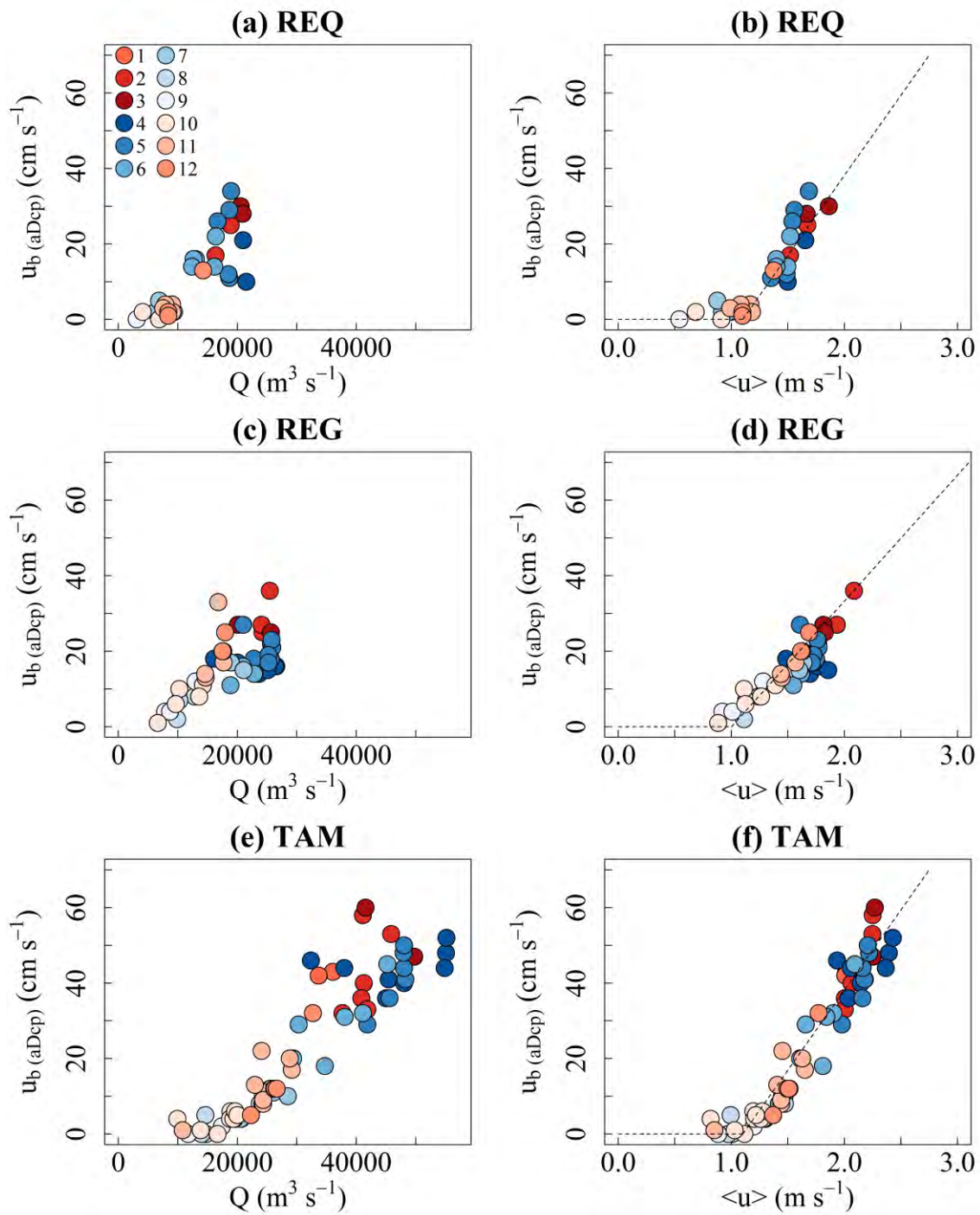


Figure 3.12: (a, c, e) Relations débit – vitesse du fond mobile détecté par l’aDcp. (b, d, f) Relation entre la vitesse moyenne de l’écoulement dans la section jaugée et la vitesse du fond mobile.



### 3.3 Mise en évidence du rôle de la plaine sur le transfert des sédiments dans le bassin de l’Ucayali

Dans le bassin de l’Ucayali, les pluies d’octobre à mars battant les versants Andins génèrent une onde de crue unimodale (au 1<sup>er</sup> ordre) qui se propage des piémonts à l’exutoire (Santini *et al.*, 2014). Pendant ce transfert, cette dernière est considérablement atténuée et retardée (Figure 3.13a).

A l’exutoire des principaux sous-bassins Andins (LAG, PIN), les maximums de crue (Figure 3.13a) et de débit solide (Figure 3.13b) ont lieu autour des mois de janvier et février. Durant cette période, le tronçon amont, situé entre Lagarto et Pucallpa s’inonde, alors que plus à l’aval, sur le tronçon PUC-REQ, la crue Andine est encore transférée sans débordement, le débit de pleins bords n’étant pas atteint. Le maximum de débit solide est également observé à l’exutoire autour des mois de janvier-février (Figure 3.13b), quoique atténué, ce qui suggère également un transfert direct de l’onde de crue sédimentaire Andine entre septembre à janvier, uniquement limité par la capacité de transport de la rivière dans la plaine.

La somme des débits à Lagarto et Puerto Inca n’est pas égale aux débits mesurés au droit de la section de Pucallpa : l’onde de crue passant par les deux stations est donc laminée. Pour le Pachitea, le tronçon situé avant sa confluence avec le rio Ucayali devient très plat, la rivière sinue dans une zone inondée bien développée, et est probablement influencée par des effets de remous lorsque l’Ucayali est en crue.

A partir des mois de mars-avril, voire de février pour certaines années pluvieuses, la mise en eaux du lit majeur de la partie aval du bassin sédimentaire débute (PUC-REQ), le débit augmente encore, mais les débits solides se stabilisent ou diminuent. Pendant la même période, la plaine d’inondation en amont (LAG-PUC) débute déjà sa vidange.

Dès la fin avril ou au début du mois de mai, les débits liquides et solides venant des Andes se tarissent, pendant que le débit de pointe est atteint à l’exutoire. Lors, les flux d’eau en sortie du bassin correspondent en grande partie aux apports de la plaine alluviale

(Figure 3.14). En s'avancant un peu, on peut penser que ces apports, massifs, se répartissent entre les volumes d'eau stockés dans la plaine par épanchement de la crue, les volumes d'eau acheminés par les tributaires de la plaine tout au long de la période de crue mais bloqués, au moins en partie, par les effets de remous, et enfin, dans une moindre mesure, les précipitations localisées au-dessus de la plaine inondée.

Le pic de la vidange des eaux stockées dans la plaine amont (LAG-PUC) intervient un mois avant celui de la plaine aval (PUC-REQ). La mise en eau et la vidange de la plaine alluviale suivent ainsi la propagation amont-aval de l'onde de crue.

L'injection dans le lit vif d'énormes volumes d'eau faiblement chargés en sédiments a deux effets : d'une part elle remobilise en partie des argiles, silts fins et agrégats retenus dans la plaine et les chenaux de crue, et d'autre part elle augmente considérablement l'énergie disponible de la rivière, et donc sa capacité de transport. L'écoulement est alors en mesure de remettre en suspension les sables et silts préalablement déposés dans le lit de la rivière et les zones immédiatement adjacentes (concavités de méandres, îles, barres, berges...). Dès lors, un second pic sédimentaire se dessine dans la partie aval du bassin autour du mois de mai.

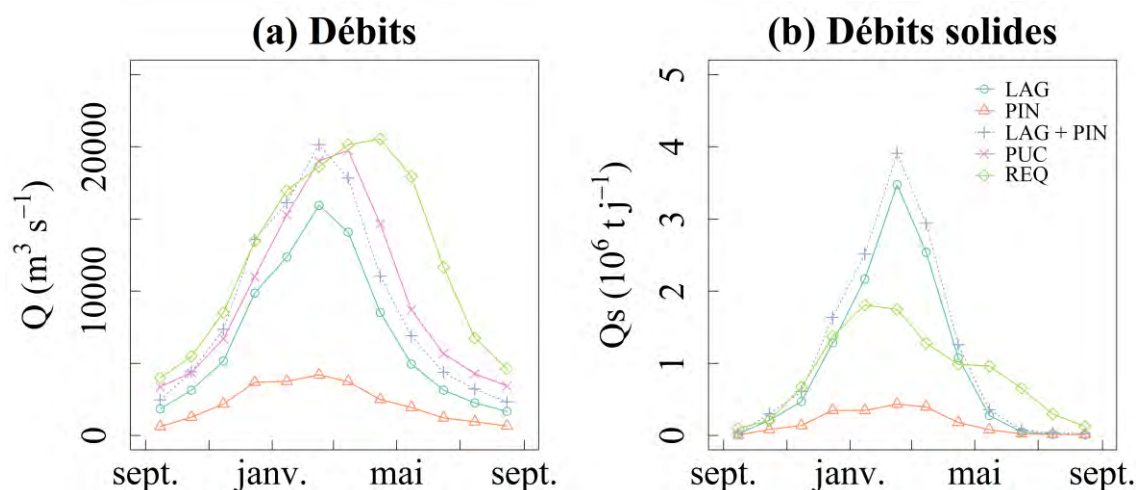


Figure 3.13: Transferts hydro-sédimentaires dans la plaine du bassin de l'Ucayali (bilan interannuel 2009 – 2015).

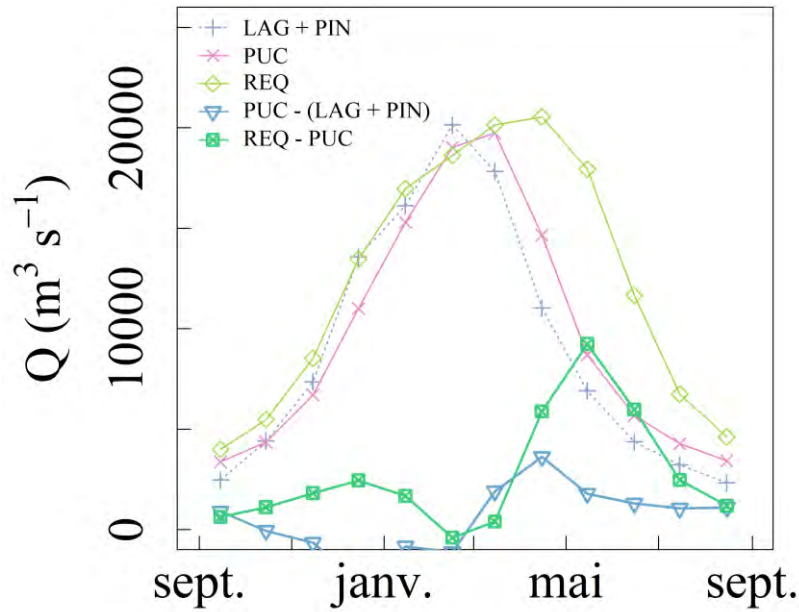


Figure 3.14: Bilans d'eau dans la plaine de l'Ucayali et mise en évidence des apports intermédiaires (période 2009 – 2015).

Par ailleurs, alors qu'à l'exutoire des sous-bassins Andins d'amont en aval les flux de MES sont bien corrélés aux débits (au pas de temps mensuel-interannuel), dans la plaine, le débit solide est progressivement découplé du débit (Figure 3.15). A l'exutoire, une hystérésis importante s'est formée entre ces deux variables, que l'on peut tenter de mettre en perspective avec l'inondation de la plaine, ainsi que les effets de perte de capacité de transport au moment de l'épanchement de la crue dans le lit majeur, et de dilution associés aux échanges latéraux.

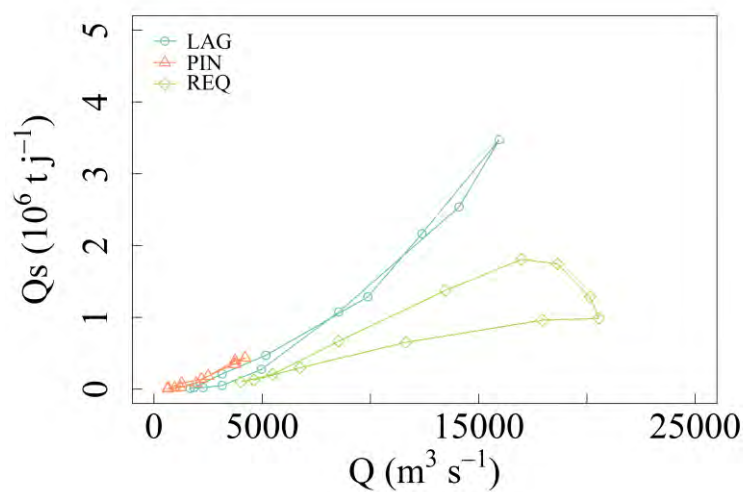


Figure 3.15: Relations débits vs débits solides (MES totales) observées dans le bassin de l'Ucayali.

Lors de la décrue, les flux solides (moyennes interannuelles) sont fortement corrélés aux apports en eau de la plaine (Figure 3.16), c'est-à-dire à la différence entre le débit sortant des Andes et à l'exutoire et les flux de sables. C'est donc ce « débit fourni par la plaine » qui travaille, au sens mécanique du terme, durant la décrue, alors qu'en montée de crue le « débit Andin » est le vecteur principal du transport solide.

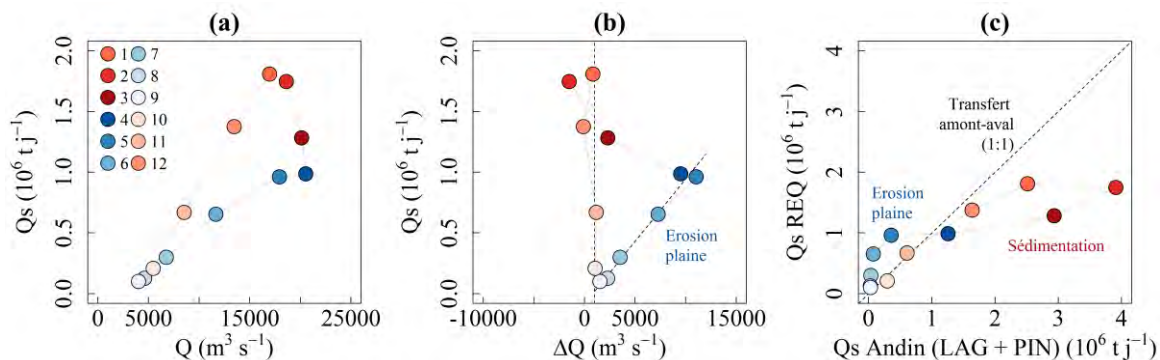


Figure 3.16: (a) Relation débits ( $Q$ ) vs débits solides ( $Q_s$ ) à l'exutoire de l'Ucayali (Station de Requena). (b) Relation entre le débit fourni par la plaine ( $\Delta Q = Q_{REQ} - (Q_{LAG} + Q_{PIN})$ ), c'est-à-dire la différence entre le débit à Requena et le gros du débit « Andin » ( $Q_{LAG} + Q_{PIN}$ ), versus le débit solide à l'exutoire ( $Q_s$ ). (c) Relation entre débits solides « Andins » et le débit solide à l'exutoire. NB : on obtient des résultats très similaires du point de vue de la dynamique, en considérant seulement le flux de MES fines, ou encore le flux de sables.

La Figure 3.17 résume cette dynamique sédimentaire à l'exutoire du bassin, en proposant une répartition des flux solides selon leur origine (plaine ou Andes). Notons qu'un régime mixte existe autour du mois d'avril : une partie des flux solides sont expliqués par le débit de la plaine (décrue en amont) et l'autre partie par le bassin Andin.

Enfin, il est à noter que, puisqu'il existe de bonnes relations  $Q_{ss} = f(Q_s)$  (Figure 3.4), la même dynamique est observée pour les flux de MES fines ou les flux de sables, bien que les processus de remobilisation liés au piégeage des sédiments dans la plaine et à leur remobilisation soient différents (e.g. Lewin *et al.*, 2017, voir chapitre 1). Les flux de sables, voire les silts grossiers, sont en effet contrôlés par la puissance de l'écoulement, et le siège des processus reste le lit ou les zones immédiatement adjacentes. Quant aux matières fines, elles sont convoyées plus loin dans la plaine, qui agit comme un « filtre végétalisé » sur les flux échangés entre les lits mineurs et majeurs. Dans les deux cas, le débit de plaine  $\Delta Q =$

$Q_{REQ} - (Q_{LAG} + Q_{PIN})$  reste le moteur du piégeage des sédiments ( $\Delta Q < 0$ ) et de leur remise en suspension ( $\Delta Q > 0$ ), lors du transfert de l'onde de crue entre Lagarto et Requena.

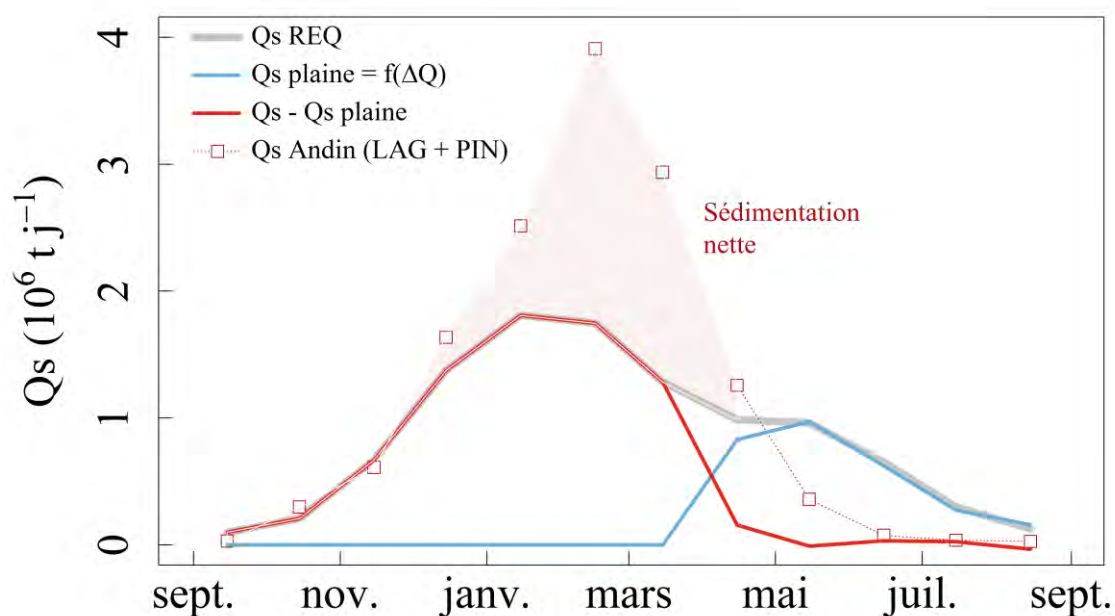


Figure 3.17: Décomposition des flux solides mesurés à l'exutoire de l'Ucayali, en fonction de leur origine : Le flux solide Andin est propagé jusqu'à l'exutoire au début de la crue (sept-déc). A partir de décembre, le transfert est limité par la capacité de transport de la rivière (charge andine en excès). D'avril à fin août, le débit solide à Requena est directement corrélé au débit de vidange de la plaine. Le mois d'avril, et certaines années celui de mars, sont des mois de transition, où la source du débit solide à Requena peut-être à la fois primaire (Andes) et secondaire (recyclage sédimentaire dans la plaine, avec quelques apports des tributaires de plaine, probablement négligeables). A partir de mai-juin, le retour des eaux de la plaine dans l'écoulement principal contrôle les flux solides. NB : on obtient des résultats très similaires du point de vue de la dynamique, en considérant seulement le flux de MES fines, ou encore le flux de sables.



## 3.4 Mécanique des rivières : vers la modélisation des flux hydro-sédimentaires

### 3.4.1 Genèse et hypothèses des équations de Barré de Saint-Venant

La description mathématique des écoulements à surface libre en régime transitoire est contemporaine de l'essor des théories mécaniques sur la propagation des ondes (Laplace 1776, Lagrange 1781). En 1871, A. Barré de Saint-Venant publie une série d'articles sur la propagation des ondes de crue dans les cours d'eau. Le système d'équations différentielles qu'il proposa alors est une forme unidirectionnelle et intégrée sur la hauteur d'eau des équations de Navier-Stokes : les équations locales de conservation de la masse et de la quantité de mouvement sont intégrées suivant la verticale pour les moyenner, puis simplifiées en supprimant les termes de faible influence. La distribution des vitesses dans la section est donc supposée globalement homogène (chaque particule fluide se déplace à la même vitesse). Le lit de la rivière n'évolue pas dans le temps (i.e. il n'y a pas de phénomènes d'érosion ou d'aggradation), et sa rugosité est considérée comme uniforme. Les changements de géométrie du lit sont graduels suivant l'abscisse curviligne du cours d'eau, et la pente longitudinale  $S_0$  de l'écoulement est faible, ce qui permet la simplification des équations ( $S_0 = \sin(S_0) = \tan(S_0)$ ). Enfin, la densité de l'eau est considérée comme étant constante, le fluide incompressible, et la répartition des pressions hydrostatiques (i.e. l'accélération verticale est négligeable par rapport à l'accélération horizontale).

En raison des hypothèses posées pour l'établissement des équations de Barré de Saint-Venant, le système est particulièrement adapté aux écoulements graduellement variés. Ces équations permettent de décrire le mouvement des eaux à surface libre en calculant les hauteurs d'eau et vitesses moyennes le long de la direction d'écoulement en fonction du temps et constitue toujours aujourd'hui la base de l'étude de la propagation amont-aval des ondes de crues en rivière.

### 3.4.2 Les équations de Barré de Saint-Venant

Le système d'équations de Saint-Venant est composé:

- D'une équation exprimant la conservation de la masse (équation de continuité)
- D'une équation de conservation de la quantité de mouvement (équation dynamique)
- De relations d'état mettant en jeu les différentes variables nécessaires à la description de la section d'écoulement. Les relations suivantes seront déduites des jaugeages aDcp :  $A_h(h)$  pour l'aire de la section mouillée,  $P_h(h)$  pour le périmètre mouillé,  $R_h(h)$  pour le rayon hydraulique et éventuellement  $B(h)$  pour la largeur au miroir si elle n'est pas considérée comme étant constante.
- D'une relation de dynamique de processus exprimant la relation entre la vitesse de l'écoulement et la pente de frottement et permettant de boucler le système d'équations

#### 3.4.2.1 Equation de continuité

L'équation de continuité (également appelée équation de conservation de la quantité de matière ou de la masse) exprime la conservation de la masse d'eau au sein d'un bief : les variations d'un volume d'eau  $dV$  au sein d'un bief infinitésimal de longueur  $dx$  sont égales à la somme des volumes entrant moins les volumes sortant. En considérant un débit latéral  $q(t)$ , il vient :

$$\frac{\partial A_h(x,t)}{\partial t} + \frac{\partial Q(x,t)}{\partial x} = q(t) , \quad \text{Eq. 3. 5}$$

Les relations  $A_h = f(h)$  et  $Q = A_h u$  pour un bief donné permettent de réécrire l'équation de continuité de la manière suivante :

$$\frac{\partial A_h}{\partial t} + u \frac{\partial A_h}{\partial x} + A_h \frac{\partial u}{\partial x} = q , \quad \text{Eq. 3. 6}$$

#### 3.4.2.2 Equation dynamique

Cette équation (également appelée équation de conservation de l'énergie, ou encore de la quantité de mouvement) est une version simplifiée de l'équation dynamique pour une section rectangulaire, d'écoulement unidirectionnel, de pente  $S_0$  [m m<sup>-1</sup>]. La largeur  $B$  [m] de la

section considérée étant très grande devant la hauteur d'eau  $h$  [m], le périmètre mouillé  $P_h$  [m] est pris comme étant égal à la largeur du canal  $P_h = B + 2h \cong B$ , le rayon hydraulique  $R_h$  [m] supposé égal à la hauteur d'eau  $R_h \cong h$  et la surface des rives en contact avec l'écoulement négligeable par rapport à la surface du lit. Le cisaillement exercé sur les rives est de la même manière négligé par rapport aux contraintes appliquées sur le lit.

Pour passer de la vitesse d'une particule fluide suivant un filet de courant à la vitesse moyenne de la section mouillée, on utilise un coefficient de répartition des vitesses, le paramètre de quantité de mouvement de Boussinesq  $\beta_m$ , qui relie le carré de la vitesse moyenne  $\bar{u}^2$  à la moyenne du carré de la vitesse  $\overline{u^2}$  :

$$\overline{u^2} = \frac{1}{A} \iint u^2 dA = \beta_m \bar{u}^2, \quad \text{Eq. 3. 7}$$

De manière générale, le paramètre  $\beta_m$  est proche de l'unité ( $1 \leq \beta_m \leq 1.25$ ). Cependant, pour des sections très larges, l'hétérogénéité transversales des résistances à l'écoulement (influences aval locales ou rugosité du lit variable) pourrait induire des paramètres de Boussinesq élevés tels que ceux reportés sur l'Orénoque par [Yepez \(2018\)](#).

En notant  $u$  [m s<sup>-1</sup>] ci-après les vitesses moyennes de la section mouillée  $\bar{u}(\mathbf{x}, t)$ , en écrivant  $z_b$  [m] la cote du lit par rapport à un référentiel arbitraire et en considérant  $\beta_m = 1$ , l'application de la 2<sup>ième</sup> loi de Newton (principe fondamental de la dynamique) donne l'expression suivante :

$$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{g} u \frac{\partial u}{\partial x} \cong -\frac{\partial h}{\partial x} - \frac{\partial z_b}{\partial x} - \frac{\tau_f}{\rho g h}, \quad \text{Eq. 3. 8}$$

- $\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$ , le premier terme d'inertie (d'accélération), correspond à l'énergie de l'accélération locale dans la direction longitudinale de l'écoulement. Il traduit la non permanence de l'écoulement.
- $\frac{1}{g} u \frac{\partial u}{\partial x}$ , le second terme d'inertie (d'accélération), correspond à l'énergie de l'accélération convective, et traduit la non uniformité de l'écoulement.
- $\frac{\partial h}{\partial x}$  est le terme correspondant à l'énergie des forces de pression, lié à la pente de la surface libre.
- $\frac{\partial z_b}{\partial x}$  est le terme correspondant à l'énergie des forces de gravité entraînant le fluide.

- $\frac{\tau_f}{\rho gh}$  est la dissipation d'énergie par frottement, relatif aux pertes de charge hydraulique. Elle fait intervenir la contrainte de cisaillement  $\tau_f(\mathbf{u}, h)$  exercée sur le lit de la rivière (l'influence des rives est ici supposé négligeable devant la surface rugueuse du lit actif).

En notant  $S_0$  [m m<sup>-1</sup>] la pente longitudinale du lit,  $S_w$  [m m<sup>-1</sup>] la pente de la ligne d'eau par rapport au lit, et  $S_f$  [m m<sup>-1</sup>] la pente de dissipation d'énergie par frottement sur le lit tel que :

$$\begin{cases} S_0 = -\frac{\partial z_b}{\partial x} \\ S_w = -\frac{\partial h}{\partial x} \\ S_f = \frac{\tau_f(\mathbf{u}, h)}{\rho gh} \end{cases} \quad \text{Eq. 3. 9}$$

Par suite, l'équation de la conservation de l'énergie devient :

$$S_f \cong S_0 + S_w - \frac{1}{g} \left( \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} \right). \quad \text{Eq. 3. 10}$$

Si l'on considère l'existence d'un débit latéral  $q(t)$ , le système complet des équations de Saint-Venant à résoudre s'écrit alors de la manière suivante :

$$\begin{cases} \frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} + A \frac{\partial u}{\partial x} = q \\ S_f \cong S_0 + S_w - \frac{1}{g} \left( \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} - (k-1) q \frac{u}{A} \right), \end{cases} \quad \text{Eq. 3. 11}$$

avec  $k$  un coefficient de transfert de la quantité de mouvement du débit latéral, variant de 0 à 1.

### 3.4.2.3 Conditions aux limites

Le système d'équation différentielles de Saint-Venant nécessite pour être résolu des conditions aux limites, lesquelles dépendent principalement du régime de l'écoulement. Si l'écoulement est supercritique ( $F_r > 1$ ) l'information (i.e. les ondes infinitésimales) se propage uniquement de l'amont vers l'aval. Dans ce cas, les perturbations (ex. rides formées à la surface de l'eau) sont emportées par le courant. En revanche, pour un régime subcritique du type fluvial ( $F_r < 1$ ), l'information se propage à la fois de l'amont vers l'aval mais aussi de l'aval vers l'amont (les ondes se déplacent plus vite que le fluide) : les influences avals ne

sont plus négligeables. Il faut donc deux conditions aux limites pour résoudre les équations, une à l'amont et une à l'aval.

#### 3.4.2.4 Estimation de la contrainte de cisaillement pariétale

La contrainte de cisaillement pariétale  $\tau_f(\mathbf{u}, h)$  exercée sur le lit de la rivière résulte de la pression hydrostatique et de la pression dynamique (i.e. l'énergie cinétique, ou encore pression de vitesse) exercées par l'écoulement sur le lit de la rivière en régime transitoire. En ce sens, elle diffère d'autant plus de la contrainte pariétale  $\tau_0(\mathbf{u}, h)$  exercée par un écoulement permanent-uniforme que les variations de vitesse par rapport au temps le long du cours d'eau sont importantes.

Cependant, dans le cas des écoulements graduellement variés, les variations de hauteur d'eau selon l'axe  $x$  sont très progressives: l'écoulement dans chaque tranche de bief peut être traité comme étant localement pseudo-uniforme. C'est pourquoi la contrainte pariétale  $\tau_f(\mathbf{u}, h)$  peut être calculée en considérant que son expression en fonction de  $\mathbf{u}$  et de  $h$  est identique à celle du régime permanent. On utilise alors une relation de dynamique de processus exprimant la relation entre la vitesse de l'écoulement et la contrainte pariétale. Pour les écoulements rugueux en rivière, l'équation de Gauckler-Manning-Strickler (GMS) (Hager, 2000) est généralement utilisée pour estimer la ligne de pertes de charge linéaires  $\mathcal{S}_f$  [ $\text{m m}^{-1}$ ]:

$$\mathcal{S}_f = \frac{\tau_f(\mathbf{u}, h)}{\rho g h} \approx \frac{\tau_0(\mathbf{u}, h)}{\rho g h} = \frac{n^2 u |u|}{R_h^{\frac{4}{3}}}, \quad \text{Eq. 3. 12}$$

avec  $n$  [ $\text{s m}^{-1/3}$ ] le coefficient de rugosité de Manning.

L'équation de GMS fait ainsi intervenir un coefficient de rugosité qui, à l'origine, n'existe pas dans le système d'équation de Barré de Saint-Venant. Il représente *stricto-sensu* la rugosité d'une paroi de conduite ou de canal en contact avec le fluide, et est responsable de la dissipation d'énergie par frottement, de manière proportionnelle à la vitesse (ou au carré de la vitesse si l'on considère le coefficient de Darcy), de manière analogue à la loi empirique de perte de charge linéaires de Darcy-Weisbach pour un écoulement en conduite fermée, où



la perte de charge ( $\Delta H$ ) varie avec la charge hydraulique ( $\frac{u^2}{2g}$ ) et la longueur de la conduite ( $L$ ), et à l'inverse du diamètre de la conduite :

$$\Delta H = f \frac{u^2}{2g} \frac{L}{D}, \quad \text{Eq. 3. 13}$$

où le terme  $f$  est un coefficient de proportionnalité sans dimension, appelé facteur de résistance de Darcy-Weisbach.

Cependant, pour les rivières naturelles, il est difficile de déterminer précisément la rugosité moyenne du lit (Yen, 2002). Le coefficient de rugosité englobe d'autres sources de résistances à l'écoulement (les effets d'inertie, le paramètre de quantité de mouvement de Boussinesq  $\beta_m$ , les formes sédimentaires du lit, la végétation, les turbulences induites...) qui viennent s'ajouter à la dissipation d'énergie liée à la seule rugosité des granulats sur le lit de la rivière. Le coefficient de Manning est donc souvent considéré comme un paramètre de calage des modèles hydrauliques, permettant de simplifier la résolution des équations de Saint-Venant.

#### 3.4.2.5 Les formes simplifiées des équations de Saint-Venant adaptées aux grandes rivières

##### i. L'onde cinématique

Pour un écoulement permanent, les termes de pression et d'inertie sont négligeables : les forces de frottement viennent exactement compenser les forces de gravité. L'équation dynamique se réduit alors à l'expression suivante :

$$S_f = S_0. \quad \text{Eq. 3. 14}$$

##### ii. L'onde diffusante

Dans la plupart des applications pratiques de routage des débits en rivières, les termes d'accélération de l'équation dynamique peuvent être négligés. L'équation dynamique pour l'onde diffusante est alors :

$$S_f = S_0 + S_w. \quad \text{Eq. 3. 15}$$

### 3.4.3 Notions de résistance à l'écoulement

#### 3.4.3.1 La rugosité de peau

La résistance à un écoulement est d'abord un phénomène de dissipation de l'énergie cinétique lié à différentes échelles de turbulence. C'est donc par nature un problème extrêmement complexe. Quoique crucial pour la prévision des crues, l'estimation de tous les facteurs participant à la résistance globale à l'écoulement reste aujourd'hui un défi, et par conséquent un problème malheureusement souvent traité de manière subjective (Coon, 1995; Yen 2002). De plus, les paradigmes épistémologiques sur les concepts de rugosité, de résistance et de gradient d'énergie ajoutent une certaine complexité à cette problématique (Rouse, 1965; Yen 2002). En effet, le concept de résistance pour les écoulements turbulents à surface libre dérive d'abord de trois siècles d'études sur des conduites et des canaux expérimentaux aux parois rugueuses, pour des régimes uniformes. Après les travaux pionniers de Chézy (1775), D'Aubuisson de Voisins (1840), Gauckler (1868), Manning (1889), Bazin et autres (cf. Hager, 2001, 2015; Yen, 2002), une seconde famille de lois empiriques basées sur le nombre de Reynolds et sur la hauteur de rugosité relative ( $k'_s$  [m]) (Nikuradse, 1933), découle de ces expériences (e.g. formules de Darcy-Weisbach ou de Colebrook-White).

Dans les rivières naturelles, ce concept de rugosité texturale (ou rugosité de peau) est directement transposé à la dissipation d'énergie aux petites échelles et induite par le frottement de l'écoulement sur les grains du lit, en considérant l'ensemble du périmètre mouillé.

L'impulsion dynamique de la masse d'eau sur cette surface rugueuse définit la forme des profils de vitesse. Par conséquent, le facteur de rugosité de peau de Darcy-Weisbach ( $f'$  [-]), plutôt utilisé en Mécanique des Fluides pour définir la rugosité relative des aspérités d'une paroi par rapport à une longueur, peut être calculé en utilisant l'expression de la loi logarithmique des vitesses dans la région intérieure de l'écoulement, pour des conditions de lits rugueux. Ce profil de distribution des vitesses découle d'un modèle pour la turbulence homogène et isotrope, basé sur le concept de la longueur de mélange formulé par Prandtl en 1925.

Sur un lit plat mais rugueux, le profil de vitesse  $\bar{u}(z)$  est supposé vérifier, au moins dans la région intérieure de l'écoulement ( $z < 0.2 h$ ), la loi logarithmique suivante :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{30z}{k'_s}\right), \quad \text{Eq. 3. 16}$$

où  $u_*$  [m s<sup>-1</sup>] est la vitesse de frottement, et  $\kappa$  la constante de Von Karman. L'expression adimensionnée de la contrainte de peau  $\theta'$  fait quant à elle apparaître le facteur de rugosité de peau et la vitesse moyenne sur la verticale, ici notée  $u$  :

$$\theta' = \frac{\frac{1}{8}f' u^2}{g(s-1)d_b} = \frac{u_*^2}{g(s-1)d_b}. \quad \text{Eq. 3. 17}$$

Après intégration sur la hauteur d'eau du profil des vitesses sur l'intervalle  $\left[\frac{k'_s}{30}, h\right]$  pour obtenir une expression de  $u$  (en supposant que la loi logarithmique s'applique sur toute la verticale), cette équation est ensuite combinée avec l'expression adimensionnée de la contrainte de peau  $\theta'$ , et finalement, le facteur de rugosité de peau  $f'$  peut être exprimé de la manière suivante :

$$f' = 8 \left( \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{30h}{k'_s}\right) - 1} \right)^2. \quad \text{Eq. 3. 18}$$

#### 3.4.4 Les résistances à l'écoulement d'échelle morphologique

Dans les rivières naturelles, les échelles spatiales d'ordre morphologique gouvernent les larges structures tourbillonnaires responsables de la plus grande partie de la dissipation de l'énergie cinétique : les pertes de charges induites par la rugosité de peau des parois sont moindres (faible rugosité devant la résistance globale à l'écoulement), en particulier pour les rivières à fond sableux formant des faciès sédimentaires tels que des dunes.

Cette dissipation d'énergie est principalement un processus horizontal, la profondeur de la rivière limitant le développement des structures turbulentes de grande échelle sur la verticale (Uijttewaal, 2014). Contrairement aux petites échelles de turbulence générées par la rugosité de peau, cette macro-échelle ne participe généralement pas (ou de manière modérée et très aléatoire) à la suspension et à la diffusion verticale de particules sédimentaires, ni à leur

transport dans la direction longitudinale de l'écoulement, mais induisent au contraire une réduction de la capacité de transport (i.e. des turbulences induites).

Parmi les principales résistances à l'écoulement de nature morphologique (ou trainée induite par la morphologie du lit de la rivière), une part est attribuable à la sinuosité de la rivière, laquelle n'est pas explicitement prise en compte lorsque que l'on utilise un modèle d'écoulement unidirectionnel.

Si la crue est débordante en nature, les différences de profondeur et de rugosité entre le lit mineur et le lit majeur (ou moyen) développent une interface de cisaillement entre les deux zones d'écoulement, et des instabilités de Kelvin–Helmholtz. La couche de mélange résultante est alors le véhicule d'un transfert de quantité de mouvement horizontal depuis le lit mineur vers le lit majeur (e.g. Sellin, 1964; Nicollet *et* Uan, 1972; Ervin *et* Baird; 1982; Knight, 1989; Smart 1992; Yen, 2002; Uijttewaal, 2014). Ce phénomène modifie la distribution spatiale des vitesses et de la contrainte de cisaillement dans la section transversale du lit vif, en particulier près des rives, et par ailleurs dans les rives convexes des méandres, où se trouvent les stocks de sables disponibles : ainsi l'écoulement lors des crues débordantes n'a souvent pas la puissance nécessaire pour éroder ses rives et les barres de méandres attenantes, voire est suffisamment freiné pour alimenter ces stocks d'alluvions en sables et même en silts grossiers. La granulométrie des sédiments à la surface de ces structures immergées correspond d'ailleurs à celle des sédiments grossiers (silts grossiers et sables fins) en suspension graduée dans l'écoulement.

En outre, les eaux du lit mineur qui s'échappent perpendiculairement à l'écoulement via les multiples entrées de chenaux et de crevasses transfèrent également d'importantes quantités de mouvement vers la plaine et diminuent l'énergie cinétique de l'écoulement, et les eaux qui cheminent un temps par la plaine avant de revenir dans le lit mineur participent également à ce ralentissement (voir chapitre 1). De plus, pendant l'inondation, l'amortissement de la pente de la surface libre tend déjà à ralentir l'écoulement : les effets combinés de la résistance induite et du déclin de la pente peuvent ainsi réduire considérablement la vitesse moyenne dans le lit mineur et, de façon plus drastique, la capacité de transport.

Souvent associées à un concept de macro-rugosité, les formes du lit (dunes, rides, etc.), dessinées par le mouvement des particules roulant sur le lit de la rivière au sein de la couche limite visqueuse, dissipent l'énergie cinétique de la rivière dans les zones de recirculation après chaque crête (Engelund *et Hansen*, 1967). Pour certaines rivières, les « bouillons » générés par ces recirculations peuvent largement contribuer au transport solide, en remettant au moins temporairement en suspension (charge mixte), souvent dans la région intérieure de l'écoulement mais parfois jusqu'à la surface, des quantités importantes de sédiments du lit.

La configuration majeure des formes du lit est généralement conservée durant la récession de la crue, si l'écoulement n'est plus en mesure d'en arracher les particules. Pendant la phase de tarissement de la crue, la puissance de l'écoulement décline encore, et une aggradation du lit par des fractions sableuses plus fines peut alors se mettre en place, en particulier près des berges, mais cette aggradation se fait le plus souvent sans modifier sérieusement la configuration majeure du lit. Cette respiration saisonnière du lit induit une hystérésis sur les relations hauteur d'eau – facteur de résistance, et conduit à des courbes de tarage hauteur-débit de nature complexe (Yen, 2002).

Par conséquent, dans le cas des grandes rivières, la relation entre la résistance à l'écoulement, induite par des facteurs d'ordre morphologique, et la hauteur d'eau est loin d'être biunivoque.

Pourtant, l'utilisation de lois de capacité de transport en régime transitoire exige de bien comprendre ce paramètre, et de bien distinguer l'énergie dissipée par frottement sur les grains du lit, de l'énergie dissipée par d'autres sources de résistance, lesquelles ne participent pas au transport solide, ou en tout cas pas de la manière prise en compte lors de l'établissement de ces lois de transport solide (i.e. pour des régimes permanents).

### 3.4.5 Elaboration d'une méthode pour le calcul des débits

Les écoulements considérés ici peuvent être considérés comme graduellement variés, les termes d'accélération locale et convective sont donc négligés dans les équations de Barré de Saint-Venant ( $F_r \ll 1$ ). L'équation de l'onde diffusante ainsi obtenue peut alors être combinée avec la formule empirique de Gauckler-Manning-Strickler (GMS). Le coefficient de résistance à l'écoulement de Manning  $n$  [s m<sup>-1/3</sup>] est alors introduit et relié au concept de ligne d'énergie de la manière suivante :

$$\frac{Q}{A_h} = \frac{1}{n} R_h^{\frac{2}{3}} \left( S_0 - \frac{\Delta R_h}{\Delta x} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad \text{Eq. 3. 19}$$

où  $Q$  [m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>] est le débit en régime non uniforme,  $A_h$  [m<sup>2</sup>] la surface de la section,  $R_h$  [m] le rayon hydraulique,  $S_0$  [m m<sup>-1</sup>] la pente du lit,  $S_w = -\frac{\Delta R_h}{\Delta x}$  [m m<sup>-1</sup>] la pente de la ligne d'eau, et enfin  $x$  [m] l'abscisse curviligne du cours d'eau.

Le terme de pente  $S_f = \left( S_0 - \frac{\Delta R_h}{\Delta x} \right)$  gouverne cette relation. En effet, en régime non uniforme, la pente de la ligne d'eau  $S_w = -\frac{\Delta R_h}{\Delta x}$  est élevée durant la phase ascendante de la crue, et  $Q > Q_u$ ,  $Q_u$  étant le débit attendu par la forme bi-univoque de la courbe de tarage hauteur-débit en régime uniforme. Au fur et à mesure que le bief à l'aval de la section se remplit, le débit non uniforme tend vers une valeur  $Q_u$  attendue pour un régime uniforme ( $Q \rightarrow Q_u$ ). Pendant et autour du pic de crue, la ligne d'eau est plus ou moins parallèle à la pente du lit de la rivière ( $S_f \rightarrow S_0$ ), voire de la plaine alluviale. Cependant, l'égalité  $Q = Q_u$  n'est pas toujours obtenue, notamment lorsque des résistances additionnelles viennent freiner l'écoulement pour des valeurs de débit excédant le débit de pleins bords, i.e. lorsqu'une partie de l'écoulement s'épanche dans le lit majeur (on a alors  $S_f \rightarrow S_0$  mais  $Q < Q_u$  et éventuellement une augmentation de la résistance à l'écoulement). Notons que dans de rares cas, qui ne concernent pas les rivières étudiées ici, la crue peut totalement araser les formes du lit et diminuer ainsi la rugosité du lit (cf. [Engelund et Hansen, 1967](#)).



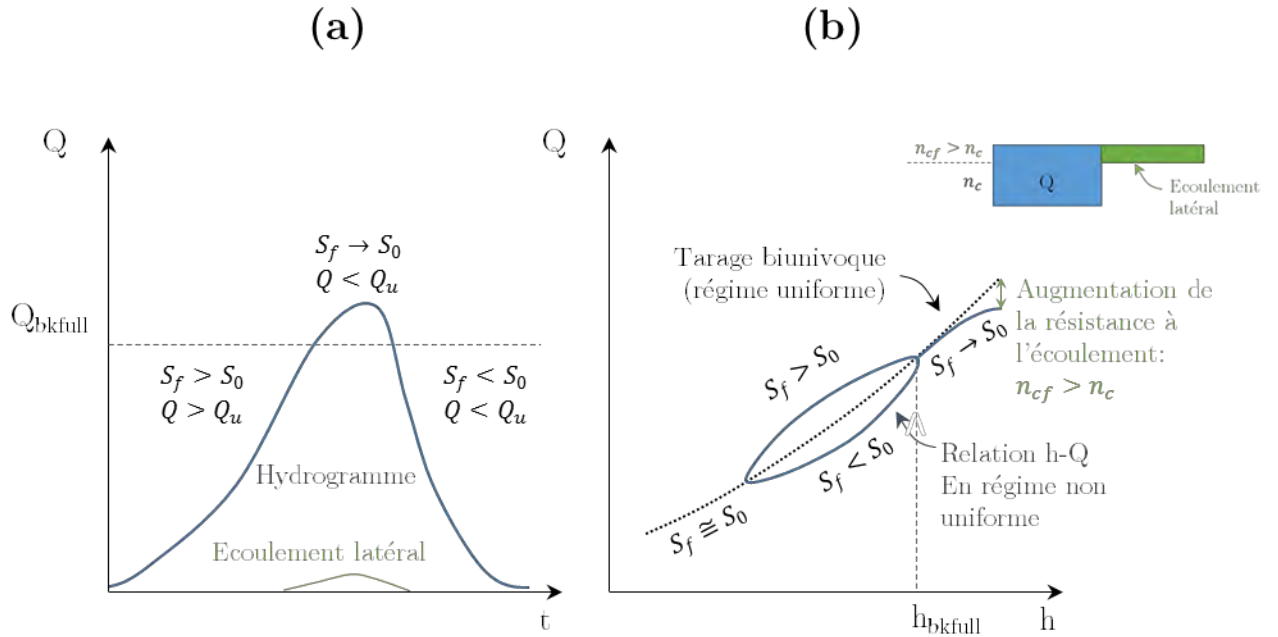


Figure 3.18: (a) Croquis d'un hydrogramme de crue typique de celui des rivières amazoniennes. (b) Courbe de tarage correspondante. En médaillon, la représentation schématique de la configuration de l'écoulement.  $n_c$  est la résistance à l'écoulement dans le bief avant le débit de pleins bords  $Q_{bkfull}$ , et  $n_{cf}$  est la résistance pour les débits supérieurs à  $Q_{bkfull}$ . On supposera ici que  $\Delta n = (n_{cf} - n_c) \propto \Delta Q, \Delta Q$  correspondant à l'écoulement latéral.

Ainsi, la ligne d'énergie  $S_f = S_0 + S_w$  est un paramètre clef pour la modélisation des écoulement graduellement variés. Néanmoins, les pentes des rivières amazoniennes sont loin d'être uniformes, même sur de petites unités de longueur. En effet, d'amont en aval, la géométrie des sections évolue, et ces changements sont associés à des modifications, souvent graduelles, de la pente, qui peuvent être gouvernées par des failles. De plus, les pentes de ces rivières sont de l'ordre de quelques centimètres par kilomètre, ce qui oblige à rechercher un compromis entre la précision sur les pentes calculées et la distance entre les points de mesure : une distance courte est souhaitable pour prendre en compte des conditions locales, mais nécessite une grande précision de mesure des hauteurs d'eau.

Dans la méthode proposée ici pour l'estimation des débits et des vitesses, des proxys de la pente ( $S_0 + S_w$ ) sont calculés, en divisant la dénivelée  $D$  [m] entre les hauteurs d'eau d'une station d'intérêt, où l'on désire estimer les débits, et celles d'une station d'appui située plus à l'aval, par la distance curviligne  $\Delta x$  entre ces deux stations.

Deux facteurs de correction,  $\zeta_S$  et  $\zeta_n$ , dépendants de la hauteur d'eau, sont ensuite estimés :

- Le facteur  $\zeta_S(h) = \frac{D}{S_f}$  est utilisé pour corriger le proxy  $\frac{D}{\Delta x}$  de la pente ( $S_0 + S_w$ ), sur tout le marnage, en faisant l'hypothèse d'une simple proportionnalité entre ce proxy et la pente « véritable » :  $(S_0 + S_w) \propto \frac{D}{\Delta x}$ .
- Le facteur de correction  $\zeta_n(h)$  tient compte quant à lui de la variabilité de la résistance à l'écoulement en fonction de la hauteur d'eau, et d'éventuelles pertes de charge de l'écoulement principal lorsque le lit majeur est en eaux.

On cherche donc ici à corriger le terme  $\frac{\sqrt{S_f}}{n}$ , dans le cadre des approximations faites pour établir l'équation de l'onde diffusante en écoulement filaire. En effet, si la ligne d'énergie est approchée par l'expression  $S_f = S_0 + S_w$  (terme de gravité et de pression), le terme de résistance reflète alors l'ensemble des variabilités de charge hydraulique non prises en compte dans  $S_w$ , comme les variations de résistance de forme et celles due à la mise en eau du lit majeur. La méthode proposée a pour objectif de parvenir à calculer des valeurs de pente et de résistance à l'écoulement réalistes, qui seront ensuite réinjectées dans les modèles de transport solide.

#### 3.4.5.1 Correction de la ligne d'eau avec le facteur $\zeta_S(h)$

Dans un premier temps, une vitesse moyenne  $\langle u \rangle_{GMS}$  de l'écoulement est calculée en utilisant l'équation de friction de GMS. Dans cette étape, la valeur de résistance à l'écoulement  $n_c$  [s m<sup>-1/3</sup>] à l'échelle du bief est supposée constante sur tout le marnage. Ce coefficient  $n_c$  est estimé par la méthode de Cowan (1956) (Coon, 1995), qui conduit à des valeurs du coefficient de Manning entre 0.022 et 0.028 s m<sup>-1/3</sup> dans les biefs considérés ici.  $R_h(h)$  est une relation univoque déduite des mesures aDcp dans le lit mineur.

$$\langle u \rangle_{GMS} = \frac{1}{n_c} R_h^{\frac{2}{3}} \left( \frac{D}{\Delta x} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad \text{Eq. 3. 20}$$

Puis, dans un second temps, le facteur  $\zeta_S$  est calculé, pour chaque valeur aDcp de vitesse moyenne  $\langle u \rangle_{aDcp}$  disponible, de la manière suivante :

$$\zeta_S = \left( \frac{\langle u \rangle_{aDcp}}{\langle u \rangle_{GMS}} \right)^2. \quad \text{Eq. 3. 21}$$

Enfin, une relation  $\zeta_s(h)$  est ajustée pour les hauteurs d'eau vérifiant  $h < h_{bkfull}$ , et sera ensuite utilisée sur tout le marnage pour la correction des proxys de pente mesurés tout au long du cycle hydrologique, en fonction de la hauteur d'eau dans la station d'intérêt (Figure 3.20).

#### 3.4.5.2 Correction de la résistance à l'écoulement avec le facteur $\zeta_n(h)$

Lorsque les effets de la respiration saisonnière du lit sont négligés, le facteur  $\zeta_n$  peut être estimé de la manière suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} \zeta_n(h < h_{bkfull}) \approx 1 \\ \zeta_n(h \geq h_{bkfull}) = \frac{\langle u \rangle_{aDcp}}{\frac{1}{n_c} R_h^{2/3} \sqrt{\zeta_s(h) \frac{D}{\Delta x}}} \end{array} \right. , \quad \text{Eq. 3. 22}$$

où  $h_{bkfull}$  [m] est la hauteur de pleins bords. Si le coefficient de résistance  $n_c$  reste constant pour les hauteurs d'eau inférieures à  $h_{bkfull}$ , alors  $\zeta_n(h < h_{bkfull}) \approx 1$ .

On relèvera ici que certains auteurs font varier  $n_c$  avec la hauteur d'eau (e.g. [Manzanarez et al., 2017](#)). Cependant, on objectera que les équations de friction type [Colebrook-White](#) prévoient en réalité des variations modérées de la résistance de peau  $n_c'$  avec la hauteur d'eau, pour les nombres de Reynolds de grain en jeu ici. Le coefficient  $n_c$  pourrait également varier avec la rugosité de forme du lit  $n_c''$ , en fonction avec la hauteur d'eau, mais dans ce cas la respiration saisonnière du lit devrait induire une hystérésis sur la relation  $n_c(h)$ . Or, on n'observe pas d'hystérésis marquées sur les relations  $\zeta_s(h)$  qui ne soit pas expliquées par des variations du proxy de pente  $\frac{D}{\Delta x}$  sur le jeu de données utilisé ici (Figure 3.20). Ainsi, il semble que ce soit  $\frac{D}{\Delta x}$  qu'il faille corriger dans ce contexte, plutôt que le facteur de résistance pour les hauteurs d'eau sous la côte de débordement. On supposera donc pour le calcul des débits à Requena, San Regis et Tamshiyacu que les variations de la rugosité de forme avec la hauteur d'eau sont négligeables sur tout le marnage, et à l'échelle du bief.

La méthode peut être également généralisée : d'autres effets de résistance peuvent être pris en compte, en utilisant le principe de la conservation d'énergie. Celui-ci implique que la contrainte adimensionnelle de cisaillement sur le lit,  $\theta$ , se répartit linéairement en une somme

de  $m$  contraintes de cisaillement (cf. [Yen, 2002](#)), correspondant à l'énergie dissipée par chaque source de résistance à l'écoulement :

$$\theta = \sum_{i=1}^m \theta_i . \quad \text{Eq. 3. 23}$$

Par suite, le coefficient de résistance se décompose de la manière suivante :

$$n^2 = \sum_{i=1}^m n_i^2 . \quad \text{Eq. 3. 24}$$

Considérant maintenant comme étant déjà incluses dans le coefficient  $n_c$ , la résistance de peau, la sinuosité de la rivière, et la configuration majeure des formes du lit sans respiration saisonnière, et d'un autre coté comme non incluses la respiration des formes sédimentaires du lit  $\Delta n_d$  et un terme résistance supplémentaire lorsque le lit majeur est actif  $n_f$ , le facteur de résistance  $\zeta_n$  peut s'écrire de la manière suivante :

$$\zeta_n(h) = \frac{\langle u \rangle_{aDcp}}{\frac{1}{n_c} R_h^{2/3} \sqrt{\zeta_s(h) \frac{D}{\Delta x}}} = \frac{n_c}{\sqrt{(n_c + \Delta n_d(h))^2 + n_f^2(Y)}} , \quad \text{Eq. 3. 25}$$

où  $Y = \frac{h - h_{bkfull}}{h}$  [m] est la hauteur d'eau relative au-dessus de la hauteur de pleins bords  $h_{bkfull}$  [m] (si  $Y < 0$ ,  $\Delta n_f = 0$ ). Ainsi, si  $n_f \gg \Delta n_d$ , et/ou  $n_c \gg \Delta n_d$ , le terme de résistance correspondant à la respiration du lit peut être négligé. Cette équation implique que la pente de la surface libre soit bien contrainte, afin de discriminer les effets de pente des effets de résistance.

Concernant  $n_f$ , [Nicollet et Uan \(1979\)](#) et [Smart \(1992\)](#) proposèrent des corrections du facteur de résistance total pour les écoulements en lits composés. Dans les deux équations, la correction est fonction de la profondeur de l'écoulement dans le lit majeur et des différences de rugosité des lits, ou encore des vitesses d'écoulement entre la plaine inondée et le lit vif. Il semble donc raisonnable de considérer ici une dépendance au premier ordre du facteur  $\zeta_n$  à la profondeur relative de l'écoulement dans le lit inondé  $Y$ . On peut dès lors proposer comme corolaire que la variation de résistance à l'écoulement  $\Delta n_c = (n_{cf} - n_c)$  est proportionnelle au déficit de débit dans le lit mineur lorsque le lit majeur est actif, par rapport à des conditions d'écoulement uniformes et sans débordement  $\Delta Q$ :  $\Delta n_c \propto \Delta Q$ . En

s'avancant un peu sur la suite de ce document, on peut également supposer que l'on a  $\Delta n_c \propto \Delta Q \propto \Delta Q_{SS}^*$ , avec  $\Delta Q_{SS}^*$  le déficit de capacité de transport dans le lit mineur lors du débordement par rapport à des conditions d'écoulement uniformes. Prosaiquement parlant, le terme de résistance additionnelle lorsque le lit majeur est actif influe sur le débit dans le lit mineur, mais également sur la capacité de transport : si l'analyse des courbes de tarage permet de quantifier  $\Delta n_c$ , il serait donc possible de connaître  $\Delta Q_{SS}^*$ . C'est la démarche entreprise ici.

### 3.4.5.3 Calcul des vitesses et des débits

La vitesse moyenne de l'écoulement  $\langle u \left( h, \frac{D}{\Delta x} \right) \rangle$  dans le bief d'intérêt est finalement calculée de la manière suivante :

$$\langle u \left( h, \frac{D}{\Delta x} \right) \rangle = \zeta_n(h) \sqrt{\zeta_s(h)} \langle u \rangle_{GMS}. \quad \text{Eq. 3. 26}$$

En utilisant les données des jaugeages aDcp, une relation univoque  $A_h(h)$  peut être déduite. L'expression du débit s'écrit alors :

$$Q(h, D) = A_h(h) \frac{\zeta_n(h)}{n_c} R_h^{\frac{2}{3}}(h) \sqrt{\zeta_s(h)} \frac{D}{\Delta x}. \quad \text{Eq. 3. 27}$$

La correction proposée ici diffère de la méthode de la dénivelée normale, où un débit est calculé à partir d'une courbe de tarage biunivoque correspondant au régime uniforme, à la place de  $Q_{GMS} = A_h \langle u \rangle_{GMS}$  (e.g. [Mazanarez et al., 2017](#)), puis corrigé par une fonction  $D(h)$ . Le facteur  $n_c$  est alors supposé constant. Cependant, la même occurrence de dénivelée  $D$  peut correspondre à plusieurs hauteurs d'eau, pour lesquelles le facteur de résistance  $n_c$  peut varier en fonction de la configuration de l'écoulement (dunes, débord...). Cette méthode n'est donc pas adaptée au contexte présent.

La méthode du gradient (e.g. [Knight, 1989](#)), qui considère également une valeur de résistance à l'écoulement constante, donne quant à elle de très mauvais résultats dans ce contexte car les gradients  $\Delta h / \Delta t$  sont bien trop faibles.

### 3.4.6 Application dans les stations de la confluence Ucayali-Marañon

La confluence des rios Ucayali et Marañon (Figure 3.19), avec ses trois stations du réseau HyBAm permettant de contraindre un bilan de flux (REQ, REG et TAM), est ici utilisée comme cas test pour le jeu d'équations proposé ci-dessus. On l'a vu, les échanges lit mineurs-lit majeur y sont particulièrement importants en hautes eaux. En outre, cette confluence est l'une des plus importantes au monde.

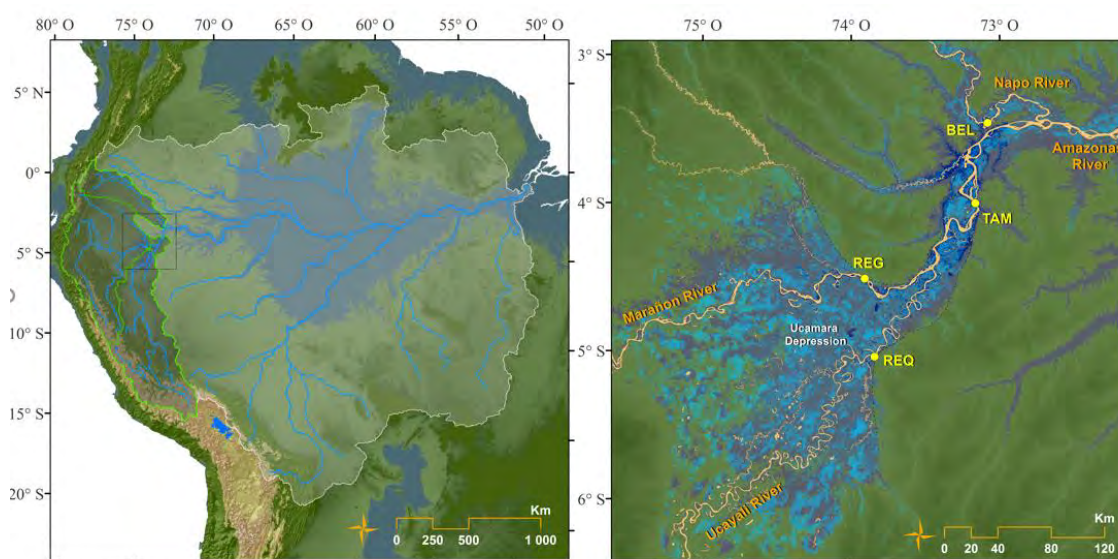


Figure 3.19: Carte de la région de la confluence des rivières Ucayali et Marañon. Sur la carte de droite, les zones humides sont repérées en bleu clair. On notera la forme en entonnoir de la plaine d'inondation : la large dépression d'Ucamara dans laquelle sinuent les deux confluentes se rétrécit brutalement avant de passer à travers l'Arche d'Iquitos via l'Amazone.

Pour le calcul des débits à Tamshiyacu, un proxy de pente a été calculé en utilisant les données de la station de jaugeage DHN – *Dirección Hidrográfica Naval* – située à 40 km en aval d'Iquitos. Cette station est en réalité située à environ 2 km en amont de l'embouchure du fleuve Itaya, un petit affluent de l'Amazone, lequel coule depuis quelques décennies sur l'ancien lit de l'Amazone, à l'Est de la ville d'Iquitos. De plus, la géométrie du bief entre TAM ( $B \sim 950$  m) et Iquitos ( $B \sim 2800$  m) varie, et on relève la présence d'une grande structure anabranchée entre les deux stations (Abad *et al.*, 2013).

En l'absence d'autres données consistantes, les chroniques de hauteur d'eau de la station de Tamshiyacu ont été ici utilisées pour estimer les pentes de la surface libre à Requena et à



San Regis, bien que cette station soit située très à l’aval de la confluence de l’Ucayali et du Marañon. Notons également que les données altimétriques satellitaires, lorsqu’elles sont disponibles, ne fournissent pas encore la précision requise sur les hauteurs d’eau.

Un exemple d’ajustement des coefficients  $\zeta_S(h)$  et  $\zeta_n(h)$  est donné ci-dessous (Figure 3.20). Une faible hystérésis est visible sur la relation, expliquée par la différence de pente  $S_w$  entre la montée et la descente de crue. Seuls les jaugeages postérieurs à 2009 ont été ici utilisés, afin d’éviter tout problème lié aux lectures d’échelles et de choix hasardeux de section de jaugeage, qui entachent la période 2003 – 2009. L’intégralité du jeu de données a été ensuite confronté à cette calibration, avec succès.

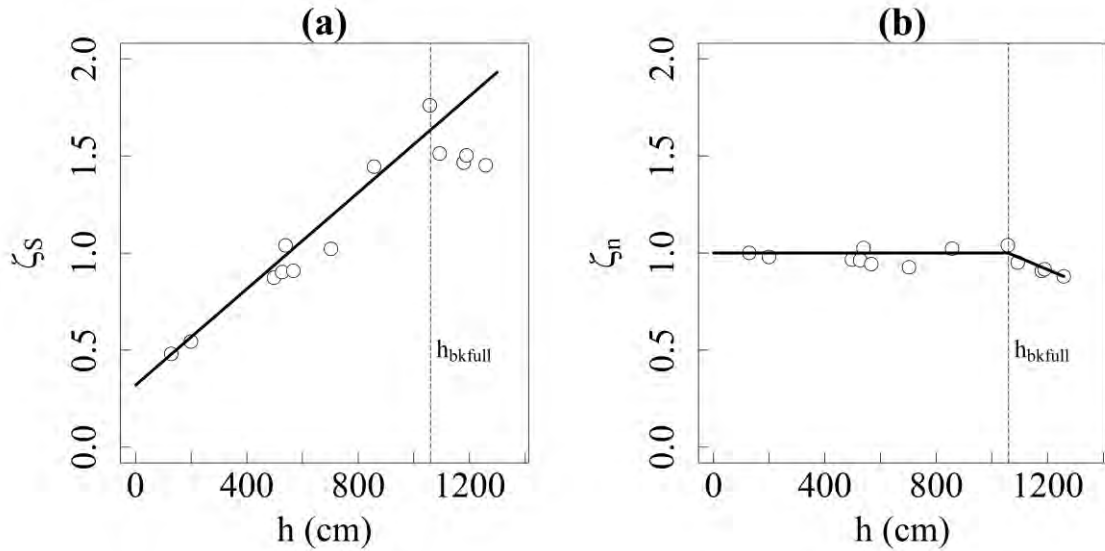


Figure 3.20: Exemple de calage des coefficients  $\zeta_S(h)$  et  $\zeta_n(h)$  pour la station de Requena (Ucayali). La hauteur de pleins bords ( $h_{bkfull}$ ) supposée est indiquée.

L’application de la méthode décrite ci-dessus conduit à une simulation quasi-parfaite des courbes de tarage dans les trois stations (Figure 3.21). On relèvera une très forte réduction des vitesses à Requena et à San Regis en hautes eaux (jusqu’à  $\sim 0.7 - 0.8$  fois la valeur attendue pour un régime uniforme, si l’on extrapole la courbe de tarage ajustée sur  $h < h_{bkfull}$  et qu’on la compare aux observations pour  $h > h_{bkfull}$ ). Dans le même temps, les vitesses à Tamshiyacu présentent, pour les mêmes gammes de hauteurs d’eau, un amortissement beaucoup plus modeste des vitesses (que nous n’avons pas réussi à quantifier car la dispersion sur les vitesses mesurées autour de la cote 750 cm complique l’extrapolation

de la courbe de tarage construite sur la gamme de mesure pour laquelle le lit majeur n'est pas en eaux), ce qui amène la discussion ci-après.

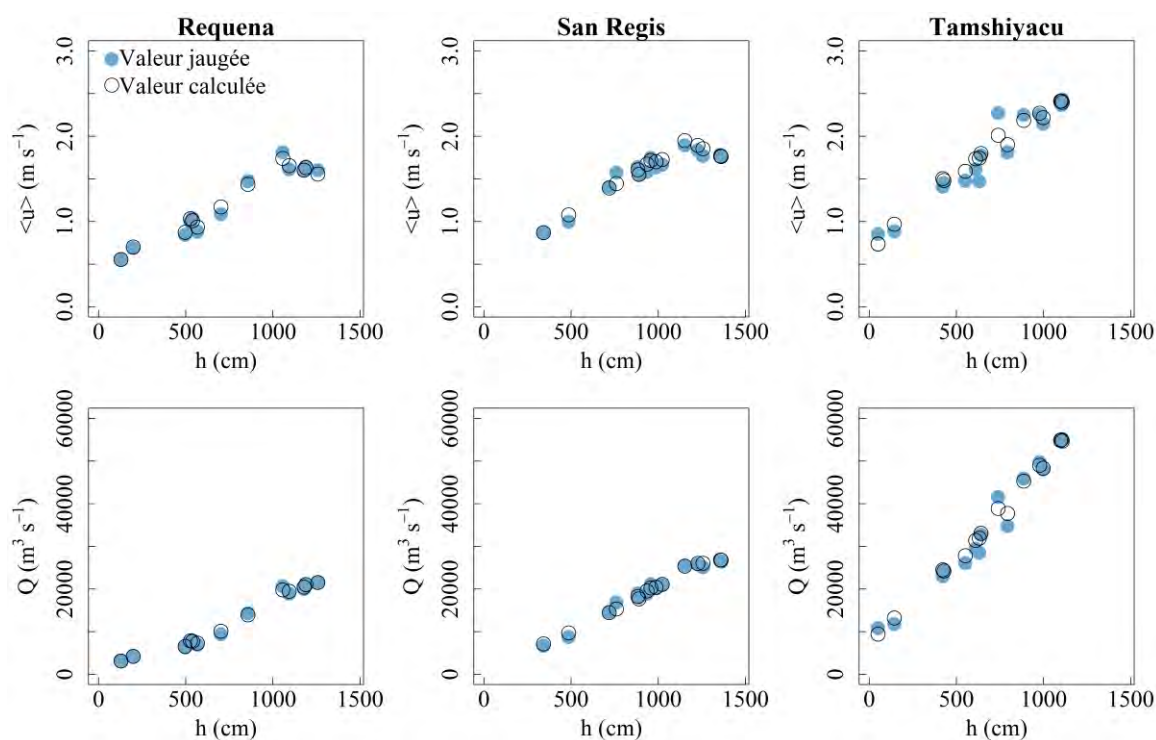


Figure 3.21: Résultats obtenus pour les stations de Requena, San Regis et Tamshiyacu

### 3.4.7 Discussion : un problème de résistance à l'écoulement ou un effet de remous?

Dans ce qui précède, l'amortissement des vitesses a été attribué à une augmentation de la résistance à l'écoulement lorsque le lit majeur est actif. Cependant, s'agissant d'une confluence, il pourrait également s'agir pour les stations de Requena et de San Regis d'un effet de remous (Figure 3.22), déclenché lorsque la confluence s'inonde, ou encore d'effets combinés d'augmentation de la résistance à l'écoulement et de remous. Il est bien difficile à partir des seules données observées in situ de conclure.

Bien évidemment, pour le calcul des vitesses et des débits, le fait que la réduction des vitesses et de l'amortissement des débits en hautes eaux soit expliqué par un effet de pente, ou une augmentation de la résistance à l'écoulement induite par l'activation du lit majeur, n'a aucun effet sur le résultat. Cependant, l'objectif de cette démarche est de caler les paramètres  $\mathcal{S}_f$  et

$n_c$  à partir des courbes de tarage observées, puis de les injecter dans des modèles de capacité de transport. Or, dans ces formules, les exposants de  $S_f$  et  $n_c$  sont modifiés par rapport à ceux du modèle de GMS, tout comme peut l'être leur définition, en fonction des conditions d'écoulement et des hypothèses considérées par les auteurs de ces formules (ex. lit plat, écoulement sur dunes, régime uniforme...). Bien discriminer ce qui revient à  $S_f$  de ce qui relève de  $n_c$  est donc essentiel pour une pleine cohérence entre l'équation de friction de GMS utilisée et le modèle de transport choisis, particulièrement dans le cas d'un régime non uniforme, avec une crue débordante.

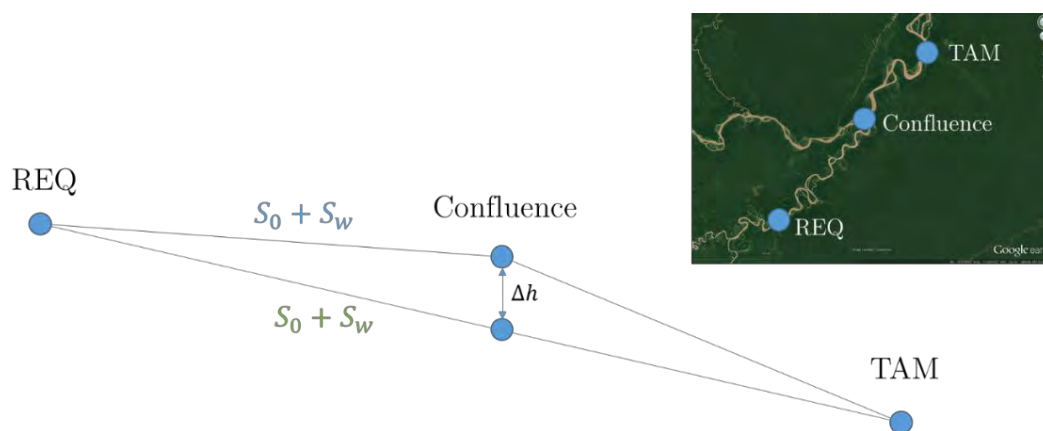


Figure 3.22: Croquis de deux configurations de ligne d'eau possibles entre Requena et Tamshiyacu : en bleue une ligne d'eau continue, en vert une ligne d'eau brisée à la confluence. Dans les deux configurations, la hauteur d'eau à Tamshiyacu et à Requena reste la même, mais la hauteur d'eau à la confluence est modifiée. En médaillon : capture d'écran *Google Earth* de la zone.

Les effets de remous sont fréquents dans le bassin Amazonien et peuvent influencer les débits des rivières sur des dizaines de kilomètres. Cependant, dans la configuration présente (Figure 3.22), la station de Requena est située à environ 123 km de la confluence : cette distance impliquerait une augmentation de la hauteur d'eau ( $\Delta h$ ) importante (plusieurs dizaines de centimètres voir plusieurs mètres) à la confluence pour que l'écoulement soit affecté jusqu'à la station de Requena. Afin de tenter de lever le doute sur un effet de remous éventuel à la confluence, une station virtuelle (EN2\_465\_REQ) a été créée sur l'Ucayali à  $\sim 37$  km en amont de la confluence, et à  $\sim 86$  km à l'aval de la station de Requena (Figure 3.23), en tirant avantage d'une trace du satellite Envisat (nouvelle orbite).



Figure 3.23: Capture d'écran de la zone de confluence Ucayali-Marañón. Le quadrilatère en jaune représente la station virtuelle Envisat (nouvelle orbite) n° EN2\_465\_REQ, située sur l'Ucayali à ~ 37 km en amont de la confluence, et à ~ 86 km à l'aval de la station de Requena. Capture d'écran *Google Earth*.

Les proxys de pente mesurés entre Requena et Tamshiyacu d'une part ( $D/\Delta x$  [REQ-TAM]), et Requena et la station virtuelle altimétrique n° EN2\_465\_REQ d'autre part ( $D/\Delta x$  [REQ-SAT]), sont consistants entre eux (Figure 3.24), bien que la série satellite soit entachée d'erreurs, notamment sur les basses eaux. La covariance des deux séries est forte, et aucune rupture qui mettrait en évidence un effet de remous conduisant à une réduction des vitesses n'est observée durant les hautes eaux sur la série de pentes  $D/\Delta x$  [REQ-SAT] par rapport à la pente  $D/\Delta x$  [REQ-TAM].

Dans un second temps, la dénivelée entre Requena et Tamshiyacu ( $h_{REQ} - h_{TAM}$ ) a été comparée à la dénivelée entre Requena et la station virtuelle EN2\_465\_REQ (cf. Figure 3.23) ( $h_{REQ} - h_{SAT}$ ) (Figure 3.25). Les deux séries sont très fortement corrélées, avec une faible dispersion des points (intervalle de prédiction à 95% :  $\pm 0.15$  m).

Il est alors possible de confronter cet intervalle de prédiction au  $\Delta h$  (Figure 3.22) nécessaire à la station virtuelle pour affecter de  $x\%$  les vitesses moyennes en hautes eaux. Ainsi, d'après la Figure 3.26, un  $\Delta h$  entre ~ 0.7 et 1.5 m serait nécessaire pour amortir de 10% la vitesse moyenne de l'écoulement à Requena, par rapport au régime uniforme. Cependant, les vitesses mesurées dans la partie amortie de la courbe de tarage hauteur – vitesse à la station de Requena sont jusqu'à 0.7 fois inférieures aux vitesses attendues en régime uniforme : pour une telle réduction des vitesses, un  $\Delta h$  entre 2.2 et 4.9 m serait nécessaire. De telles différences

de hauteurs d'eau seraient tout à fait détectables sur les mesures Envisat, et devraient apparaître sur la Figure 3.25, autour du mois d'avril.

Ainsi, sans pouvoir écarter tout à fait l'hypothèse d'un léger effet de remous à la confluence remontant plus de 120 km en amont, cet effet ne suffirait pas seul à expliquer l'amortissement des vitesses lorsque la rivière déborde.

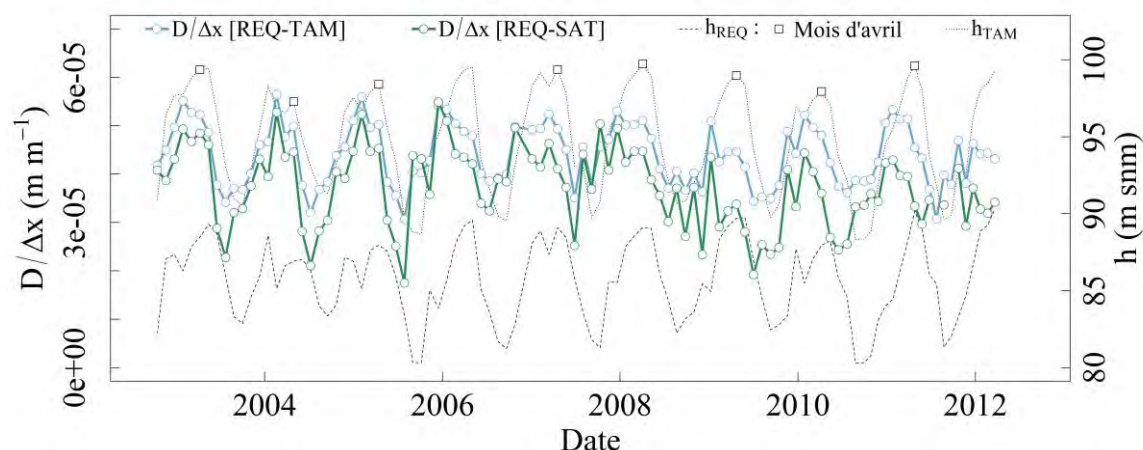


Figure 3.24: Comparaison de la pente  $D/\Delta x$  [REQ-SAT] mesurée entre Requena (Ucayali) et la station virtuelle ENV2465REQ (cf. Figure 3.23), et la pente mesurée  $D/\Delta x$  [REQ-TAM] entre Requena et Tamshiyacu (Amazone). Les valeurs des hauteurs d'eau à Requena ( $h_{REQ}$ ) et à Tamshiyacu ( $h_{TAM}$ ) ont été reportées sur le graphique, et les mois d'avril durant lesquels la diminution des vitesses est la plus forte ont été marqués sur la série  $h_{REQ}$ .

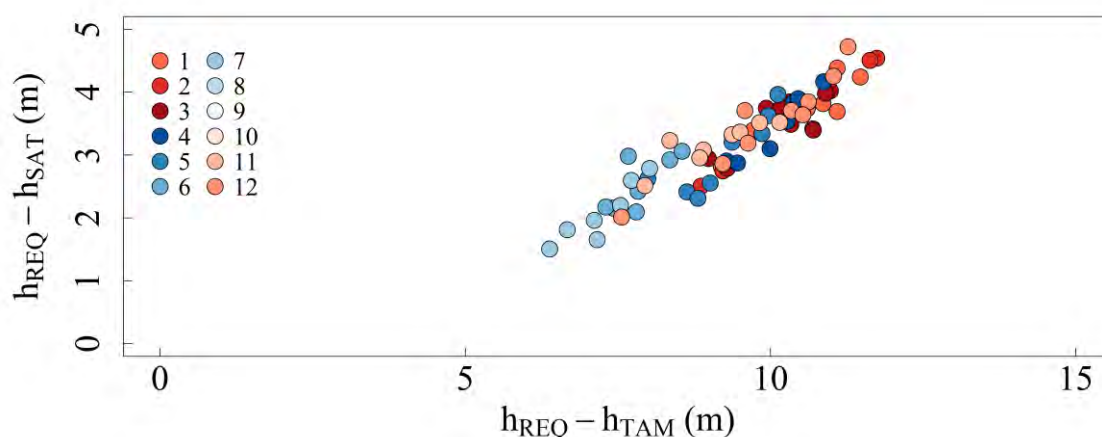


Figure 3.25: Dénivelée entre Requena et Tamshiyacu ( $D = h_{REQ} - h_{TAM}$ ) versus la dénivelée entre Requena et la station virtuelle EN2\_465\_REQ (cf. Figure 3.23) ( $D = h_{REQ} - h_{SAT}$ ). Les mois correspondants à l'étiage (08-09-10), pour lesquels les mesures altimétriques sont les moins précises, ont été filtrés. La figure montre que  $h_{REQ} - h_{TAM}$  est un bon proxy de la dénivelée  $h_{REQ} - h_{SAT}$ .

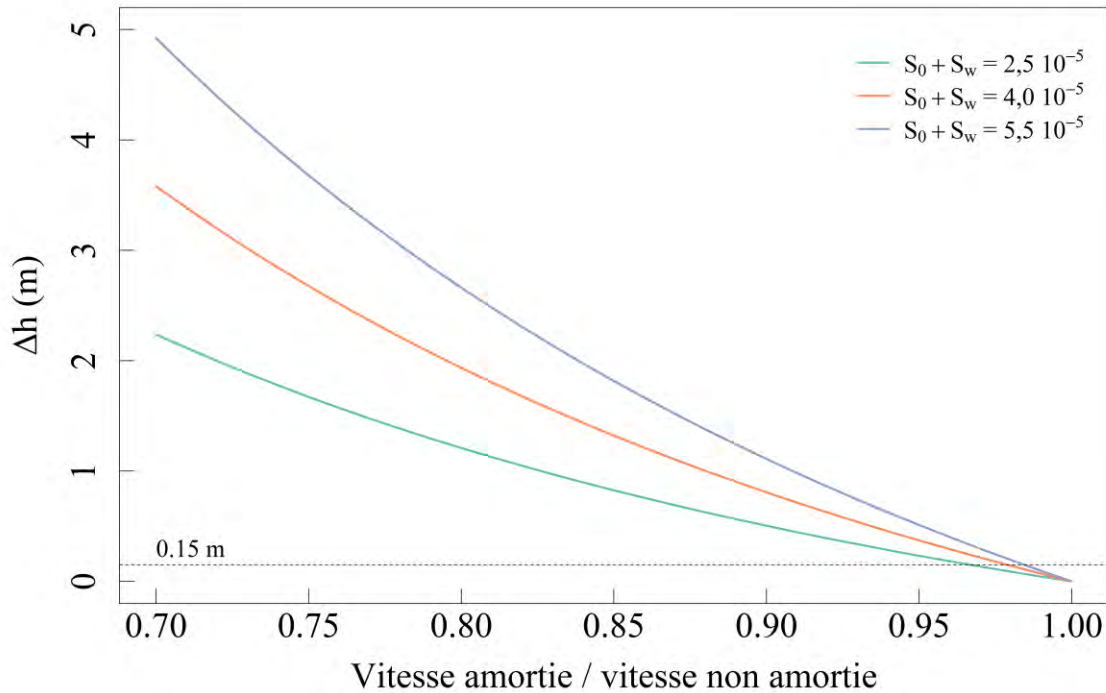


Figure 3.26: Variation nécessaire de hauteur d'eau ( $\Delta h$ ) (voir Figure 3.22) à la station virtuelle EN2\_465\_REQ (cf. Figure 3.23) pour affecter la vitesse moyenne mesurée au droit de la station de Requena. Trois configurations de pente entre Requena et cette station virtuelle ont été envisagées, correspondant aux limites basse et haute des pentes observées à la Figure 3.24 entre ces deux stations, ainsi qu'à la valeur moyenne. Lecture : Si la vitesse mesurée est 0.8 fois inférieure à celle attendue pour un écoulement en régime uniforme, la hauteur d'eau de la station virtuelle doit être entre 1.3 m et 2.8 m supérieure à celle correspondant au régime uniforme. Rappelons que les vitesses mesurées dans la partie amortie de la courbe de tarage hauteur – vitesse à la station de Requena sont jusqu'à 0.7 fois inférieures aux vitesses attendues en régime uniforme, ce qui conduit à des  $\Delta h$  irréalistes à la station virtuelle, et en tous les cas qui devraient être visibles sur la série satellite.

### 3.4.8 Calcul des débits à Lagarto et à Puerto Inca

A Puerto Inca, la courbe de tarage hauteur débit est d'aspect biunivoque, et bien qu'en réalité les jaugeages ne couvrent pas tout le marnage de la station, on fera ici l'hypothèse que le régime reste uniforme même en hautes eaux (la confluence avec l'Ucayali est située beaucoup plus en aval, à  $\sim 160$  km, la pente est importante, et les berges sont très hautes).

A Lagarto, les jaugeages mesurés ne montrent pas d'effets de pente importants. Cependant, il n'existe pas de jaugeages en hautes eaux et le tracé d'une courbe biunivoque conduit à des valeurs de débits aberrantes, supérieures à  $35\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ . Les données de hauteur d'eau de la station de Pucallpa ont donc été utilisées pour calculer des valeurs de pentes de la surface libre. Les termes  $\frac{\sqrt{S_0+S_w}}{n}$  déduits des jaugeages via l'équation de GMS ont été ajustés en



fonction du rayon hydraulique à Lagarto, à la puissance  $2/3$  (soit  $R_h^{2/3}$ ) pour rester cohérent avec l'équation de frottement utilisée, et extrapolés de manière constante ( $\frac{\sqrt{S_0+S_w}}{n} (R_h^{2/3}) = cte$ ) pour les hauteurs d'eau non mesurées : les crues sont ainsi amorties.

Cette démarche se base sur l'expérience acquise sur d'autres stations de piedmont, dans lesquels des crues historiques ont pu être mesurées de manière détaillée en 2015 (Borja et Chazuta), et qui présentent un pic de crue amorti. Bien entendu, ce tracé devra être confirmé par des jaugeages complémentaires dans ces gammes de hauteur d'eau, mais les résultats ainsi obtenus paraissent plus consistants. Enfin, à Pucallpa, une démarche similaire a été entreprise en fonction des hauteurs d'eau mesurées à Requena, bien que cette station soit située très à l'aval.

### 3.4.9 Modélisation de la capacité de transport

Le chapitre 2 a montré toute la complexité inhérente à la production de chroniques de flux de sables dans l'avant pays du bassin amazonien, et spécialement pour les stations de plaine, sans disposer des infrastructures et des moyens importants que nécessiterait un tel suivi, alors qu'il paraît beaucoup plus aisé de suivre la charge de MES fines. Dans ce contexte, les modèles de capacité de transport peuvent être une alternative pour une quantification plus précise des flux solides, et une meilleure compréhension des processus hydro-sédimentaires. Cependant, considérant la nature (très) diffusive de l'onde de crue de ces rivières, leur régime graduellement varié avec un épanchement des crues dans le lit majeur altérant la capacité de transport du lit mineur, le paramétrage de ces modèles reste une tâche difficile, impliquant plusieurs hypothèses, et requiert une estimation précise des paramètres hydrauliques.

#### 3.4.9.1 Méthode proposée pour l'estimation de la contrainte de peau

La mise en mouvement des granulats du lit est le résultat de la contrainte adimensionnelle de peau  $\theta'$ , qui s'exerce directement sur ces derniers. Elle est égale à celle appliquée en l'absence de formes sédimentaires, pour une hauteur d'eau, une vitesse d'écoulement et une granulométrie identique (Yen, 2002).

L'estimation de la contrainte de peau est donc incontournable pour quantifier le charriage. La concentration de référence correspondante peut alors être diffusée sur la verticale pour obtenir un profil de concentration. En intégrant ce dernier sur la hauteur d'eau, on obtient une concentration moyenne pour la charge en suspension : c'est par exemple l'approche considérée par Einstein (1950), Van Rijn (1984a, 1984b) ou plus récemment Camenen *et* Larson (2005, 2008), pour l'établissement de lois de capacité de transport.

La contrainte de cisaillement total peut être divisée linéairement en la somme de la contrainte de peau  $\theta'$  et de la contrainte « morphologique »  $\theta''$  :

$$\theta = \theta' + \theta'' . \tag{Eq. 3. 28}$$

Ainsi, à puissance globale égale (donc pour une même valeur de  $\theta$ ), une augmentation du taux de dissipation de l'énergie de l'écoulement par un terme de résistance géomorphologique

additionnel conduit à une diminution, dans la même proportion, du cisaillement appliqué sur les grains du lit de la rivière. En écrivant le ratio de la contrainte de cisaillement pour un écoulement dans le lit mineur avec un lit majeur actif ( $\theta_{cf} = \theta'_{cf} + \theta''_{cf}$ ) et sans lit majeur actif ( $\theta_c = \theta'_c + \theta''_c$ ), l'atténuation du taux cisaillement appliqué sur les grains du lit de la rivière peut être estimé de la manière suivante :

$$\frac{\theta_{cf}}{\theta_c} \cong \frac{\langle u_{cf} \rangle^2}{\langle u_c \rangle^2} = \zeta_n^2, \quad \text{Eq. 3. 29}$$

où  $\zeta_n$  est le facteur de correction de la résistance à l'écoulement déduit de la courbe de tarage. Cette expression est par ailleurs similaire à celle proposée par [Ervine et Baird \(1982\)](#) (voir équation 15, P. 470 de l'article en question), en se basant sur la théorie de Prandtl, et cohérente avec les travaux de [Sellin \(1964\)](#). Le taux de cisaillement  $\theta_{cf}$ , lorsque les lits mineurs et majeurs interagissent, peut donc s'exprimer comme suit :

$$\theta_{cf} = \zeta_n^2 \theta_c. \quad \text{Eq. 3. 30}$$

En posant  $\Delta\theta = \theta_{cf} - \theta_c$  et  $\Delta\theta' = \theta'_{cf} - \theta'_c$ , il vient :

$$\Delta\theta = \zeta_n^2 \theta_c - \theta_c. \quad \text{Eq. 3. 31}$$

Puis, en supposant que la perte totale d'énergie due à l'augmentation de la contrainte de forme est directement répercutée sur la contrainte appliquée sur les grains  $\theta'_{cf}$ , on peut alors écrire l'égalité suivante :

$$\Delta\theta = \Delta\theta'. \quad \text{Eq. 3. 32}$$

Par suite,

$$\zeta_n^2 \theta_c - \theta_c = \theta'_{cf} - \theta'_c. \quad \text{Eq. 3. 33}$$

Et finalement, le taux de cisaillement effectif appliqué sur les grains du lit lorsque le lit majeur est actif est estimé de la manière suivante :

$$\theta'_{cf} = \theta'_c + (\zeta_n^2 - 1) \theta_c. \quad \text{Eq. 3. 34}$$

### 3.4.10 Application, avec la formule de Camenen *et* Larson (2008)

#### 3.4.10.1 Modification du modèle afin de prendre en compte les effets d'une crue débordante

La formule semi-empirique proposée par [Camenen \*et\* Larson \(2008\)](#) pour l'estimation d'une capacité de transport en suspension  $Q_{ss}^*$  [ $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ] en sédiments (non cohésifs), peut s'exprimer à l'échelle d'un bief de la manière suivante :

$$Q_{ss}^* = B \langle u \rangle C_0 \frac{\varepsilon_s}{w_s} \left[ 1 - \exp\left(\frac{-w_s}{\varepsilon_s} h\right) \right]. \quad \text{Eq. 3. 35}$$

Ce modèle compte 6 paramètres : (1) la vitesse moyenne de l'écoulement  $\langle u \rangle$  [ $\text{m s}^{-1}$ ], (2) la hauteur d'eau moyenne  $h$  [m], (3) la largeur de la section  $B$  [m], (4) la concentration de référence des sédiments charriés au-dessus du lit  $C_0$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ], (5)  $\varepsilon_s$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] le coefficient de diffusion des sédiments, moyenné sur la hauteur d'eau, et enfin (6) la vitesse de sédimentation des sables dans la colonne d'eau  $w_s$  [ $\text{m s}^{-1}$ ].

##### i. Estimation des variables d'état et de la vitesse moyenne (1), (2), (3)

Pour chaque station, la vitesse moyenne de l'écoulement  $\langle u \rangle$  sera estimée par la méthode proposée plus haut, et basée sur le calage des paramètres  $\zeta_s$  et  $\zeta_n$ . Pour la hauteur d'eau, compte tenu de la largeur au miroir de ces sections, on prendra  $h \cong R_h$ , et  $B \cong cte$ .

##### ii. Calcul de la concentration de référence (4)

D'après [Camenen \*et\* Larson \(2005, 2008\)](#), la concentration de référence des sédiments charriés près du fond peut s'exprimer en fonction du diamètre adimensionné des grains du lit  $d_{*b}$  et du paramètre de Shields critique, noté ici  $\theta_{cr}$  [-]:

$$\left\{ \begin{array}{l} C_0 = \frac{0.0015 \theta'}{\exp(0.2 d_{*b} + 4.5 \frac{\theta_{cr}}{\theta'})} \\ d_{*b} = d_b \left( \frac{g(s-1)}{v^2} \right)^{\frac{1}{3}} \\ \theta_{cr} = \frac{0.25}{d_{*b}} + 0.055 (1 - \exp(-0.02 d_{*b})) \end{array} \right., \quad \text{Eq. 3. 36}$$

avec  $\nu = 0.841 \cdot 10^{-6}$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] la viscosité cinématique de l'eau à 28°C (i.e. la température moyenne des rivières étudiées ici),  $s = 2.65$  la densité relative des sédiments et  $d_b$  [m] le

diamètre moyen des granulats sur le lit. Cette expression a été déterminée empiriquement, à partir de mesures de charriage effectuées dans des configurations de lit plat (cf. [Camenen et Larson, 2005](#)). La contrainte de cisaillement adimensionnée à considérer dans cette formule est donc bien  $\theta'$ . Afin de prendre en compte les effets d'une crue débordante sur le transport des sables, cette contrainte sera exprimée de la manière suivante :

$$\theta'_{cf} = \theta'_c + (\zeta_n^2 - 1) \theta_c . \quad \text{Eq. 3. 37}$$

La contrainte totale de l'écoulement  $\theta_c$ , lorsque le lit majeur est inactif, peut-être calculée ainsi :

$$\theta_c = \frac{u_*^2}{g(s-1)d_b} , \quad \text{Eq. 3. 38}$$

où la vitesse de cisaillement dans le bief  $u_*$  [m s<sup>-1</sup>] peut être approchée par le produit de la hauteur d'eau et de la pente (ici  $\zeta_n = 1$  puisque la crue n'est pas débordante) :

$$u_* = \sqrt{g R_h \left( \zeta_s \frac{D}{\Delta x} \right)} . \quad \text{Eq. 3. 39}$$

L'expression adimensionnée de la contrainte de peau  $\theta'_c$ , en l'absence de débordement, est la suivante :

$$\theta'_c = \frac{\frac{1}{2} f' \langle u_c \rangle^2}{g(s-1)d_b} . \quad \text{Eq. 3. 40}$$

On objectera que l'application de cette formule en rivière devrait considérer un facteur de 1/8 devant le facteur de rugosité de peau  $f'$ , au lieu de 1/2. Cependant, [Camenen et Larson \(2005\)](#) utilisèrent dans leur modèle un coefficient de friction différent de  $f'$ , conduisant à cette valeur de 1/2. Par ailleurs, cette dernière correspond au facteur considéré pour un écoulement en conduite, de diamètre  $D_{conduite} = 4 R_h$ , ce qui prête à confusion. On conservera ici le facteur utilisé pour établir cette formule de charriage, puisque la loi de [Camenen et Larson \(2005\)](#) est tirée d'un ajustement entre un jeu de données de flux charriés et la contrainte de peau, exprimée avec ce facteur 1/2.

Le facteur de rugosité de peau  $f'$  de Darcy est déduit du profil logarithmique des vitesses dans la région intérieure, mais en conservant le facteur 1/2 utilisé par Camenen *et Larson* (2005).

$$f' = 2 \left( \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{30}{k'_s} h\right) - 1} \right)^2, \quad \text{Eq. 3. 41}$$

avec  $\kappa = 0.41$  [-] la constante de Von Kármán, et  $k'_s$  [m] la hauteur équivalente de Nikuradse correspondant à la rugosité des grains. Parmi les nombreuses estimations de  $k'_s$  possibles (Yen, 2002), on prendra ici  $k'_s = 2.5 d_b$  (Engelund *et Hansen*, 1967; Bartholdy *et al.*, 2010).

*NB: Il est également possible d'estimer  $f'$  via la formule de Colebrook-White.*

iii. Coefficient de diffusion des sédiments sur la hauteur d'eau (5)

La valeur du coefficient de diffusivité des sédiments sur la colonne d'eau proposée par Camenen *et al.* (2014) pour des sables, en considérant que la diffusivité  $\varepsilon_s$  des granulates sur la hauteur d'eau est équivalente à celle du fluide, est la suivante :

$$\varepsilon_s = \frac{1}{6} \kappa \zeta_n u_* R_h. \quad \text{Eq. 3. 42}$$

iv. Vitesse de chute des granulates (6)

(6) Enfin, la formulation de Soulsby (1997) est utilisée pour le calcul de la vitesse de sédimentation des sables dans la colonne d'eau :

$$w_s = \frac{\nu}{d_s} \left( \sqrt{10.36^2 + 1.049 d_*^3} - 10.36 \right), \quad \text{Eq. 3. 43}$$

$\nu$  [m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>] étant la viscosité cinématique de l'eau à 28°C,  $d_s$  [m] le diamètre médian des sédiments en suspension et  $d_*$  le diamètre adimensionné correspondant.

#### 3.4.10.2 Modèle « non-modifié »

Dans cette version, on considérera un facteur de correction  $\zeta_{n,2} = 1$  sur l'ensemble du marnage. La réduction de vitesse sera donc reportée sur le facteur de correction de la pente :  $\zeta_{S,2} = \zeta_n^2 \zeta_S$ , de façon à calculer les vitesses de la manière suivante :

$$\langle u \rangle = \sqrt{\zeta_{S,2}} \langle u \rangle_{GMS}. \quad \text{Eq. 3. 44}$$



Cette situation correspond donc à l'hypothèse où la réduction des vitesses est uniquement la conséquence d'un effet de pente, avec une rupture autour de la hauteur de pleins-bords, déjà discutée ci-dessus et *a priori* écartée. La vitesse de cisaillement devient alors :

$$u_* = \sqrt{g R_h \left( \zeta_{S,2} \frac{D}{\Delta x} \right)}. \quad \text{Eq. 3. 45}$$

Quant à la contrainte adimensionnelle de peau  $\theta'$ , elle s'exprime simplement, sur tout le marnage, de la manière suivante :

$$\theta' = \frac{\frac{1}{2} f' \langle u \rangle^2}{g(s-1)d_b}. \quad \text{Eq. 3. 46}$$

L'expression du coefficient de frottement de peau  $f'$  reste inchangée (i.e. la rugosité des grains reste la même). Le coefficient de diffusion des granulats sur la hauteur d'eau est calculé comme ce qui suit :

$$\varepsilon_s = \frac{1}{6} \kappa u_* R_h. \quad \text{Eq. 3. 47}$$

#### 3.4.11 Le modèle de Molinas *et* Wu (2001)

Le modèle de [Molinas \*et\* Wu \(2001\)](#) a été établi pour les rivières sableuses, de taille moyenne à grande, en se basant sur le concept de puissance globale de l'écoulement ([Bagnold, 1966](#); [Yang, 1973, 1974](#)) et en cherchant une relation empirique entre cette puissance et un jeu de données de flux solides mesurés dans plusieurs rivières de la planète, Amazone, Orénoque et Mississipi compris. Ainsi, là où d'autres modèles établis dans des conditions d'écoulements contrôlés en conduite expérimentales, peu profonds, échouent à prévoir un flux solide dans les grandes rivières, le modèle de [Molinas \*et\* Wu \(2001\)](#) donne de bien meilleurs résultats. Il sera testé ici à titre de comparaison.

En prenant :

$$Q = A_h \sqrt{\zeta_{S,2}} \langle u \rangle_{GMS} = A_h \langle u \rangle, \quad \text{Eq. 3. 48}$$

le modèle peut s'exprimer de la manière suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_{ss}^* = Q \langle C_s \rangle \\ \langle C_s \rangle = \frac{1430 (0.86 + \sqrt{\psi}) \psi^{\frac{1}{5}}}{0.016 + \psi} \\ \psi = \frac{\langle u \rangle^3}{\left[ g^{(s-1)} R_h w_s \left( \log_{10} \left( \frac{R_h}{d_s} \right) \right)^2 \right]} \end{array} \right. , \quad \text{Eq. 3. 49}$$

où  $Q_{ss}^*$  est exprimé en  $[g s^{-1}]$ , et  $\psi$  est la puissance universelle de l'écoulement. On note qu'ici encore, les auteurs du modèle ont cherché à s'affranchir des incertitudes liées à la pente de la ligne d'énergie  $S_f$ , en utilisant directement la vitesse mesurée. Le coefficient de perte de charge (de frottement) de Darcy-Weisbach  $f'$  correspondant à la résistance de peau est également obtenu à partir de la loi logarithmique de distribution des vitesses.

### 3.4.12 Une alternative possible pour la modélisation hydrologique: le modèle d'Engelund *et* Hansen (1967)

Parmi les autres formulations d'intérêt pour une utilisation ultérieure dans un modèle hydrologique, on peut citer le modèle d'Engelund *et* Hansen (1967). En effet, ce modèle, bien adapté aux rivières sableuses avec présence de dunes, peut s'exprimer, sous sa forme la plus simple, avec les mêmes paramètres que l'équation de GMS, mais avec des exposants différents. Les auteurs ont considéré pour établir la formule la partie droite du diagramme de Shields, où le nombre de Shields critique a un comportement asymptotique pour de grands nombres de Reynolds à la paroi ( $\theta_{cr} \rightarrow 0.06$ ). Ainsi, cette formule n'a pas de seuil pour la mise en mouvement des grains, car ils sont toujours en mouvement sous l'effet d'une contrainte de cisaillement importante. C'est pourquoi cette formule est mieux adaptée au contexte des lits sableux. En se basant sur le concept de puissance de l'écoulement (Bagnold, 1956), les auteurs assumèrent une égalité entre le travail effectué par la rivière pour décoller une masse de sédiment du lit et le travail fourni pour soulever cette même masse à une hauteur de l'ordre de grandeur de la hauteur des dunes. En utilisant le principe de similitude, les auteurs conclurent ainsi à l'existence d'une relation entre la contrainte de cisaillement totale et la contrainte de peau  $\theta(\theta')$ , et confirmeront son existence par des mesures en laboratoire. Pour un écoulement sur dunes ( $\theta < 1.5$ ,  $d_b > 150 \mu m$ ), les auteurs proposent l'expression suivante de la capacité de transport :

$$Q_{ss}^* = \frac{0.1}{2\sqrt{g}(s-1)^2} \frac{1}{n^2} R_h^{17/6} S_f^{5/2} d_b^{-1} B . \quad \text{Eq. 3. 50}$$

Afin de prendre en compte l'effet d'une crue débordante, cette expression peut être reformulée de la manière suivante :

$$Q_{ss}^* = \frac{0.1\sqrt{(s-1)}}{2\sqrt{g}} \left(\frac{\zeta_n}{n_c}\right)^2 R_h^{1/3} \theta_{cf}^{5/2} d_b^{3/2} B , \quad \text{Eq. 3. 51}$$

où  $\theta_{cf} = \zeta_n^2 \theta_c$ . Cependant, comme le relève [Molinas et Wu \(2001\)](#), ce modèle n'est pas bien adapté aux grandes rivières (il ne prend pas en compte les effets de diffusion sur la colonne d'eau de la concentration et de la granulométrie), et il est nécessaire de recalibrer les résultats avec un coefficient (autour de 2 pour les tests que nous avons pu faire sur les rivières étudiées ici). Il reste néanmoins une alternative très intéressante si l'on souhaite simplifier les équations dans un modèle hydrologique.

### 3.4.13 Résultats

Rappelons tout d'abord que la série de flux observée n'en est pas une (stricto-sensu) : elle a été bâtie à partir des jaugeages solides et des indices de concentrations mesurés à la surface (voir Paragraphe 3.1.4.2).

Pour les stations de Requena et San Regis, le modèle de [Camenen et Larson \(2008\)](#) donne, globalement, avec et sans prise en compte des effets d'une crue débordante de très bons résultats (Figure 3.27). Autour du pic de crue, le déclin de flux de la série « observée », également mesuré lors de certains jaugeages réalisés durant ces périodes de hautes eaux, est mal reproduit par le modèle non modifié. Au contraire, la prise en compte dans les équations d'un terme de résistance additionnel permet de remarquablement bien reproduire la réduction de capacité de transport associée au débordement de la rivière. C'est à Requena que les résultats sont les plus consistants avec les données observées : la cycle y est plus saisonnier que sur le Marañón, les sédiments plus fins (et donc la suspension plus vigoureuse) et les sources de MES beaucoup plus homogènes (voir chapitre 1 et 4). Cet exercice de comparaison fait encore un peu plus pencher la balance en faveur d'un effet d'augmentation de la résistance à l'écoulement lorsque la crue est débordante, plutôt que dans le sens d'un effet de remous sur la ligne d'eau.

Sur l'Amazone, le modèle surévalue considérablement les flux de sables passant à travers la section de Tamshiyacu autour du pic de crue, alors que pour le reste du cycle, les flux modélisés reproduisent correctement les observations. Dans le même temps, la somme des flux modélisés à Requena et San Regis (en prenant en compte les effets de débord) est en accord avec les observations, et permet de boucler de manière remarquable le bilan de flux à la confluence. Il semble donc que l'Amazone à Tamshiyacu soit en excès de capacité de transport, c'est-à-dire que ses flux de sables soient limités par les apports amont de l'Ucayali et du Marañon. La convergence des deux rivières dans l'entonnoir géomorphologique que constitue l'Arche d'Iquitos confère donc à cette partie du fleuve Amazone une puissance accrue, laquelle est favorisée par une pente plus inclinée, et une augmentation de hauteur d'eau. On relèvera en effet que la largeur au miroir à Tamshiyacu est inférieure à la somme des largeurs de l'Ucayali à Requena et du Marañon à San Regis ; l'Amazone, contraint par sa vallée, opte donc pour la puissance, la vitesse et la profondeur plutôt que pour l'élargissement.

Le modèle de [Molinas et Wu \(2001\)](#), paramétré de la même manière que le modèle de [Camenen et Larson \(2005, 2008\)](#) non modifié, donne des résultats très similaires à ce dernier, démontrant par là même la consistance de ces deux modèles pour la prédiction de flux dans les grandes rivières sableuses, pour des valeurs de contrainte de peau moyennes à modérées.

On relèvera enfin que le bilan de flux de sables à la confluence paraît bien contraint et très consistant, que ce soit en utilisant la méthode de calcul basée sur les MES observées en surface, les jaugeages solides, ou encore la modélisation de la capacité de transport.

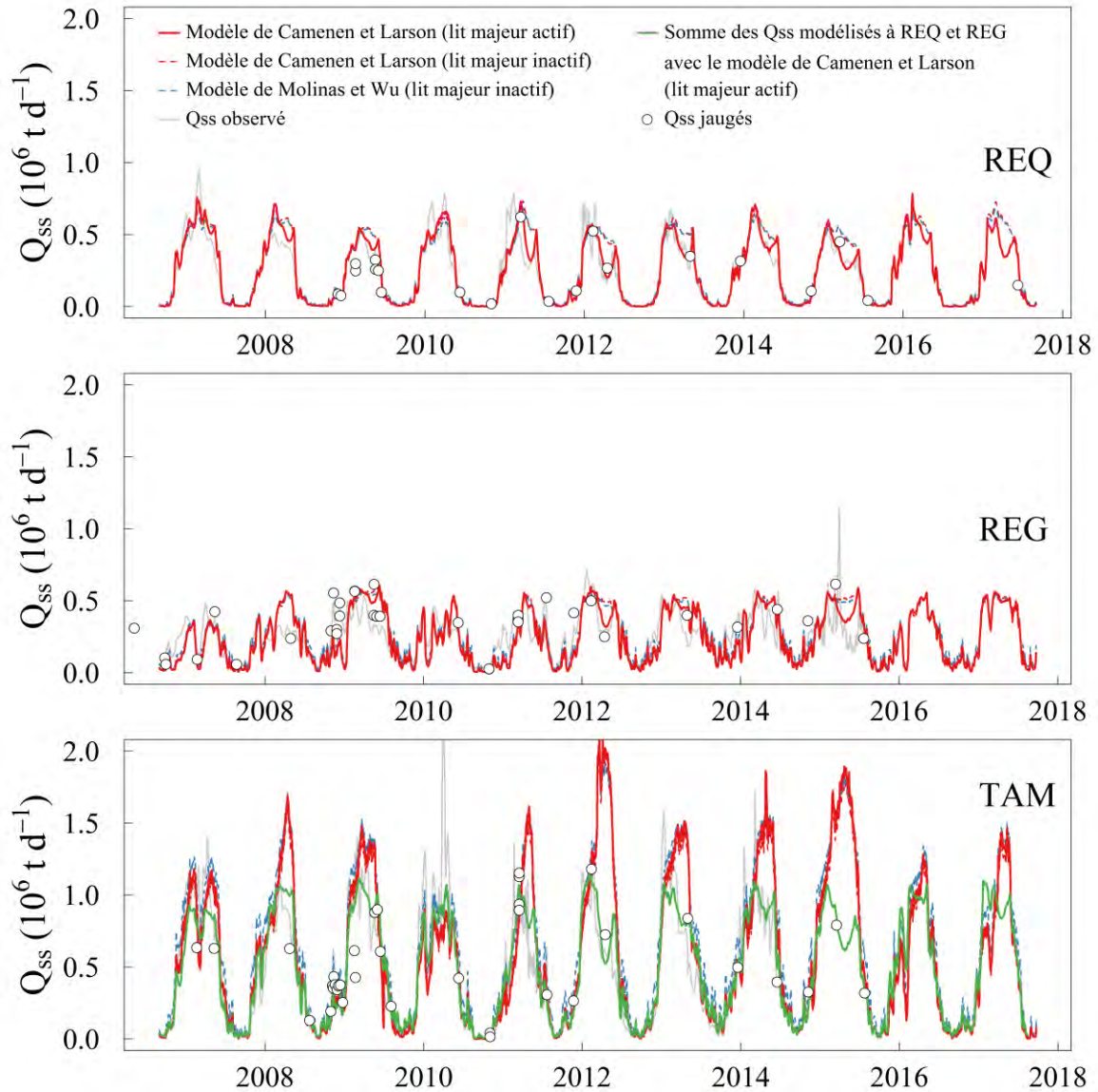


Figure 3.27: Modélisation des flux de sables à la confluence de l’Ucayali et du Marañon. Haut : à Requena (REQ). Milieu : à San Regis (REG). Bas : à Tamshiyacu (TAM). La somme des flux modélisés à Requena et à San Regis est reportée (en vert) sur ce graphique.

Le modèle de [Camenen et Larson \(2008\)](#) s’avère néanmoins très sensible à la hauteur de rugosité  $k'_s$  choisie (ou au diamètre médian des sables), par ailleurs très difficile à estimer au regard de l’abondance de formules proposées dans la littérature (e.g. [Yen, 2002](#)).

Les relations  $\theta' = f(\theta)$  pour la station de Requena, en considérant le modèle de Camenen *et* Larson modifié, ainsi que les relations entre la hauteur d’eau et les contraintes calculées (i.e. totale  $\theta$ , morphologique  $\theta''$  et de peau  $\theta'$ ) permettent d’apprécier l’effet du débordement sur la contrainte de peau (Figure 3.28), et de résumer la méthode proposée ici.

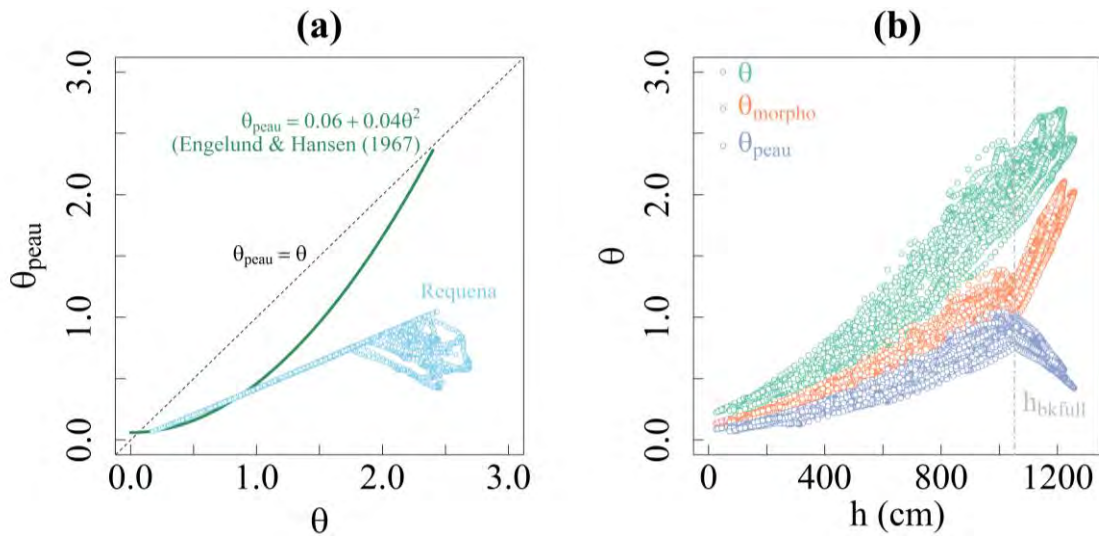


Figure 3.28: (a) Relation entre la contrainte totale et la contrainte de peau pour la station de Requena, en utilisant le modèle de Camenen *et* Larson modifié. La loi d’Engelund *et* Hansen pour les écoulements sur dunes est reportée, à titre de comparaison. (b) Relations entre hauteur d’eau et contrainte totale, morphologique et contrainte de peau calculées pour la station de Requena, avec le modèle de Camenen *et* Larson modifié : l’augmentation de la résistance à l’écoulement induite par le débordement est répercutée sur la contrainte morphologique. La contrainte de peau diminue en conséquence.

Pour finir, on relèvera que dans la méthode proposée et résumée par la Figure 3.28b, les valeurs de contrainte de peau au-delà de la hauteur de pleins bords sont similaires en crue et à la décrue, et uniquement modulées par la pente de la ligne d’eau. Or, Figure 3.6 et Figure 3.12, les valeurs de flux de sables, ou de vitesses de fond mobile sont plus faibles qu’en crue. Cette différence de comportement suggère un effet de sources (tarissement des apports amonts, granulométrie plus grossière, répartition des vitesses dans la section...), non pris en compte par ce modèle 1d, qui lui exprime une capacité de transport. C’est pourquoi les flux simulés surestiment légèrement les flux observés à la décrue (c’est particulièrement vrai à San Regis).



Chapitre 4 : Suivi des flux  
sédimentaires par une  
méthode basée sur  
l'échantillonnage d'indices  
de concentration

To see a World in a Grain of Sand  
And a Heaven in a Wild Flower,  
Hold Infinity in the palm of your hand  
And Eternity in an hour.

W. Blake,  
*To See a World...*  
*Auguries of Innocence* (1803)



## An index concentration method for suspended load monitoring in large rivers of the Amazonian foreland

William Santini<sup>1,2</sup>, Benoît Camenen<sup>3</sup>, Jérôme Le Coz<sup>3</sup>, Philippe Vauchel<sup>1,2</sup>, Jean-Loup Guyot<sup>1,2</sup>, Waldo Lavado<sup>4</sup>, Jorge Carranza<sup>4</sup>, Marco A. Paredes<sup>5</sup>, Jhonatan J. Pérez Arévalo<sup>5</sup>, Nore Arévalo<sup>6</sup>, Raul Espinoza Villar<sup>6,7</sup>, Frédéric Julien<sup>8</sup>, and Jean-Michel Martinez<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>IRD, Toulouse, 31400, France

<sup>2</sup>Laboratoire GET, CNRS, IRD, UPS, OMP, Toulouse, 31400, France

<sup>3</sup>Irstea, UR RiverLy, Lyon-Villeurbanne, 69625 Villeurbanne, France

<sup>4</sup>SENAMHI, Lima, Lima 11, Peru

<sup>5</sup>SENAMHI, Iquitos, Peru

<sup>6</sup>Facultad de Ingeniería Agrícola, UNALM, La Molina, Lima 12, Peru

<sup>7</sup>IGP, Ate, Lima 15012, Peru

<sup>8</sup>Laboratoire ECOLAB, CNRS, INPT, UPS, Toulouse, 31400, France

Correspondence: William Santini (william.santini@ird.fr)

Received: 15 December 2018 – Discussion started: 21 January 2019

Revised: 30 March 2019 – Accepted: 21 May 2019 – Published: 4 June 2019

**Abstract.** Because increasing climatic variability and anthropic pressures have affected the sediment dynamics of large tropical rivers, long-term sediment concentration series have become crucial for understanding the related socio-economic and environmental impacts. For operational and cost rationalization purposes, index concentrations are often sampled in the flow and used as a surrogate of the cross-sectional average concentration. However, in large rivers where suspended sands are responsible for vertical concentration gradients, this index method can induce large uncertainties in the matter fluxes.

Assuming that physical laws describing the suspension of grains in turbulent flow are valid for large rivers, a simple formulation is derived to model the ratio ( $\alpha$ ) between depth-average and index concentrations. The model is validated using an exceptional dataset (1330 water samples, 249 concentration profiles, 88 particle size distributions and 494 discharge measurements) that was collected between 2010 and 2017 in the Amazonian foreland. The  $\alpha$  prediction requires the estimation of the Rouse number ( $P$ ), which summarizes the balance between the suspended particle settling and the turbulent lift, weighted by the ratio of sediment to eddy diffusivity ( $\beta$ ). Two particle size groups, fine sediments and sand, were considered to evaluate  $P$ . Discrepancies were observed between the evaluated and measured  $P$ , that were attributed to biases related to the settling and shear velocities estimations, but also to diffusivity ratios  $\beta \neq 1$ . An empirical expression taking into account these biases was then formulated to predict accurate estimates of  $\beta$ , then  $P$  ( $\Delta P = \pm 0.03$ ) and finally  $\alpha$ .

The proposed model is a powerful tool for optimizing the concentration sampling. It allows for detailed uncertainty analysis on the average concentration derived from an index method. Finally, this model could likely be coupled with remote sensing and hydrological modeling to serve as a step toward the development of an integrated approach for assessing sediment fluxes in poorly monitored basins.

## 4.1 Introduction

In recent decades, the Amazon basin has experienced an intensification in climatic variability (e.g. Gloor *et al.*, 2013; Marengo *et al.*, 2015), specifically in extreme events (drought and flood), as well as increasing anthropic pressure. In the Peruvian foreland, the advance of the pioneer fronts causes serious changes in land use, which are enhanced by the proliferation of roads that provide access to the natural resources hosted by this region. The number of hydropower projects is also rapidly increasing (e.g. Finer *et al.*, 2012; Latrubesse *et al.*, 2017; Forsberg *et al.*, 2017). These global and local changes might increase the erosion rates in the basin as well as the suspended load inter-annual variability (e.g. Walling *et al.*, 2003; Martinez *et al.*, 2009). The sediment transfer dynamics might also be affected (e.g. Walling, 2006), generating large ecological impacts on the mega-diverse Amazonian biome and having socio-economic consequences on the riverine populations. In such a context, long-term and reliable sediment series are crucial for detecting, monitoring and understanding the related socio-economic and environmental impacts (e.g. Walling, 1983, 2006; Horowitz, 2003; Syvitski *et al.*, 2005; Horowitz *et al.*, 2015). However, there is a lack of consistent data available for this region, and this lack of data has prompted an increased interest in developing better spatiotemporal monitoring of sediment transport.

In the large tropical rivers of Peru, the measurement of cross-sectional average concentrations  $\langle C \rangle$  [ $\text{mg L}^{-1}$ ] remains a costly and time-consuming task. First, gauging stations can only be reached after several days of travelling on hard dirt roads or by the river. Second, there are no infrastructures on the rivers, and all operations are conducted using small boats under all flow conditions. Third, the gauging sections have depths that range from the metric to the decametric scale and widths that range from the hectometer to the kilometer scale. Such large sections experience pronounced sediment concentration gradients and grain size sorting, in both the vertical and the transverse directions (e.g. Curtis *et al.*, 1979; Vanoni, 1979, 1980; Horowitz *et al.*, 1987; Filizola *et al.*, 2004; Filizola *et al.*, 2010; Bouchez *et al.*, 2011; Lupker *et al.*, 2011; Armijos *et al.*, 2013, 2016; Vauchel *et al.*, 2017). The balance between the local hydrodynamic conditions and the sediment characteristics (e.g. grain size, density and shape) drive this spatial heterogeneity. Thus, the sand suspension is characterized by a

high vertical gradient as well as a significant lateral variability and the concentration varies by several orders of magnitude; in contrast, the fine sediments (e.g. clays and silts) are transported homogeneously throughout the entire river section.

As a consequence, the entire cross-section must be explored to provide a representative estimate of the mean concentration of coarse particles. Thus, it is necessary to identify a trade-off between the need to sample an adequate number of verticals and points throughout the cross-section and the need for time-integrated or repeated measurements to ensure the temporal representativeness of each water sample (Gitto *et al.*, 2017). The second-order moments of the Navier-Stokes equations induce this temporal concentration variability, as do the larger turbulent structures (typically those induced by the bedforms) and the changes in flow conditions (e.g. backwaters, floods, and flow pulses). Sands and coarse silts are much more sensitive to velocity fluctuations than are clay particles (i.e., settling laws are highly sensitive to the diameter of the particles) and are the most difficult to accurately measure.

Depth-integrated or point-integrated sampling procedures are traditionally used to determine the mean concentration of suspended sediment in rivers. However, deploying these methods from a boat is rarely feasible due to the velocity and depth ranges that are encountered in large Amazonian rivers. For a point-integrated bottle sampling method, maintaining a position for a duration long enough to capture a representative water sample (Gitto *et al.*, 2017) requires anchoring the boat and using a heavy ballast. This type of operation is very risky without good infrastructure and well-trained staff, especially when collecting measurements near the river's bottom. Moreover, this method decreases the number of samples that can be collected in one day.

For a depth-integrated sampling method within a deep river, the bottle may fill up before reaching the water surface if its transit speed is too slow. Moreover, if the ballast weight is not sufficient to hold the sampler nose in a horizontal position, the filling conditions are not isokinetic, and therefore, the sample will be non-representative.

Indirect surrogate technologies (e.g. laser diffraction technology or high-frequency acoustic instruments with multi-transducers) may also be used. These instruments provide access to

the temporal variability in concentration or grain size; however, they have limited ranges, post-processing complexity (Gray *et al.*, 2010; Armijos *et al.*, 2016), and higher maintenance costs due to the fragility of the instruments.

Thus, sampling methods with instantaneous capture or short-term integration ( $< 30$  s) are preferred. These methods follow a relevant grid of sample points (Xiaoqing, 2003, Filizola *et al.*, 2004; Bouchez *et al.*, 2011; Armijos *et al.*, 2013; Vauchel *et al.*, 2017). The mean concentration  $\langle C \rangle$  [ $\text{mg L}^{-1}$ ] is determined by combining all samples into a single representative discharge-weighted concentration value, which is depth-integrated and cross-sectionally representative (Xiaoqing, 2003; Horowitz *et al.*, 2015; Vauchel *et al.*, 2017). In the present study, the spatial distribution of the concentration within the cross section is summarized into a single concentration profile that is assumed to be representative of the suspension regime along the river reach. The water depth  $h$  [m] becomes the mean cross-section depth, which is close to the hydraulic radius for large rivers. Therefore,  $\langle C \rangle$  will be hereafter defined as the depth-integration of this concentration profile  $C(z)$  ( $z$  [m] being the height above the bed), from a reference height  $z_0$  [m] just above the riverbed ( $z_0 \ll h$ ) to the free surface, and weighted by the depth-averaged velocity  $\langle u \rangle = \frac{1}{h} \int_{z_0}^h u(z) dz$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] (a term list may be found in the appendices):

$$\langle C \rangle = \frac{\int_{z_0}^h C(z) \times u(z) dz}{\int_{z_0}^h u(z) dz} . \quad \text{Eq. 4. 1}$$

However, to dampen the random uncertainties mainly related to the coarse sediments, this procedure requires taking a statistically significant number of samples throughout the cross-section, which is also time- and labor-intensive.

All these limitations preclude the application of such complete sampling procedures at a relevant time-step necessary to build up a detailed concentration series. By analogy with the index velocity method for discharge computation (Levesque *et al.*, 2012), derived surrogate procedures, called index sampling methods (Xiaoqing, 2003), are thus preferred. One or a few “index samples” are taken as proxies of  $\langle C \rangle$ , usually at the water surface (e.g. Filizola *et al.*, 2004; Bouchez *et al.*, 2011; Vauchel *et al.*, 2017). The index concentration

monitoring frequency is then scheduled to suit the river’s hydrological behavior and minimize the random uncertainties on the measured index concentration  $C(z_\chi)$  [mg L<sup>-1</sup>] (Duvert *et al.*, 2011; Horowitz *et al.*, 2015).

The index concentration method first requires a robust site-specific calibration between the two concentrations of interest,  $\langle C \rangle$  and  $C(z_\chi)$ , i.e., for all hydrological conditions, which cannot always be achieved under field conditions. Such relations are usually expressed with the following linear form (e.g. Filizola, 2003; Guyot *et al.* 2005, 2007; Espinoza-Villar *et al.*, 2012; Vauchel *et al.*, 2017):

$$\langle C \rangle = \alpha C(z_\chi) + \xi , \tag{Eq. 4. 2}$$

where the regression slope  $\alpha$  and the intercept  $\xi$  are the fitted parameters of the empirical model. In this study, the intercept will be assumed to be zero ( $\xi = 0$ ). The dispersion and the extrapolation of the  $\alpha = \langle C \rangle / C(z_\chi)$  may induce substantial uncertainties in the matter fluxes (Vauchel *et al.*, 2017). Most of this uncertainty is attributable to  $C(z_\chi)$  (Gitto *et al.*, 2017), particularly when only a single index sample is taken or when a unique sample position is considered. Indeed, the relation may change around this position based on the flow conditions.

The index sample representativeness becomes crucial as high-resolution imagery is increasingly used to link remote sensing reflectance data with suspended sediment concentration (e.g. Mertes *et al.*, 1993; Martinez *et al.*, 2009, 2015, Espinoza-Villar *et al.*, 2012, 2013, 2017; Park and Latrubesse, 2014; dos Santos *et al.*, 2017). These advanced techniques finally provide a spatially averaged  $C(z_\chi)$  value for the finest grain sizes at the water surface of a reach (Pinet *et al.*, 2017), which must be correlated with the total mean concentration transported in the reach of interest (i.e., including the sand fraction when possible) to be a quantitative measurement (Horowitz *et al.*, 2015). Hence, to improve our knowledge of the sediment delivery problem (Walling, 1983), these empirical relations deserve hydraulic-based understanding.



In this study, the ratios  $\alpha = \langle C \rangle / C(z_\chi)$  observed at 8 gauging stations in the Amazonian foreland were analyzed to identify the main parameters that controlled their variability. Assuming that the shape of the concentration profiles measured in large Amazonian rivers can be well described using a physically based model for sediment suspension, the possibility of deriving a simple formulation for the ratio  $\alpha$  using this model was investigated. This assumption is supported by previous studies that specifically showed that the Rouse model (Rouse, 1937) can well describe the suspension of sediments in large tropical rivers (Vanoni, 1979, 1980; Bouchez *et al.*, 2011; Lupker *et al.*, 2011; Armijos *et al.*, 2016). However, the Rouse model predicts a concentration of zero at the water surface, which is where the index concentration is often sampled. To find an alternative, other formulations (Zagustin, 1968; Van Rijn, 1984; Camenen *et al.*, 2008) are compared to the data.

Then, the relevance of the derived model in terms of developing a detailed and reliable sediment flux series with an index method is discussed; specifically, the ability to accurately estimate the model parameters is evaluated. Finally, recommendations for the optimized collection of index samples from large Amazonian rivers are inferred from the proposed model.

## 4.2 Materials and methods

### 4.2.1 Hydrological data acquisition

The hydrological data presented here were collected within the international framework of the Critical Zone Observatory HYBAM (HYdrogéochimie du Bassin AMazonien – Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion, alteration and material transport in the Amazon Basin), which is a long-term monitoring program. A Franco-Peruvian team from the IRD (Institut de Recherche pour le Développement) and the SENAMHI (SErviceo NAcional de Meteorología e HIdrología) operates the 8 gauging stations of the HYBAM hydrological network in Peru; of these, 4 stations control the Andean piedmonts fluxes, and 4 stations control the lowlands (Figure 4.1). The three major Peruvian tributaries of the Amazon River, i.e., the Ucayali River, the Marañón River and the Napo

River, are monitored. The studied sites cover drainage areas ranging from approximately 22,000 km<sup>2</sup> to 720,000 km<sup>2</sup> and have mean discharges ranging from 2,100 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> to 30,300 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Table 4.1). These large tropical rivers have flows with gradually varied conditions, unimodal and diffusive flood waves (except for the Napo River), and subcritical conditions, which enable backwater effects (Dunne *et al.*, 1998; Trigg *et al.*, 2009).

The Amazonian foreland in Peru has a humid tropical regime (Guyot *et al.*, 2007; Armijos *et al.*, 2013), and large amounts of runoff are produced during the austral summer. During the austral winter, the maximum continental rainfall is located to the north of the equator, in line with the intertropical convergence zone (Garreaud *et al.*, 2009). Thus, the numerous water supplies from the Ecuadorian sub-basins smooth the seasonality of the Marañón River flow regime. Located further to the south, the Ucayali basin experiences a pronounced dry season (Ronchail *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009; Lavado *et al.*, 2011; Santini *et al.*, 2014).

The El Niño Southern Oscillation (ENSO) might alter these dynamics, as there are severe low-flow events in El Niño years and heavy rainfall events in La Niña years (Aceituno, 1988; Ronchail *et al.*, 2002; Garreaud *et al.*, 2009). These events seriously affect the sediment routing processes (e.g. Aalto *et al.*, 2003), as do other extreme events unrelated to the ENSO (e.g. Molina-Carpio *et al.*, 2017).

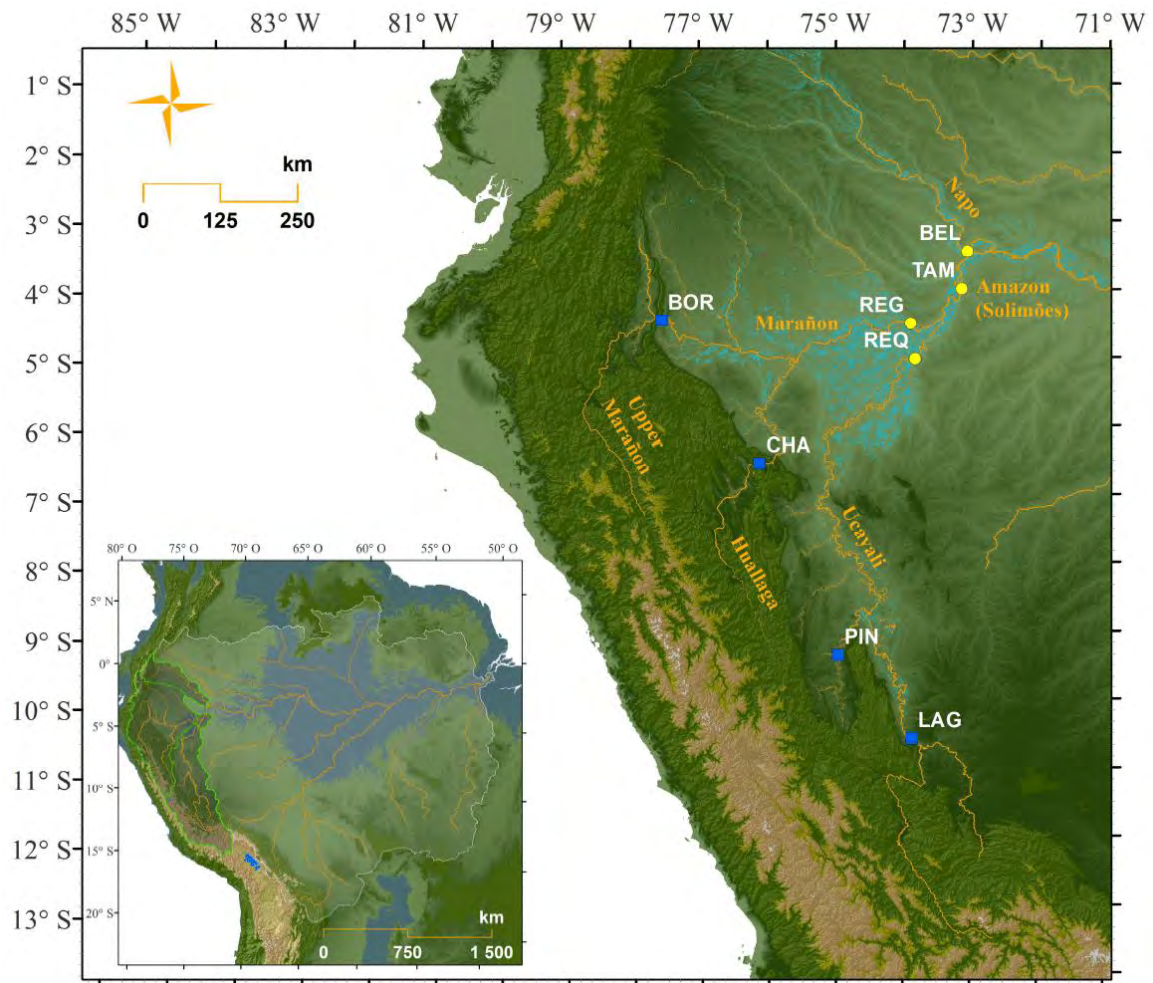


Figure 4.1: Location of the sampling sites in the Amazon Basin. Blue squares represent piedmont gauging stations, yellow dots represent lowland gauging stations and cyan represents flooded areas.

Table 4.1: Hydrologic and sample dataset for the eight sampling stations.

Station code	Site	River	Basin area (km <sup>2</sup> )	Mean discharge (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Period considered	Number of samples	Suspended sediment concentration ranges			Particle size distribution	
							Number of concentration profiles	Clay and silt (mg L <sup>-1</sup> )	Sands (mg L <sup>-1</sup> )	Number of PSD profiles	Number of PSD samples
LAG	Lagarto	Ucayali	191 000	6700	2011–2017	142	27	9–1340	1–3700	2	10
PIN	Puerto Inca	Pachitea	22 000	2100	2012–2015	105	27	180–1600	6–2800	0	1
REQ	Requena	Ucayali	347 000	12 100	2010–2015	213	36	110–1600	5–2300	4	25
BOR	Borja	Marañon	115 000	5200	2010–2015	130	27	40–1250	2–3400	2	8
CHA	Chazuta	Huallaga	69 000	3200	2010–2015	141	27	60–1450	5–2330	0	0
REG	San Regis	Marañon	362 000	18 000	2010–2015	226	39	60–600	5–1600	3	16
TAM	Tamshiyacu	Amazon	720 000	30 300	2010–2015	223	39	60–960	1–1600	2	21
BEL	Bellavista	Napo	100 000	7400	2010–2015	150	27	40–340	4–830	1	7
Table summary	Eight sites	Amazon	820 000	37 700	2010–2017	1330	249	9–1600	1–3700	14	88

#### 4.2.1.1 Sampling strategy

For the reasons outlined in the Introduction, local observers monitor surface index concentrations at each station following a hydrology-based scheme. The sampling depth is typically 20-50 cm below the water surface. The samples are taken in the mainstream and at a fixed position. Additionally, HYBAM routinely uses MODIS images to determine surface concentrations, and these values are calibrated with in situ radiometric measurements (Espinoza-Villar *et al.*, 2012; Santini *et al.*, 2014; Martinez *et al.*, 2015).

For calibration purposes (i.e., water level vs discharge and concentration index vs mean concentration), 44 campaigns were conducted during the 2010-2017 period. These campaigns included the collection of 494 discharge measurements, 249 sediment concentration profiles and 1330 water samples. The dataset covers contrasted regimes, including periods of extreme droughts (e.g. 2010) and periods of extreme floods (e.g. 2012, 2015) (Espinoza *et al.*, 2012, 2013; Marengo *et al.*, 2015). Thus, the sampled concentrations spanned a wide range (Table 4.1), which was well representative of the river hydrological variability. A 600 kHz Teledyne RDI Workhorse Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) was used and coupled with a 5 Hz GPS sensor to correct for the movable bed error (e.g. Callède *et al.*, 2000; Vauchel *et al.*, 2017).

A point sampling method was preferred to estimate  $\langle C \rangle$  (Filizola, 2003; Guyot *et al.*, 2005; Vauchel *et al.*, 2017) to capture the vertical concentration distribution. The sampling for concentration determination was usually performed at the following height ( $h$ ) from the bed:  $\sim 0.98 h$ ,  $0.75 h$ ,  $0.5 h$ ,  $0.25 h$ , sometimes at  $\sim 0.15 h$ , and finally at  $\sim 0.1 h$ , at three verticals that divided the cross-section according to the river width or the flow rate. Each vertical was assumed to be representative of the flow in the corresponding sub-section. Sampling was performed from a boat drifting on a streamline immediately after the ADCP measurements were collected. The sampler capacity was 650 mL, with a filling time of  $\sim 10$  seconds, which allowed for a short time integration along the streamline passing by the sample point. Considering the waves at the free surface, the boat's pitch and roll and the bedforms, the accuracy of the vertical position of the sampler may be evaluated as  $\pm 0.5$  m. This variability leads to substantial uncertainty in the zones with high concentration

gradients. The operation time was approximately 2-5 hours, depending on the river sites. Steady conditions were observed during the sampling operation.

Finally, samples for the characterization of the bed material PSD were collected at four sites: BEL, REQ, REG and TAM. The bed material was dragged on the riverbed.

#### 4.2.1.2 Analytical methods

The concentrations  $C_\phi$  for two main grain size fractions  $\phi$  were further determined: the sand fraction ( $\phi = s$ ) was separated from the silt/clay fraction ( $\phi = f$ ) using a 63- $\mu\text{m}$  sieve (cf. Standart Methods ASTM D3977), according to the [Wentworth \(1922\)](#) grain size classification for non-cohesive particles. The water samples were filtered using 0.45- $\mu\text{m}$  cellulose acetate filters (Millipore) that were then dried at 50°C for 24 hours.

Particle size analysis was performed with a Horiba LA920-V2 laser diffraction sizer. The entire sampled volume was analyzed, with several repetitions demonstrating excellent analytical reproducibility. For each size group  $\phi$ , the arithmetic mean diameter  $d_\phi$  [m] was calculated:

$$d_\phi = \frac{\sum_i d_i X_i}{\sum_i X_i}, \quad \text{Eq. 4. 3}$$

where  $X_i$  is the relative content in the PSD for the class of diameter  $d_\phi$ . The settling velocities  $w_\phi$  corresponding to the diameters  $d_\phi$  derived from the PSD were computed using the [Soulsby \(1997\)](#) law, which assumed a particle density of 2.65 g cm<sup>-3</sup>.

#### 4.2.2 Theory for modeling vertical concentration profiles

[Schmidt \(1925\)](#) and [O'Brien \(1933\)](#) proposed a diffusion-convection equation to model the time-averaged vertical concentration distribution  $C_\phi(z)$  of grains settling with a velocity  $w_\phi$  [m s<sup>-1</sup>]. The grain size, shape and density are considered to be uniform. The equation is expressed as follows:

$$\varepsilon_\phi \frac{\partial C_\phi}{\partial z} = -w_\phi C_\phi, \quad \text{Eq. 4. 4}$$

where the term on the left side is the rate of upward concentration diffusion caused by turbulent mixing, balanced by the settling mass flux in the right term.  $\varepsilon_\phi$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] is the sediment diffusivity coefficient that characterizes the particle exchange capacity for two eddies positioned on both sides of a horizontal fictitious plane.  $\varepsilon_\phi$  is assumed to be proportional to the momentum exchange coefficient  $\varepsilon_m$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] (Rouse, 1937):

$$\frac{\varepsilon_\phi}{\varepsilon_m} = \beta_\phi, \quad \text{Eq. 4. 5}$$

where the  $\beta_\phi$  parameter is similar to the inverse of a turbulent Schmidt number (Graf *et Cellino*, 2002; Camenen *et Larson*, 2008). It may be depth-averaged (Van Rijn, 1984) or considered to be independent of the height above the bed (Rose *et Thorne*, 2001).

The main issue of the Schmidt-O'Brien formulation (Eq. 4.4) is the expression of the vertical distribution of the sediment mass diffusivity  $\varepsilon_\phi$ . Once this term is modeled (models are given hereafter), Eq. (4.4) is depth-integrated from the reference height  $z_0$  to the free surface to obtain the expression of the concentration distribution along the water column. The concentration  $C_\phi(z_0)$  is then required to determine the magnitude of the profile and can be evaluated using a bedload transport equation (e.g. Van Rijn, 1984; Camenen *et Larson*, 2008) or measured directly. However, in the case of a sampling operation, the large concentration gradient observed near the riverbed would force the operator to sample water at the reference height  $z_0$  with a very high precision to minimize uncertainties; however, achieving such a high level of precision is rarely possible. Hence, it is preferable to choose a more reliable reference concentration in the interval  $z = [z_0, h]$ . Thus, the following formulae resulting from Eq. (4.4) are written using  $C_\phi(z_\chi)$  instead of  $C_\phi(z_0)$  as reference.

Building on Prandtl's concept of mixing length distribution, O'Brien (1933) and Rouse (1937) expressed the sediment diffusion profile with the following parabolic form:

$$\varepsilon_\phi(z) = \beta_\phi \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right), \quad \text{Eq. 4. 6}$$



where  $\kappa$  is the Von Kármán constant, and  $u_*$  [m s<sup>-1</sup>] is the shear velocity. This expression leads to the classic Rouse equation (Rouse, 1937) for suspended concentration profiles. For  $z_\chi \in [z_0, h[$ :

$$\frac{c_\phi(z)}{c_\phi(z_\chi)} = \left( \frac{z_\chi}{z} \times \frac{h-z}{h-z_\chi} \right)^{P_\phi}, \quad \text{Eq. 4. 7}$$

where  $P_\phi = w_\phi / \beta_\phi \kappa u_*$  is the Rouse suspension parameter, i.e., the ratio between the upward turbulence forces and the downward gravity forces.  $P_\phi$  is the shape factor for the concentration profile. The Rouse formulation is widely used in open channels and well suits the observed profiles in the Amazon River (Vanoni, 1979, 1980; Bouchez *et al.*, 2011; Armijos *et al.*, 2016). However, the Rouse formulation predicts a concentration of zero at the water surface.

Three other simple models for which  $C_\phi(h) \neq 0$  have been selected in this work to overcome this problem, i.e., the Zagustin (1968), Van Rijn (1984) and Camenen *et Larson* (2008) models.

Zagustin (1968) proposed a formulation for the eddy diffusivity distribution based on experimental measurements and a defect law for the velocity distribution. The following variable changes were introduced:  $Z = \sqrt{(h-z)/z}$ , and the sediment diffusivity formulation proposed by Zagustin (1968) is:

$$\varepsilon_\phi(Z) = \beta_\phi \frac{\kappa}{3} u_* h Z (1 - Z^2)^3, \quad \text{Eq. 4. 8}$$

which leads to an expression with a finite value at the water surface:

$$\begin{cases} \frac{c_\phi(z)}{c_\phi(z_\chi)} = \exp\left(P_\phi (\Phi(z_\chi) - \Phi(z))\right) \\ \Phi = \frac{1}{2} \ln \left( \frac{(Z^3+1)(Z-1)^3}{(Z^3-1)(Z+1)^3} \right) + \sqrt{3} \arctan \left( \frac{\sqrt{3} Z}{Z^2-1} \right) \end{cases} \quad \text{Eq. 4. 9}$$

As the proposed diffusivity profile is slightly different from the parabolic form, this expression leads to  $P_\phi$  values that are approximately 7% lower than those obtained with the Rouse theory (Zagustin, 1968).

Van Rijn (1984) proposed a parabolic-constant distribution for sediment diffusivity, i.e., a parabolic profile in the lower half of the flow depth (Eq. 4.6) and a constant value in the upper half of the flow depth (Eq. 4.10), which corresponds to the maximum diffusivity predicted by the Prandtl-Von Kármán theories. Indeed, some authors have reported measurements with constant sediment diffusivity in the upper layers (Coleman, 1970; Rose *et Thorne*, 2001).

$$\varepsilon_{\phi}(z \geq 0.5 h) = \frac{\beta_{\phi}}{4} \kappa u_* h . \quad \text{Eq. 4. 10}$$

For  $z \geq 0.5 h$ , the concentration profile is therefore exponential, with a finite value at the free surface:

$$\frac{c_{\phi}(z)}{c_{\phi}(z_{\chi})} = \left( \frac{z_{\chi}}{h-z_{\chi}} \right)^{P_{\phi}} \exp \left[ -4 P \left( \frac{z}{h} - \frac{1}{2} \right) \right]. \quad \text{Eq. 4. 11}$$

In addition, Van Rijn (1984) introduced a coefficient to account for the dampening of the fluid turbulence by the sediment particles. This coefficient value is equal to the unity if the sediment diffusion  $\varepsilon_{\phi}$  distribution is concentration-independent, which was an assumption used in the present work because of the range of concentration measured in the Amazonian lowland rivers (Table 4.1), and discussed further in section 4.1.

Camenen *et Larson* (2008) showed that the depth-averaged sediment diffusivity  $\varepsilon_{\phi} = \frac{\beta_{\phi}}{6} \kappa u_* h$  is a reasonable approximation of the Prandtl-Von Kármán parabolic form (Eq. 4.6) that does not significantly affect the prediction of the concentration profiles in large rivers ( $P_{\phi} < 1$ ), except near the boundaries. This simple expression for  $\varepsilon_{\phi}$  lead to an exponential sediment concentration profile:

$$\frac{c_{\phi}(z)}{c_{\phi}(z_{\chi})} = \exp \left[ \frac{6 P_{\phi}}{h} (z_{\chi} - z) \right]. \quad \text{Eq. 4. 12}$$

This profile has practical interest: there is no need to define the reference level  $z_0$  accurately or estimate the corresponding concentration  $C_0$  (Camenen *et Larson*, 2008).

## 4.2.3 A general expression for the ratio $\alpha$

### 4.2.3.1 Assumptions and formalism

$C_\phi(z)$  can be expressed by each of the models presented in this section (Eqs. 7, 9, 12) and substituted into Eq. (4.1) to calculate  $\langle C_\phi \rangle$ . Then, the development of the expression  $\alpha_\phi = \langle C_\phi \rangle / C_\phi(z_\chi)$  would lead to the following equation, which is similar to Eq. (4.2), where the parameters driving  $\alpha_\phi$  are identified:

$$\frac{\langle C_\phi \rangle}{C_\phi(z_\chi)} = \alpha_\phi \left( \frac{z_0}{h}, \frac{z_\chi}{h}, P_\phi, u \right). \quad \text{Eq. 4.13}$$

However, the PSDs observed in large rivers are rather broad (e.g. Bouchez *et al.*, 2011; Lupker *et al.*, 2011; Armijos *et al.*, 2016) and may be binned in a range of  $n$  grain size fractions  $\phi$ , as modeling the concentration profiles requires the diameter of sediment in suspension  $d_\phi$  to be almost constant throughout the water depth if there is not a narrow PSD. Assuming that the interaction between sediment classes  $\phi$  is negligible, it is possible to apply Eq. (4.7) and use a multiclass configuration to describe the PSD:

$$\alpha = \sum_{\phi=1}^n \alpha_\phi X_\phi, \quad \text{Eq. 4.14}$$

where  $X_\phi$  is the mass fraction of each grain size fraction measured for the index sample with the concentration  $C_\phi(z_\chi)$  ( $\sum_{i=1}^n X_\phi = 1$ ). Moreover, it can be shown that the weight of the velocity distribution on the depth-averaged concentration may be neglected in Eq. (4.1) when the suspension occurs throughout water column, i.e. when  $P_\phi < 0.6$ . Thus, if  $P_\phi < 0.6$ , it is possible to express  $\alpha_\phi(z_0/h, z_\chi/h, P_\phi)$ .

A key issue is then to provide a proper model of the PSD using a limited number of sediment classes. In this study, the available dataset provides concentrations for fine particles ( $0.45 < d_f < 63 \mu\text{m}$ ) and sand particles ( $d_s \geq 63 \mu\text{m}$ ). Then, the ratio  $\alpha$  may be formalized as follows:

$$\alpha = X_f \alpha_f + X_s \alpha_s. \quad \text{Eq. 4.15}$$

Thus, if at height  $z_\chi$  the mass fraction of each group is accurately known after sieving,  $\alpha$  may be calculated for the whole PSD.

#### 4.2.3.2 Model proposed for the ratio $\alpha_\phi$ prediction in Amazonian large rivers

The depth-integration of the Camenen and Larson formulation (Eq. 4.12) is considered a reasonable approximation of the measured  $\langle C \rangle$  in large rivers (Camenen and Larson, 2008), with a simple expression that is independent of the  $z_0$  term, which differs from the other theories presented above. Moreover, in the next section, the fit of the suspension models to the measured concentration profiles will show that the Zagustin model provides the best fit to the observations, particularly in the upper layer of the flow. Thus, in this work,  $C_\phi(z_\chi)$  will be expressed with the Zagustin model (Eq. 4.9), and  $\langle C \rangle$  will be expressed with the Camenen and Larson model.

Because the Zagustin model causes the Rouse number ( $P'_\phi$ ) to be slightly smaller than that calculated with the Rouse model ( $P'_\phi \approx 0.93 P_\phi$ , according to [Zagustin, 1968](#)), we obtain the following expression for predicting the ratio  $\alpha_\phi$ :

$$\alpha_\phi(z_\chi, P_\phi) = \frac{\exp\left(6 P_\phi \frac{z_r}{h}\right) (1 - \exp(-6 P_\phi))}{6 P_\phi \exp\left(0.93 P_\phi (\Phi(z_r) - \Phi(z_\chi))\right)}, \quad \text{Eq. 4. 16}$$

where  $z_r$  is a reference height required for expressing  $C_\phi(z_\chi)$  with the Zagustin model ( $z_r$  replaces  $z_\chi$  in Eq. 4.9). Taking  $z_r = 0.5 h$ , the previous expression is simplified:

$$\alpha_\phi(z_\chi, P_\phi) = \frac{\exp(3 P_\phi) (1 - \exp(-6 P_\phi))}{6 P_\phi \exp\left(0.93 P_\phi \left(\Phi\left(\frac{h}{2}\right) - \Phi(z_\chi)\right)\right)}, \quad \text{Eq. 4. 17}$$

Nevertheless, other formulations might be inferred from the suspension models. For instance, the Camenen and Larson formulation could be alternatively used to model  $C_\phi(z_\chi)$  in the central region of the flow  $[0.2 h, 0.8 h]$ , which leads to a simpler expression:

$$\alpha_\phi(z_\chi, P_\phi) = \frac{1}{6 P_\phi} \exp\left(6 P_\phi \frac{z_\chi}{h}\right) (1 - \exp(-6 P_\phi)) . \quad \text{Eq. 4. 18}$$

#### 4.2.4 Model fitting strategy

To obtain a reach-scale profile, the fit to the concentrations averaged at each normalized depth  $z/h$  was assessed. It was assumed that the energy gradient, the mean bed roughness factor and the mean diameter did not significantly change from one sub-section to another, even if the point-to-point variability was high (Yen, 2002). Thus, the depth becomes the main factor influencing the  $P_\phi$  in the transverse direction. In the cross-sections studied here, the variation in depth from one vertical to the next was not sufficient to influence significantly the Rouse number.  $C_\phi(z_\chi)$  is then the average of several representative samples taken across the river width at the same relative height ( $z_\chi/h$ ).

After the first data cleaning of the sampled points, a robust and iteratively re-weighted least squares regression technique was used to minimize the influence of the outlier values. The weight values ( $W$ ) between  $z_0$  and  $h$  were assigned with the following parabolic function, similar to the eddy diffusivity expression (Eq. 4.6):  $W(z) = z(1 - z)$ . Thus, the half-depth point, where the mixing term is the highest, has the largest influence.

Based on the ADCP velocity profile measurements, the parameter  $z_0$  was fixed at  $z_0 = 10^{-3} h$ . Indeed, when  $z_0 < 10^{-2} h$ ,  $\langle C \rangle$  is no longer sensitive to  $z_0$  (Eq. 4.1), even if the Rouse number is not accurately known (Van Rijn, 1984). Hence,  $(h - z_0)/(z - z_0) \approx z/h$  can be assumed when considering reach-scale flow conditions.

#### 4.2.5 Shear velocity estimation from ADCP transects

The velocity transects measured with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) were used to estimate the shear velocities  $u_*$  from the vertical velocity gradient through the fit of the logarithmic inner law (e.g. Sime *et al.*, 2007; Gualtieri *et al.*, 2018). An average of 30 ADCP “ensembles” (i.e. measurement verticals of velocity), corresponding to about 40 to 70 m in the cross-sectional direction, were required to obtain robust  $u_*$  values. This was consistent with the methodology applied by Armijos *et al.* (2016) (50-60 ensembles, corresponding to 10% of the total width of the section) or Lupker *et al.* (2011) (30 ensembles, 40 to 70 m). Following these findings, the velocity profiles were averaged over a spanwise length of about 60 m around each concentration profile position. Then, an average of the

fitted shear velocities was calculated for each ADCP measurement. The flow over the first 30 m from the riverbanks have been neglected, given the low velocities and the depths in this small area of the cross-section.

Furthermore, the imprecise knowledge of the exact bed elevation, the side lobe interferences, the beam angle, which induces a large measurement area, and the instrument’s pitch and roll all cause the ADCP velocity data to be inaccurate in the inner flow region (i.e. the region of the flow under bed influence  $\sim [z_0, 0.2 h]$ ). However, a fit over the entire height of the measured velocity ( $\sim 0.06 h$  to the ADCP “blanking depth” plus the transducer depth) leads to more robust shear velocity values. For that reason, the shear velocities were assessed in the zone between  $0.1 h$  and  $0.85 h$ .

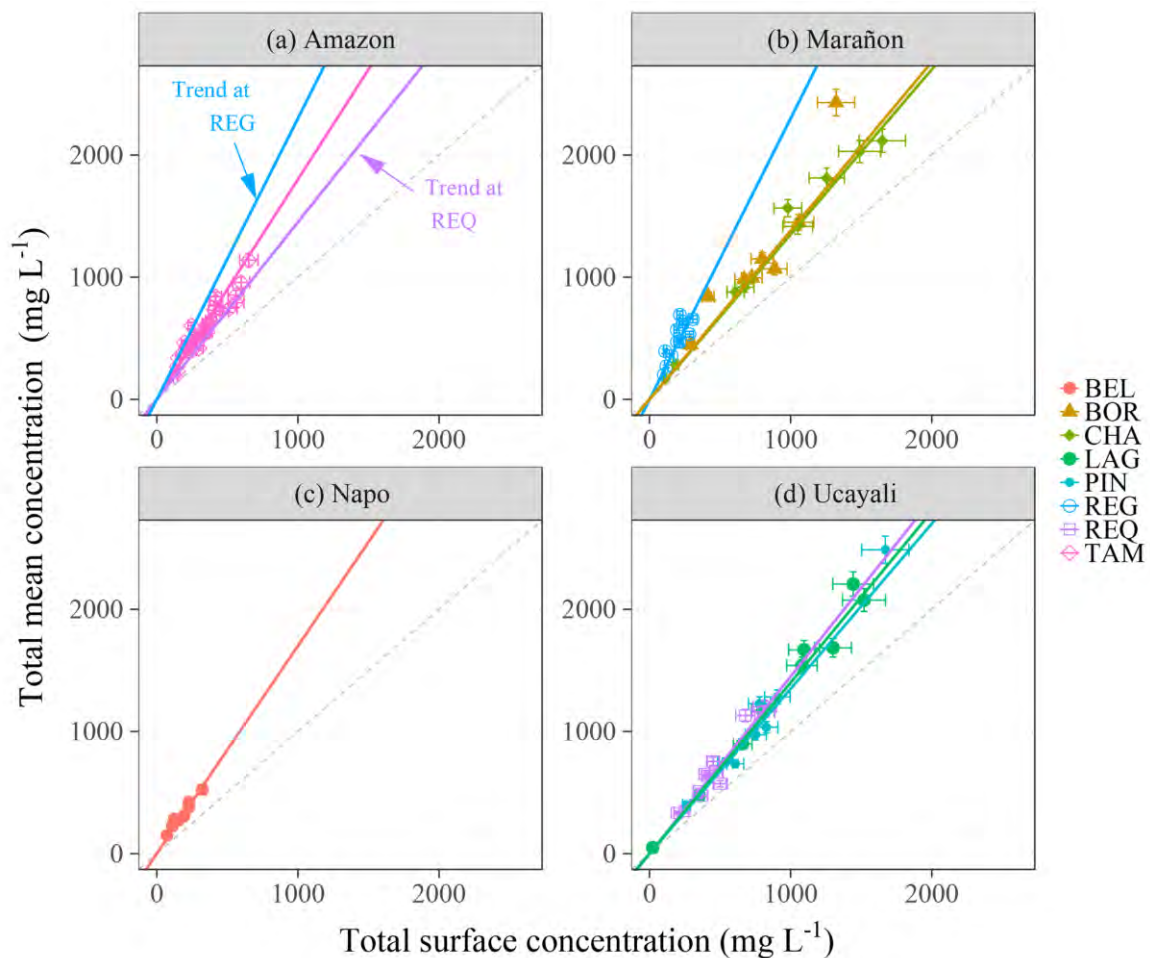


Figure 4.2: Observed ratios  $\alpha = \langle C \rangle / C(h)$  of the total mean concentration to the total surface concentration, stacked by river basin, with trend lines. For the Amazon River basin at TAM (a), the REG and REQ trend lines were reported. Dashed lines denote the first bisector.



## 4.3 Results

### 4.3.1 Data analysis

#### 4.3.1.1 Index concentration relations calibrated for surface index samples

The observed  $\alpha$  ratios for total concentration (i.e., concentration including fine particles and sands) were calculated for a surface index using each field measurement carried out (Figure 4.2). Empirical relationships for estimating the total mean concentration from the surface index samples (Eq. 4.2) were calibrated using these data. The  $\alpha$  ratios observed at the three stations monitoring the Ucayali basin fluxes (i.e., LAG, PIN, and REQ) are similar ( $1.3 < \alpha < 1.5$ ) (Figure 4.2). At BEL (Napo River), the  $\alpha$  values observed are higher ( $\alpha \cong 1.7$ ). On the other hand, different trends with larger scatter are observed in the Marañón basin. The  $\alpha$  ratios observed at REG ( $\alpha \cong 2.3$ ) are higher than those at BOR ( $\alpha \cong 1.5$ ) and CHA ( $\alpha \cong 1.4$ ), which are similar to that at LAG, PIN and REQ (Ucayali basin). However, the observed  $\alpha$  values at BOR fluctuate between two main trends, which are represented by the CHA-LAG-PIN-REQ group and the BEL-REG group. At TAM, similarly, the  $\alpha$  values rather follow the REG trend at low concentrations before evolving between the REQ and REG trends.

This variability suggests that the  $\alpha$  ratio is site-dependent and potentially variable with the flow conditions. It could reflect differences in the basin characteristics (e.g. lithology and climate spatial distributions), then in sediment sources (e.g. mineralogy and PSD) and could relate to the sediment routing in the lowland. The first group (CHA-LAG-PIN-REQ) could be representative of a same source of sediments (the Central Andes), as few lateral inputs come swelling these rivers discharges in the lowland (Guyot *et al.*, 2007; Armijos *et al.*, 2013; Santini *et al.*, 2014). Conversely, in the Marañón lowland, the Ecuadorian tributaries supply almost 55% of the water discharge and could significantly contribute to the river sediment load. The Napo River example (Laraque *et al.*, 2009; Armijos *et al.*, 2013) shows that the lowland part of the basin can be the main sediment source for these Ecuadorian tributaries. The river incision of this secondary source, and/or the Ecuadorian Andes, could provide

coarser elements than does the central Andean source and explain why the ratios  $\alpha$  are higher at BEL and REG than at the other sites.

The concentration dataset highlights the control of the sand mass fraction  $X_s$  on the ratio  $\alpha$  (Figure 4.3):  $\alpha$  increases with  $X_s$ . If finest particles of the PSD are dominant in the index concentrations  $C_\chi$  sampled in the upper layers of the flow, this washload is supply-limited, depending on the matter availability, rainfall upon the sources, and sediment entrainment processes occurring on the weathered hillslopes. Washload is then routed through the foreland without important mass fluctuations (e.g. Yuill *et Gasparini*, 2011). Significant exchanges between the floodplain and main channel lead to some dilution but also to some remobilization of the huge floodplain sediment stocks of the coarser elements that were previously deposited (e.g. clay aggregates, silts and fine sands). On the other hand, sand transport regime is capacity-limited, depending only on the available energy to route the sediments. Since the flow energy significantly decreases with the decreasing bed slope, sand suspended load is gradually decoupled from the washload in the floodplain, and the washload concentration is no longer a good proxy of the coarse particle concentration. The floodplain incision mechanically increases the sand mass fraction  $X_s$  in the suspended load. Implicitly, the PSD mean diameter shifts with  $X_s$ , but it does not mean that there is any change in the physical properties (e.g. diameter, density and shape) of the sand fraction. This shift directly affects  $\alpha$ , as the vertical concentration gradient depends on the balance between the turbulence strength and the settling velocity (Eq. 4.4). This result highlights the key challenge of providing a proper model of the PSD using a limited number of sediment classes, and validate the discrete approach proposed to model  $\alpha$ .

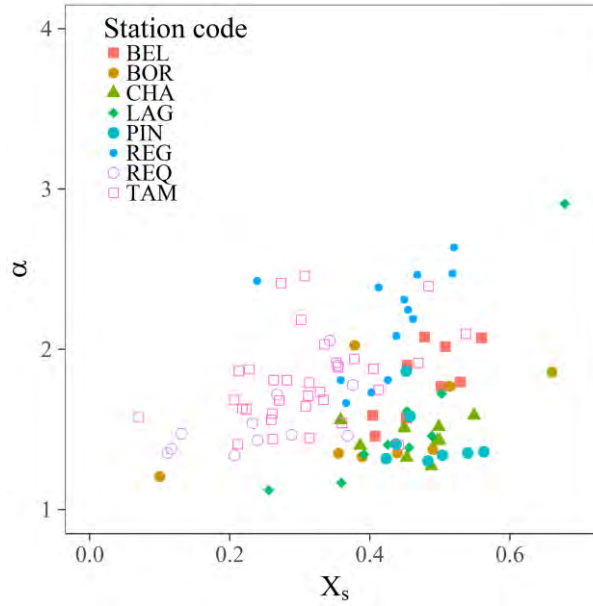


Figure 4.3: Observed ratios  $\alpha = \langle C \rangle / C(h)$  of total mean concentration to the total index concentration sampled at the water surface vs sand mass fraction  $X_s$ .

#### 4.3.1.2 Particle size profiles

The measured particle size distributions (PSD) shows a multimodal pattern (Figure 4.4a). This example of a global PSD that includes the entire particle size range was deconvoluted, assuming a mixture of lognormal sub-distributions (e.g. [Masson \*et al.\*, 2018](#)). On the left side of the PSD, a weak lognormal mode was detected in the clay range, but it was negligible in comparison to the silt volume. A fairly uniform fraction of fine sands ( $d_s \cong 80 \mu\text{m}$ ) that were transported in suspension throughout the water column with a nearly constant mode over depth was identified. This fraction approximately corresponds to the diameters less than the 10<sup>th</sup> percentile of the riverbed PSD. A second sand class ( $d_s \cong 200 \mu\text{m}$ ) is transported as graded suspension with a strong vertical gradient limited to the lower part of the water column ( $z/h < 0.2$ ). The Rouse number  $P_\phi$  varies from 1 to 6 for this class of sediments, suggesting that bedload may be non-negligible. However, the concentration dataset does not contains any bedload sample close enough to the riverbed and taken with a relevant integration time to assess this argument.

Concerning the whole dataset of fine sediment mean diameters  $d_f$  (Figure 4.4b), no vertical gradient was observed for fine sediments, indicating there was homogeneous mixing throughout the water column, except near the air-water interface, where the calculated  $d_f$

tended to decrease. On the other hand, a gradient was observed for the sand fraction. Indeed,  $d_s$  varied from approximately 300 to 500  $\mu\text{m}$  near the bottom to 80 - 100  $\mu\text{m}$  near the surface. The increased sand diameters  $d_s$  in the bottom  $0.2 h$  of the water column may be explained by bed material inputs (see yellow distribution in Figure 4.4a).

Nevertheless, modeling the PSD with two size groups, which were characterized by a diameter  $d_\phi$  that was almost constant throughout the water column, was reasonably suitable for the observed PSD, although two more classes (i.e., clay and bed material) could be considered to improve this model. Thus, an average of the diameters derived from the PSD was calculated to summarize the PSD data into one single mean diameter  $d_\phi$  [m] per site for each size group  $\phi$ .

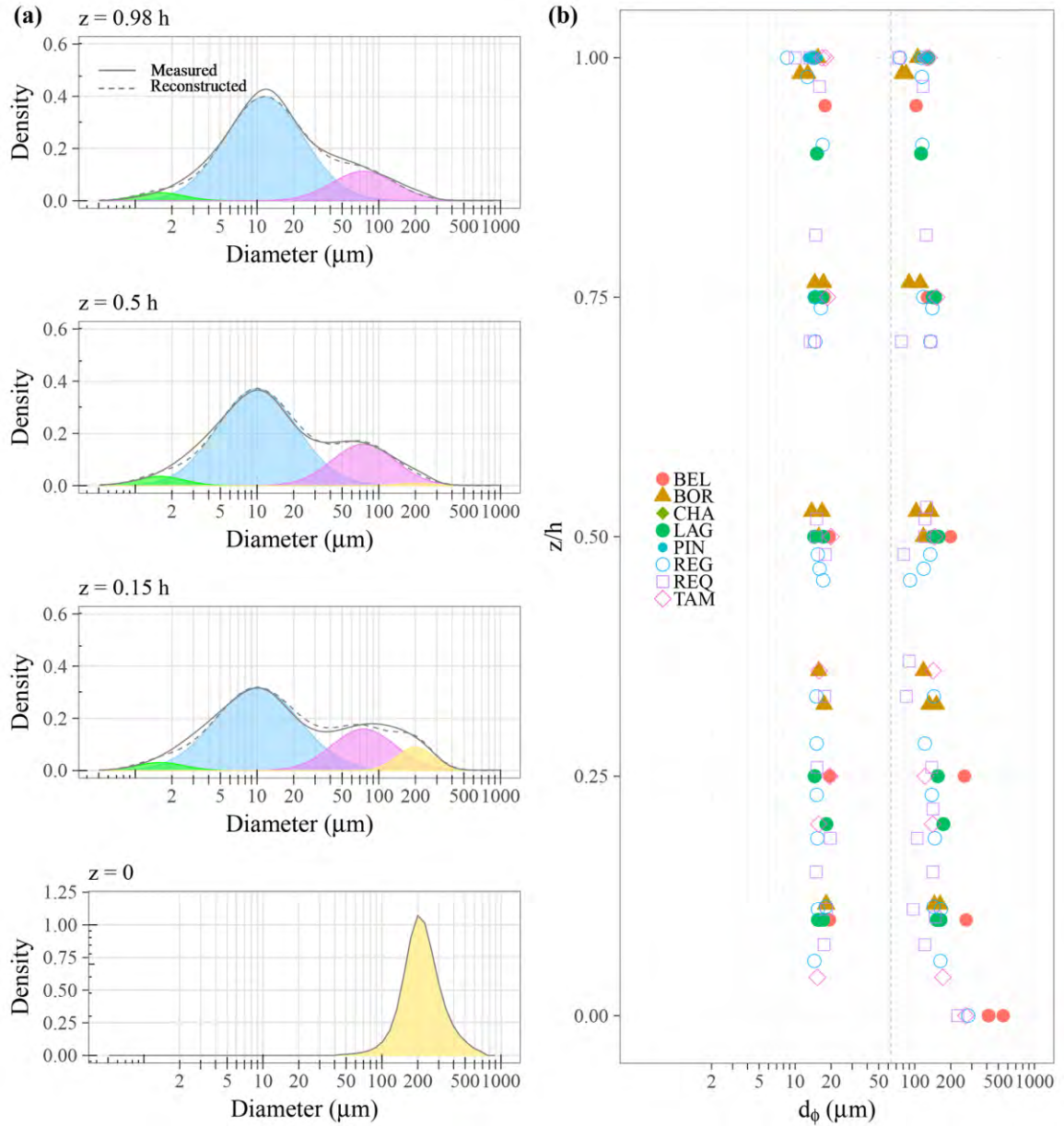


Figure 4.4: (a) Multimodal modeling of a typical PSD vertical profile. Gray lines: PSD measured at the Requena gauge station (16 March 2015) on the Ucayali River. Sampling depths are mentioned on top of each panel. Green, blue, pink and yellow correspond roughly to the following particle size groups: clays, silts and flocculi, very fine sands – fine sands, and bed material, respectively. The dashed gray line is the sum of the sub-distributions. (b) Particle diameters  $d_\phi$  measured at the 8 sampling stations for the fine and sand fractions.

#### 4.3.2 Suspension model suitability with the measured profiles

The suspension models (Eqs. 7, 9, 11, 12) were fitted to the concentration data to evaluate their suitability to the observed profiles. The dataset confirmed that the Zagustin model causes the Rouse number ( $P'_\phi$ ) to be slightly smaller than that calculated with the Rouse model:  $P'_\phi \approx 0.93 P_\phi$ . The fitted  $P_\phi$  values showed low variability and were summarized by

single average values per site, as shown in Table 4.2. This low variability indicates there is a dynamic equilibrium between the settling velocity  $w_\phi(d_\phi)$  and the shear velocity  $u_*$  under nominal flow conditions, although some extreme values ( $P_\phi > 0.5$ ) were measured during severe drought events at the lowland stations.

The Rouse numbers obtained for the fine fraction reflect a suspension regime that is close to the ideal washload ( $P_f < 0.1, 1 \leq \alpha_f(h, P_f) \leq 1.5$ ). Additionally, regarding the Rouse numbers corresponding to the sand fraction, they reflect a well-developed suspension in the entire water column for the piedmont station group ( $0.2 < P_s < 0.3$ ) and for the lowland station group ( $0.35 < P_s < 0.45$ ), with a significant concentration gradient ( $2.3 \leq \alpha_s(h, P_s) \leq 7.5$ ).

Due to the availability, for a given site, of a single mean value of  $w_\phi(d_\phi)$  per size group, only the corresponding mean values of the diffusivity ratio  $\beta_\phi = w_\phi/P_\phi\kappa u_*$  were calculated, considering the mean shear velocities (Table 4.2).

#### 4.3.2.1 Sediment diffusivity profiles

The diffusivity profiles  $\varepsilon_\phi(z)$  were derived from the measured concentration profiles with the discrete form of Eq. (4.4). In order to capture the small variations in  $\varepsilon_\phi$ , accurate sampling is key: the calculation of  $\varepsilon_\phi$  requires precise concentration and sampling height values, particularly for the fine fraction, which experiences low vertical concentration gradients.

Nevertheless, the overall shapes of the derived  $\varepsilon_\phi(z)$  profiles were in good agreement with the Rouse and Zagustin theories and were slightly closer to the second one (Figure 4.5). Given the high scatter of the diffusivity values, Camenen and Larson's expression of depth-averaged diffusivity is a reasonable approximation, except near the bottom and top edges of the diffusivity profiles, where the data departs gradually from this model. However, the constant diffusivity value suggested by Van Rijn (1984) for the upper half of the water column clearly overestimates the diffusivity for  $z > 0.75 h$ . The diffusivity around  $z = 0.75 h$  is, however, overestimated by all the models. The low concentrations near the water



surface could result in an underestimation of the  $\varepsilon_\phi(z \approx 0.75 h)$  values calculated from the difference  $\Delta C_\phi = C_\phi(z \approx 0.5 h) - C_\phi(z \approx h)$  (Eq. 4.4). Thus, detailed measurements are required in the upper layer of the flow to confirm the shapes of the  $\varepsilon_\phi(z)$  profiles in this zone where the water-air interface and the secondary currents can influence the turbulent mixing profiles.

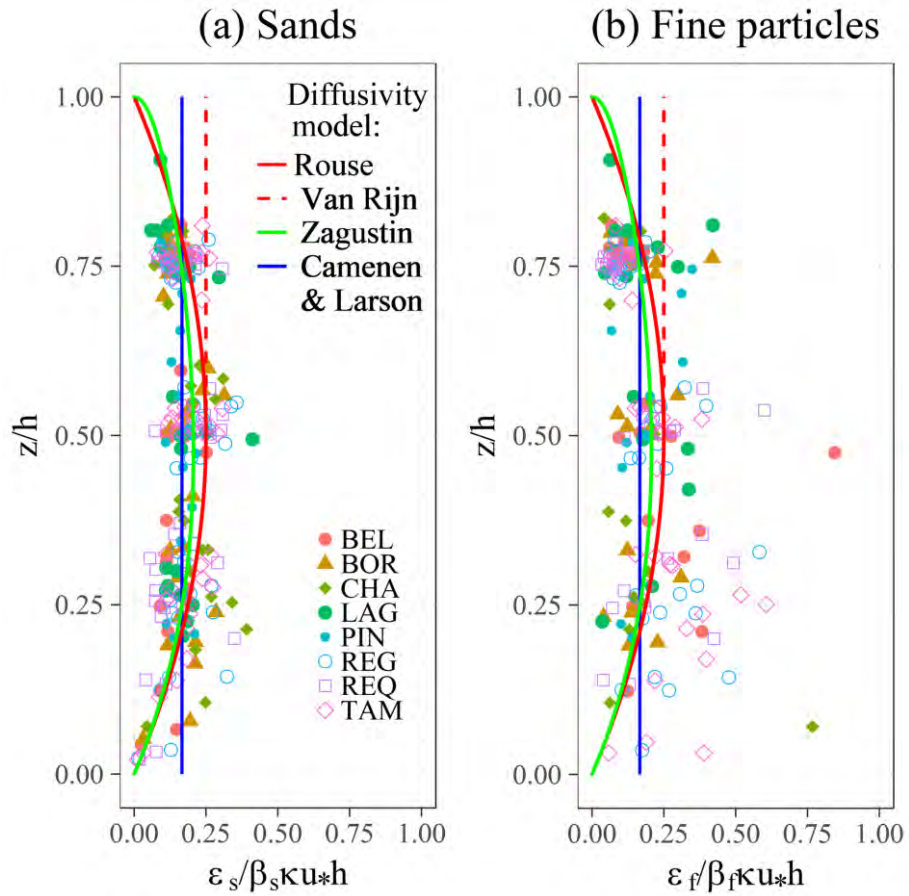


Figure 4.5: Dimensionless sediment diffusivity coefficient derived from the measured concentration profiles.

Table 4.2: Summary of suspended sediment transport parameters for each site and size group.

Station code	$R_h$ (m)	$u_*$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$X_s(h)$	Mean results for the fine particle fraction					Mean results for the sand fraction						
				$d_f$ ( $\mu\text{m}$ )	$w_f$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$P_f$	$\beta_f$	$\alpha_f$ $z_X = h$	$\alpha_f$ $z_X = 0.5h$	$d_s$ ( $\mu\text{m}$ )	$w_s$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$P_s$	$\beta_s$	$\alpha_s$ $z_X = h$	$\alpha_s$ $z_X = 0.5h$
LAG	6.8	0.10	15 %	$16 \pm 3$ %	$2.5 \times 10^{-4}$	$0.03 \pm 16$ %	0.21	1.1	1.0	$148 \pm 4$ %	$1.8 \times 10^{-2}$	$0.27 \pm 9$ %	1.7	3.5	1.1
PIN	7.2	0.14	20 %	$14 \pm 3$ %	$1.9 \times 10^{-4}$	$0.01 \pm 14$ %	0.24	1.0	1.0	$124 \pm 2$ %	$1.4 \times 10^{-2}$	$0.23 \pm 12$ %	1.1	2.3	1.0
REQ	12.5	0.09	7 %	$16 \pm 4$ %	$2.5 \times 10^{-4}$	$0.05 \pm 8$ %	0.14	1.2	1.0	$114 \pm 7$ %	$1.2 \times 10^{-2}$	$0.39 \pm 7$ %	0.8	6.4	1.2
BOR	7.9	0.17	10 %	$16 \pm 4$ %	$2.5 \times 10^{-4}$	$0.02 \pm 17$ %	0.17	1.0	1.0	$118 \pm 10$ %	$1.3 \times 10^{-2}$	$0.28 \pm 16$ %	0.6	4.3	1.1
CHA	7.4	0.20	16 %	-	-	$0.01 \pm 19$ %	-	1.1	1.0	-	-	$0.24 \pm 7$ %	-	2.6	1.0
REG	16.7	0.14	14 %	$15 \pm 3$ %	$2.2 \times 10^{-4}$	$0.07 \pm 10$ %	0.06	1.4	1.0	$132 \pm 7$ %	$1.4 \times 10^{-2}$	$0.44 \pm 5$ %	0.6	7.5	1.2
TAM	18.6	0.12	6 %	$17 \pm 4$ %	$2.8 \times 10^{-4}$	$0.08 \pm 14$ %	0.07	1.5	1.0	$141 \pm 10$ %	$1.7 \times 10^{-2}$	$0.44 \pm 5$ %	0.8	8.0	1.2
BEL	10.1	0.10	17 %	$19 \pm 2$ %	$2.5 \times 10^{-4}$	$0.04 \pm 16$ %	0.15	1.2	1.0	$192 \pm 19$ %	$2.8 \times 10^{-2}$	$0.32 \pm 8$ %	2.1	4.3	1.2
Mean	10.9	0.13	13 %	16	$2.4 \times 10^{-4}$	0.04	0.16	1.2	1.0	138	$1.6 \times 10^{-2}$	0.33	1.1	4.8	1.1
Method	Measured	Fitted on $u(z)$ (log-law)	Measured	Derived from measured PSD	Soulsby law	Fitted on $C(z)$ (Rouse model)	$w_f/(P_f u_*^*)$	Fitted on obs.	Fitted on obs.	Derived from measured PSD	Soulsby law	Fitted on $C(z)$ (Rouse model)	$w_s/(P_s u_*^*)$	Fitted on obs.	Fitted on obs.

### 4.3.2.2 Concentration profile suitability

Overall, the suspension models (Eqs. 7, 9, 11, 12) fit well with the observed profiles (Figure 4.6): for 92% of the profiles fitted, the coefficients of correlation ( $r$ ) were superior to 0.9 and 100% of the  $r$  were superior to 0.7, except near the edges where the highest discrepancies between the two exponential expressions (Van Rijn, 1984; Camenen *et al.* Larson, 2008) and the Rouse and Zagustin models appear. The concentrations sampled at the bottom edge confirmed the general shape of the Zagustin and Rouse models, despite the uncertainties in the concentrations measured in this zone. Near the water surface, the non-zero values predicted by the Zagustin model were often the closest to the observed concentrations.

The use of the Camenen and Larson model to calculate the mean concentration  $\langle C_\phi \rangle$  seems to be a reasonable approximation. Indeed, for the range of nominal Rouse numbers considered here ( $P_\phi < 0.6$ ), the bottom concentration gradient has little influence on  $\langle C_\phi \rangle$  because the velocity decreases rapidly with depth in this region of the flow. Moreover, the top-layer concentrations are too low to weight significantly on  $\langle C_\phi \rangle$ .

The comparison between the predicted and observed mean  $\alpha_\phi$  values per site and size group (Figure 4.7a) allows for the validation of the general model proposed in this work (Eq. 4.17). To show the model's ability to predict how  $\alpha_\phi$  changes with flow conditions at one specific site, this model was also compared with all the  $\alpha_\phi$  values observed at the water surface and at mid-depth (Figure 4.7a). The observations follow the model trend well, despite the high scatter of the  $\alpha_s(h, P_s)$  values, which is caused by the low diffusivity and concentration in coarse material near the water surface and by the uncertainty of the exact z-position of the samples. At mid-depth, the  $\alpha_s(0.5 h, P_s)$  values has lower scatter.

Nevertheless, the  $\alpha_s$  sensitivity to the Rouse number remains moderate for most of the hydraulic conditions encountered, except for the extremely low flow rates, i.e., when  $P_s > 0.5$ . The  $\alpha_f$  sensitivity to changes in flow conditions is very small. Then, considering the small contribution of the low waters to the sediment budget and the small Rouse number variations for the nominal hydraulic conditions at a specific site (Table 4.2), the use of the mean  $\alpha_\phi$  coefficients per site seems to be reasonable for assessing reliable sediment budgets.

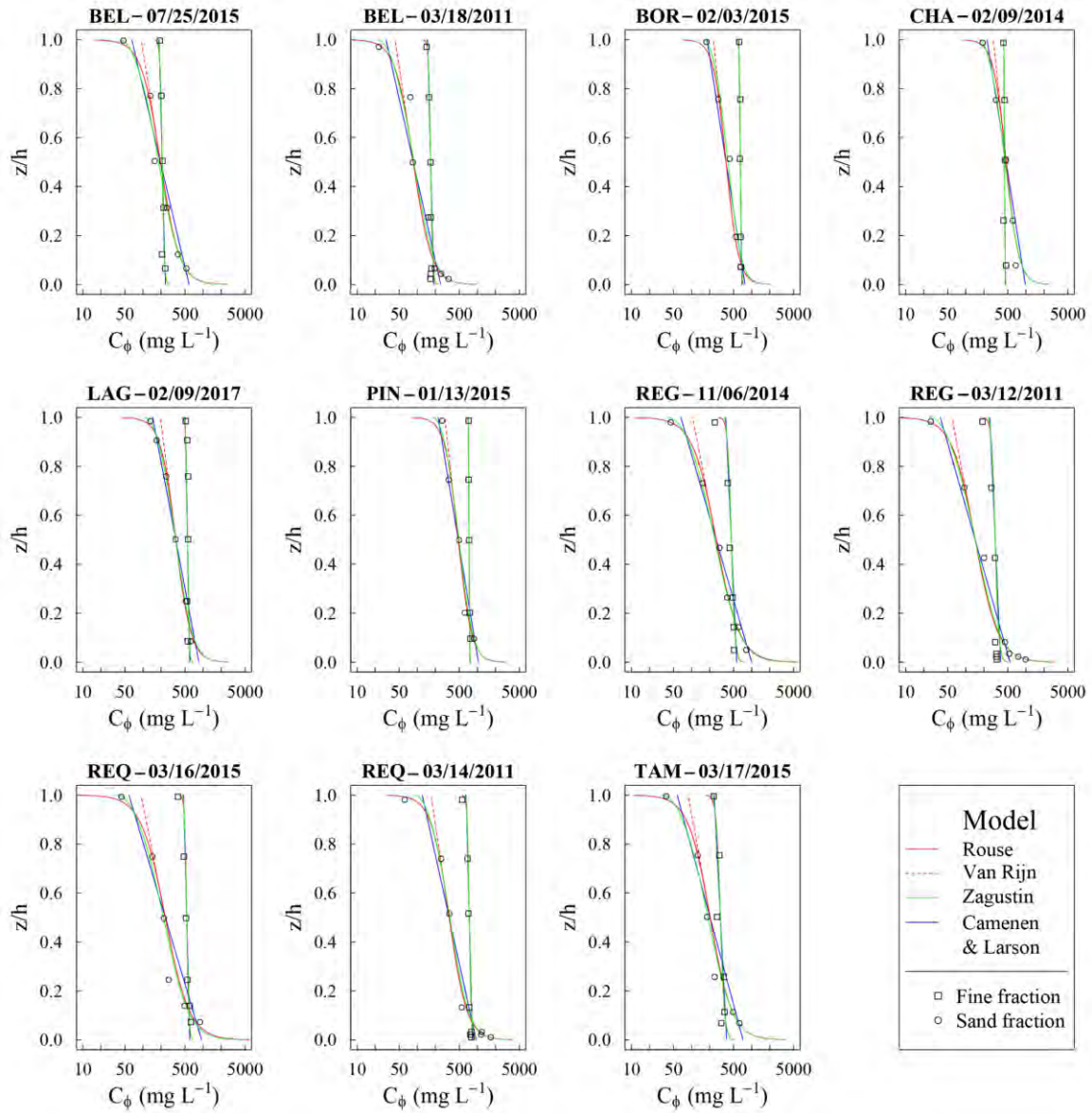


Figure 4.6: Typical examples of measured concentration profiles  $C_\phi(z/h)$ , fitted with the Rouse, Van Rijn, Zagustin and Camenen and Larson models.

Regarding the simplified model (Eq. 4.18), a reasonable approximation is expected to be found in the central region of the flow, but the values gradually depart from the observations near the water surface and the riverbed.

Finally, the mean ratios  $\alpha(h)$  per site were computed (Eq. 4.15) using the predicted mean  $\alpha_f(h, P_f)$  and  $\alpha_s(h, P_s)$  (Eq. 4.17) and the mean mass fractions  $X_f$  and  $X_s$  measured at the water surface (Table 4.2). The observed vs. predicted  $\alpha$  ratios are in excellent agreement ( $r^2 = 0.97$ ) (Figure 4.7b) and validate the prediction ability of the model when the Rouse numbers are accurately known.

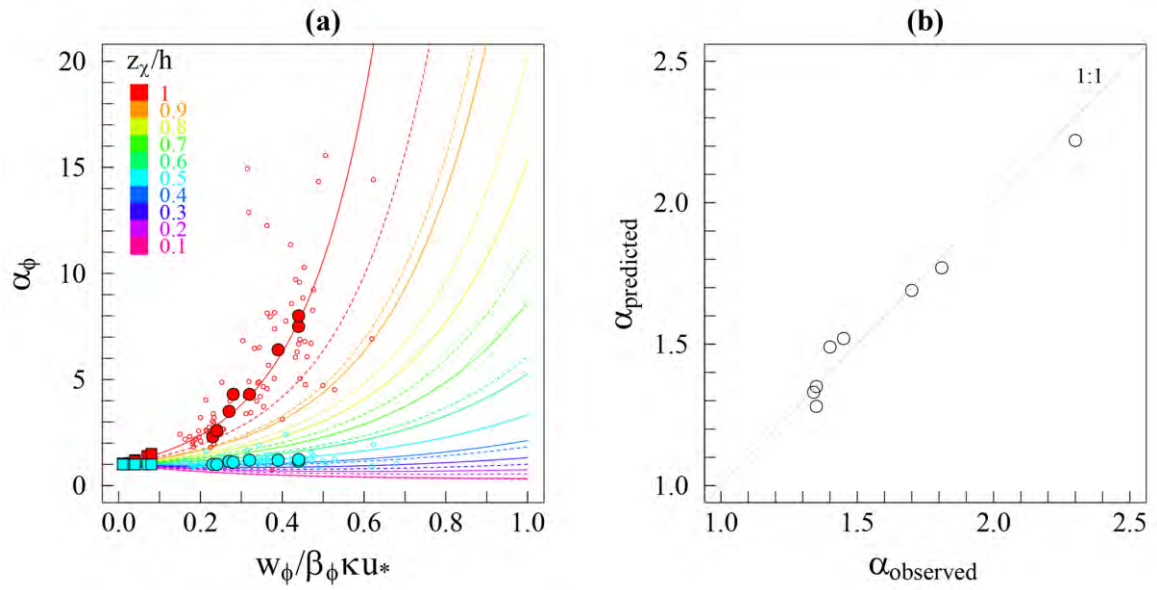


Figure 4.7: (a) Predicted and observed  $\alpha^{\phi_i}$  ratios as a function of the Rouse number. Filled circles and squares are the mean  $\alpha_\phi$  values observed per site for the sand and fine mass fractions, respectively. Unfilled circles: observed  $\alpha_s$  values. The red to pink rainbow set of solid lines correspond to the general model prediction (Eq. 4.17), and each represents 10% of the water height. Dashed lines are for the simplified model (Eq. 4.18). (b) Predicted vs. observed mean  $\alpha$  ratios per site (i.e., total concentration).

## 4.4 Discussion on the model applicability

The equations proposed in this work (Eqs. 17, 18) for modeling the ratios  $\alpha_\phi(z_\chi, P_\phi)$  become very sensitive when both the index sample is taken near the river surface ( $z_\chi \approx h$ ) and the Rouse number is rather large ( $P_\phi > 0.4$ ) (Figure 4.7a). This is a first limitation for the model applicability, if a monitoring of the index concentration at a deeper level on the water column is not technically feasible. In addition, for rivers with Rouse numbers greater than 0.6 (i.e. when the suspension does not occur on the entire water column because the particles are too coarse, in comparison to the strength of the flow, to be uplifted at the water surface), the weight of the velocity distribution in the model can no longer be neglected as it was in this work (see the assumption, section 2.3.1). Furthermore, the higher the Rouse number, the more the concentration measurement is difficult to perform. Then, the accuracy of the model depends also on the concentration measurement procedure chosen and related uncertainties. These uncertainties depend on the point-sampling integration-time which must be long enough to be representative (Gitto *et al.*, 2017), on the volume of water collected, and on the sampling position(s) defined in the cross-section.

Therefore, estimating  $P_\phi$  with a low uncertainty is a key issue to predict accurate  $\alpha_\phi$  ratios during sediment concentration monitoring. This estimation can be achieved (1) through the estimation of the hydraulic parameter  $u_*$ ,  $w_\phi$  and  $\beta_\phi$ , or (2) empirically using detailed point concentration measurements. Then, if the Rouse number variability is significant during the hydrological cycle, the empirical relationship between  $u_*$  or  $h$  and the  $P_\phi$  fitted on measured concentration profiles may be calibrated.

### 4.4.1 Estimation of the diffusivity ratio $\beta_\phi$

For many decades, studies based on flume experiments or measurements in natural rivers have shown that  $\beta_\phi$  usually departs from the unity. The sediment diffusivity increases ( $\beta_\phi > 1$ ) with bedforms or movable bed configurations (Graf *et al.*, 2002; Gualtieri *et al.*, 2017); specifically, the boundary layer thickness tends to be thin just before the bedforms crest, and then it peels off at the leeward side (Engelund *et al.*, 1967; Bartholdy *et al.*, 2010). This trend implies there are anisotropic macro-turbulent structures, with eddies that convect



large amounts of sediments to the upper layers and settle further after eddy dissipation. Thus, bedforms locally modify the ratio between the laminar and turbulent stresses, inducing different lifting profile shapes in the inner region (e.g. [Kazemi et al., 2017](#)) and causing the mixing length theory to fail in the overlap region. Centrifugal forces driven by turbulent motion and applied on the grains could also enhance the particle exchange rate between eddies ([Van Rijn, 1984](#)). Conversely, the suspension is dampened ( $\beta_\phi < 1$ ) when the large suspended particles do not fully respond to all velocity fluctuations, such as passive scalars.

[Van Rijn \(1984\)](#), [Rose et Thorne \(2001\)](#) and [Camenen et Larson \(2008\)](#) attempted to model  $\beta_\phi$  as a function of the ratio  $w_\phi/u_*$  for sand and silt particles. However, the measured  $\beta_\phi$  encompasses poorly understood physico-chemical processes as well as uncertainties and bias of the  $w_\phi$  and  $u_*$  estimations, which might partly explain the shifts along the  $w_\phi/u_*$  axis between the three pre-cited laws and the  $\beta_\phi$  inferred in this study from measured profiles of concentration, particle diameter and velocity (Figure 4.8a).

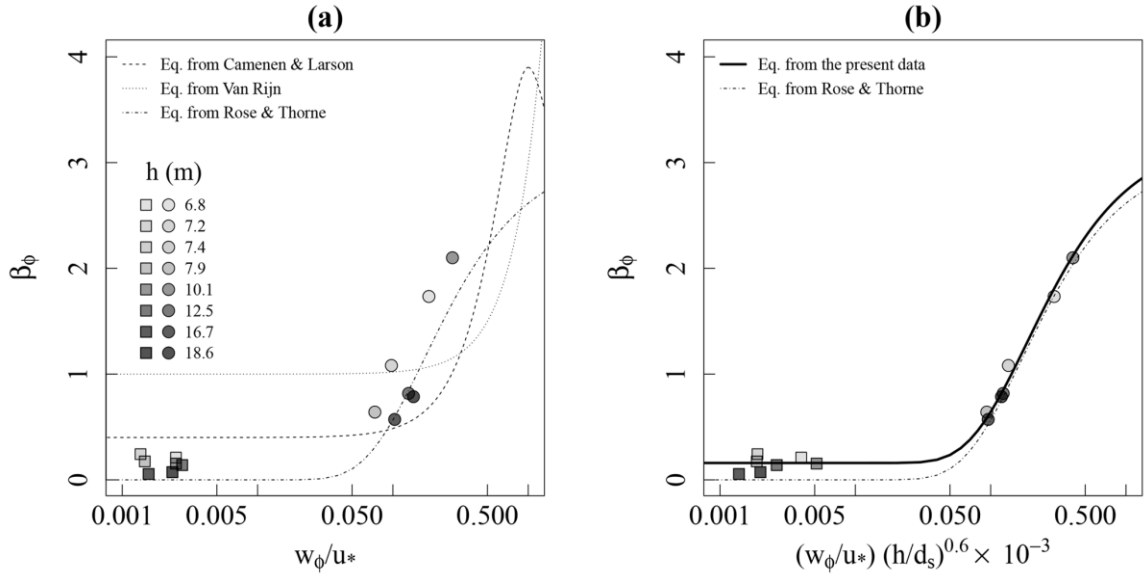


Figure 4.8: (a) Ratio of sediment to eddy diffusivity  $\beta_\phi$  as a function of the ratio  $w_\phi/u_*$ , with points shaded according to the water level  $h$ . (b) Idem, after correction of the ratio  $(w_\phi/u_*)$ . Circles and squares are the mean values of  $\beta_s$  and  $\beta_f$  calculated per site, respectively.

With regard to  $w_\phi$ , a major difficulty comes from the need to divide the PSD into various size groups and to summarize each sub-distribution with a single characteristic diameter (e.g. mode, median, mean), and different values of  $w_\phi(d_\phi)$  are calculated according to the choices made. The aggregation process is a supplementary complicating factor (Bouchez *et al.*, 2011) but is probably not the main issue in these white rivers with little organic matter (Moquet *et al.*, 2011; Martinez *et al.*, 2015). Indeed, the results of Bouchez *et al.* (2011) are probably biased because the authors used a single diameter to summarize the entire PSD, which is highly sensitive to the flow conditions. However, this bias would not concern the sand group because the shear modulus experienced in large Amazonian rivers would prevent the formation of large aggregates. The choice of a settling law (e.g. Stokes; Zanke, 1977; Cheng, 1997; Soulsby, 1997; Ahrens, 2000; Jiménez *et al.*, 2003; Camenen, 2007) may also induce bias on  $w_\phi$ . In these laws, the sediment density is a key parameter that is often neglected, as natural rivers comprise a diversity of minerals with contrasting density ranges.

On the other hand, the shear velocity estimation also suffers from uncertainties in terms of the velocity measurements and biases that are induced by the method used (Sime *et al.*, 2007). For instance, the departures from logarithmic velocity profiles increase with the distance to the bed (e.g. Guo *et al.*, 2008) in sediment-laden flows (e.g. Castro-Orgaz *et al.*, 2012), which could be relevant to deep Amazonian rivers. Indeed, the mixing length expansion could reach a maximum before the water surface, as the energetic eddy size cannot expand *ad infinitum* far from the flow zone under the influence of bed roughness because of the increasing entropy. The log-law assumptions (i.e., constant shear velocity throughout the water column and mixing length approximation) would no longer be valid, and the velocity profiles would follow a defect law in the outer region. This raises the need to find a suitable model for the velocity distribution in large rivers, leading to an unbiased estimate of the shear velocity.

Thus, it is not surprising to find discrepancies between the empirical laws and the observations based on the experimental conditions. Here, the Rose *et al.* (2001) empirical law is the closest to the observed  $\beta_\phi$  (Figure 4.8a), with departures that seem to be a function of the water level. We assume that a global correction of the different bias on the  $w_\phi/u_*$

term would depend on the flow depth as well as on the skin roughness, which partly influences the formation and expansion of the turbulence structures and thus influences the velocity distribution (Gaudio *et al.*, 2010). Here,  $d_s$  is considered instead of the skin roughness height, as few riverbed PSDs are available and because it is a key parameter for the settling law. Thus, the following modification of the Rose *et Thorne* (2001) law is proposed:

$$\beta_\phi = 3.1 \exp \left[ -0.19 \times 10^{-3} \frac{u_*}{w_\phi} \left( \frac{h}{d_s} \right)^{0.6} \right] + 0.16 , \quad \text{Eq. 4.19}$$

where the coefficient 3.1 comes from the Rose and Thorne law (2001). Other numerical values in Eq. (4.19) were fitted to obtain the best agreement with the  $\beta_\phi$  inferred from the measured concentration profiles (Table 4.2). In a similar way as Camenen *et Larson* (2008), a minimum  $\beta_\phi$ -value was found for very small values of  $w_\phi/u_*$ . This non-dimensional law, which extends below the range of  $w_\phi/u_*$  usually considered in previous studies, allows for an enhanced prediction of  $\beta_\phi (\pm 0.03)$  (Figure 4.8b).

Furthermore, the dataset did not show any relationship between concentration and the diffusivity ratio  $\beta_\phi$  (not shown here). The uncertainties in the dataset collected under field conditions do not allow for the further investigation of the influence of second-order factors on the diffusivity ratio, such as the particle characteristics (shape, grain size, density, and so on), the aggregation phenomenon or the level of stratification of the flow (e.g. Van Rijn, 1984; Graf *et Cellino*, 2002; Pal *et Ghoshal*, 2016; Gualtieri *et al.*, 2017).

Applying Eq. (4.19) to predict the mean  $\beta_\phi$  values per site, the predicted and fitted  $P_\phi$  are in good agreement (Figure 4.9a), with little scatter when considering the uncertainties in the measured concentrations and therefore on the fitted  $P_\phi$ . This result shows that the shear velocity mainly controls the Rouse number variability at a given site (Figure 4.9b). The variations in particle size are therefore a second order factor. The shear velocity is itself driven by the high amplitude of the water depth in Amazonian rivers (Figure 4.9c), and it has hysteresis effects at the gauging stations located in the floodplain, which are attributed to the backwater slope variability in these subcritical flood wave contexts (Trigg *et al.*, 2009).

Hence, the accurate monitoring of the water level and knowledge of the river surface slope, even if limited or biased, would allow for an acceptable prediction of the Rouse numbers, which could be used to establish a single  $\beta_\phi$  value per site.

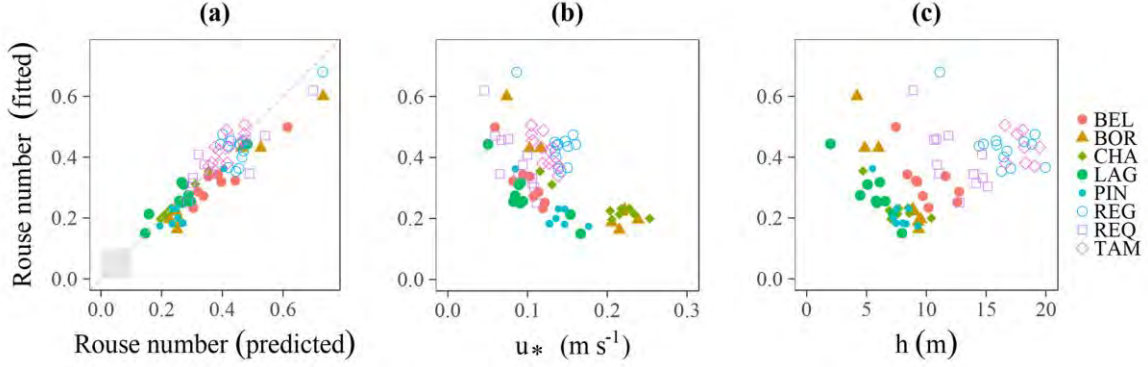


Figure 4.9: Fitted Rouse numbers against: (a) Predicted  $P_s$  (the gray square in the bottom-left represents the range of variation of  $P_f$ ) (b) Shear velocities (c) Water levels.

#### 4.4.2 Predicting $d_s$ from the riverbed PSD

For fine particles,  $d_f$  can be accurately measured in the water column because the fine particles are well mixed in the flow.

Regarding the sand particles, such measurements induce uncertainties due to the particle fluctuations in the current and because the eddy structure development in the bottom layers of the flow swiftly causes strong grain size sorting (Figure 4.4). The suspended sediment particles are thus considerably smaller than the bedload or riverbed particles (Van Rijn, 1984).

The diameter of the suspended sand can be assessed by taking a representative percentile of the riverbed PSD (e.g. Rose *et Thorne*, 2001). Alternatively, an empirical expression that considers the flow conditions was proposed by Van Rijn (1984).

Here, the Camenen and Larson (2005) formulae for the estimation of reference concentration  $C_\phi(z_0)$  was applied in a multiclass way to the riverbed PSD, and it was assumed that the size fractions did not influence each other and there was a uniform sediment density for all grain sizes ( $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ). In this formulation,  $C_\phi(z_0)$  is a function of the dimensionless grain

size  $d_*$ , the local Shields parameter  $\theta_\phi$  and of the critical Shields parameter  $\theta_{cr}$  for the inception of transport (Camenen *et al.*, 2014):

$$C_\phi(z_0) = \frac{0.0015 \theta_\phi}{\exp\left(0.2 d_* + 4.5 \frac{\theta_{cr}}{\theta_\phi}\right)}. \quad \text{Eq. 4. 20}$$

This first PSD predicted at the transition level  $z_0$  is further diffused vertically with the Zagustin model (Eq. 4.9), considering the Soulsby (1997) settling law in the  $P_\phi$  calculations (Figure 4.10a). The model underestimates the measured  $d_s$  by approximately 10% (Figure 4.10b). This slight discrepancy might be explained by stochastic and ephemeral inputs of coarse bed material in the water column, which are not addressed by the suspension theory.

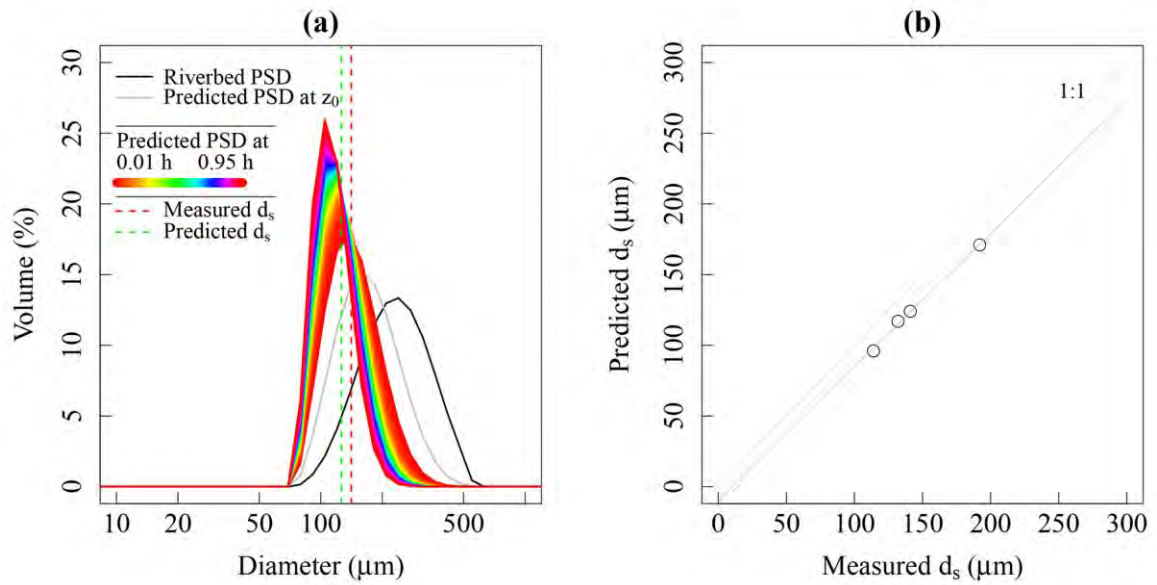


Figure 4.10: (a) Prediction of the mean diameter  $d_s$  at the TAM gauging station for  $u_* = 0.12 \text{ m s}^{-1}$  (mean flow conditions). (b) Predicted vs measured  $d_s$  at BEL, REQ, REG and TAM. The dashed line denotes the first bisector, and the solid line represents the best fit.

#### 4.4.3 Sensitivity analysis and recommendations for optimized sampling procedures

The approximation error  $\Delta P_\phi$  can be evaluated at  $\pm 0.03$  (from Eq. 4.19, Figure 4.9 or Table 4.2) and propagated to the corresponding  $\alpha_\phi(z_\chi, P_\phi \pm \Delta P_\phi)$  (Figure 4.11a). The error on  $z_\chi$  is not considered here but would increase the  $\alpha_\phi$  sensitivity in the zones with a high concentration gradient. Overall, the relative error on  $\alpha_\phi$  remains moderate for all the flow conditions experienced by the rivers studied here (i.e., below  $\pm 10\%$  in the central zone of the flow and below  $\pm 20\%$  at the water surface), except near the riverbed (Figure 4.11a). Nevertheless, for operational applications, this result must be weighted by the relative error profile of the measured index concentrations  $\Delta C_\phi(z_\chi) / C_\phi(z_\chi)$ .

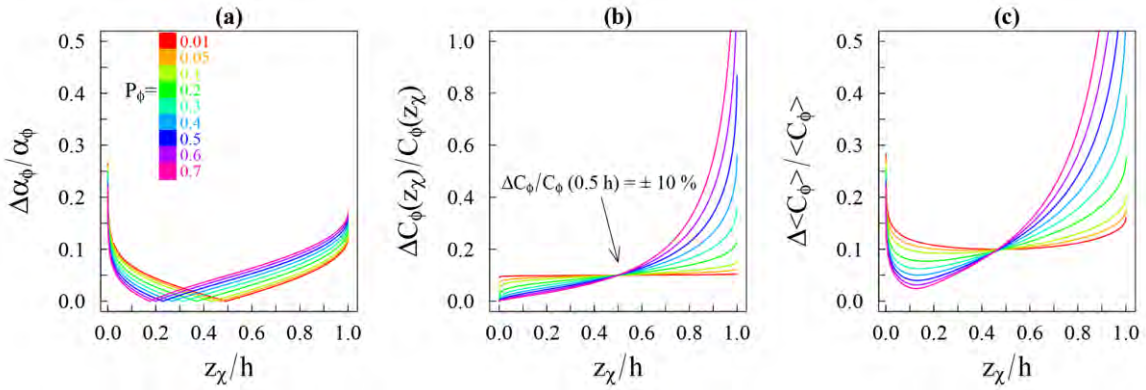


Figure 4.11: (a) Relative error of the predicted  $\alpha_\phi$  according to the relative height  $z_\chi/h$  of the index sampling, for various Rouse numbers  $P_\phi$ . (b) Relative error of the concentration sampled, inferred from the Zagustin model and assuming  $\frac{\Delta C_\phi}{C_\phi}(z_\chi = 0.5 h) = \pm 10\%$ . (c) Relative error on  $\langle C_\phi \rangle$  as a function of  $z_\chi/h$ .

By substituting  $C_\phi(z_\chi)$  with the Zagustin model (Eq. 4.9) and assuming  $\Delta C_\phi(0.5 h)/C_\phi(0.5 h) = \pm 10\%$ , it is possible to model this profile of concentration uncertainty (Figure 4.11b) and to derive the relative uncertainty of  $\langle C_\phi \rangle$  according to the sampling height under various flow conditions (Figure 4.11c). Here, the considered uncertainty is a simple function of the concentration. However, coarse particles are more sensitive to current fluctuations than are fine sediments. Thus, the sand concentration uncertainty is underestimated, at least in the region of the flow under bed influence  $\sim [z_0, 0.2 h]$ , where stochastic uplifts of bed sediments impose high variability on the concentration.



Furthermore, the sampling frequency as well as the number of index samples taken and their positions are important parameters to consider. The section geometry, the velocity distribution and the transversal movable bed velocity pattern are important guidelines in the selection of a sampling position(s). The integration of the lateral variability of the concentration is not discussed here. Nevertheless, when considering these assumptions, optimized sampling heights may be defined:

- For fine sediments ( $P_f < 0.1$ ), the most accurate  $\langle C_f \rangle$  is obtained when sampling the water column at approximately  $0.5 h$ . The sampling can also be achieved at the water surface with a good estimation of  $\langle C_f \rangle$  ( $\pm 15\%$ ).
- For the sand fraction at the piedmont stations ( $P_s < 0.3$ ), sampling in the  $[0.2 h, 0.8 h]$  region is recommended to keep the errors of  $\langle C_s \rangle$  below  $\pm 20\%$ . A sampling at the water surface is still possible, but there will be uncertainties between  $\pm 20-40\%$  for  $\langle C_s \rangle$ .
- For enhanced monitoring of the sand concentration at the lowland stations ( $P_s > 0.3$ ), the  $[0.2 h, 0.8 h]$  zone is preferred over the water surface, where the  $\alpha_\phi$  prediction would require very accurate estimations of  $P_s$  and  $C_s(h)$ .

The proposed  $\alpha_\phi$  models (Eqs. 17, 18) allow for achieving a routine protocol with sampling in the central zone of the flow: the  $\alpha_\phi$  can be predicted at each sampling time-step, when the section geometry is known and when the flow is sufficiently stable to estimate  $z_\chi/h$ . For instance, a single fixed sampling depth could be used. Alternatively, the Rouse number can be estimated at each sampling time-step from Eq. (4.7) by sampling two heights  $z_{\chi_1}$  and  $z_{\chi_2}$  of the water column at each measurement time-step:

$$P_\phi = \frac{\ln\left(\frac{C_\phi(z_{\chi_1})}{C_\phi(z_{\chi_2})}\right)}{\ln\left(\frac{z_{\chi_2}(h-z_{\chi_1})}{z_{\chi_1}(h-z_{\chi_2})}\right)}. \quad \text{Eq. 4. 21}$$

For instance, the concentration at  $z_{\chi_1} = 0.7 h$  and at  $z_{\chi_2} = 0.3 h$  results in  $P_\phi = 0.59 \ln(C_\phi(0.3 h)/C_\phi(0.7 h))$ .

When considering nominal flow conditions ( $P_\phi < 0.6$ ), the sampling height above the riverbed  $h/e \approx 0.37 h$  ( $e$  being the Euler number) appears to be pertinent for simplified operations, as the ratios of  $\alpha_\phi(h/e, P_\phi)$  remain interestingly close to unity ( $\pm 10\%$ ) (Figure 4.7a). Thus,  $\{\beta_f, \beta_s\} \approx \{0.16, 1\}$  could be simply assumed without inducing large errors in the  $\alpha_\phi(h/e, P_\phi)$  estimations. The particles are usually present in a significant amount, and the turbulent mixing is intense (Eq. 4.6) while the concentration gradients are moderate, which also allow for more uncertainty regarding  $z_\chi$ . Interestingly, when considering the depth-averaged velocity  $\langle u \rangle \approx u(h/e)$  for velocity profiles that are logarithmic in nature, the sediment discharge on a vertical  $q_{s\phi}$  [ $\text{g s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ] may be expressed as follows:

$$q_{s\phi} = \alpha_\phi \times C_\phi \left(\frac{h}{e}\right) \times u \left(\frac{h}{e}\right) \cong C_\phi \left(\frac{h}{e}\right) \times \langle u \rangle \pm 10\%. \quad \text{Eq. 4. 22}$$

Finally, if sampling in the central zone of the flow is not technically feasible during concentration monitoring, the mean concentration of fine particles may be estimated with surface index sampling or remote sensing (Martinez *et al.*, 2015; Pinet *et al.*, 2017). Then, the sand concentration could be assessed with a sediment transport model that is suitable for large rivers (e.g. Molinas *et Wu*, 2001; Camenen *et Larson*, 2008). To parameterize such models, improved space-borne altimeters (e.g. the SWOT – Surface Water Ocean Topography – mission) and hydrological models are already serious alternatives to in situ discharge, water level and slope measurements (e.g. De Paiva *et al.*, 2013; Paris *et al.*, 2016).

## 4.5 Conclusion and perspectives

The use of measured concentration profiles with physically-based models describing the suspension of grains in turbulent flow has shown the possibility to derive a simple model for the prediction of  $\alpha_\phi$ , i.e., for a given particle size group  $\phi$ . A proper modeling of the PSD using two hydraulically consistent size groups (i.e., fine particles and sand) is first required to obtain a characteristic diameter that is mostly constant for each size group during the hydrological cycle.

The Zagustin profile, with finite values at the water surface, demonstrated the best suitability in relation to the observed data. Nevertheless, the Camenen and Larson model was in good agreement with the observations in the central zone of the flow and was a reasonable approximation of the depth-averaged concentration.

The Rouse number is the main parameter for the  $\alpha_\phi$  modeling. Variations in  $P_\phi$  during the hydrological cycle may be monitored from a few point concentration measurements or through the calibration of a relation between the  $u_*$  or  $h$  and the measured  $P_\phi$ . Alternatively, a function of  $w_\phi/u_*$  and  $h/d_s$  was proposed to compute  $\beta_\phi$  and predict  $P_\phi \pm 0.03$ .

The sensitivity of the  $\alpha_\phi$  model decreases from the boundaries to a zone between  $[0.2 h, 0.5 h]$ , which is based on the flow conditions. At the water surface, the model becomes inaccurate when  $P_s > 0.3$ , i.e., for flow conditions corresponding to sand suspension in the lowland. In such a context, sampling in the central zone of the flow is preferable for sand concentration monitoring. A pertinent sampling height for optimized concentration monitoring appears to be  $z_\chi = 0.37 h$ .

This insight into the hydraulic theory leads to enhanced sediment monitoring practices, with a more accurate estimate of the sediment load, especially in regions with limited available data, such as the Amazonian basin. Indeed, the proposed model is a tool that can be used to predict the  $\alpha_\phi$  and  $\alpha$  ratios and can also be used to select a proper sampling height for optimized monitoring. Extensively, the model allows for detailed uncertainty analysis on the  $\langle C \rangle$  derived from an index method.

Finally, where the cross-section geometry is well known and where no in situ concentration data exist, the model could allow for an accurate estimation of the mean concentration in fine sediments  $\langle C_f \rangle$ , with a remote sensing monitoring of the index concentration in fine sediments on the water surface. Coupling this monitoring with a sand transport model suitable for large rivers could ensure a better understanding of the sediment dynamics in the Amazonian basin.

## 4.6 Appendices

### 4.6.1 List of notations

- $\cdot_f$  Fine sediment particles group ( $0.45 \mu\text{m} < d_f < 63 \mu\text{m}$ )
- $\cdot_s$  Sand sediment group ( $d_s > 63 \mu\text{m}$ )
- $C$  Time-averaged Concentration [ $\text{mg L}^{-1}$ ]
- $d$  Arithmetic mean diameter [m]
- $d_* = d \left( \frac{g \left( \frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right)}{v^2} \right)^{\frac{1}{3}}$  is the dimensionless grain size
- $g$  Gravitational force [ $\text{m s}^{-2}$ ]
- $h$  Mean water depth [m]
- $k_s$  Nikuradse equivalent roughness height [m]
- $P$  Rouse number [-]
- $q_s$  Time-averaged sediment discharge on a vertical [ $\text{g s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ]
- $u$  Time-averaged velocity [ $\text{m s}^{-1}$ ]
- $u_*$  Shear velocity [ $\text{m s}^{-1}$ ]
- $w$  Suspended sediment particle settling velocity [ $\text{m s}^{-1}$ ]
- $X$  Mass fraction [-]
- $z$  Height above the bed [m]
- $\alpha$  Ratio between mean concentration and index concentration [-]
- $\beta$  Ratio of sediment to eddy diffusivity [-]
- $\varepsilon$  Sediment diffusivity coefficient [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ]
- $\varepsilon_m$  Momentum exchange coefficient [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ]
- $\kappa$  Constant of Von Kármán [-]
- $\nu$  Kinematic viscosity [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ]
- $\rho_w$  Water density [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
- $\rho$  Sediment density [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
- $\theta$  Shield's dimensionless shear stress parameter [-]
- $\theta_{cr}$  Critical dimensionless shear stress threshold [-]
- $\langle \rangle$  Depth-integrated value

#### 4.6.1.1 Main subscripts

- $\cdot_\chi$  Index height value
- $\cdot_0$  Bottom reference height value
- $\cdot_r$  Reference height value
- $\cdot_\phi$  Particle size group  $\phi$

4.6.2 Soulsby (1997) settling law (terminal velocity):

$$w = \frac{v}{a} \left( \sqrt{10.36^2 + 1.049 d_*^3} - 10.36 \right). \quad \text{Eq. 4. 23}$$

4.6.3 Velocity laws:

4.6.3.1 Inner law (“law of the wall”):

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{30z}{k_s} \right). \quad \text{Eq. 4. 24}$$

4.6.3.2 Zagustin (1968) defect law

$$u(z) = U_{max} - 2 \times \frac{u_*}{\kappa} \operatorname{arctanh} \left( \frac{h-z}{h} \right)^{\frac{3}{2}}. \quad \text{Eq. 4. 25}$$

## 4.7 Supplementary

4.7.1 Effect of particle concentration on sediment diffusivity

The effect of particle concentration on sediment diffusivity, is a long-standing problem for the scientific community interested in the sediment transport (e.g. Van Rijn, 1984; Graf *et al.* Cellino, 2002; Pal *et al.* Ghoshal, 2016; Gualtieri *et al.* 2017).

In this work, we assume that the sediment diffusivity  $\varepsilon_\phi$  is concentration-independent as many authors did (Van Rijn, 1984, Camenen *et al.* Larson, 2008, among others). The coefficient  $\phi$  introduced by Van Rijn (1984) to account for the dampening of the fluid turbulence by the sediment particles is indeed neglected in most models. Its influence on the sediment diffusivity would be visible for high concentrations only ( $C > 10\text{g/L}$ ) that never occurred in the lowland Amazonian rivers. Also, any empirical equation for  $\beta_\phi$  as the one proposed here could intrinsically include effects of damping as it is fitted to experimental data.

Moreover, the data do not show relationship between the concentration and  $\beta_\phi$  (Figure 4.8b or Figure 4.12).

Anyway, the concentration influence on the sediment diffusivity could be a secondary factor for the large Amazonian Rivers, such as the particle characteristics (shape, grain size, density...), the aggregation phenomenon, or the level of stratification of the flow (Pal *et al.*

Ghoshal, 2016; Gualtieri *et al.* 2017). Unfortunately, the uncertainties of our dataset collected in field conditions do not allow us to further investigate the influence of these secondary order factors on the sediment diffusivity.

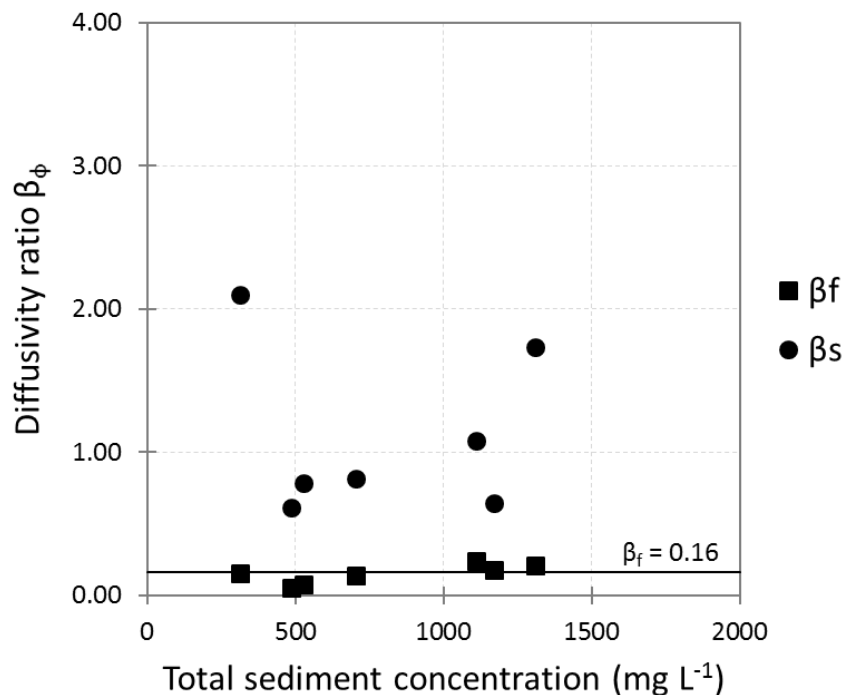


Figure 4.12: Ratio  $\beta_\phi$  of sediment diffusivity to momentum diffusivity vs total concentration.

#### 4.7.2 Implications of an velocity distribution vertically uniform and the implications of this assumption for the methodology applied

In this work, the mean concentration  $\langle C \rangle$  [mg L<sup>-1</sup>] is defined as Eq. (4.1). By “the velocity distribution is vertically uniform”, we first mean that the velocity gradients are negligible in comparison to the sand concentration gradients on the water column (Figure 4.13). Indeed, for the range of nominal Rouse numbers considered in this work ( $P_\phi < 0.6$ ), the bottom concentration gradient has little influence on  $\langle C_\phi \rangle$  because the velocity strongly decrease in this region of the flow ( $\sim [z_0 - 0.1 h]$ ). Moreover, for these regimes of suspension, the main part of the sediment load is transported above this particular region of the flow. Hence, the influence of the velocity distribution on the depth-averaged concentration can be neglected in Eq. (4.1).



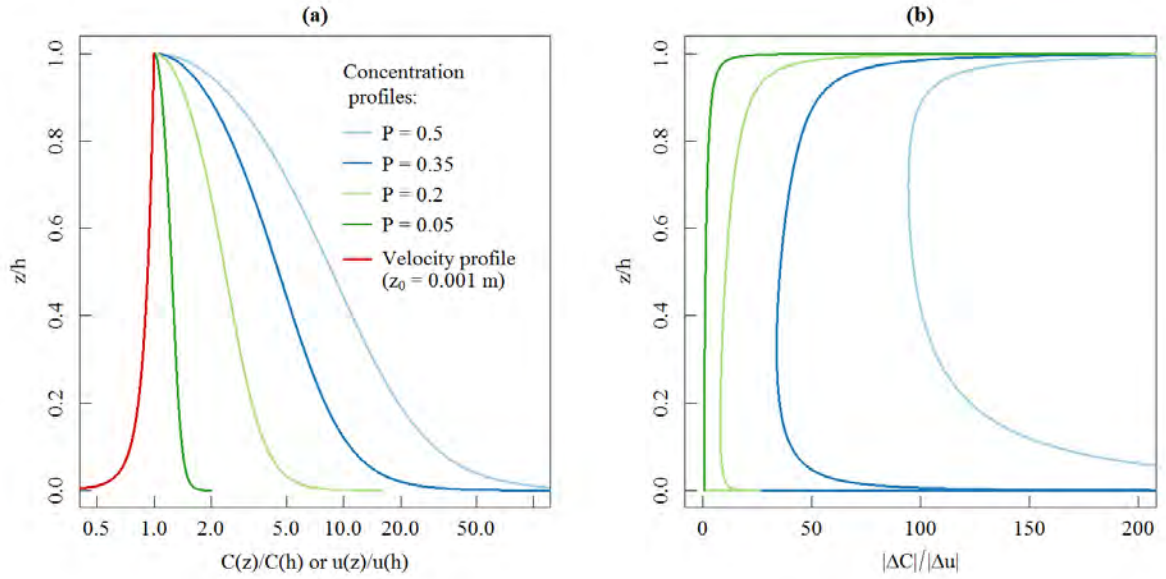


Figure 4.13 (a) comparison between a typical velocity gradient (red line) and concentration gradient for various Rouse numbers. (b) Ratio of concentration to velocity gradient with depth.

Conversely, for sediment profiles with higher Rouse numbers ( $P_\phi \geq 0.6$ ), the main bulk of sediment is transported near the riverbed, where the velocity distribution experiences its strongest gradient. Then, it is necessary to weight the depth-integrated concentration by the velocity distribution. The higher the Rouse number, the more it will be necessary to describe accurately the profiles of concentration and velocity near the riverbed (Figure 4.14) to calculate  $\langle C_\phi \rangle$ .

As for the fine fraction, the concentration profiles are fairly uniform ( $P_f < 0.1$ ). The mean concentration  $\langle C_f \rangle$  is then quasi-independent to the vertical velocity distribution (Figure 4.14).

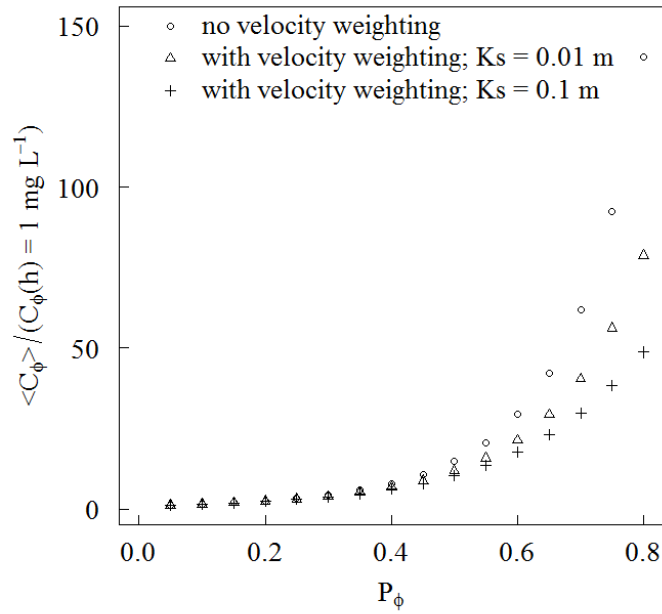


Figure 4.14: Discrepancy between a mean concentration weighted by velocity distribution and a mean concentration calculated without velocity weighting. Two cases of velocity distributions were considered here: one for  $K_s = 0.01$  m (triangles) and another for  $K_s = 0.1$  m (crosses).

### 4.7.3 The influence of bedforms and meanders on the velocity profiles

Usually, flows in large rivers are gradually varied. It means that the changes in flow conditions are very progressive, even in meanders, which are very large in the Amazonian context.

In the following Figure 4.(Figure 4.15), we can see that the secondary velocities in a typical cross-section of the Amazonas River with meander are one to two orders of magnitude smaller than the streamwise flow velocities.

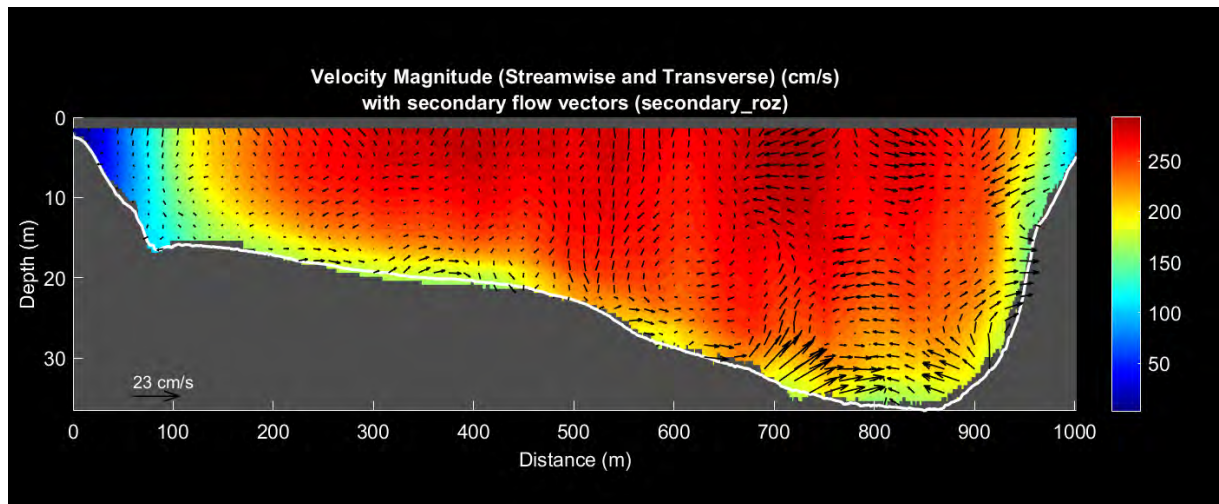


Figure 4.15: Contour of streamwise velocity and secondary velocities (arrows) in a typical cross-section of the Amazonas River with meander (output of the software Velocity Mapping Toolbox of the USGS).

In natural rivers, the bedforms are usually eroded during the rising flows, if the flow is able to peel off the particles of the bed. When the stream power becomes weaker, an aggradation with finer sandy fractions take place, especially close to the banks, but usually without modifying seriously the major bed configuration. This seasonal breathing of the riverbed can leads to changes in flow resistance values (i.e. in form drag), and therefore affect the shape of the velocity profiles.

During the ADCP data processing, the shape of the velocity profiles ( $u(z)/u(0.37 h)$ ) showed low variability according to the hydrological conditions, even during the highest flows (Figure 4.16). This observation supports the assumption that the cross-sectional bed roughness variations (skin + form roughness) during the hydrological cycle were small in the cross-section considered in this study. However, the velocity profiles with higher flow conditions were straighter than with low flow conditions, suggesting moderate changes in bed roughness (Figure 4.16).

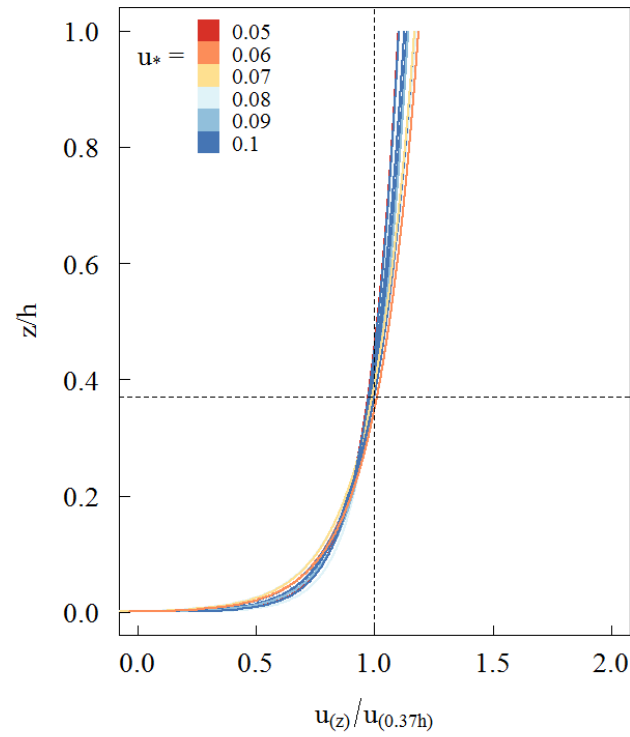


Figure 4.16: Velocity profiles normalized by the velocity at 0.37 h, at REQ, Ucayali River, for various flow conditions.

Nevertheless, these variations of bed roughness in the hydrological cycle are too small, as well as the potential effect of the meanders on the velocity profiles, to affect seriously the calculation of the mean concentration  $\langle C_\phi \rangle$  in the range of  $P_\phi$  considered (Figure 4.14).

#### 4.7.4 Average of velocity profiles

The ADCP velocity profiles were averaged over a spanwise length of ~60 m around each concentration profile position in order to dampen the influence of velocity fluctuations, local perturbations, and ADCP measurement errors. Indeed, in this work, we chose to consider flow conditions at a reach scale rather than point-to-point flow conditions.

To obtain representative velocity profiles, and to derive robust  $u_*$  values from these profiles, we found that about 30 ADCP “ensembles” (i.e. measurement verticals of velocity) were required, corresponding to a spatial average of about 40 to 70 m in the cross-sectional direction. This was consistent with the methodology applied by [Armijos \*et al.\* \(2016\)](#) (50-60 ensembles, corresponding to 10% of the total width of the section) or [Lupker \*et al.\* \(2011\)](#) (30 ensembles, 40 to 70 m). Following these findings, the velocity profiles were averaged over a spanwise length of about 60 m around each concentration profile position.

Furthermore, the  $u_*$  values calculated with the method presented in this work are consistent with the  $u_*$  values calculated for the entire river section, indicating that the three verticals chosen for the sediment sampling are representative of the mean flow conditions in the cross-section.

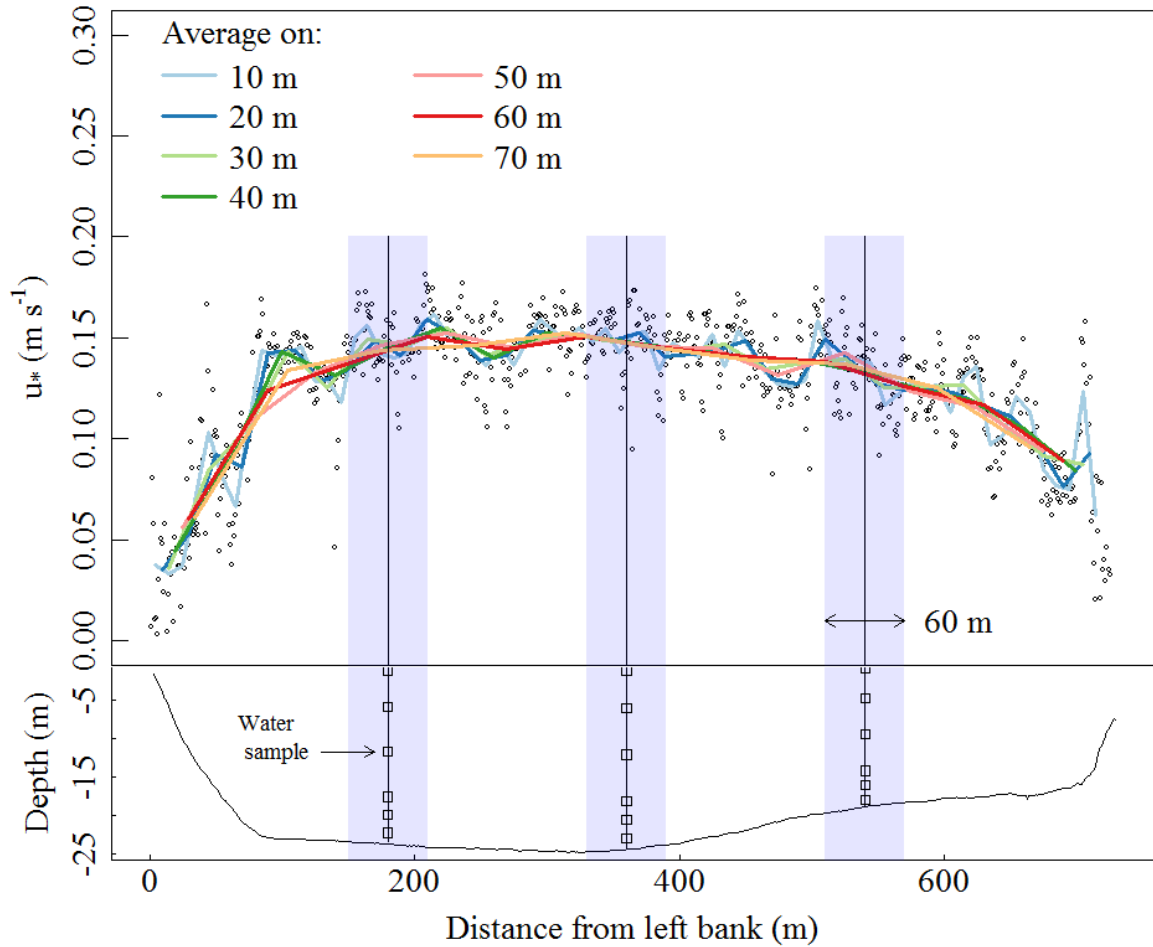


Figure 4.17: ADCP data analysis at the San Regis station, on the Marañón River (transects measured in April 2012). Bottom screen: bathymetry of the cross-section, with the locus of the sampled concentrations (squares), the vertical sampled (continue lines in black) with the spanwise length of 60 m around each concentration profile position (purple rectangles). Top screen: the shear velocities fitted on each acquisition of a velocity profile (black dots) and their mobile averages over different units of length (color lines).

#### 4.7.5 Effect of the velocity profiles averaging on the sediment

##### distributions near riverbanks

The cross-sections considered in this study are very large (~from 200 m to 1000 m) and the concentration sampling was performed at three verticals that divided the cross-section according to the river width or the flow rate. Therefore, all the concentration profiles were measured at a distance from the riverbanks greater than 50 m. Then, the velocity profiles averaged over 60 m (i.e. 30 m before and 30 m after the locus of the vertical sampled) were not affected by the riverbanks, same as the concentration profiles (Figure 4.17).



Furthermore, the flow near the riverbanks can be neglected, given the low velocities and depths in this area.

#### 4.7.6 Depth-integrated velocity $\langle u \rangle$

Assuming the stream's velocity profile can be modeled by the logarithmic profile  $(u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln(\frac{z}{z_0}))$ , it can be shown that the depth-integrated velocity  $\langle u \rangle$  is approximately equal to:  $\langle u \rangle \cong u \left( \frac{h}{e} \right) \cong u(0.37h)$ :

$$\int_{z_0}^h \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) dz \cong \frac{u_*}{\kappa} (\ln(h) - 1) - \frac{u_*}{\kappa} \ln(z_0) \cong \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{h}{z_0}\right) = u \left(\frac{h}{e}\right), \text{ with } \ln(e) = 1 \text{ and } h \gg z_0$$



# Chapitre 5 : Modélisation des flux hydro- sédimentaires dans le bassin de l'Ucayali

« Il y aurait bien des objections à faire au raisonnement mathématique [précédent], mais on ne saurait exiger en Mécanique la même rigueur qu'en Analyse pure pour ce qui concerne l'infini. »

Henri Poincaré,  
*Sur l'équilibre d'une masse fluide animée  
d'un mouvement de rotation,*  
*Acta Mathematica 7, pp. 259-380, (1885)*

## 5.2 Introduction

### 5.2.1 Objectifs du chapitre et verrous

Le routage des flux de sables dans le bassin de l'Ucayali nécessite l'utilisation de lois de transport et de chargement adaptées aux grands fleuves (e.g. [Molinas et Wu, 2001](#); [Camenen et Larson, 2005, 2008](#)). Ces lois de transport sont des fonctions de la contrainte de cisaillement exercée par l'écoulement sur le radier, laquelle est responsable de la mise en mouvement de granulats du lit et du développement d'un profil vertical turbulent permettant leur maintien en suspension dans la colonne d'eau. Pour être estimée, la contrainte pariétale de peau nécessite de connaître la vitesse moyenne de l'écoulement ainsi que sa hauteur d'eau (cf. chapitre 3), deux paramètres qui peuvent être obtenus par une modélisation unidimensionnelle de la propagation des écoulements à travers le réseau hydrographique.

Cependant, dans la plaine, la pente longitudinale de l'Ucayali est extrêmement faible, de l'ordre de quelques centimètres par kilomètres. Les vitesses moyennes d'écoulement déclinent d'amont en aval, les hauteurs d'eau augmentent dans les biefs et les sections s'élargissent. Le routage des débits dépend alors des influences avals (remous à une confluence, transfert de l'onde de crue, variations de la pente du lit, section variable...) qui viennent moduler l'entraînement par gravité du fluide. De plus, la plupart des crues de l'Ucayali sont débordantes, sauf pour quelques années extrêmement sèches. L'épanchement d'une partie des volumes écoulés dans le lit majeur d'un cours d'eau accentue considérablement le laminage de la crue (e.g. [Yamazaki et al., 2011](#)).

Dans ce chapitre, on dressera d'abord un état des lieux du modèle hydrologique SWAT, afin d'analyser sa capacité à router des flux hydro-sédimentaires dans les grands bassins de l'avant pays amazonien. En fonction de cet état des lieux, des propositions de modification seront formulées et appliquées, afin d'améliorer le routage des débits liquides et solides au sein du réseau hydrographique. Ces propositions seront basées sur les résultats du chapitre 3. Les formalismes seront simplifiés autant que possible afin de conserver la structure de calcul souple, rapide et légère de SWAT, tout en améliorant sa précision.

### 5.2.2 Généralités sur les modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques sont un ensemble de fonctions mathématiques (lois empiriques ou physiques) transformant des variables météorologiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) auxquelles est soumis un bassin versant, en un débit d'eau à son exutoire (Dooge, 1997). D'aucuns les classent selon leur représentation des processus et de l'espace, néanmoins nombre de modèles hydrologiques ont en réalité des approches mixtes.

Du côté des processus, on distingue trois grandes familles de modèles : 1 – les modèles empiriques, lesquels reposent sur des relations établies grâce à des observations entre les variables d'entrée et de sortie du bassin versant considéré. L'hydro-système étudié étant représenté comme une « boîte noire », ce type de modèle ne permet pas d'expliquer son fonctionnement. 2 – Les modèles conceptuels, qui permettent au contraire de représenter raisonnablement les principaux processus hydrologiques en jeu, sans utiliser les lois physiques les régissant. Le bassin versant est représenté par des réservoirs conceptuels connectés entre eux par diverses lois d'échanges. Ces réservoirs modélisent ainsi le fonctionnement des différents compartiments hydrologiques du bassin versant, tout en permettant une première séparation des composantes de la relation pluie-débit. 3 – Enfin, les modèles à bases physiques utilisent un ensemble de lois physiques régissant les processus hydrologiques pour représenter les bilans d'eau au sein de l'hydro-système. La discrétisation spatiale du bassin versant nécessaire à ces modèles sera d'autant plus fine que les lois physiques utilisées sont élaborées. D'une manière générale, cette discrétisation doit être adaptée à la représentation des processus choisis. Dans les modèles globaux, le bassin est une entité insécable : la variabilité spatiale des processus n'est pas prise en compte (ex. GR4J). Les modèles spatialisés ont une discrétisation spatiale relativement fine, permettant de suivre l'évolution de l'hydro-système en tout point ou maille de cette discrétisation (ex. TELEMAC-2D, CEQUEAU), laquelle est souvent basée sur le relief, c'est-à-dire le moteur du déplacement des masses d'eau sur les versants. Les modèles semi-spatialisés adoptent une représentation de l'espace par des unités hydrologiques relativement homogènes (par exemple des sous-bassins), qui sont ensuite représentées de manière spatialisée. Dans les modèles distribués, le bassin versant est divisé en unités de réponse hydrologique (URH), supposées représentatives des principaux types de

comportement hydrologiques observés au sein du bassin (ex. LISFLOOD). Une même URH peut être distribuée en plusieurs unités spatiales non-contigües dans le bassin versant. Enfin, les modèles sont dit semi-distribués lorsque l'espace est d'abord délimité en sous-bassins, lesquels sont ensuite découpés en URH relativement homogènes (ex. MGB, SWAT).

Le choix du type de modèle à utiliser dépend des objectifs de la modélisation, mais aussi de la taille du bassin versant étudié et des données disponibles. Dans le cas du bassin amazonien, deux modèles hydrologiques parmi ceux qui y furent appliqués ont particulièrement retenu notre attention. D'une part le modèle MGB – *Modelo de Grandes Bacias* – développé par l'IPH au Brésil (Collischonn *et al.*, 2007), et d'autre part le modèle SWAT – *Soil and Water Assessment Tool*. Le modèle MGB a démontré sa robustesse et sa remarquable capacité à simuler des chroniques de débits consistantes avec les observations in situ dans tout le bassin Amazonien, notamment grâce à un module hydraulique de propagation des débits performant (de Paiva *et al.*, 2011, 2013; Pontes *et al.*, 2017). Cependant, mis à part les travaux de Buarque *et al.* (2012), MGB dans sa version libre ne comprend pas de module d'érosion et de transport sédimentaire, ni de modules biogéochimiques. Au contraire, SWAT est un modèle très largement utilisé à travers le monde, dont le code source en langage fortran est intégralement accessible, modifiable et assez bien documenté. Il possède des modules permettant de simuler des bilans de matières et d'éléments chimiques ou la diffusion de contaminants et de bactéries à travers le bassin. C'est pourquoi le modèle SWAT a été choisi, afin de tenter de répondre à la problématique posée dans le cadre de cette thèse sur la dynamique des flux sédimentaires du bassin de l'Ucayali, mais aussi aux besoins du SNO HyBAm en modélisation hydrogéochimique et sédimentaire, dans une perspective à plus long terme. Cependant les avancées du modèle MGB en terme de routage hydraulique des débits (de Paiva *et al.*, 2013; Pontes *et al.*, 2017) ont servi de référence pour le développement d'une partie de ces travaux, ainsi que les modèles LISFLOOD-FP (Bates *et al.*, 2010; Rudorff *et al.*, 2014) et CaMa-FLOOD (Yamazaki *et al.*, 2011; Hirabayashi *et al.*, 2013). Enfin, considérant les architectures de MGB et de SWAT, deux modèles semi-distribués très similaires dans leur conception, il n'est pas exclu que dans un futur proche certains développements dans l'un puisse être incorporés dans l'autre, via le branchement de modules.



## 5.3 SWAT, description et première évaluation

### 5.3.1 Description synthétique

Le modèle SWAT a été développé par des chercheurs du Département de l'Agriculture des Etats-Unis au Centre de Recherche Agricole (USDA - ARS) ([Arnold \*et al.\*, 1998](#)). Il était donc initialement tourné vers des applications agricoles. Cependant, la communauté d'utilisateurs et de développeurs s'est depuis considérablement élargie. En effet, le modèle SWAT a démontré sa robustesse quant à la simulation de chroniques hydrologiques à l'exutoire de bassins versants du monde entier, et notamment pour de grands bassins. Il a été largement utilisé pour tester l'impact de scénarios (changement d'occupation des sols, changements climatiques...) sur les bilans d'eau et la qualité de l'eau (sédiments, produits chimiques agricoles). Des modules complémentaires ont donc été développés par des équipes de chercheurs du monde entier, et en particulier au laboratoire ECOLAB, permettant de simuler des bilans de matières dissoutes ou particulaires (e.g. [Sun \*et al.\*, 2016](#); [Fabre \*et al.\*, 2019](#)).

SWAT est souvent présenté comme étant un modèle à bases physiques, mais il peut être considéré par certains aspects comme un modèle conceptuel utilisant des équations physiques pour représenter les transferts d'eau d'un compartiment hydrologique à l'autre. Il est semi-distribué, et simule les processus hydrologiques au sein du bassin versant au pas de temps journalier. Le cœur du modèle a été développé en langage Fortran 90, cependant il est la plupart du temps utilisé via une interface SIG afin de faciliter la collecte et l'utilisation des données d'entrée du modèle, et dans un second temps sa calibration. Deux interfaces SIG distinctes existent aujourd'hui, une première sur Arcgis (module ARCSWAT), la seconde sur le logiciel libre Qgis (module QSWAT).

## 5.3.2 Une discrétisation « semi-distribuée » du bassin versant

### 5.3.2.1 Délimitation en sous-bassins

Le bassin versant étudié est d'abord divisé en sous-bassins. Le choix de cette première discrétisation spatiale est basé sur la structure du réseau hydrographique, le relief et la localisation de points remarquables, ou d'intérêts (confluences, stations hydrométriques où le modèle doit pouvoir simuler les données, barrages, villes, pollutions agricoles ou industrielles...).

### 5.3.2.2 Division des sous-bassins en unité de réponse hydrologique relativement homogènes

Ces sous-bassins sont ensuite subdivisés en plusieurs URH relativement homogènes où sont simulés les processus hydrologiques convertissant, notamment, la pluie brute en écoulements. Les URH correspondent à des unités spatiales formées de la combinaison de trois couches : une classe de type d'occupation du sol (caractéristiques du couvert végétal, pratiques agricoles, type d'urbanisation...), une classe de type de pédologie/de sol (caractéristiques des sols et des nappes), et une classe de pente de versant. Chaque combinaison/URH est unique dans un sous bassin versant donné. Une même URH est la plupart du temps spatialement répartie dans le même sous-bassin en plusieurs entités spatiales non-contiguës répondant à la même combinaison. La pluie tombée sur le bassin versant est moyennée spatialement : chaque URH reçoit la même quantité de précipitations, pondérée par sa surface, quelle que soit sa position ou son altitude dans le bassin.

Pour les grands bassins versant, il est souvent préférable de limiter le nombre d'URH par sous bassin, afin de réduire les temps de calcul mais aussi pour mettre en cohérence ces échelles spatiales avec la précision des données d'entrée du modèle qui auront pu être recueillies. C'est pourquoi SWAT permet d'affecter l'URH dominante à chaque sous-bassin, ou encore une unique URH, constituée des classes d'occupation des sols, de sols et de pente des versants majoritaires. D'autre part, les URH les moins significatives peuvent être éliminées au profit des URH dominantes (soit sur un critère de surface occupée, soit en imposant un nombre maximal d'URH par sous bassin).

D'une URH à l'autre, la structure du modèle reste la même, mais les paramètres du modèle varient en fonction des caractéristiques physiographiques de chaque URH. Ces URH fonctionnent de façon indépendante, et leur organisation spatiale n'est pas conservée dans la structure du modèle, contrairement à celle des sous-bassins. Les URH fonctionnent ainsi de manière indépendante : leurs apports simulés en eau, sédiments, nutriments, bactéries et pesticides sont sommés « hydrologiquement » (c'est-à-dire en tenant compte des temps de concentration et du réseau hydrographique dans le sous-bassin) à l'exutoire pour produire la réponse hydrologique du sous-bassin versant, puis propagés vers l'aval du réseau hydrographique à l'aide d'un module de routage.

### 5.3.2.3 Représentation des compartiments hydrologiques et des processus

Dans SWAT, la simulation des processus hydrologiques au sein du bassin versant étudié peut-être divisée en deux grandes parties. Une première partie simule les processus au niveau des URH, échelle spatiale à laquelle la pluie brute observée est convertie en quantité d'eau évapotranspirée, en écoulements (de surface, de sub-surface et de base) et en quantité d'eau stockée par le sous-bassin auquel appartient l'URH. Cette partie sera succinctement décrite dans le paragraphe suivant. Une description détaillée du fonctionnement du modèle (Neitsh *et al.*, 2009) est disponible à l'adresse suivante : [www.swat.tamu.edu](http://www.swat.tamu.edu). La seconde phase de simulation, au cœur de ce chapitre, est la propagation de l'onde de crue, c'est-à-dire le routage de l'eau au sein du réseau hydrographique et des scalaires transportés (MES, éléments chimiques).

La Figure 5.1 illustre la manière dont est formalisé le cycle de l'eau dans SWAT. On y distingue quatre grands réservoirs d'eau alimentés par les processus d'infiltration/percolation des eaux de pluies à travers les pores du sol, à savoir la zone racinaire, la vadose (zone non-saturée), la nappe libre et enfin la nappe captive, cette dernière ne participant pas aux débits. Les apports en eau à la rivière sont séparés en trois écoulements plus ou moins retardés par rapport aux événements de pluie, à savoir le ruissellement de surface, l'écoulement latéral de subsurface et l'écoulement de base.

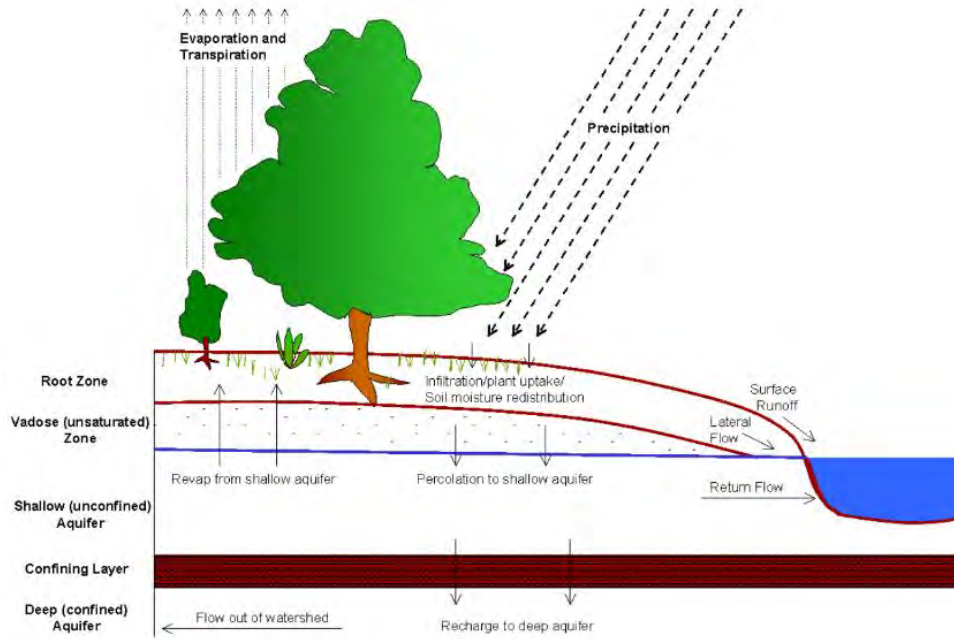


Figure 5.1: Représentation du cycle de l'eau dans le modèle SWAT. (Neitsh *et al.*, 2009).

#### 5.3.2.4 Estimation du ruissellement de surface

Le volume d'eau qui s'écoule à la surface des versants jusqu'au cours d'eau est estimé après avoir calculé le volume d'eau de pluie infiltré dans les sols. SWAT offre le choix entre deux méthodes pour représenter les processus d'infiltration : 1) La méthode SCS-CN – *curve number* – mise au point par le *Soil Conservation Service* (USDA-SCS, 1972). 2) la méthode de *Green et Ampt* (1911), moins souvent utilisée car elle nécessite des précipitations à pas de temps infra-journalier. Pour les grands bassins ayant un temps de concentration supérieur au pas de temps journalier, SWAT permet de retarder le ruissellement en surface avant qu'il n'atteigne le cours d'eau. La fonction décroissante utilisée pour retarder ces transferts d'eau en fonction du temps de concentration  $t_{conc}$  [h], calculé en fonction des paramètres physiques du sous-bassin, et d'un temps de latence  $t_{lat}$  [h], défini par l'utilisateur, depuis l'URH de production jusqu'à exutoire du sous-bassin est la suivante :

$$R_{surf}^t = (R'_{surf}^t + R_{stor}^{t-\Delta t}) \left[ 1 - \exp\left(\frac{-t_{lat}}{t_{conc}}\right) \right], \quad \text{Eq. 5.1}$$

où  $R_{surf}^t$  [mm] est la quantité d'eau atteignant le cours d'eau principal le jour  $t$  donné,  $R'_{surf}^t$  [mm] est la quantité d'eau de ruissellement générée dans le sous-bassin le même jour, et  $R_{stor}^{t-\Delta t}$  [mm] est la quantité du ruissellement stockée ou retardée le jour précédent. Le temps de

concentration  $t_{conc}$  est la somme du temps nécessaire à une goutte d'eau tombée dans le sous-bassin pour ruisseler jusqu'au cours d'eau principal et du temps de routage dans ce cours d'eau jusqu'à l'exutoire du sous-bassin. La même fonction décroissante avec les mêmes paramètres  $t_{conc}$  et  $t_{lat}$  est utilisée pour le routage des sédiments dans le bassin versant ou pour d'autres scalaires transportées par ruissellement de surface. Enfin, des pertes lors du cheminement des eaux à la surface du sous-bassin sont également prises en compte et sont transmises à la nappe libre par percolation.

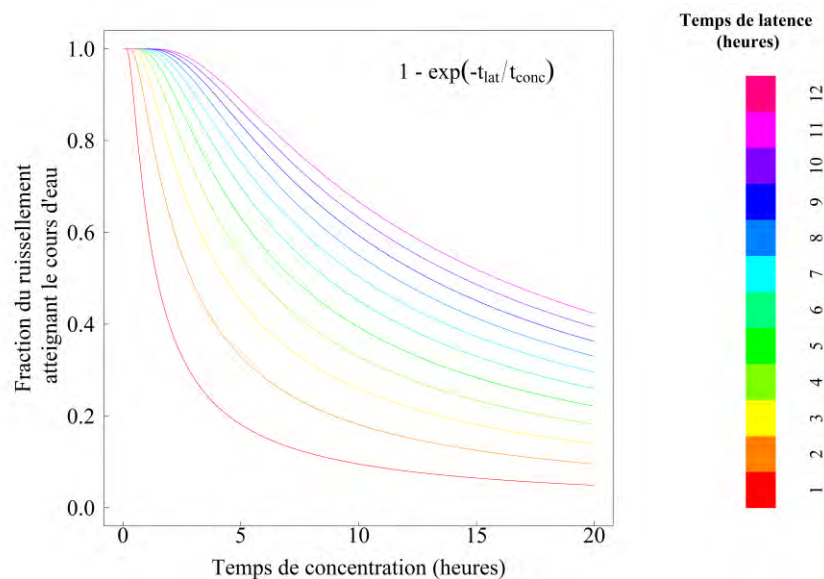


Figure 5.2: Influence des temps de latence et de concentration sur la fraction de ruissellement atteignant le cours d'eau.

### 5.3.2.5 Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Le modèle offre trois formalismes différents pour estimer l'ETP, à savoir le modèle d'Hargreaves *et al.* (1985), celui de Priestley *et Taylor* (1972), et enfin le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1965).

### 5.3.2.6 Ecoulement latéral de subsurface

L'écoulement de subsurface correspond à la partie des précipitations infiltrée qui chemine quasi horizontalement, généralement dans la couche du sol située au-dessus du régolithe, avant de rejoindre le cours d'eau. Cette contribution au débit du cours d'eau peut être importante lorsque l'imperméable se trouve à une faible profondeur, ou pour des sols ayant

une forte conductivité hydraulique. Ces écoulements sont simulés par un modèle simplifié d'onde cinématique au-dessus d'un plan incliné selon la pente du versant et correspondant à la surface de la couche imperméable. D'une manière analogue au ruissellement de surface, le flux est retardé par une fonction du temps décroissante (Figure 5.2).

#### 5.3.2.7 Ecoulement de base

La fraction des eaux infiltrées qui atteint la nappe phréatique transite horizontalement à une vitesse de quelques mètres par jour à quelques millimètres par an avant de rejoindre le cours d'eau. Cet écoulement de base vient notamment soutenir les débits d'étiage, exception faite des bassins karstiques. Dans SWAT, la contribution de l'écoulement de base au cours d'eau est active si le niveau piézométrique de la nappe excède une valeur seuil. Les apports de la nappe au cours d'eau sont alors fonction du volume d'eau stocké dans la nappe et du temps (courbe de récession).

### 5.3.3 Routage des débits

#### 5.3.3.1 La propagation des écoulements en rivière

La propagation des écoulements en rivière naturelle relève davantage de l'hydraulique que de l'hydrologie (Hingray, Picouet *et* Musy, 2009). Cependant, la propagation des écoulements est rarement modélisée de manière aussi détaillée que les équations de Barré de Saint-Venant le permettent, une description plus globale (filaire) de la déformation amont-aval de l'hydrogramme de crue lors de son transfert dans le système hydraulique étant souvent suffisante (Hingray, Picouet *et* Musy, 2009). C'est pourquoi les méthodes permettant de modéliser la propagation des écoulements au sein du réseau hydrographique se distinguent en deux grandes familles :

Les modèles conceptuels (unidimensionnels), ou globaux, du type réservoir ou Muskingum. Ces approches hydrologiques issues de la dynamique des systèmes permettent d'estimer le débit moyen transitant par différentes sections d'intérêt le long d'un réseau hydrographique. L'avantage de ces approches simplifiées est la relative aisance de leur mise en œuvre ainsi que leur faible coût de calcul. Elles sont typiquement utilisées pour des applications pluies-débit, avec un tronçonnage du cours d'eau en biefs unitaires. Le routage des débits est



séquentiel, d'amont en aval. Leur précision est souvent tout à fait raisonnable pour la plupart des applications, à condition qu'il n'y ait pas d'influence aval trop importante sur les écoulements.

Les modèles hydrodynamiques (unidimensionnels, bidimensionnels ou tridimensionnels) issus de la mécanique des fluides et de l'hydraulique, sont dérivés des équations de Barré de Saint-Venant. Ces modèles sont les seuls à même de représenter des écoulements complexes en régime transitoire. Ils permettent pour une section donnée de calculer à chaque pas de temps les débits moyens mais aussi différentes autres variables de l'écoulement tel que les vitesses et les hauteurs d'eau. En revanche, le système général des équations de Saint-Venant n'ayant pas de solution analytique, sa résolution nécessite le recours à des méthodes numériques (le plus souvent les différences finies, ou parfois les volumes finis), souvent complexes et pouvant engendrer des coûts de calcul importants. D'autre part, la mise en œuvre d'une solution hydraulique exige une bonne connaissance de la topographie et de la géométrie des sections. Néanmoins, sous certaines hypothèses, le système général des équations de Barré de Saint-Venant peut-être simplifié. La complexité du schéma numérique et les temps de calculs sont alors réduits.

Le choix du modèle de routage des débits dépend avant tout des applications envisagées et du régime hydrologique de la rivière : ces modèles peuvent par exemple servir d'instruments au pilotage d'actions préventives nécessaires à la réduction des dommages potentiels liés aux crues et aux inondations en différents points du réseau hydrographique, en prédéterminant les volumes épanchés dans le lit majeur des cours d'eau. Ils peuvent également servir à optimiser la gestion d'ouvrage hydraulique (ex. ceux destinés à la production d'hydroélectricité). Enfin, ils permettent de reconstituer par simulation numérique les chroniques de débits à différents points d'intérêt de grand bassin versants et/ou à étudier divers scénarios de variabilité climatique ou d'aménagement du territoire (occupation des sols).

### 5.3.3.2 Routage hydrologique des débits dans SWAT

Les concepteurs du modèle SWAT ont opté pour un routage hydrologique des débits. Il peut être réalisé soit à partir de la méthode du coefficient d’emmagasinement (appelée *variable storage method* dans SWAT), soit à partir d’une version modifiée du modèle de Muskingum. Le routage se fait en transférant séquentiellement des volumes d’eau d’amont en aval, et la résolution numérique est simple et rapide. La géométrie des biefs – imposée – permet de déduire l’aire mouillée et la hauteur d’eau de l’écoulement en fonction du volume d’eau en présence. Enfin, les vitesses moyennes et les débits dans chaque bief sont calculées avec l’équation de Gauckler-Manning-Strickler (GMS).

### 5.3.3.3 Paramètres hydrauliques de la section

Pour le lit mineur, SWAT considère des sections trapézoïdales isocèles, de fruit  $m_{ch} = 2$  (Figure 5.3). La largeur au miroir  $W_{bkfull}$  [m] et la hauteur d’eau  $h_{bkfull}$  [m] pour un écoulement de pleins bords sont estimées par des équations globales, en fonction de l’aire drainée  $A_d$  [km<sup>2</sup>]. Ainsi, pour la largeur, le modèle utilise la loi empirique suivante, exprimée de manière non-homogène :

$$W_{bkfull} = 1.278 A_d^{0.6004}, \quad \text{Eq. 5. 2}$$

Et pour la hauteur d’eau :

$$h_{bkfull} = 0.1291 A_d^{0.4004}. \quad \text{Eq. 5. 3}$$

Le fruit des côtés du trapèze étant imposé, il peut arriver qu’il ne soit pas possible de calculer la largeur de la base du trapèze, correspondant à celle du fond de la rivière : dans ce cas le fruit est recalculé à partir de  $W_{bkfull}$  et  $h_{bkfull}$ .

La pente du bief  $S_0$  [m m<sup>-1</sup>] est extraite du prétraitement SIG lors de la création du projet et une valeur de rugosité  $n$  [s m<sup>-1/3</sup>] lui est attribuée par défaut. Chacune de ces valeurs,  $W_{bkfull}$ ,  $h_{bkfull}$ ,  $S_0$  et  $n$  peut-être modifiée par l’utilisateur du modèle via l’interface SIG, à l’exception du fruit  $m_{ch}$ .

Lorsque la hauteur de pleins bords est dépassée, l'écoulement s'épanche instantanément dans un lit majeur également de section trapézoïdale isocèle, de fruit  $m_{fp} = 4$  et de largeur  $W_{fp} = 5 \times W_{bkfull}$ . Contrairement à l'habitude en hydraulique pour le calcul des débits en configuration de lit composé, un seul écoulement est considéré : l'aire totale de la section est prise en compte – i.e. les sections du lit mineur et du lit majeur – et le coefficient de rugosité du lit mineur est appliqué à toute la section mouillée. Le changement brusque de la géométrie de la section mouillée lors de la mise en eaux du lit majeur provoque ainsi une discontinuité dans les vitesses (la vitesse chute brutalement) et les rayons hydrauliques calculés.



Figure 5.3: Géométrie du lit mineur et du lit majeur imposée dans SWAT.

#### 5.3.3.4 Routage des débits avec la méthode du coefficient d'emmagasinement

C'est une version simplifiée du modèle de Muskingum. En effet, dans la méthode du coefficient d'emmagasinement, la variation du volume stocké  $V_{ch,i}$  dans le bief  $i$  et pendant l'intervalle de temps  $\Delta t$  [s], est supposée comme étant uniquement proportionnelle au débit sortant,  $Q_{i+1}$ , alors que dans la méthode de Muskingum le volume stocké dépend à la fois des débits entrant et sortant.

Le coefficient d'emmagasinement  $K_{em}$  [s] s'exprime de la manière suivante :

$$K_{em} = \frac{\Delta V_{ch}}{\Delta Q}, \quad \text{Eq. 5. 4}$$

soit de manière explicite :

$$V_{ch,i}^{t+\Delta t} - V_{ch,i}^t = K_{em} (Q_{i+1}^{t+\Delta t} - Q_{i+1}^t). \quad \text{Eq. 5. 5}$$

L'équation de continuité est approchée par les valeurs moyennes des débits entrants  $Q_i$  et sortants  $Q_{i+1}$ :

$$\Delta V = V_{ch,i}^{t+\Delta t} - V_{ch,i}^t = \left( \frac{Q_i^t + Q_i^{t+\Delta t}}{2} - \frac{Q_{i+1}^t + Q_{i+1}^{t+\Delta t}}{2} \right) \Delta t. \quad \text{Eq. 5. 6}$$

En combinant les deux précédentes équations, il vient :

$$\left( \frac{Q_i^t + Q_i^{t+\Delta t}}{2} - \frac{Q_{i+1}^t + Q_{i+1}^{t+\Delta t}}{2} \right) \Delta t = K_{em} (Q_{i+1}^{t+\Delta t} - Q_{i+1}^t) . \quad \text{Eq. 5. 7}$$

En posant  $C = \frac{\Delta t}{K_{em} + \frac{\Delta t}{2}}$  [-], cette équation peut être réarrangée de façon à obtenir le modèle du coefficient d'emmagasinement, où  $C[-]$  est l'unique coefficient à caler.

$$Q_{i+1}^{t+\Delta t} = Q_{i+1}^t + C(Q_i^t - Q_{i+1}^t) + \frac{1}{2}C(Q_i^{t+\Delta t} - Q_i^t) . \quad \text{Eq. 5. 8}$$

Dans SWAT, le coefficient d'emmagasinement  $K_{em}$  (appelé temps de transit – *travel time*) est estimé en divisant la longueur du bief  $L_{ch}$  [m] par la vitesse moyenne de l'écoulement  $\langle u \rangle$  [m s<sup>-1</sup>] au pas de temps  $t$  :

$$K_{em} = \frac{L_{ch}}{\langle u \rangle} . \quad \text{Eq. 5. 9}$$

Le coefficient  $C$  est ensuite déduit de  $K_{em}$ , sans qu'il soit possible de le modifier dans l'interface SIG. Cette approximation empêche toute atténuation de l'onde de crue : l'onde est simplement retardée par la rugosité du bief. Pourtant, dans d'autres applications, lorsque  $C$  est calé, cette méthode donne des résultats assez proches du modèle de Muskingum.

### 5.3.3.5 Propagation de l'onde de crue avec le modèle de Muskingum

Dans SWAT, le coefficient de pondération  $X$  du modèle de Muskingum est fixé par l'utilisateur, et le coefficient de déphasage  $K$  [s] est une constante. Ce dernier est, sans doute un peu curieusement, calculé comme étant la pondération entre un coefficient de déphasage  $K_{bnkfull}$  correspondant au débit de pleins bords et  $K_{0.1bnkfull}$  calculé pour 10% de ce débit de pleins bords :

$$K = Coef_1 K_{bnkfull} + Coef_2 K_{0.1bnkfull} , \quad \text{Eq. 5. 10}$$

avec  $Coef_1$  et  $Coef_2$  les coefficients de pondération. Les coefficients  $K_{bnkfull}$  et  $K_{0.1bnkfull}$  (notés ci-après  $K_-$ ) sont estimés à l'aide des équations suivantes, faisant intervenir la célérité de l'onde de crue  $c_k$  [m s<sup>-1</sup>] :

$$\left\{ \begin{array}{l} K_- = \frac{L_{ch}}{c_k} \\ c_k = \frac{5}{3} \langle u \rangle = \frac{5}{3} \frac{1}{n} R_h^{2/3} \sqrt{S_0} \end{array} \right. , \quad \text{Eq. 5. 11}$$

où  $L_{ch}$  [m] est la longueur du bief et  $\langle u \rangle$  [m s<sup>-1</sup>] la vitesse dans le bief obtenue à partir de la formule de GMS, dont tous les paramètres sont connus pour le débit de pleins bords, c'est-à-dire le rayon hydraulique  $R_h$ , la pente du fond  $S_0$  et la rugosité du bief  $n$ . Ainsi,  $K$  dépend de la géométrie à pleins bords et à 10% du pleins bords, de la pente  $S_0$  et de la rugosité du bief  $n$ .

Notons au passage que l'expression de célérité  $c_k$  correspond à celle d'une onde cinématique dans un canal de section rectangulaire, alors que SWAT considère des sections trapézoïdales : cette expression est donc incorrecte.

### 5.3.4 La production des sédiments à l'échelle des versants

#### 5.3.4.1 Des MUSLE pour l'érosion des versants

Là où l'érosion peut représenter des risques importants pour la pérennité des activités agricoles, les pertes de sols sont souvent estimées à l'aide d'un modèle empirique, l'équation universelle de pertes de sols (USLE – *Universal Soil Loss Equation*), initialement développée par l'USDA (Wischmeier *et* Smith, 1978). Cette équation est la synthèse statistique de plus de 10 000 mesures annuelles de l'érosion sur des parcelles et sur de petits bassins versants dans 46 stations des Grandes Plaines américaines. Elle permet d'estimer un taux annuel moyen d'érosion que nous noterons ici  $S_Y$  [t m<sup>-2</sup>] sur la pente d'une parcelle, en fonction de la configuration des pluies, du type de sol, de la topographie, du couvert végétal (ou assolement) et des pratiques de gestion. L'USLE estime les risques d'érosion potentiels sur une parcelle soumise à une érosion « en nappe » – c'est-à-dire l'érosion issue du ruissellement sans griffes ou rigoles visibles pour des pentes douces – en se basant sur un indice d'érosivité des pluies; cet indice est défini comme étant l'énergie cinétique des pluies multipliée par l'intensité maximale des pluies durant 30 minutes : plus les précipitations sont intenses et plus elles durent longtemps, plus l'érosion est importante.

(a)



(b)



Photographie 5.1: Contraste entre les essais d'érosion sur parcelle réalisés aux Etats-Unis dans les années 50 et 60 pour mettre au point l'USLE et la réalité des terrains Andins. (a) Essais d'érosion sur des parcelles faiblement inclinées avec un simulateur de pluie dans les années 1960 dans l'Indiana (Etats-Unis). Source : [www.ars.usda.gov/midwest-area/west-lafayette-in/national-soil-erosion-research/docs/usle-database/usle-history](http://www.ars.usda.gov/midwest-area/west-lafayette-in/national-soil-erosion-research/docs/usle-database/usle-history). (b) Versant des Andes péruviennes avec des terrasses perchées et le Rio Mantaro (tributaire Andin de l'Ucayali) en contrebas.

Dans SWAT, les taux d'érosion  $S_Y$  [ $t\ m^{-2}$ ] engendrées par la pluie et le ruissellement sont estimées au pas de temps journalier pour chaque URH d'aire  $A_{URH}$  [ $m^2$ ] en utilisant l'équation universelle modifiée de pertes de sols (MUSLE – *Modified Universal Soil Loss Equation*) (Williams, 1975, 1995) où l'indice d'érosivité des pluies utilisé dans l'USLE est remplacé par le ruissellement de surface ( $R_{surf}$  [ $m^3$ ]). La MUSLE, contrairement à l'USLE, permet de calculer des taux d'érosion au pas de temps journalier et d'en améliorer l'estimation, notamment parce que le terme de ruissellement prend intrinsèquement en compte les conditions d'humidité des sols, contrairement à une valeur de précipitation. La MUSLE peut s'écrire sous la forme suivante :

$$S_Y = \frac{a \left( (A_{URH} R_{surf}) q_{pk} \right)^b K LS C P}{A_{URH}} C_{frg} , \quad \text{Eq. 5.12}$$

avec  $q_{pk}$  [ $m^3\ s^{-1}$ ] le maximum de ruissellement atteint lors d'un évènement pluvieux,  $a$  et  $b$ , des coefficients dépendants du site, pris comme constantes dans SWAT ( $a = 11.8$ ,  $b = 0.56$ ).  $C_{frg}$  est un facteur qui correspond au taux de roches dans la première couche du sol. Les facteurs ( $K$  [ $t\ ha\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$ ],  $LS$ ,  $C$ ,  $P$ ) sont les mêmes que pour l'USLE. Ils font donc référence aux mesures de l'USDA sur des parcelles de références de 22.1 m de long avec une pente de 9% ( $5.14^\circ$ ) qui ont permis de déterminer statiquement l'USLE. Ces parcelles étaient



nues, labourées dans le sens de la pente et n'avaient reçu aucun apport de matières organiques depuis trois ans.

- 1- Le facteur d'érodabilité du sol  $K$ , dépend des caractéristiques des sols (matières organiques, structure du profil, texture, perméabilité). Il varie dans SWAT de 0.65 pour les sols les plus fragiles à 0 pour les sols les plus stables.
- 2- Le facteur topographique  $LS$ , dépend à la fois de la longueur de la pente du versant et de l'inclinaison de cette même pente. Dans SWAT, ce paramètre varie entre 10 à 150 : c'est le facteur dominant de l'érosion (Figure 5.5). Ce facteur est par ailleurs d'avantage sensible à la pente du versant qu'à la longueur de pente (Figure 5.4). L'équation permettant de calculer le facteur  $LS$  en fonction de la pente du versant  $\alpha$  [rad], et la longueur de pente du versant  $L$  [m] est la suivante :

$$\begin{cases} LS = \left(\frac{L}{22.1}\right)^m \times (65.41 \sin(\alpha)^2 + 4.56 \sin(\alpha) + 0.065) \\ m = 0.6 \times [1 - \exp(-35.835 \tan(\alpha))] \end{cases} \quad \text{Eq. 5.13}$$

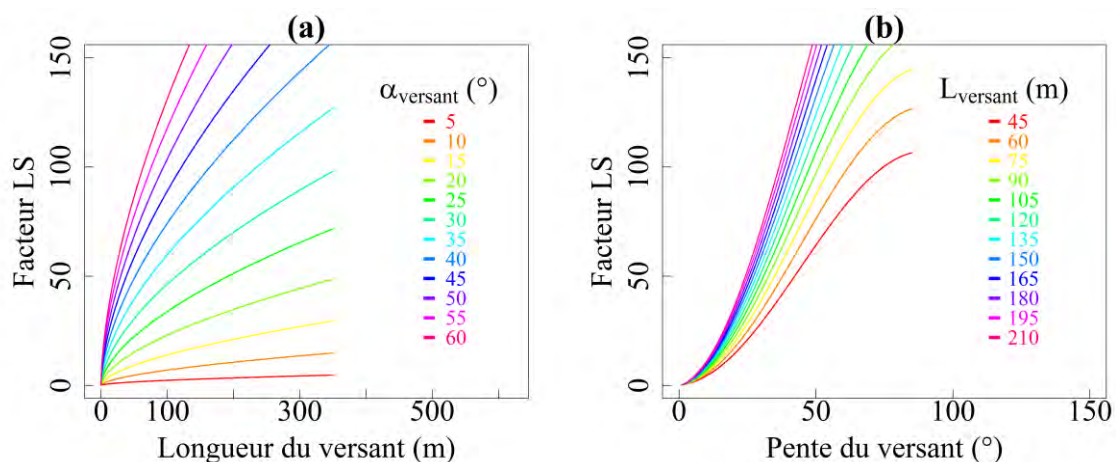


Figure 5.4: Evolution du facteur LS dans SWAT en fonction de : (a) la longueur du versant (b) la pente du versant.

- 3- C, le facteur couvert végétal, est le rapport entre l'érosion sur sol nu et l'érosion observée sous un système de production agricole. Ce facteur varie de 1 sur sol nu à  $10^{-2}$  sous prairies et plantes de couverture ou  $10^{-3}$  sous forêt.
- 4- P, le facteur qui tient compte des pratiques de labour des sols. Il peut varier entre 0 et 1 dans SWAT.

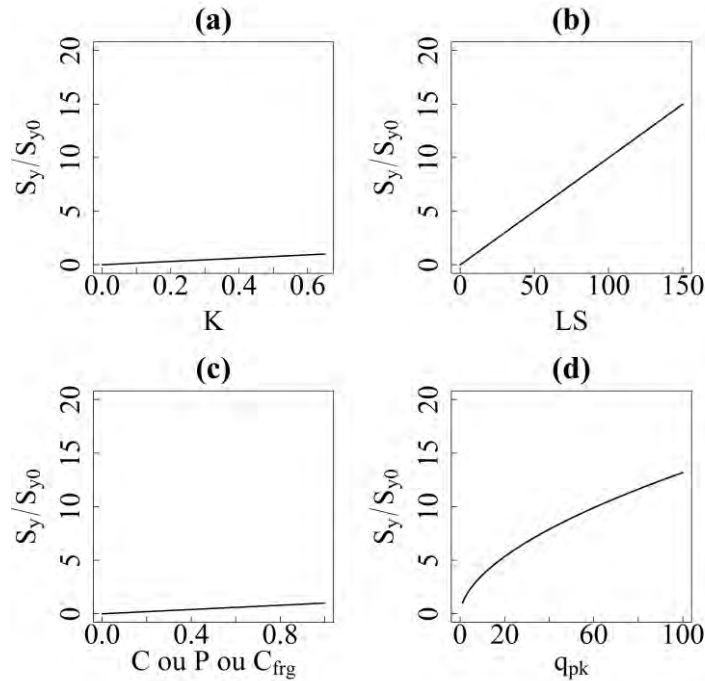


Figure 5.5: Sensibilité aux paramètres de la MUSLE du taux d'érosion  $S_Y$  par rapport à un taux d'érosion de référence  $S_{Y0}$ . Le ruissellement maximal  $q_{pk}$  est supposé ici varier de 1 à 100.

#### 5.3.4.2 D'un modèle pour l'érosion de parcelles agricoles aux Etats-Unis à la réalité Ando-Amazonienne

Dans cette approche très « agricole » de l'érosion, la production de sédiment sur les versants est donc d'abord le produit du ruissellement de surface, modulé par les différents facteurs de la MUSLE. Les paramètres de la propagation du ruissellement de surface ( $t_{conc}$  et  $t_{lat}$ ) depuis les URH jusqu'à l'exutoire du sous-bassin sont les mêmes pour l'eau et les sédiments. Ainsi, dans SWAT, le débit solide produit dans un sous-bassin est en phase avec le ruissellement de surface ( $R_{surf}$ ). Dans le cas des bassins Andins où les écoulements de subsurface et de base sont généralement très inférieurs aux ruissellements de surface en raison du relief, les débits solides simulés seront ainsi très fortement corrélés aux débits liquides à l'exutoire des sous-bassin (i.e. avant routage des débits). Cependant, la quantification de l'érosion dans un bassin versant montagneux est un problème extrêmement plus complexe que celui de l'érosion en nappe sur des parcelles agricoles expérimentales. La diversité des approches exposées au chapitre 1 montre toute la complexité, voir l'illusion, de simuler des taux d'érosion de versants à un pas de temps journalier dans des bassins montagneux soumis

à une néotectonique active. Ainsi, compte tenu des objectifs de cette thèse, l'alternative suivante s'impose :

- 1- Contraindre les sorties Andines par des lois empiriques, ou directement par des données observées.
- 2- Utiliser la MUSLE comme une simple relation empirique entre le ruissellement à la surface d'un sous-bassin et le débit solide à son exutoire. Cette relation sera alors calée vis-à-vis des observations in situ et/ou spatiales, en jouant sur les facteurs  $K, C$  sans tenir compte de leur sens physique, tout à fait incongru dans le contexte Ando-Amazonien, ainsi que sur le facteur  $LS$  dont le sens physique semble en revanche bien plus évident, ou encore sur la pente des URH (éventuellement sous-estimée en raison de la résolution du DEM, et de la pente moyenne calculée par SWAT pour chaque URH d'un sous-bassin, en fonction des classes de pente choisies). On notera qu'une modification de la pente des URH aura directement un impact sur le temps de concentration du ruissellement. Au final, on cherchera surtout à caler un facteur  $F_{cal} = a K L S C P C_{frg}$  dans la version dégradée de la MUSLE suivante, en jouant principalement sur le facteur  $LS$ .

$$S_Y = \frac{F_{cal} \left( (A_{URH} R_{surf}) q_{pk} \right)^b}{A_{URH}}. \quad \text{Eq. 5. 14}$$

A noter également que l'exposant  $b$  ne pourra être modifié que dans le code de SWAT et que  $q_{pk}$  est calculé dans le code. La qualité de la relation  $\langle C_s \rangle = f(Q)$  observée pour les stations de Lagarto et de Puerto Inca (voir chapitre 3) suggère que cette approche n'est pas très raisonnable. Cependant, à défaut d'une autre, cette approche pourrait être utilisée pour le calcul d'un flux solide à l'exutoire du bassin Andin de l'Ucayali. La distribution spatiale des pluies sur ce bassin est en effet relativement homogène (ou plutôt pseudo-proportionnelle) et les grands types de lithologie sont plutôt bien répartis par unité morpho-structurale. En outre, on y observe une bonne coïncidence des zones (versant oriental et Sub-Andin) où la lithologie (sédimentaire) est la plus favorable à l'érosion, où les pentes sont fortes et où les apports en eaux

sont les plus conséquents avec un réseau de drainage très développé (Lowman *et Barros*, 2014) et donc l'incision fluviale, par rapport à d'autres bassins versants (notamment le Marañon, très hétérogène sur la distribution des pluies et la lithologie).

Les débits solides calculés à l'exutoire des sous-bassins sont ensuite routés dans le réseau hydrographique principal. La puissance de l'écoulement vient alors réguler ces débits solides. Puisque cette puissance est fortement réduite à la faveur de la rupture de pente entre le domaine Andin et la plaine, c'est donc la capacité de transport calculée à Lagarto et dans le réseau de drainage en amont qui sera prépondérante dans la simulation des flux solides exportés par le bassin Andin de l'Ucayali à Lagarto, à condition bien sûr que l'érosion des versants simulée soit toujours en excès par rapport à cette capacité de transport.

### 5.3.5 Taille des particules

#### 5.3.5.1 Taille des particules érodées et transférées vers l'exutoire du sous-bassin

Dans SWAT, le type de sol d'une URH détermine la contribution respective de chaque classe de taille de sédiment au volume total érodé. Les sols ont quatre classes de taille de particules: *sables, silts, argiles, petits agrégats et gros agrégats*. Cette pseudo-distribution en classe de taille de particules est ensuite conservée par le modèle pendant le routage des sédiments à travers le sous-bassin et le réseau hydrographique du bassin versant étudié. Lors du transfert des matières érodées à la surface des versants vers le cours d'eau principal du sous-bassin, une partie des particules est sédimentée, sans pouvoir être remobilisée par la suite. Ce piégeage de particules est estimé via une loi de sédimentation, laquelle dépend de la taille des particules et de la vitesse du ruissellement. La distribution en taille des particules atteignant l'exutoire du sous-bassin dépend donc à la fois du type de sol dont elles sont originaires, mais également du piégeage d'une fraction de ces sédiments (les plus grossiers d'abord) dans le sous-bassin.

### 5.3.5.2 Diamètres de classes de particules imposés dans SWAT

SWAT impose un diamètre pour chaque classe de particules (Tableau 5.1). Ces diamètres ne peuvent pas être modifiés par l'utilisateur via les interfaces SIG de SWAT.

Tableau 5.1: Taille et origine des particules dans SWAT.

Classe de particule	Diamètre ( $\mu\text{m}$ )	Origine des particules
Sables	200	Lit, rives et sols
Silts	10	Lit, rives et sols
Argiles	2	Lit, rives et sols
Petits agrégats	30	Sols uniquement
Gros agrégats	500	Sols uniquement

### 5.3.5.3 Contribution de chaque classe de particules au volume total de MES dans la rivière

Pour le lit de la rivière ou les rives, SWAT impose une pseudo-distribution en classe de taille de particules, en fonction du diamètre médian  $d_{50}$  [ $\mu\text{m}$ ] renseigné par l'utilisateur via l'interface SIG (Figure 5.6). Ces distributions sont assez éloignées des observations faites au chapitre 4. On notera par exemple que ces distributions considèrent une classe de graviers, alors qu'ils sont absents dans la plaine Amazonienne. Lors du routage des sédiments dans un bief, les masses de sédiments érodés sur les rives et le lit seront donc réparties en fonction de ces pseudo-distributions.

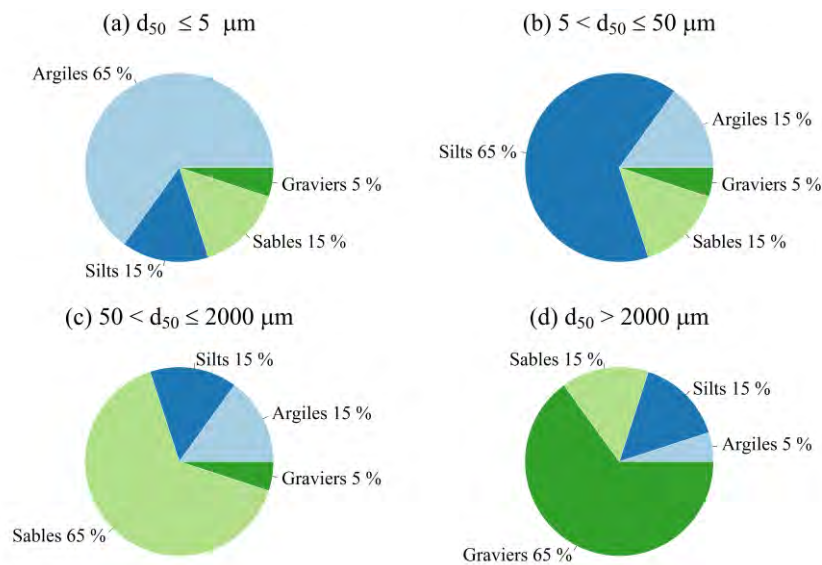


Figure 5.6: Distribution en taille de particules imposées par SWAT en fonction du diamètre médian ( $d_{50}$ ) des sédiments du lit ou des rives.

### 5.3.6 Le routage des sédiments dans SWAT

SWAT offre la possibilité de router les sédiments à travers le réseau hydrographique en prenant en compte les phénomènes d'érosion/aggradation du lit et des berges. De la même manière que les volumes d'eau, ce routage s'effectue séquentiellement d'amont en aval.

Dans un bief donné, le volume de sédiments en présence dans l'écoulement est comparé à la capacité de transport afin de déterminer s'il y aura érosion ou dépôt. L'érodabilité du bief (rives et lit) détermine ensuite la nature du régime de transport : si la capacité de transport excède ce que le bief peut fournir en sédiments, alors le régime sera *supply-limited*. Dans le cas contraire, le régime sera *transport-limited*.

La capacité de transport peut être calculée de deux manières: soit en utilisant une simple relation empirique à caler, soit en utilisant une des lois de capacité de transport implantées. Dans la première approche, la granulométrie des sédiments routés n'est pas conservée, contrairement à la seconde.

#### 5.3.6.1 L'approche empirique

Bien qu'appelée *simplified Bagnold Equation* dans les manuels SWAT, cette approche n'a en réalité pas grand-chose à voir avec les concepts physiques formulés par Bagnold (1966, 1973, 1977, 1980), concernant le travail des forces exercées sur le radier et leur relation avec l'énergie dissipée par l'écoulement. Il s'agit plutôt d'une simple relation puissance  $C^* = a u_{pk}^b$  reliant la concentration  $C^*$  [kg l<sup>-1</sup>] correspondant à la capacité de transport  $q_s^*$  [kg s<sup>-1</sup>], à la vitesse moyenne de l'écoulement  $\langle u(h) \rangle = Q(h)/A(h)$ , laquelle est multipliée par un facteur (*prf*) afin de représenter la vitesse de pointe de l'écoulement  $u_{pk}$  [m s<sup>-1</sup>]. A noter également que ce coefficient *prf* s'avère tout à fait inutile pour ce modèle empirique, puisqu'il peut être beaucoup plus simplement pris en compte dans le coefficient  $a$  du modèle puissance (Wei *et al.*, 2019).

Les paramètres  $a$  et  $b$  sont à caler à l'échelle du bassin versant entier. Cette relation s'apparente donc d'avantage aux lois de tarages sédimentaires classiquement utilisées de par le monde (e.g. Ferguson 1986, 1987; Asselman 2000; Achite *et* Ouillon 2007; Delmas *et al.*,



2011), qui utilisent plutôt le débit que la vitesse, qu’au modèle physique de Bagnold. Le débit est en effet moins dépendant des paramètres hydrauliques que la vitesse, notamment de la géométrie des sections, et permet donc plus facilement une régionalisation des paramètres de la loi puissance ajustée, puisqu’il intègre le ruissellement sur les versants et les processus d’érosion associés.

Cette approche basée sur la vitesse peut-être très efficace dans le cas des petits bassins, lorsque les paramètres  $a$  et  $b$  peuvent être régionalisés à des biefs de géométrie similaire. En revanche, ces paramètres peuvent considérablement varier dans les grands bassins, à la fois en fonction de critères hydrauliques (la pente du bief, la géométrie de la section, la résistance à l’écoulement...) mais aussi en fonction des caractéristiques du bassin versant (superficie, pente des versants, source des sédiments, taux de ruissellement...). Il s’agit donc bien plus d’une approche hydrologique que de la simplification d’une loi physique, car les paramètres  $a$  et  $b$  sont fixés pour l’ensemble du bassin et donc indépendants des conditions d’écoulement.

Si toutefois d’aucuns souhaiteraient relier ces paramètres à la version originelle de la loi de Bagnold pour déterminer la capacité de transport  $q_{s,susp}^*$  [kg s<sup>-1</sup>] (i.e. pour la seule suspension), cette dernière s’exprime de la manière suivante :

$$q_{s,susp}^* \cong 0.01 \left( \frac{\tau_0}{w(\rho_s - \rho)g} \right) u^2 . \quad \text{Eq. 5. 15}$$

Ainsi, par identification, on aurait  $a = 0.01 \left( \frac{\tau_0}{w(\rho_s - \rho)g} \right)$  et  $b = 2$ . On remarquera que dans SWAT,  $b$  varie (étrangement) entre 1 et 1.5.

La concentration maximale  $C^*$  [kg l<sup>-1</sup>] (ou [t m<sup>-3</sup>]) que l’écoulement peut transporter ainsi calculée est comparée à la concentration de l’écoulement dans le bief au début du jour de simulation pour déterminer s’il y a aggradation ou érosion du lit :

$$\begin{cases} \text{Si } C > C^*, & M_{s,D} = (C - C^*) V_{ch} \\ \text{Si } C < C^*, & M_{s,E} = -(C - C^*) V_{ch} K_{ch} C_{ch} \end{cases} , \quad \text{Eq. 5. 16}$$

avec  $M_{s,D}$  [t] la masse de matière déposée sur le lit lorsque la charge solide excède la capacité de transport,  $M_{s,E}$  [t] la masse de matière érodée dans le cas contraire, et  $V_{ch}$  [m<sup>3</sup>] le volume

d'eau en présence dans le bief. Lorsque le bief est soumis à l'érosion, deux facteurs viennent moduler cette érosion :  $K_{ch}$  est un facteur correspondant à l'érodabilité du lit, et  $C_{ch}$  à la couverture végétale du lit. Le bilan de masse suivant est alors effectué dans le bief afin de déterminer la masse de sédiment  $M_{s,ch}^{t+\Delta t}$  [t] en présence à la fin de pas de temps de la simulation, en fonction de la masse de sédiment initialement présente  $M_{s,ch}^t$  [t] :

$$M_{s,ch}^{t+\Delta t} = M_{s,ch}^t - M_{s,D}^{\Delta t} + M_{s,E}^{\Delta t} . \quad \text{Eq. 5. 17}$$

La concentration en sédiments  $C_{i \rightarrow i+1}^{t+\Delta t}$  [kg l<sup>-1</sup>] (ou [t m<sup>-3</sup>]) du volume d'eau exporté depuis le bief i vers le bief i+1 durant le jour de simulation  $V_{i \rightarrow i+1}^{t+\Delta t}$  [m<sup>3</sup>] est alors:

$$C_{i \rightarrow i+1}^{t+\Delta t} = \frac{M_{s,i \rightarrow i+1}^{t+\Delta t}}{V_{i \rightarrow i+1}^{t+\Delta t}} = \frac{M_{s,ch}^{t+\Delta t}}{V_{ch,i}^{t+\Delta t}} . \quad \text{Eq. 5. 18}$$

### 5.3.6.2 L'approche dite « physique »

Dans cette approche hydraulique, un taux d'érosion potentiel  $\xi^*$  [m s<sup>-1</sup>], c'est-à-dire maximal, est d'abord calculé séparément pour les rives et le lit de la rivière, en fonction de la contrainte tangentielle exercée par l'écoulement sur ces deux parties du bief. La formalisation du taux d'érosion potentiel  $\xi^*$  [m s<sup>-1</sup>], qui s'apparente à une loi de charriage classique, est tirée des travaux de [Hanson et Simon \(2001\)](#) :

$$\begin{cases} \xi_{bed}^* = k_{d,bed}(\tau_{e,bed} - \tau_{c,bed}) 10^{-6} \\ \xi_{bk}^* = k_{d,bk}(\tau_{e,bk} - \tau_{c,bk}) 10^{-6} \end{cases} , \quad \text{Eq. 5. 19}$$

avec  $\tau_{e,-}$  [N m<sup>-2</sup>] la contrainte tangentielle effective sur le lit ou les rives du bief,  $\tau_{c,-}$  [N m<sup>-2</sup>] la contrainte tangentielle critique (seuil pour l'érosion). Le paramètre  $k_{d,-}$  [cm<sup>3</sup> N s] est un facteur d'érodabilité du lit, ou des rives, pour un bief donné (table .rte). La contrainte tangentielle effective est répartie de la manière suivante sur le lit ou les rives ([Eaton et Millar, 2004](#); [Neitsh et al., 2009](#)) :

$$\begin{cases} \tau_{e,bk} = \left[ \left( \frac{SF_{bk}}{100} \right) \frac{(W_{ch} + P_{bed}) \sin(\theta)}{4 h} \right] \rho g h S_0 \\ \tau_{e,bed} = \left[ \left( 1 - \frac{SF_{bk}}{100} \right) \frac{(W_{ch} + P_{bed})}{2 P_{bed}} \right] \rho g h S_0 \\ \ln(SF_{bk}) = -1.4026 \times \ln \left( \frac{P_{bed}}{P_{bk}} + 1.5 \right) + 2.247 \end{cases} , \quad \text{Eq. 5. 20}$$

où  $SF_{bk}$  est la fraction de la contrainte tangentielle effective  $\tau_{e,bk}$  [N m<sup>-2</sup>] appliquée sur les rives,  $\tau_{e,bed}$  [N m<sup>-2</sup>] étant la contrainte exercée sur le lit,  $\theta$  [rad] la pente des rives,  $P_{bed}$  et  $P_{bk}$  [m] les périmètres mouillés du lit et des rives,  $W_{ch}$  [m] est la largeur au miroir du bief,  $S_0$  est la pente du bief [m m<sup>-1</sup>] et  $\rho$  [kg m<sup>-3</sup>] la densité de l'eau.

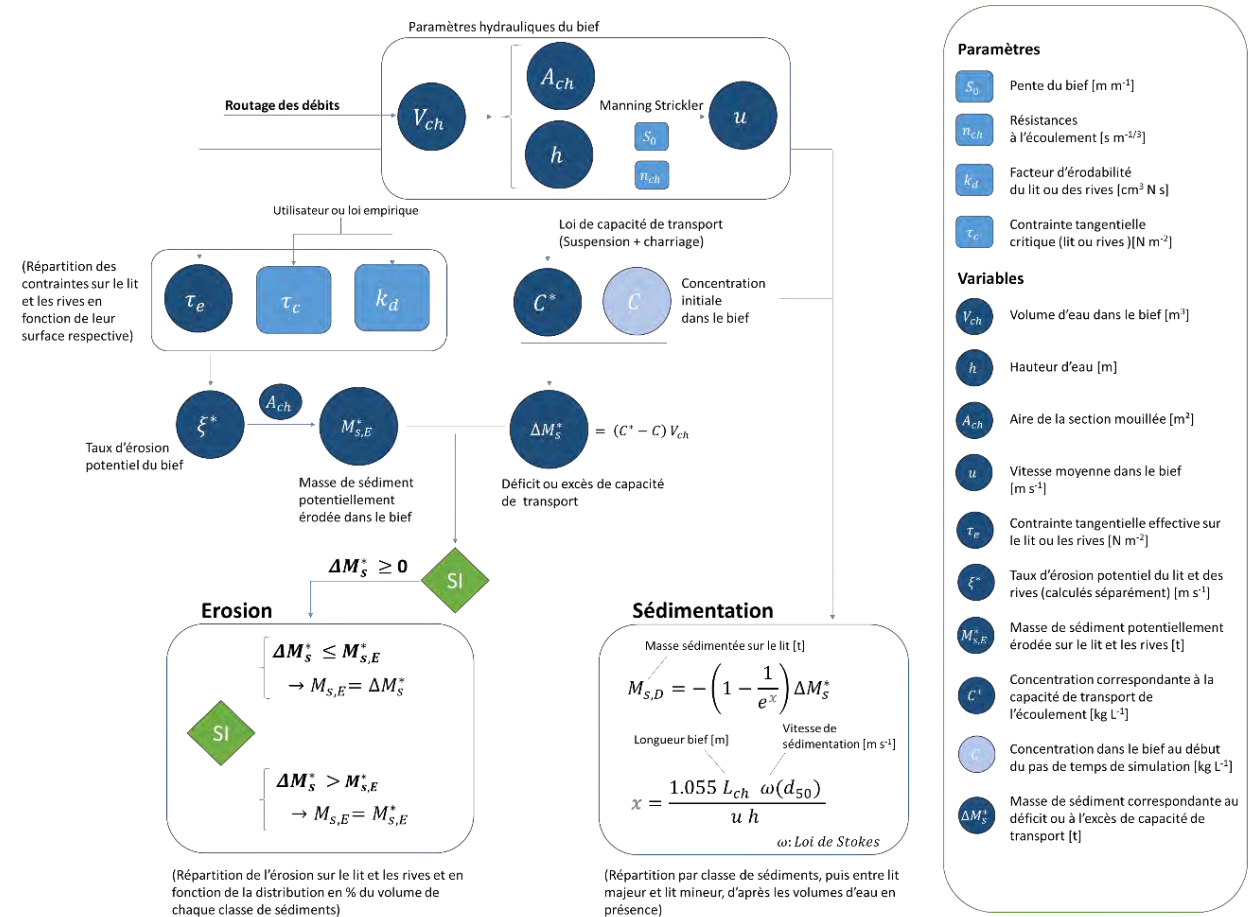


Figure 5.7: Schéma simplifié du routage des débits solides dans le lit mineur, avec l'approche « physique » du modèle SWAT.

Les paramètres  $\tau_{c,-}$  et  $k_{d,-}$  sont définis par l'utilisateur (table .rte) ou approchés par des lois empiriques. En l'absence de valeur imposée par l'utilisateur,  $\tau_{c,-}$  sera calculé en fonction de la teneur en argiles et en silts  $X_{SC,-}$  [%] des sédiments des rives ou le lit, et du facteur de couverture végétale  $C_{ch,-}$  :

$$\tau_{c,-} = (0.1 + 0.1779 X_{SC,-} + 0.0028 X_{SC,-}^2 - 2.34 \cdot 10^{-5} X_{SC,-}^3) C_{ch,-} \quad \text{Eq. 5. 21}$$

Quant au paramètre  $k_{d,-}$ , il pourra, en l'absence de valeur imposée par l'utilisateur, être déduit de la contrainte tangentielle critique :

$$k_{d,-} = 0.2 \tau_{c,-}^{1/2} . \quad \text{Eq. 5. 22}$$

La masse de sédiments potentiellement érodés  $M_{s,E}^* = M_{s,E,bk}^* + M_{s,E,bed}^*$  [t] suite au travail de la contrainte  $\tau_{e,-}$  sur le bief considéré (rives et lit) durant la journée de simulation est ensuite déduite de  $\xi^*$ , en appliquant les taux d'érosion potentiel des rives  $\xi_{bk}^*$  et du lit  $\xi_{bed}^*$  aux surfaces correspondantes :

$$\begin{cases} M_{s,E,bk}^* = \xi_{bk}^* S_{bk} \rho_{b,bk} \times 84600 \\ M_{s,E,bed}^* = \xi_{bed}^* S_{bed} \rho_{b,bed} \times 84600 \end{cases} , \quad \text{Eq. 5. 23}$$

avec  $\rho_{b,-}$  [t m<sup>-3</sup>] la densité moyenne des sédiments en présence sur le lit ou les rives et  $S_-$  [m<sup>2</sup>] la surface correspondante aux rives ou au lit.

Dans le même temps, la concentration  $C^*$  [kg l<sup>-1</sup>] (ou [t m<sup>-3</sup>]), correspondante à la capacité de transport total (charriage et suspension) de l'écoulement, est comparée à la concentration  $C$  advectée dans le bief, afin de calculer la masse de sédiment  $\Delta M_s^*$  [t] en excès ou en déficit par rapport à la capacité de transport :

$$\Delta M_s^* = (C^* - C) V_{ch} . \quad \text{Eq. 5. 24}$$

Quatre lois sont proposées à l'utilisateur pour estimer  $C^*$ : le « modèle simplifié » de [Bagnold](#), ou les modèles de [Kodoatie \(1999\)](#) – pour des canaux d'irrigation, [Molinas et Wu \(2001\)](#) – basé sur la puissance globale de l'écoulement et calé pour les grandes rivières à lit sableux et [Yang \(1973\)](#) – développé à partir d'expériences sur des canaux expérimentaux .

Dans le cas d'un excès de capacité de transport ( $\Delta M_s^* > 0$ ), le bief fournit à l'écoulement une masse de sédiments  $M_{s,E} = M_{s,E,bk} + M_{s,E,bed}$  [t] issue du lit et des rives. Si la masse de sédiments potentiellement érodée sur le bief  $M_{s,E}^* = M_{s,E,bk}^* + M_{s,E,bed}^*$  [t] dépasse l'excédent de capacité de transport ( $M_{s,E}^* > \Delta M_s^*$ ), alors  $\Delta M_s^*$  limite le volume de sédiments érodés sur le bief :  $M_{s,E} = \Delta M_s^*$  (Figure 5.7). Au contraire, lorsque l'excédent de capacité de transport est supérieur à ce que le bief peut fournir ( $M_{s,E}^* < \Delta M_s^*$ ), on aura :  $M_{s,E} = M_{s,E}^*$ . La masse de

sédiment érodée sur le bief  $M_{s,E}$  [t] est donc d'abord répartie entre le lit et les rives, puis ventilée par classe de particules, en fonction du diamètre médian des sédiments du lit ou des rives, comme illustré en Figure 5.6.

Durant le transfert dans le bief, une partie de la masse de sédiments  $M_{s,ch}$  en présence dans l'écoulement au début du pas de temps de simulation est déposée, suivant la loi de déposition suivante, tirée de [Pemberton et Lara \(1971\)](#) :

$$\begin{cases} M_{s,D} = -\left(1 - \frac{1}{\exp(x)}\right) M_{s,ch} \\ x = \frac{1.055 L_{ch} \omega(d_{50})}{\langle u \rangle h} \end{cases}, \quad \text{Eq. 5. 25}$$

avec  $M_{s,D}$  [t] la masse de sédiment déposés sur le lit,  $L_{ch}$  [m] la longueur du bief,  $\langle u \rangle$  [m s<sup>-1</sup>] la vitesse moyenne dans le bief et  $h$  [m] la hauteur d'eau et  $\omega(d_{50})$  la vitesse de sédimentation de la classe de sédiment considérée, approchée par une loi de Stokes. Cette loi permet de déposer les sédiments sur le lit progressivement, en fonction de la distance parcourue, de la vigueur de l'écoulement, de sa profondeur et du diamètre des particules. Ainsi, pour un bief court et une granulométrie fine, si la capacité de transport est inférieure au volume de sédiments transportés, une partie seulement des sédiments en excès seront déposés (Figure 5.8). Les sédiments les plus grossiers seront en revanche intégralement déposés. L'écoulement se sépare ainsi de ses particules les plus grossières à mesure qu'il perd de la capacité de transport.

Les sédiments sont déposés exclusivement sur le lit mineur et le lit majeur. Le dépôt sur le lit majeur concerne uniquement les argiles et les silts : aucun sable ou agrégat n'y sédimente. La répartition des volumes de sédiments déposés dans chacun des lits dépend de la répartition des volumes d'eau entre le lit mineur et le lit majeur.

Les sédiments déposés sur le lit sont remobilisables par la suite si la capacité de transport le permet, et les masses correspondantes à chaque classe de MES sont modifiées selon les apports. Enfin, lorsque le lit majeur est actif, les MES présentes dans les volumes d'eau épanchés sont sédimentées. Dans ce cas, le modèle ne permet pas une remobilisation ultérieure de ces sédiments.

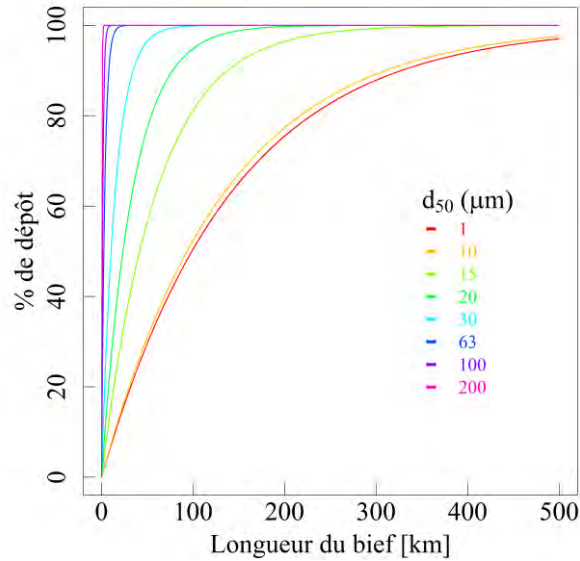


Figure 5.8: Pourcentage de dépôt de MES sur le lit lors d'un déficit de capacité de transport de l'écoulement, en fonction de la longueur du bief et de la vitesse de sédimentation, pour un écoulement stationnaire, avec  $\langle u \rangle = 1.5 \text{ m s}^{-1}$  et  $h = 10 \text{ m}$ .

### 5.3.6.3 Quelques commentaires sur le formalisme implanté dans SWAT

La formalisation du routage des sédiments dans SWAT peut apparaître comme très complexe et, par certains aspects, surprenante. Cette complexité des formalismes et le nombre de paramètres rend la calibration fastidieuse et finalement presque aléatoire, tant l'utilisateur aura du mal à relier la calibration des paramètres à des processus physiques. Sans être exhaustif, on notera les points saillants suivants, en relation avec les objectifs de la thèse :

- Dans les modèles de transport, la source de sédiments souvent considérée est la section d'un bief. Dans le cas des grands fleuves, les MES proviennent soit du bief, c'est-à-dire du lit et des rives, soit des versants, ou encore des biefs amonts. L'approche SWAT semble donc sur ce point pertinente : une forte agitation turbulente dans la colonne d'eau peut permettre le transport de particules, éventuellement grossières, sur de très longues distances, sans ou avec peu d'interaction avec le lit; dans le même temps l'érodabilité du lit de la rivière peut être faible, en raison de la granulométrie des sédiments en présence et des phénomènes de pavage/armure, de sa nature (ex. lit rocheux/sableux) ou encore de la végétation.
- Cependant, les lois de capacité de transport exigent des représentations réalistes de l'écoulement dans la section : les hauteurs d'eau et les vitesses calculées doivent être



proche de la réalité, ce qui est difficile, voire impossible, à obtenir avec un routage hydrologique des débits.

- D'autre part, dans SWAT, un seul diamètre médian, renseigné par l'utilisateur dans l'interface SIG, est considéré pour l'application des lois de capacité de transport, et le débit solide est ensuite réparti par classes de taille, d'après la distribution en taille associée à ce diamètre médian (Figure 5.6). Cependant, la capacité de transport calculée ne correspond pas à une capacité réelle, puisque des sédiments de classes différentes sont présents dans l'écoulement. En effet, les lois de transport ont été établies pour des distributions granulométriques monomodales et étroites et pour des sédiments sensibles aux variations hydrodynamiques de l'écoulement, allant des sables fins aux graviers. En outre, la capacité de transport des sédiments les plus fins tend généralement vers l'infini et leur régime de transport est considéré comme étant *supply-limited*, i.e. indépendant des conditions de l'écoulement, et par ailleurs sans interaction avec le lit. Les principes physiques utilisés pour établir ces lois ne sont donc plus valides pour les fractions granulométriques les plus fines, et la capacité de transport ne peut donc pas être simplement « distribuée » en fonction de la répartition de chaque classe de particule, comme c'est le cas dans SWAT.

D'une manière générale, des lois physiques établies dans des contextes différents et avec des hypothèses différentes sont utilisées dans les modules de routage de sédiments de SWAT. Cela peut poser un problème de bilan d'énergie. Par exemple, l'approche proposée ne relie pas physiquement l'érosion du bief au transport total (charriage et suspension). Pourtant, l'érosion du bief, le charriage et la suspension sont intimement liés, car l'énergie utilisée par l'écoulement pour le transport des MES et des particules charriées n'est plus disponible pour l'érosion du lit. D'autre part, dans SWAT, que la capacité de transport soit en excès ou non, une partie des sédiments est tout de même déposée sur le lit.

- Le volume de sédiments déposés dans le lit majeur (argiles et silts uniquement) dépend uniquement de la répartition des volumes d'eau entre le lit mineur et le lit majeur, sans tenir compte du gradient granulométrique et de concentration sur la hauteur d'eau. En outre, les sédiments déposés dans le lit majeur ne sont pas re-mobilisables à la décrue.

## 5.4 Simulation des débits dans le bassin de l'Ucayali

### 5.4.1 Les données d'entrée du projet

Pour cette simulation, un modèle numérique de terrain (MNT) issu de la mission SRTM (Farr *et al.*, 2007) a été utilisé (Tableau 5.2). Une version « conditionné hydrologiquement » est accessible sur le portail HydroSHED (Lehner *et al.*, 2008). L'une des principales faiblesses de ce MNT est l'erreur induite en milieu tropical par la présence d'une canopée très haute et très dense, au point d'être détectée à la place du terrain. C'est pourquoi un MNT corrigeant ces erreurs, appelé MERIT DEM, a été récemment produit par Yamazaki *et al.*, (2017). Néanmoins, à ce stade du projet de modélisation, le produit HydroSHED, considéré comme robuste, a été utilisé. La qualité du MNT à 90 m a été dégradée à 260 m pour deux raisons : d'abord pour gagner en temps de calcul et simplifier le projet, ensuite pour une meilleure définition des limites du bassin-versant calculé par l'interface SIG Q-SWAT. En effet, dans la plaine, les très faibles variations de hauteur du terrain obligent à utiliser une résolution spatiale dégradée pour calculer de manière robuste les pentes de versant, lesquelles permettent ensuite de délimiter les bassins. La couche d'occupation des sols est le fruit du travail de l'institut national de ressources naturelles péruviens – INRENA, et la couche sols est issue de la base de donnée mondiale de sols distribuée par l'organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (OAA ou FAO en anglais). Dans le SIG de la couche de sols, les valeurs du facteur d'érodabilité du sol  $K$  ont ensuite été recalculées par Strauch *et al.* (2014), en utilisant le logiciel ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001). Les données d'ETP et de températures ont été glanées sur le portail SWAT, et sont issues de ré-analyses du *National Centers for Environmental Prediction – NCEP– Climate Forecast System Reanalysis* – CFSR. Les données de précipitations également disponibles sur ce site ont montré d'importants problèmes de dérive lors d'essais préliminaires de simulation des débits dans le bassin de l'Ucayali et n'ont donc pas été retenues pour le projet. A la place, les données issues de la mission de mesure des précipitations tropicales TRMM (produit TMPA V7) – *Tropical Rainfall Measurement Mission* – ont été utilisées. Les données de cette mission lancée par les agences spatiales japonaises et états-uniennes (JAXA et NASA) sont disponibles sur la période 1998 – 2015, pour la bande comprise entre 50°S – 50°N de latitude,

voire 60°S – 60°N lorsqu’elles sont combinées à avec des données issues d’autres satellites. Une nouvelle constellation de satellites a par ailleurs pris le relais de la mission TRMM en 2014, la mission GPM – mesure des précipitations mondiales – *Global Precipitation Measurement*, avec des meilleures couverture et résolution spatiales.

Tableau 5.2: Données d’entrée pour la simulation SWAT du bassin de l’Ucayali.

Donnée d’entrée	Produit	Période ou date d’acquisition	Résolution	Source
Modèle numérique de terrain (MNT)	SRTM3 DEM (Farr <i>et al.</i> , 2007)	Fév. 2000	~ 93 m – dégradé à 260 m <sup>2</sup>	USGS – HydroSHEDS (Lehner <i>et al.</i> , 2008) <a href="https://hydrosheds.cr.usgs.gov/">https://hydrosheds.cr.usgs.gov/</a>
Occupation des sols	SIG INRENA (Pérou)	?	~ 500 m <sup>2</sup>	INRENA
Sols	OAA (FAO) – ONU	1971 – 1981	~ 1 km <sup>2</sup>	Harmonized World Soil Database, Version 1.2, <a href="http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/cartes-historiques-et-bases-de-donnees-des-sols/base-harmonisee-mondiale-de-donnees-sur-les-sols-version-12/fr/">http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/cartes-historiques-et-bases-de-donnees-des-sols/base-harmonisee-mondiale-de-donnees-sur-les-sols-version-12/fr/</a>
Précipitations	TRMM – (TMPA 3B42 V7)	1997 – 2015	~ 30 km <sup>2</sup>	<a href="http://disc.sci.gsfc.nasa.gov">http://disc.sci.gsfc.nasa.gov</a> <a href="https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm">https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm</a>
ETP	NCEP	1979 – <b>2014</b>		<a href="https://globalweather.tamu.edu">https://globalweather.tamu.edu</a>
Températures	NCEP	1979 – <b>2014</b>		<a href="https://globalweather.tamu.edu">https://globalweather.tamu.edu</a>

Ce produit de précipitation a été utilisé à plusieurs reprises dans le bassin Amazonien comme donnée d’entrée pour des modèles hydrologiques (e.g. Zulkafli *et al.*, 2013; Zubieta *et al.*, 2015; Strauch *et al.*, 2017). Sans rentrer dans le détail de la physique de la mesure des précipitations par satellite, ces travaux montrent que globalement, dans la plaine amazonienne, le produit TMPA paraît assez bien représenter la pluie mesurée au sol. Cependant, dans les Andes, lors de la saison sèche, le TMPA surestime le volume des pluies et le nombre d’évènements pluvieux détectés. Au contraire, en saison humide, le TMPA tend à sous-estimer la pluie pour des évènements pluvieux importants. D’autre part pour Strauch *et al.* (2017), une partie non-négligeable du ruissellement sur les versant orientaux de la

cordillère pourrait avoir comme origine l'interception de l'humidité des nuages par la végétation (Figure 5.9). En effet, certains auteurs parlent de *rivières aériennes* ou *volantes* (e.g. Arraut *et al.*, 2009; Poveda *et al.*, 2014; Espinoza *et al.*, 2015) pour décrire les énormes masses de vapeur d'eau circulant à l'Est des Andes (Figure 5.9). Par ailleurs, les valeurs des coefficients de ruissellement calculés à partir des données TRMM et des débits mesurés à l'exutoire des bassins Andins par le SO HyBAm sont anormalement élevées (Figure 5.9). C'est particulièrement vrai dans le bassin du Marañon, où ces valeurs sont parfois supérieures à 1 (Zulkafli *et al.*, 2013; Strauch *et al.*, 2017), ce qui est physiquement impossible. En effet, cela signifierait que le bassin produit de l'eau en plus des précipitations reçues.

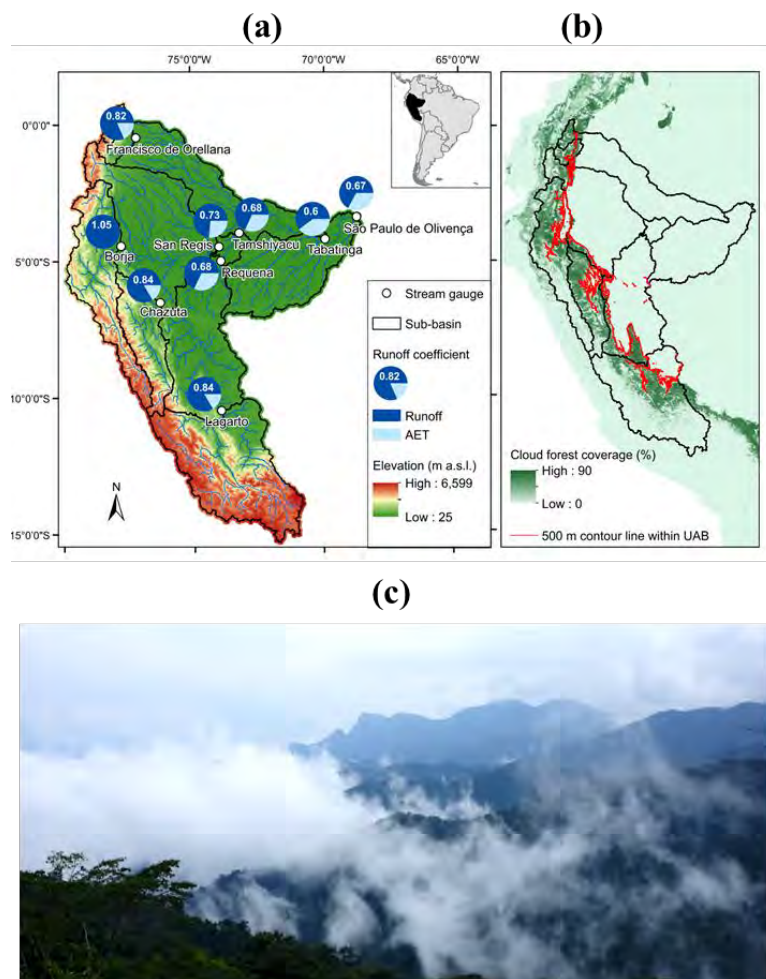


Figure 5.9: Sous-estimation des précipitations TRMM mesurées dans les bassins Andins. (a) Coefficients de ruissellement calculés en considérant les données TRMM pour la lame d'eau précipitée et les mesures de débit HyBAm. (Strauch *et al.*, 2017). (b) Surface potentiellement occupée par la forêt des nuages. (Strauch *et al.*, 2017). (c) Vue de la « forêt des nuages » dans le bassin de l'Ucayali.

Néanmoins, ces difficultés s'amenuisent au fur et à mesure que l'on s'éloigne des Andes et que la contribution de la plaine à l'écoulement augmente, et le produit TMPA est souvent considéré comme l'un des meilleurs pour la simulation du cycle hydrologique des grands bassins Amazoniens péruviens (Zubieta *et al.*, 2015). Enfin, la résolution spatiale de TRMM permet de mieux prendre en compte la variabilité spatiale des pluies et notamment de mieux circonscrire les hotspots de précipitations (Figure 5.10), que ne le permettent les données observées au sol, souvent éparses dans ces régions.

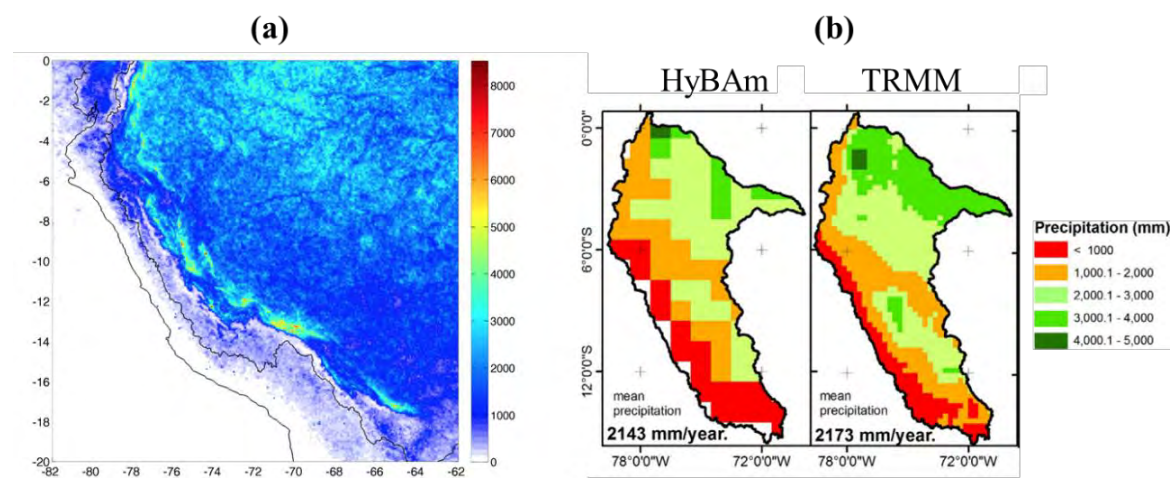


Figure 5.10: (a) Carte des précipitations moyennes interannuelles sur l'Ouest du bassin Amazonien (période 1998 – 2012), en  $\text{mm an}^{-1}$ , estimée à partir de données TRMM (produit PR 2A25). (Espinoza *et al.*, 2015). (b) Comparaison sur la période 2003 – 2009 des pluies au sol observées et grillées (issues de la base de données HyBAM) et des pluies TRMM estimées. (Zubieta *et al.*, 2015).

#### 5.4.2 Discretisation spatiale choisie et construction du projet

Ce premier projet a été conçu avec l'objectif de tester dans le bassin de l'Ucayali les formalismes SWAT de routage des débits et des sédiments. Il a donc été relativement simplifié, avec seulement 19 sous-bassins distribués en fonction de la localisation des stations de mesure, et en respectant autant que possible les principaux domaines morpho-structuraux (Andes et plaine) ainsi que les régimes climatiques. La taille de ces sous bassins a été également pensée de façon à ce que le temps de concentration des eaux de surface soit de l'ordre de la journée (i.e. le pas de temps de simulation), tout en évitant de former des bassins trop petits, dont la taille n'aurait pas beaucoup de sens, compte tenu des erreurs sur les données d'entrée. A ce stade, les stations altimétriques virtuelles n'ont pas été prise en

compte pour le tracé des bassins. 58 URH ont été définies pour l'ensemble du bassin. Leur nombre a été limité en imposant aux classes d'occupation des sols, de sols et de pente les seuils respectifs de 60%, 60% et 10 % de l'aire des sous-bassins. Ces critères ont également permis d'éviter de constituer des URH trop petites. Enfin, cinq classes de pente ont été retenues pour représenter au mieux la variabilité du terrain et simplifier la procédure de calibration via l'interface Q-GIS, chacune de ces classes représentant *a priori* des domaines particuliers du bassin, et ce d'autant plus lorsqu'on les combine avec d'autres critères (type d'occupation des sols, ou de sols):

- La classe 0 – 0.1 % permet de circonscrire les corps d'eau (rivières, lacs et zones inondées) ou les zones adjacentes.
- La classe 0.1 – 2.5 % correspond grossièrement aux plaines d'inondation
- La classe 2.5 – 10.0 % correspond grossièrement aux reliefs de plaine et du sub-andin, ainsi qu'à certaines zones de l'Altiplano ou intra-Andines
- La classe 10.0 – 40.0 % correspond aux versant montagneux
- La classe 40.0 – 9999% correspond aux versant montagneux de très forte pente, et donc très susceptibles à l'érosion

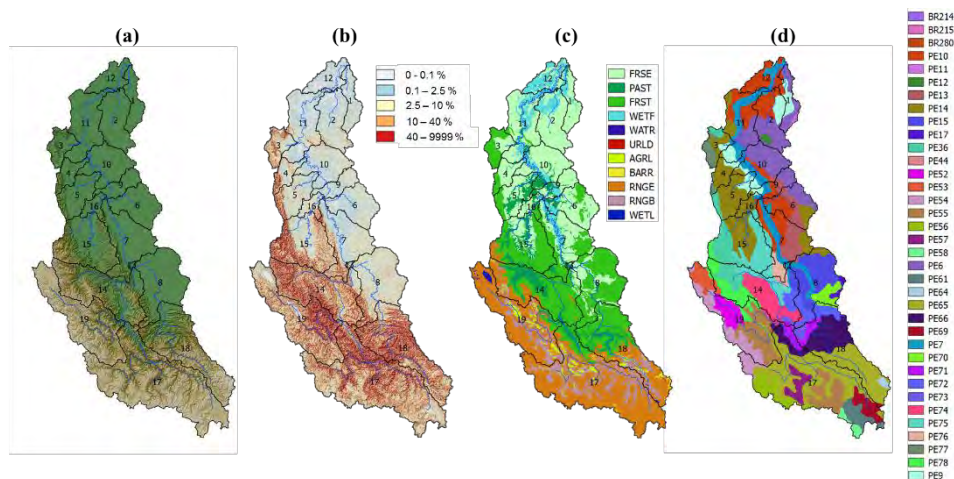


Figure 5.11: Couches SIG utilisées dans le projet Ucayali et distribution des sous bassins versants. (a) MNT et sous-bassins. (b) Classes de pentes. (c) Classes d'occupation des sols. (d) Classes de sols.



### 5.4.3 Evaluation de la précision du modèle

En se basant sur une large revue de travaux de modélisation hydrologique, [Moriassi et al. \(2007\)](#) recommandent l'utilisation de trois fonctions objectif pour comparer les séries observées et les séries simulées: le critère de performance de Nash-Sutcliffe – NSE pour *Nash-Sutcliffe efficiency*, le pourcentage de biais – PBIAS pour *percent bias*, et l'erreur moyenne quadratique – RMSE pour *Root mean square error*, éventuellement divisée par l'écart type des observations pour donner le ratio RSR (*RMSE to observations standard deviation ratio*).

D'une manière générale, les résultats d'une simulation hydrologique peuvent être considérés comme satisfaisants pour des  $NSE > 0.5$ , des  $RSR \leq 0.7$  et un PBIAS de  $\pm 25\%$ . ([Moriassi et al., 2007](#)). Si le NSE reste l'indicateur de statistique quantitative le plus largement utilisé, ces dernières années de plus en plus de travaux de recherche utilisent le critère de performance de Kling – Gupta « *Kling – Gupta efficiency* » – KGE ([Gupta et al., 2009](#); [Pool et al., 2018](#)).

#### 5.4.3.1 La RMSE et le RSR

En notant  $X_{obs}^t$  la valeur de la variable observée au temps  $t$  et  $X_{sim}^t$  la valeur simulée, la RMSE s'exprime de la manière suivante, dans l'unité des séries observées et simulées :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (X_{sim}^t - X_{obs}^t)^2} . \quad \text{Eq. 5. 26}$$

Le RSR se calcule en divisant la RMSE par l'écart type des observations  $\sigma_{obs}$ , ce qui permet d'obtenir un critère adimensionnel et de relativiser l'erreur calculée entre les séries observées et simulées par rapport à la variabilité de la série observée :

$$RSR = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (X_{sim}^t - X_{obs}^t)^2}{\sum_{t=1}^n (X_{obs}^t - \mu_{obs})^2}} = \frac{RMSE}{\sigma_{obs}} . \quad \text{Eq. 5. 27}$$

La valeur optimale de la RMSE et du RSR est 0. Plus la RMSE ou la RSR calculée s'écarte de 0, moins le modèle est performant.

#### 5.4.3.2 Le NSE (Nash *et* Sutcliffe, 1970)

Le critère de Nash-Sutcliffe permet de comparer l'écart quadratique entre les séries observées et simulées à l'écart quadratique entre les observations et la moyenne des observations  $\mu_{obs}$ . Il varie de  $-\infty$  à 1 (performance maximale). Le NSE peut également s'exprimer en fonction du RSR :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (x_{sim}^t - x_{obs}^t)^2}{\sum_{t=1}^n (x_{obs}^t - \mu_{obs})^2} = 1 - RSR^2 . \quad \text{Eq. 5. 28}$$

Ce critère s'exprime parfois sous une forme logarithmique (LOGNSE), lorsque l'on souhaite tester la précision de la simulation pour les faibles valeurs de la série hydrologique d'intérêt (par exemple les débits d'étiages).

#### 5.4.3.3 Le KGE (Gupta *et al.*, 2009)

Le KGE est considéré comme une variante améliorée du NSE. En effet, il considère plusieurs type d'erreurs du modèle, à savoir l'erreur sur la moyenne, sur la variabilité et sur la dynamique. Le KGE varie également de  $-\infty$  à 1 (performance maximale), et se calcule de la manière suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{(\beta_{KGE} - 1)^2 + (\alpha_{KGE} - 1)^2 + (r_p - 1)^2} , \quad \text{Eq. 5. 29}$$

avec  $\beta_{KGE}$  le terme d'erreur sur la moyenne (valeur optimale = 1) :

$$\beta_{KGE} = \frac{\mu_{obs}}{\mu_{sim}} , \quad \text{Eq. 5. 30}$$

$\alpha_{KGE}$  le terme d'erreur sur la variabilité (valeur optimale = 1) :

$$\alpha_{KGE} = \frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} , \quad \text{Eq. 5. 31}$$

et enfin  $r_p$  le terme d'erreur sur la dynamique (coefficient de corrélation de Pearson, valeur optimale = 1) :

$$r_p = \frac{\sum_{t=1}^n (x_{obs}^t - \mu_{obs})(x_{sim}^t - \mu_{sim})}{\sqrt{[\sum_{t=1}^n (x_{obs}^t - \mu_{obs})^2][\sum_{t=1}^n (x_{sim}^t - \mu_{sim})^2]}} . \quad \text{Eq. 5. 32}$$

A noter que le calcul du KGE est implicitement basé sur l'hypothèse de normalité et linéarité des données et l'absence de valeur de défaut d'ajustement pouvant significativement affecter le coefficient de corrélation  $r_p$ . C'est pourquoi une version non-paramétrique de ce critère a été récemment proposée par (Pool *et al.*, 2018). Cette version ne sera pas utilisée ici.

#### 5.4.3.4 PBIAS

Enfin, le PBIAS s'exprime de la manière suivante :

$$PBIAS = 100 \times \left( \frac{\sum_{t=1}^n (X_{obs}^t - X_{sim}^t)}{\sum_{t=1}^n X_{obs}^t} \right). \quad \text{Eq. 5.33}$$

La valeur optimale du PBIAS est 0%. Les valeurs positives indiquent une sous-estimation du modèle, alors que les valeurs négatives correspondent à une surestimation.

#### 5.4.4 Calibration du projet

Le projet a été pré-calibré sur toute la période à la station de Requena (la plus à l'aval du bassin), en suivant les recommandations de Neitsh *et al.* (2009) et Abbaspour *et al.* (2015). Les paramètres de la nappe libre ont été d'abord ajustés pour reproduire un débit de base satisfaisant, suivi de ceux contrôlant les régimes d'infiltration, d'évapotranspiration, le ruissellement de surface et l'écoulement latéral (Tableau 5.3). Le calage de ces paramètres permet d'obtenir la dynamique du cycle hydrologique la plus proche des observations, de l'étiage aux pics de crue. Les termes de résistance à l'écoulement (cours d'eau principaux et tributaires), ainsi que les paramètres de routage des débits, ont ensuite été ajustés de façon à synchroniser autant que possible les hydrogrammes observés et simulés. Pour les coefficients de Manning, les valeurs déduites des courbes de tarage et de la méthode de Cowan (1956) ont servi de guide. Cette procédure de calibration est bien entendu itérative.

Le but recherché ici étant le test des méthodes de routage implantées dans SWAT, la calibration est restée grossière. En particulier le module SWAT-CUP (Abbaspour *et al.*, 2007) permettant une meilleure calibration n'a pas été utilisé. Enfin, aucune période de validation n'a été prévue (calibration – validation sur 2 périodes différentes).

Tableau 5.3: Paramétrisation du modèle SWAT pour le projet « Ucayali »

	Paramètre	Table	Description	Unité	Gamme	Valeur par défaut	Valeur calibrée
Ecoulement de base / paramètres de la nappe libre	ALPHA_BF	.gw	Facteur de récession pour l'écoulement de base	[-]	0 – 1	0.048	0.048
	GW_DELAY	.gw	Temps de retard des eaux souterraines	[jours]	0 – 500	31	<i>Par classe de pente</i>
	GWQMN	.gw	Niveau d'eau seuil de la nappe libre nécessaire pour le retour de l'eau vers la rivière	[mm H <sub>2</sub> O]	0 – 5000	1000	<i>Par classe de pente</i>
	GW_REVAP	.gw	Coefficient de «réévaporation» des eaux souterraines	[-]	0.02 – 0.2	0.02	0.02
	REVAPMN	.gw	Niveau d'eau seuil de la nappe libre nécessaire pour déclencher un prélèvement des plantes par capillarité via la zone racinaire	[mm H <sub>2</sub> O]	0 – 1000	750	<i>Par classe de pente</i>
Ecoulement latéral	SLSOIL	.hru	Longueur de pente du versant	[m]	0 – 150	0	0
	SOL_K	.sol	Conductivité hydraulique (saturée)	[mm hr <sup>-1</sup> ]	0 – 2000	–	–
	HRU_SLP	.hru	Pente moyenne (URH)	[m m <sup>-1</sup> ]	–	–	–
Evapotranspiration	ESCO	.bsn .hru	Facteur de compensation de l'évaporation du sol	[-]	0 – 1	0.95	0.95 – 0.7
	CANMX	.hru	Stockage maxi. d'eau dans la canopée	[mm]	0 – 100	0	0
Infiltration	CN2	.mgt	SCS "runoff curve number" (conditions d'humidité II)	[-]	35 – 98	–	x 1.1 – 1.3 (bassins Andins > 500 m)
	SOL_AWC		Capacité en eau disponible dans une couche de sol, exprimée en fraction du volume total de sol.	[mm H <sub>2</sub> O mm <sup>-1</sup> sol]	0 – 1	0.15	0.15
Temps de concentration du ruissellement de surface (sous-bassin)	HRU_SLP	.hru	Pente moyenne (URH) – influe également sur l'écoulement latéral	[m m <sup>-1</sup> ]	–	–	–
	SLSUBBSN	.hru	Longueur de pente moyenne (URH)	[m]	10 – 150	50	–
	OV_N	.hru	Coefficient de Manning pour les écoulements de surface	[s m <sup>1/3</sup> ]	0.01 – 30	–	<i>Par classe de LU :</i> WETF : 0.05 PAST ou RNGE : 0.15 Autres : 0.1
	SURLAG	.bsn .hru	Coefficient de retard pour le ruissellement de surface	[jours]	1 – 24	4 2	4 2
Résistances à l'écoulement (biefs)	CH_N1	.sub	Coefficient de Manning pour les chenaux tributaires	[s m <sup>1/3</sup> ]	0.01 – 30	0.014	0.014
	CH_N2	.rte	Coefficient de Manning pour le bief principal	[s m <sup>1/3</sup> ]	-0.01 – 0.3	0.014	<i>Par type de bief :</i> 0.03 : Affluents de plaine 0.025 : Cours principal de l'Ucayali dans la plaine 0.02 : Affluents Andins 0.015 : Biefs de montagne
Routage des débits (Muskingum)	MSK_CO1 (bnkfull)	.bsn	Poids du coefficient de stockage $K_{bnkfull}$ correspondant à la hauteur de pleins bords (crue) dans le coefficient de stockage $K$ de Muskingum	[-]	0 – 10 En réalité : 0 – 1	0.75	0.9
	MSK_CO2 (10% Bnkfull)	.bsn	Poids du coefficient de stockage $K_{0.1bnkfull}$ correspondant à 10% de la hauteur de pleins bords (étiage) dans le coefficient de stockage $K$ de Muskingum	[-]	0 – 10 En réalité : 0 – 1	0.25	0.1
	X	.bsn	Facteur de pondération de Muskingum	[-]	0 – 0.5	0.2	0

## 5.4.5 Test des modules de routage implantés dans SWAT

### 5.4.5.1 Première simulation paramétrée des débits

Les modules de routage basés sur les méthodes du coefficient d’emménagement et de Muskingum ont été testés, avec la même paramétrisation (Tableau 5.3). Pour les quatre stations où ont été comparés les débits simulés aux débits observés – à savoir Lagarto, Puerto Inca, Pucallpa et Requena – la méthode de Muskingum permet d’obtenir une meilleure atténuation des pics de crue avec une amélioration légère mais significative des critères de performance du modèle (Figure 5.12).

Globalement, le modèle paramétré, même grossièrement, donne des résultats satisfaisant, avec des NSE journaliers supérieurs à 0.5 : la dynamique du cycle hydrologique et sa variabilité interannuelle sont donc assez bien reproduites, et ce quelle que soit la méthode de routage choisie. En outre, les débits de base simulés sont plutôt en bon accord avec les observations, et pourraient sans doute s’en approcher encore d’avantage avec une calibration plus fine (e.g. en utilisant SWAT-CUP). D’amont en aval, la précision des résultats s’améliore si l’on se base sur les NSE. A la sortie des Andes, le modèle peine surtout à reproduire correctement l’intensité des oscillations liées aux crues rapides, caractéristiques des hydrogrammes des bassins de piedmont Andins. D’autre part, les pics de crue simulés ne sont pas toujours bien synchronisés avec les observations. Enfin, le modèle a tendance à sous-estimer les débits au droit de la section de Lagarto (PBIAS = 17.6% avec Muskingum), alors que les débits simulés à Puerto Inca ne présentent pas de biais important (PBIAS < 1%). Ces écarts avec les observations sont premièrement induits par la qualité des données météorologiques utilisées, et notamment par les limitations du produit TMPA dans le contexte Andin. Concernant Lagarto en particulier, une sous-estimation des pluies sur les haut-plateaux du bassin pourrait-être à l’origine du biais observé. Le bassin Andin du Pachitea étant situé dans la cordillère orientale et le SAZ adjacent, les débits simulés ne seraient ainsi pas affectés. Plus à l’aval, les erreurs d’estimation de la pluie sur les Andes finissent d’une part par se compenser et d’autre part par peser de moins en moins sur les débits. En outre, le paramétrage joue probablement sur les légers déphasages de pics de crue observés à Puerto Inca et Lagarto.

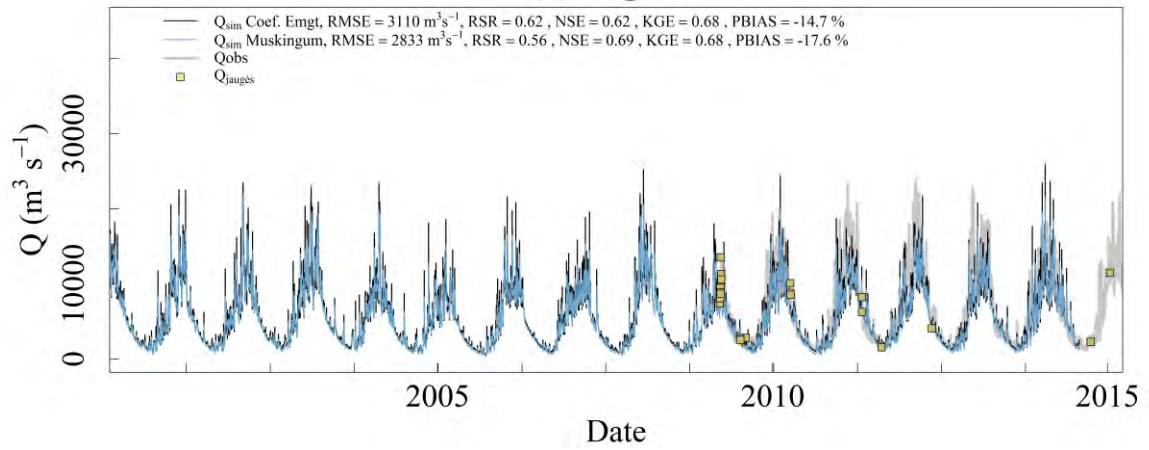
Dans la plaine, au pas de temps mensuel, le déphasage entre les débits maximums observés et simulés (avec la méthode de Muskingum) à Pucallpa est de l'ordre d'un mois voire même inférieur, contrairement à Requena, où les débits maximums mensuels simulés ont entre un à deux mois d'avance sur les observés (Figure 5.13). Ce résultat met en évidence les fonctionnements différents des deux parties du bassin de plaine de l'Ucayali déjà identifiées dans cette thèse, à savoir la partie en Piggyback entre Lagarto et Pucallpa où l'extension de la plaine d'inondation est fortement contrainte par le relief, et la partie en aval de Contamana ou cette dernière est beaucoup plus développée. Par ailleurs, on notera que le paramètre  $K$  de Muskingum a été ici ajusté de façon à bien reproduire l'hydrogramme observé pour les basses eaux et la montée de crue, de manière à s'affranchir des effets liés à l'épanchement de la crue dans le lit majeur et du retour des eaux stockées dans le lit mineur à la décrue. Une augmentation de ce paramètre peut permettre d'un peu mieux synchroniser les maximums mensuels de débits simulés et observés, mais cela conduirait à d'importants déphasages pour le reste de l'hydrogramme.

En journalier, les débits observés à Pucallpa sont déjà relativement lissés : les oscillations des crues rapides de l'hydrogramme de Puerto Inca, une station pourtant très proche, sont laminés, probablement par les mécanismes de débordement et de remous à la confluence Ucayali/Pachitea. Ces derniers sont favorisés par les niveaux d'eau élevés de l'Ucayali en crue : le marnage de l'Ucayali est très important, de l'ordre de 6 – 10 m, et influe donc d'abord fortement sur la pente de la ligne d'eau du Pachitea dans la zone de confluence, ce qui a pour effet de ralentir l'écoulement, d'augmenter la hauteur d'eau et, *in fine*, de favoriser les transferts d'eau du lit mineur vers le lit majeur. Au contraire, le modèle route sans atténuation les oscillations des crues rapides de Puerto Inca et de Lagarto à Pucallpa, puis jusqu'à la station de Requena, avec un faible déphasage et quasiment sans atténuation.

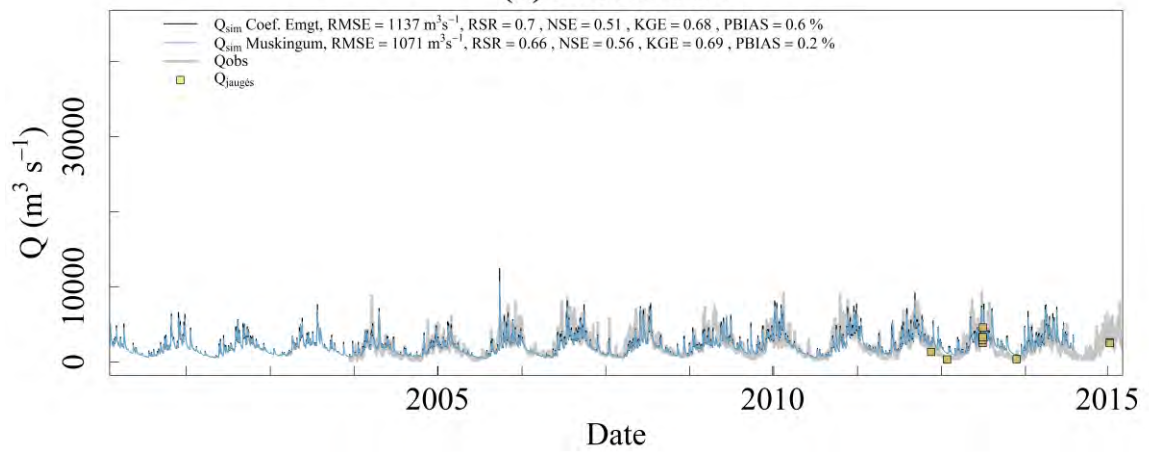
Au-delà du problème de routage des débits, l'impact sur la simulation des flux solides est évidemment très important. On peut par exemple s'attendre à des dépôts dans la zone de confluence Ucayali/Pachitea pendant la crue de l'Ucayali, alors que le modèle aurait tendance à transférer ces sédiments vers l'aval en même temps que les pics de crue du Pachitea. Il en va de même pour le transfert des sédiments entre Lagarto et Requena.



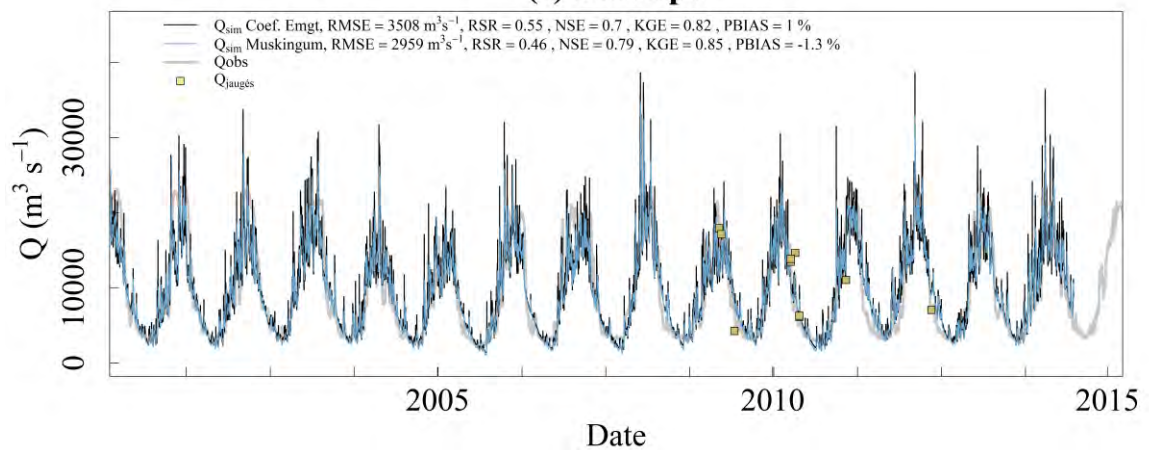
**(a) Lagarto**



**(b) Puerto Inca**



**(c) Pucallpa**



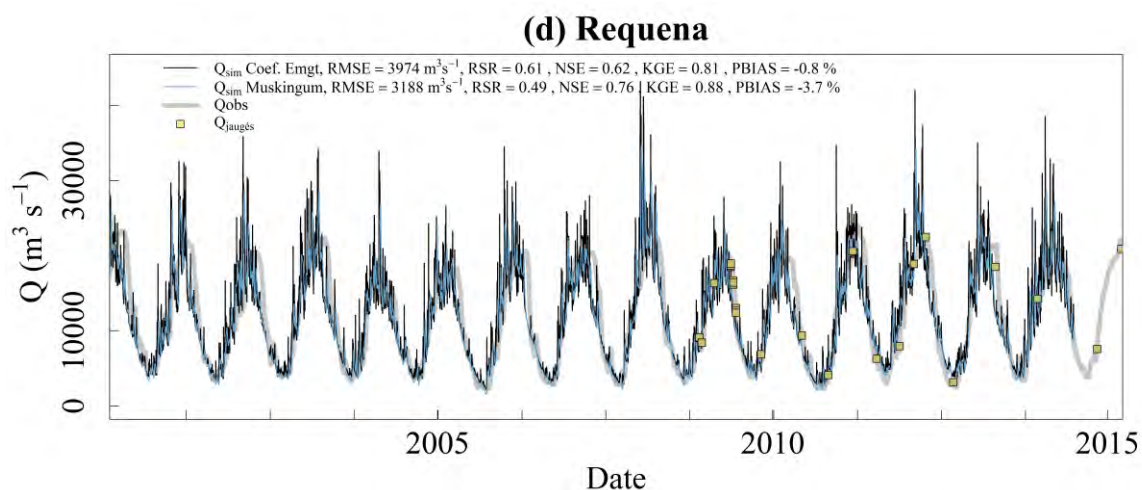


Figure 5.12: Sorties du modèle SWAT, paramétré comme indiqué au Tableau 5.3, pour différentes stations du bassin de l'Ucayali.

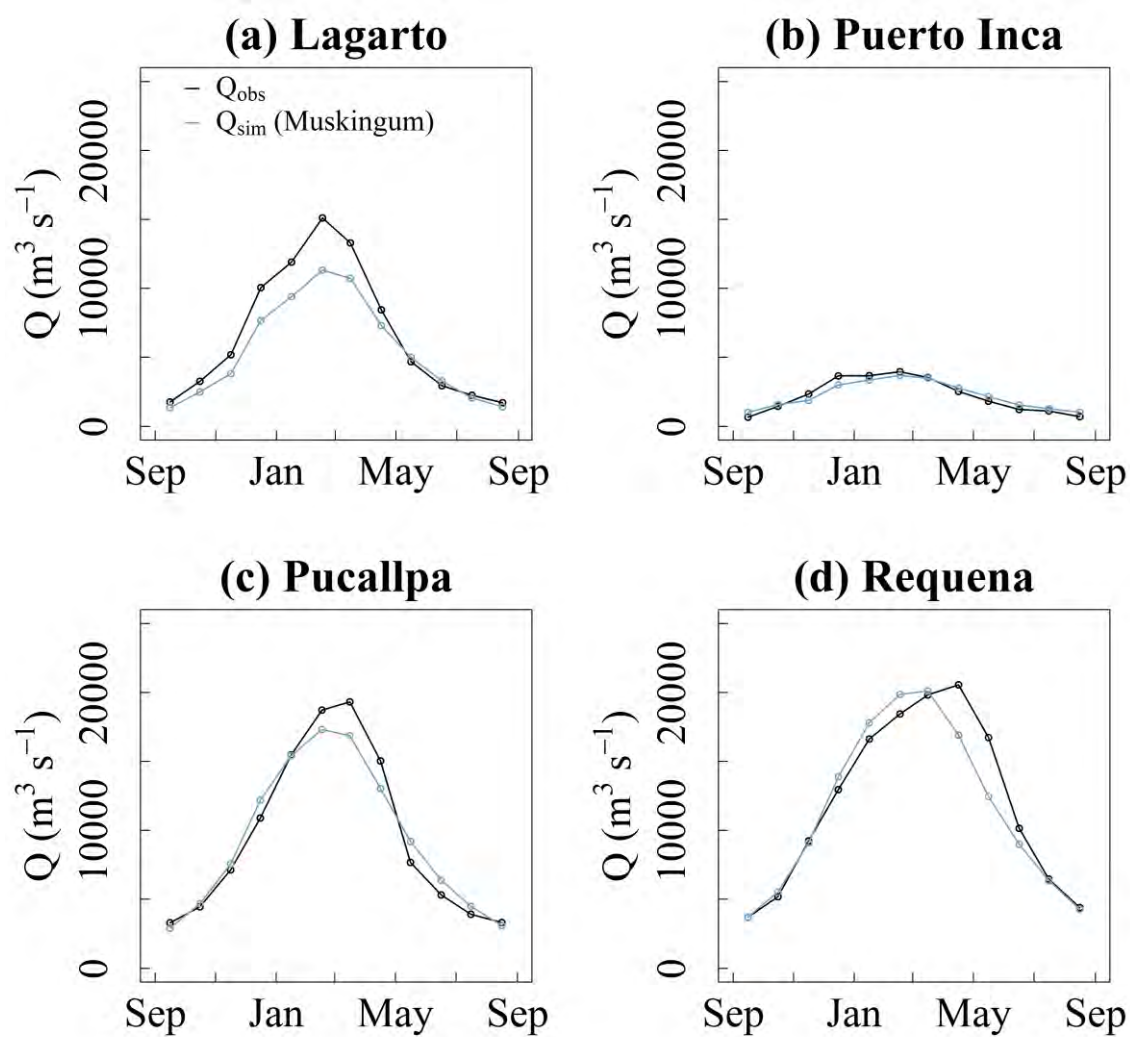


Figure 5.13: Moyennes mensuelles interannuelles des débits simulés, pour la simulation utilisant la méthode de Muskingum, et des débits observés.

#### 5.4.5.2 Seconde simulation, avec un lit majeur actif

Dans la première simulation, la géométrie des biefs a été calculée par SWAT. Cependant, les données extraites des mesures aDcp montrent que les lois générales utilisées dans SWAT pour calculer ces paramètres surestiment fortement la largeur de pleins bords et la hauteur d'eau correspondante (Figure 5.14). Ainsi, les écoulements simulés se sont propagés uniquement dans le lit mineur. Le laminage des crues par l'épanchement d'une partie des débits dans le lit majeur n'a donc pas pu avoir lieu.

Par exemple, dans la première simulation, la largeur de pleins bords à Requena est estimée par le modèle à 2.7 km, alors que le bief a une largeur d'environ 750 m. Quant à la profondeur correspondante, elle est estimée à 21.5 m, alors que les mesures aDcp montrent qu'il y a un épanchement dans le lit majeur pour un rayon hydraulique autour de 14 m. Il en va de même pour les autres sections. Les données mesurées paraissent mieux s'ajuster aux lois empiriques construites par [de Paiva et al. \(2011\)](#) à partir de géométries de sections amazoniennes. C'est particulièrement vrai pour les largeurs, moins pour les hauteurs d'eau. En effet, il est plus difficile d'estimer la hauteur d'eau pour laquelle la rivière commence à déborder dans le lit majeur, car les limites entre lit majeur et mineur ne sont pas nettes sur le terrain. D'autres auteurs ont également proposé des bases globales pour estimer ces paramètres (e.g. [Andreadis et al., 2013](#); [Yamazaki et al., 2014](#); [Allen et Pavelsky, 2018](#)), mais leurs estimations de hauteur d'eau à pleins bords n'ont pas résisté aux comparaisons avec les mesures.

Les lois empiriques proposées par [de Paiva et al. \(2011\)](#) sont les suivantes :

$$W_{bkfull} = 0.81 A_d^{0.53}, \quad \text{Eq. 5. 34}$$

et

$$h_{bkfull} = 1.44 A_d^{0.19}. \quad \text{Eq. 5. 35}$$

Afin de tester le modèle dans le cadre d'un épanchement des crues, la loi de [de Paiva et al. \(2011\)](#) a été utilisée pour forcer les largeurs au miroir des biefs à pleins bords. Les coefficients de la loi pour les hauteurs d'eau de [de Paiva et al. \(2011\)](#) ont été légèrement modifiés pour être au plus près des observations :

$$h_{bkfull} = 1.20 A_d^{0.20} .$$

Eq. 5. 36

D'autre part, le traitement du DEM ne tient pas compte de la sinuosité des cours d'eau : la pente du lit est donc souvent surestimée dans la plaine, ce qui conduit à augmenter artificiellement la valeur du coefficient de rugosité de Manning lors de sa paramétrisation.

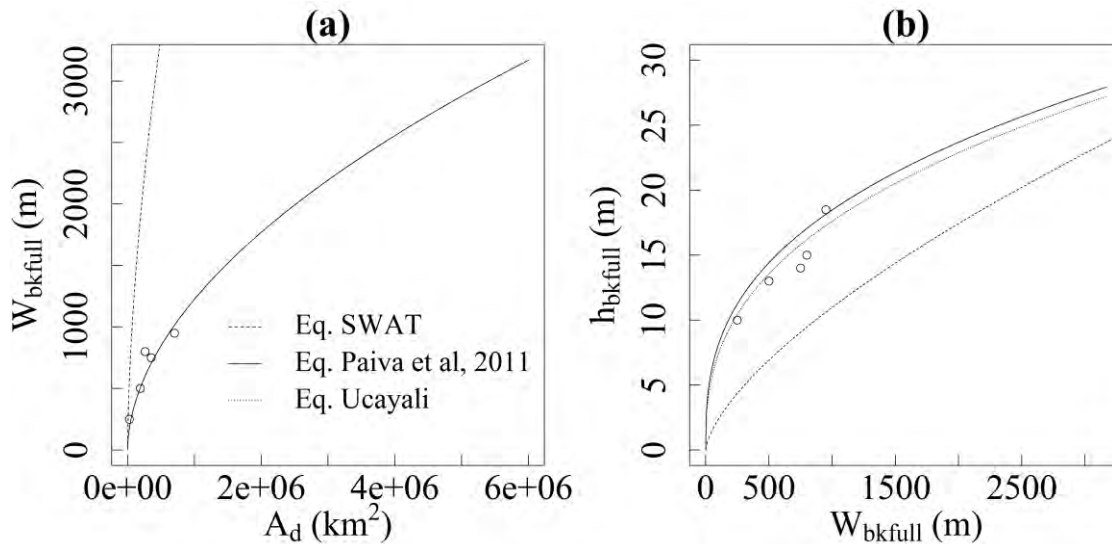


Figure 5.14: Comparaisons de lois empiriques pour l'estimation de la géométrie des biefs, avec les mesures bathymétriques effectuées à LAG, PIN, PUC, REQ et TAM. (a) largeur au miroir pour le débit de pleins bords  $W_{bkfull}$  [m] en fonction de l'aire drainée  $A_d$  [km<sup>2</sup>]. (b) Hauteur d'eau  $h_{bkfull}$  [m] en fonction de la largeur au miroir  $W_{bkfull}$ .

Les tests réalisés à Requena (Figure 5.15) montrent que les simulations des débits, avec ou sans modification de la géométrie et des pentes des biefs, sont très similaires, avec cependant une légère amélioration dans le second cas. Le déphasage des pics de crue observés reste à peu près le même, à quelques jours près : l'épanchement de la crue dans le lit majeur n'influe pas sur les débits simulés dans SWAT.

En revanche, les vitesses et hauteurs d'eau calculées sont très différentes d'une simulation à l'autre. Au moment où le lit majeur s'active, le changement instantané de section crée une discontinuité dans les séries de vitesses et de hauteurs d'eau (Figure 5.16) : les vitesses chutent brutalement, ce qui entraînent une hausse tout aussi brutale des hauteurs d'eau.

Il faut ici se rappeler que SWAT route des volumes d'eau de bief en bief, desquels sont déduits une hauteur d'eau en considérant la géométrie du bief d'intérêt, puis un rayon

hydraulique ( $R_h = A/P$ ) et enfin une vitesse via l'équation de friction de GMS. Lors de l'activation du lit majeur, le périmètre mouillé augmente brutalement avec la hauteur d'eau (Figure 5.3), alors que l'aire de la section mouillée augmente plus modérément. Le rayon hydraulique chute alors (donc à l'inverse la hauteur d'eau augmente fortement avec le rayon hydraulique), ce qui entraîne une réduction de la vitesse moyenne dans la section ( $\langle u \rangle = \frac{1}{n} R_h^{2/3} \sqrt{S_0}$ ). Il s'agit en réalité d'un problème très classique lié aux écoulements en sections complexes (i.e. avec des sections composées). Dans ce type de problème, il est nécessaire de considérer deux écoulements différents, l'un dans le lit mineur, l'autre dans le lit majeur, et additionner les deux débits calculés séparément par la formule de rugosité.

Enfin, quelle que soit la simulation, on observe que les hauteurs d'eau et les vitesses simulées sont très irréalistes. Ces résultats démontrent qu'en l'état, le modèle SWAT n'est pas à même de calculer des contraintes tangentielles et des vitesses de frottement pour en déduire des taux d'érosion potentiels du bief et des capacités de transport de sédiments dans l'écoulement sur des bases physiques.

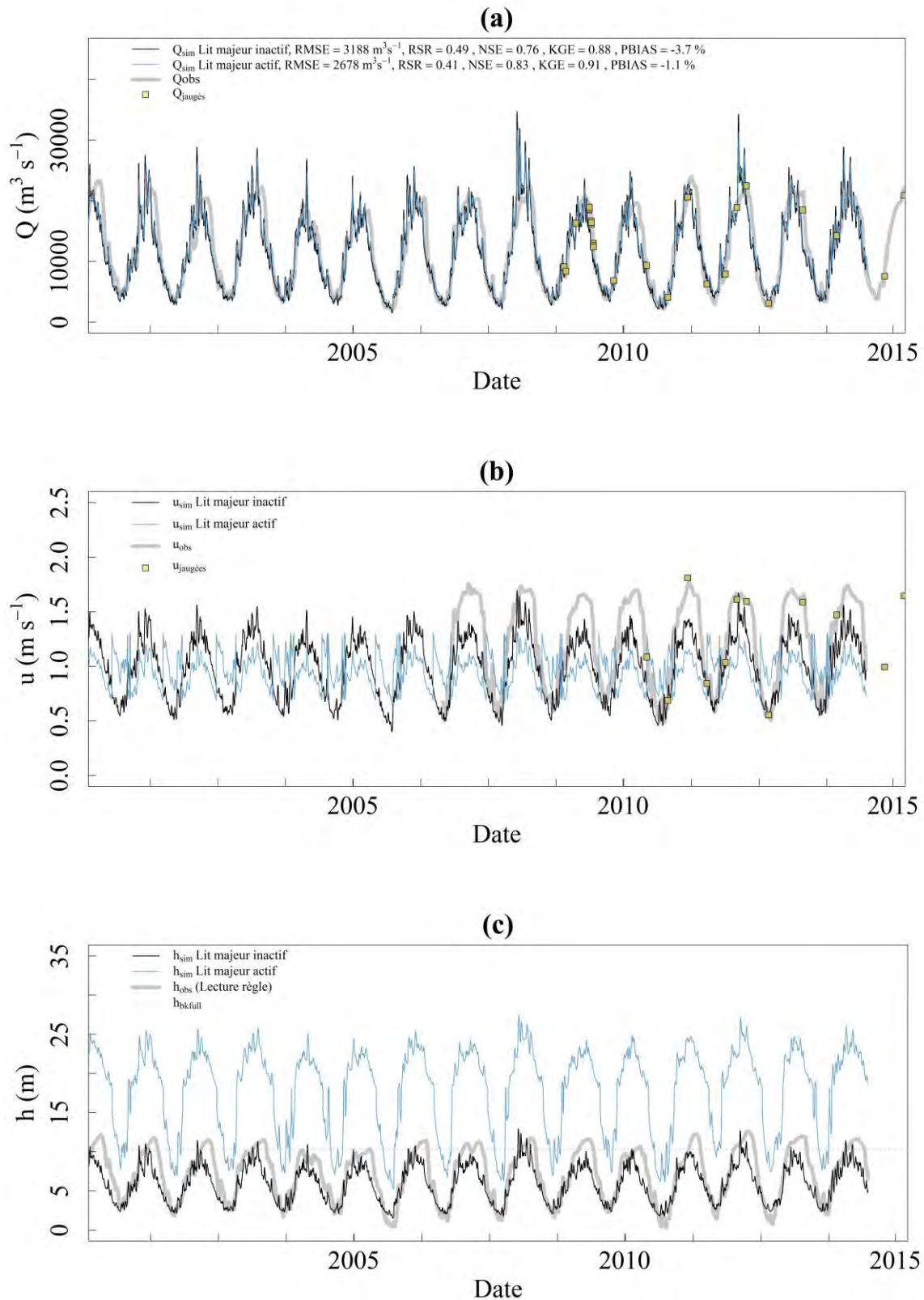


Figure 5.15: Comparaison entre deux simulations à Requena, avec ou sans modification de la géométrie du bief. (a) Débits. (b) Vitesses. (c) Hauteurs d'eau.



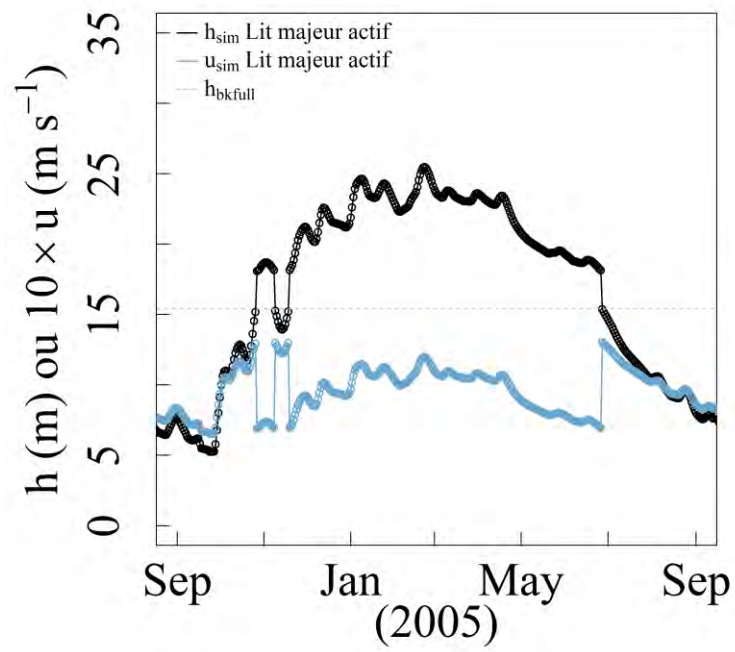


Figure 5.16: Discontinuités au moment de l'épanchement de l'écoulement dans le lit majeur des séries de hauteurs d'eau et de vitesses simulées.

## 5.5 Conception de nouveaux modules de routage

Les premières simulations effectuées sur le bassin de l'Ucayali montrent que le module de routage des débits basé sur le modèle de Muskingum donne des résultats satisfaisants à l'exutoire des sous-bassins Andins de l'Ucayali (Figure 5.12). En revanche, au fur et à mesure que l'onde de crue se propage à travers la plaine, un important déphasage se crée progressivement entre les débits observés et simulés, sous l'effet combiné de la mise en eau de la plaine d'inondation, donc d'un réservoir pouvant être modélisé dans une méthode de routage hydrologique, et des influences aval, nécessitant un routage hydraulique. Ainsi, afin de déterminer la pertinence de l'utilisation d'un routage hydrologique par rapport à un routage hydraulique pour la propagation des débits dans le bassin de l'Ucayali, il est nécessaire d'évaluer la part de déphasage générée par l'épanchement de la crue dans le lit majeur et par les influences aval.

En implantant dans le modèle MGB un module de plaine d'inondation (les volumes épanchés dans la plaine lorsque la rivière déborde y sont simplement stockés) et un module de résolution complète des équations de Barré de Saint-Venant 1d dans le lit mineur, [de Paiva et al. \(2013\)](#) ont montré qu'une très grande partie du déphasage de la crue est liée au laminage de cette dernière par l'épanchement dans le lit majeur (Figure 5.17). En effet, les résultats de simulation des débits obtenus avec le module de routage hydrologique implanté par défaut dans le modèle MGB (Muskingum-Cunge) ou avec le module hydraulique sont tous deux considérablement améliorés lorsque le module de plaine d'inondation est actif. Les différences obtenues entre le modèle de Muskingum-Cunge et le module hydraulique dans le cas de simulations avec plaine d'inondation montrent néanmoins que les influences aval jouent également un rôle, moindre, dans le routage des débits de l'Amazone. Cependant, le déphasage entre les débits propagés avec le modèle de Muskingum-Cunge et les débits observés en dessous du débit de pleins bords (Figure 5.17) suggèrent que [de Paiva et al. \(2013\)](#) n'ont pas cherché à optimiser le calage du modèle de Muskingum-Cunge : la comparaison pourrait ainsi être biaisée et le rôle des influences aval surestimé.

En outre, la résolution complète des équations de Barré de Saint-Venant étant complexe et couteuse en temps de calcul, [Pontes \*et al.\* \(2017\)](#) ont implanté dans MGB une solution basée sur l'équation de l'onde de crue inertielle ([Bates \*et al.\*, 2010](#)). Leurs résultats montrent que l'utilisation de cette version simplifiée est pertinente pour les grands bassins.

Ici, de la même manière, des formalismes basés sur des approches physiques simplifiées permettant de router les débits avec SWAT dans les grands bassins Amazoniens ont été recherchés, afin de garder une cohérence avec l'ensemble du modèle et ses champs d'application. Ce routage des débits prenant en compte les crues débordantes et éventuellement diffusantes devra permettre de simuler des vitesses moyennes d'écoulement et des hauteurs d'eau consistantes avec les observations, afin de déterminer des contraintes de cisaillement sur le lit et, *in fine*, des capacités de transport pour l'estimation des concentrations en sédiments (sables) dans les biefs de la plaine Amazonienne.

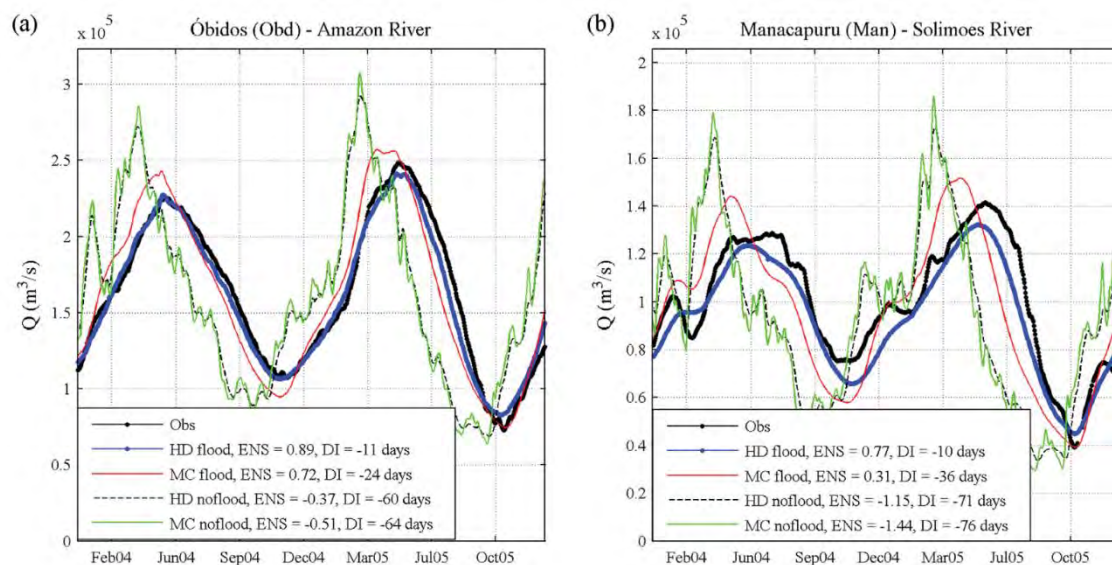


Figure 5.17: Comparaison entre débits observés (« obs ») et débits simulés dans le modèle MGB, avec un routage hydraulique (« HD » : hydrodynamique) ou un routage hydrologique (« MC » : Muskingum-Cunge), avec ou sans module de plaine d'inondation (« flood » ou « noflood »). ([de Paiva \*et al.\*, 2013](#)).

## 5.5.1 Discrétisation et formalismes adoptés

### 5.5.1.1 Discrétisation en biefs retenue

La discrétisation opérée dans SWAT, qui consiste à découper le cours d'eau principal en un bief par sous-bassin, a été conservée (Figure 5.18). Les pentes du fond  $S_0$  [m m<sup>-1</sup>] et la longueur des biefs  $L_{ch}$  [m] sont donc fournies par le traitement du MNT via l'interface SIG du modèle. Les volumes d'eau  $V_{i \rightarrow i+1}$  [m<sup>3</sup>] sont routés du bief  $i$  au bief  $i + 1$ , en considérant que le débit  $Q_i$  [m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>] calculé dans le bief  $i$  et multiplié par le pas de temps  $\Delta t$  [s] correspond au débit  $Q_{i \rightarrow i+1}$  [m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>] transféré au bief  $i + 1$ . Autrement dit,  $Q_{i \rightarrow i+1}$  est le débit pris à mi-chemin du bief, augmenté des apports latéraux sur l'ensemble du bief.

Cette discrétisation en tronçons de même hauteur d'eau  $h_i$  et section mouillée  $A_{h,i}$  sur une grande longueur de bief  $L_{ch,i}$  pose plusieurs problèmes lorsque l'on souhaite effectuer un routage hydraulique. D'une part, la géométrie des sections, la pente du fond et *in fine* la pente de la ligne d'eau sont, d'après les observations in-situ, variables tout au long du bief. Ces effets peuvent être en partie compensés en ajustant le coefficient de résistance à l'écoulement du bief,  $n$ . D'autre part, si l'on utilise l'équation de friction pour calculer le débit et en déduire les volumes d'eau transférés d'un bief à l'autre, c'est la pente de friction (approchée dans le cas de l'onde diffusante par  $S_f \cong S_0 + S_w$ ) à l'aval de la section à travers de laquelle le débit s'écoule qui doit être prise en compte. Or, si  $Q_{i \rightarrow i+1}$  est estimé à la jointure entre deux biefs discrets comme c'est le cas dans MGB ou Cama-FLOOD, cette pente peut varier significativement si  $L_{ch,i}$  est grand, tout comme la hauteur d'eau et l'aire de la section (Figure 5.18). C'est pourquoi dans ces deux modèles la section considérée pour le calcul de  $Q_{i \rightarrow i+1}$  est la surface de jointure entre les biefs  $i$  et  $i + 1$ . Néanmoins, on peut considérer que cette variation de section mouillée à l'interface de deux biefs explique en grande partie la variation de la pente de friction, et est donc supposée la compenser, si l'on se place dans le cas d'une onde cinématique ou diffusante. Bien évidemment, plus la discrétisation en biefs sera fine, moins ce problème se posera. Ainsi, un des verrous sous-jacent au problème de routage hydraulique des débits est d'identifier les échelles pertinentes pour modéliser les processus de transfert de volume d'eau d'un bief à l'autre, ainsi que les échanges entre lit mineur et lit majeur.



hauteur – débit – vitesse différentes. On notera que la forme des relations hauteur d'eau – aire mouillée observées (Figure 5.20) s'apparente à celle obtenue pour une section rectangulaire « équivalente », exception faite de la section de Requena, pour laquelle la rive convexe mouillée en crue semble conduire à une plus forte augmentation de l'aire mouillée par rapport à la hauteur d'eau que dans le cas d'une section rectangulaire, influençant ainsi le calcul du rayon hydraulique et *in fine* les relations hauteur – débit.

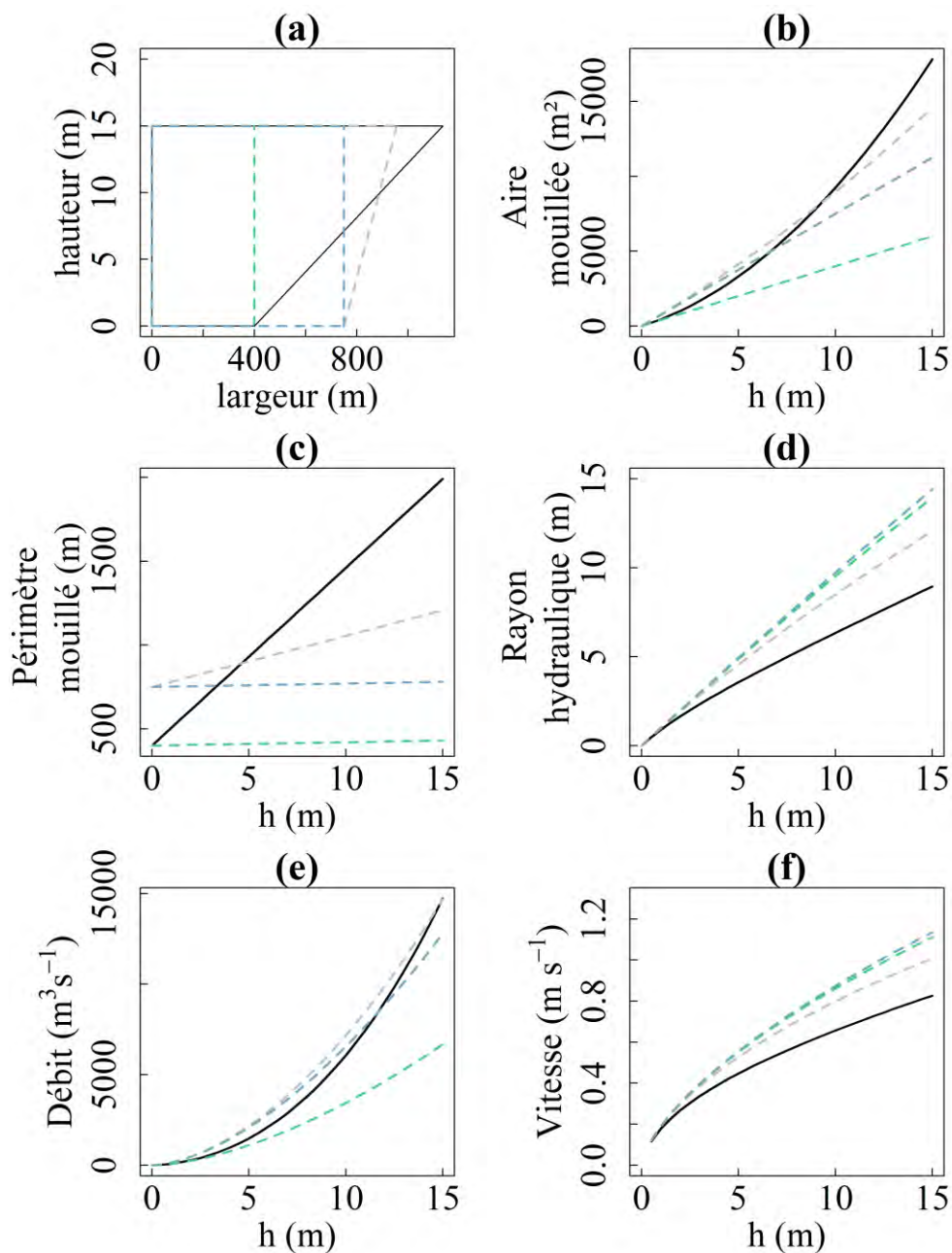


Figure 5.19: Variabilité des paramètres hydrauliques en fonction de la géométrie de la section. (a) sections considérées. (b) Aires mouillées. (c) Périmètres mouillés. (d) Rayons hydrauliques. (e) Débits. (f) Vitesses.



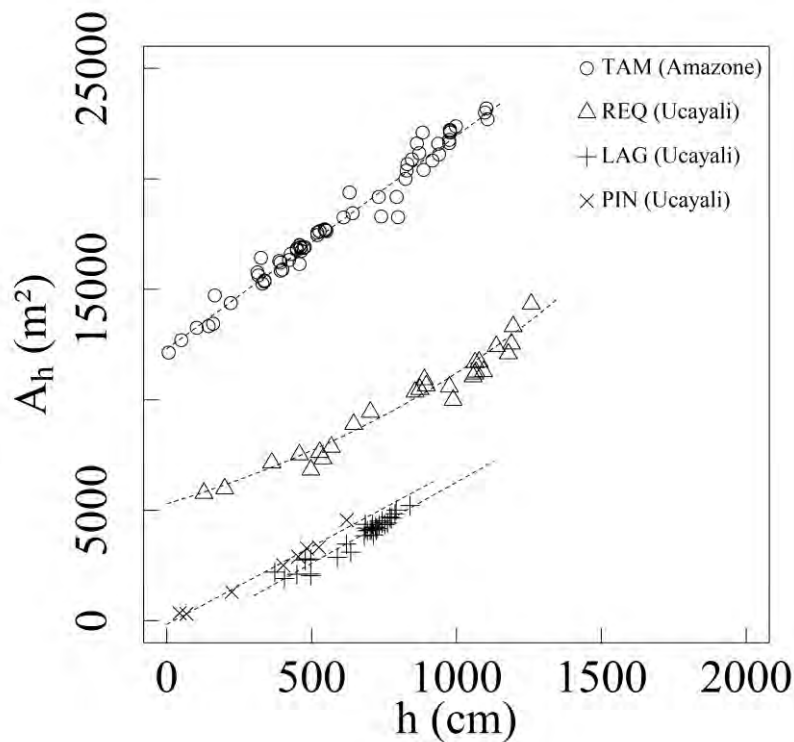


Figure 5.20: Relations observées entre hauteur d'eau  $h$  et aire mouillée  $A_h$  de la section mesurée pendant les jaugeages effectués avec un aDcp, pour les sections de Tamshiyacu (TAM), Requena (REQ), Lagarto (LAG) et Puerto Inca (PIN).

### 5.5.1.3 Conceptualisation du lit majeur

La conceptualisation de la plaine d'inondation est une étape clef pour obtenir une simulation correcte des débits, des hauteurs d'eau et des vitesses moyennes dans les biefs. Or, les écoulements dans le lit majeur sont très complexes (cf. chapitre 1). La description de ces écoulements exigerait une modélisation bidimensionnelle (Figure 5.21) (e.g. [Horritt et Bates, 2002](#); [Rudorff et al., 2014a, 2014b, 2018](#)), notamment lors des crues extrêmes ( $h \gg h_{bkfull}$ ), pour lesquelles des écoulements superficiels 2d interviennent dans le lit majeur une fois les chenaux de crue remplis. Cependant, l'objectif est ici de modéliser correctement la propagation des débits des phases liquides et solides dans le lit mineur de la rivière, qui plus est par des approches simplifiées pour s'adapter au modèle SWAT. On gardera donc une approche filaire, en distinguant le lit mineur du lit majeur.

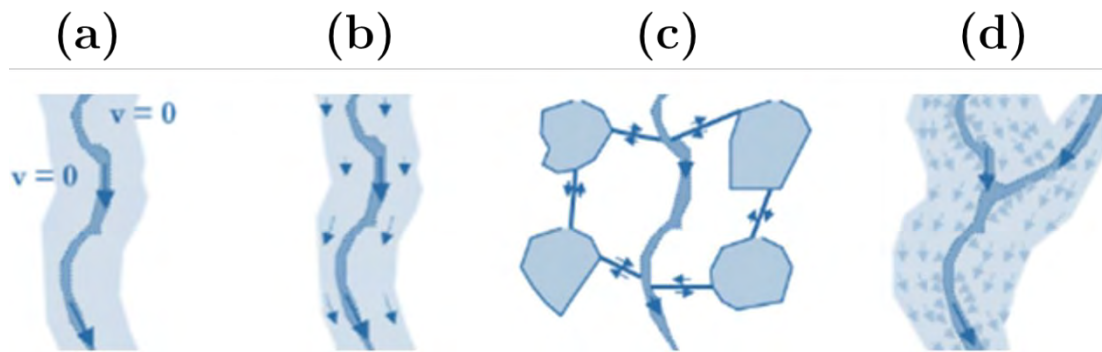


Figure 5.21: Quelques alternatives de conceptualisation de la plaine d'inondation (a) stockage pur dans le lit majeur ( $u_{fp} = 0$ ). (b) Lit composé, 1d. (c) Lacs d'inondation interconnectés (écoulement quasi 2d). (d) Ecoulements 2d dans le lit majeur. (Figure modifiée d'après de Paiva, 2009).

D'autre part, sur le terrain les limites entre lit majeur et mineur ne sont pas aussi nettes que dans les représentations théoriques de sections d'écoulements composés utilisées dans les laboratoires d'hydraulique (e.g. Sellin, 1964; Smart *et al.*, 1992; Proust *et al.*, 2017; Uijttewaal, 2014). Une partie des écoulements transite en réalité par la plaine bien avant que la hauteur de pleins bords ne soit atteinte – hauteur qui correspondrait dans ce cas au déversement d'une partie des eaux du lit mineur dans la plaine par-dessus les levées. Ces écoulements latéraux au lit mineur, empruntent en grande partie les chenaux de crue résultants de la migration/reptation des méandres (e.g Trigg *et al.*, 2012; Lewin *et al.*, 2017). Ils sont de manière générale beaucoup plus lents, en raison de la rugosité de ces chenaux, et peuvent revenir en partie dans le lit mineur après un détour plus ou moins long par le lit majeur (Figure 5.22). Ainsi, entre deux sections d'un même bief, le débit dans le lit mineur est alors diminué du volume d'eau qui s'épanche puis reste dans le lit majeur, et la vitesse moyenne est ralentie par les eaux qui retournent dans l'écoulement principal. Cependant, ces effets sont bien sûr moins importants que dans le cas où les volumes d'eau épanchés dans le lit majeur sont simplement stockés. Ainsi, pour simplifier le problème, on distinguera deux zones dans la suite de la modélisation (Figure 5.23) :

- le lit majeur correspondant à la plaine alluviale, c'est-à-dire la partie supposée inactive du lit (stockage pur des eaux, vitesses nulles).
- le lit moyen ou lit majeur actif, c'est-à-dire la bande active comprenant le lit mineur et les zones immédiatement adjacentes, où les eaux s'écoulent en crue avec une vitesse significative. Cependant seule la géométrie du lit mineur sera considérée dans les calculs

des débits transitant par la section du lit moyen, et l'influence de la partie active du lit majeur sur l'écoulement sera représentée par un ajustement de la valeur du coefficient de résistance.

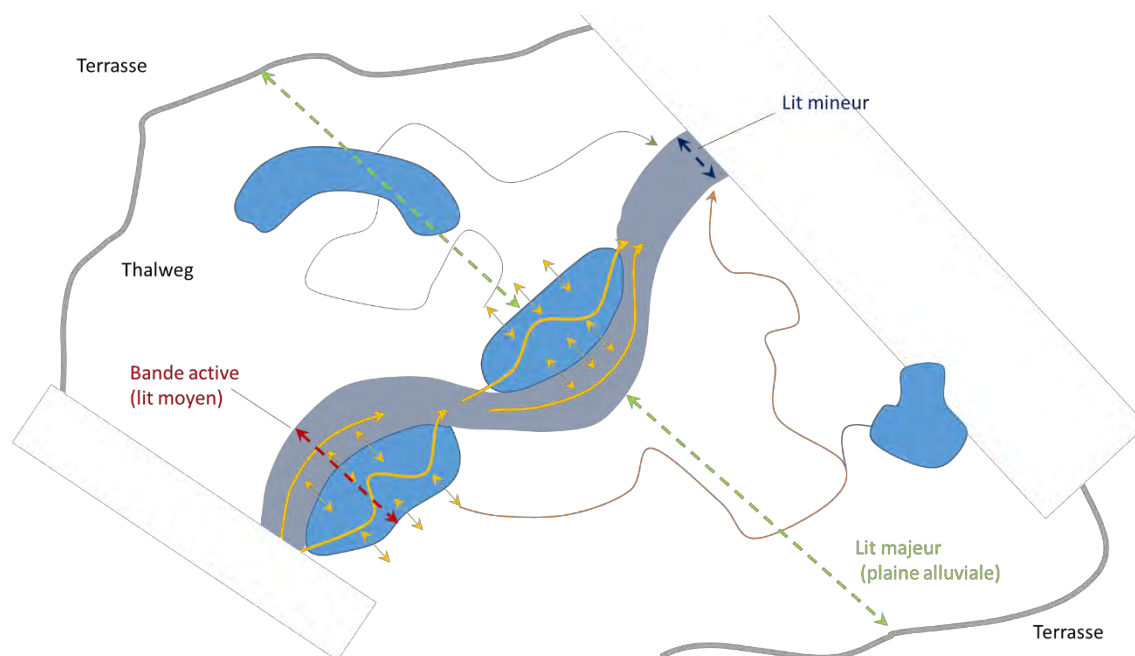


Figure 5.22: Représentation hypothétique d'un bief de rivière amazonienne, montrant la difficulté de circonscrire la partie active du lit majeur. Les flèches jaunes, oranges et vertes indiquent des trajets possibles des écoulements. Les échanges diffus à travers les levées entre le lit mineur et le lit majeur sont représentées par des flèches doubles en jaune.

Ces processus peuvent avoir une importance sur le routage des flux solides. Notamment, les MES grossières déviées dans les chenaux de crue y sédimentent pendant la crue, en raison des effets de remous liés au niveau du lit mineur et de la rugosité des parois de ces chenaux, souvent végétalisés, peu profonds et étroits. Ces sédiments peuvent être, en partie, remobilisés à la décrue de la rivière. Enfin, l'écoulement dans le lit mineur est ralenti par ces écoulements latéraux, surtout près des rives, ce qui peut entraîner le dépôt des mêmes classes de MES dans ces zones. Une représentation plus complexe pourra ainsi être envisagée dans le futur, en distinguant un lit mineur, un lit majeur actif représenté par un canal parallèle au lit mineur, avec une forte rugosité, et une zone de stockage dans la plaine alluviale (lacs et dépressions) (Figure 5.23a).

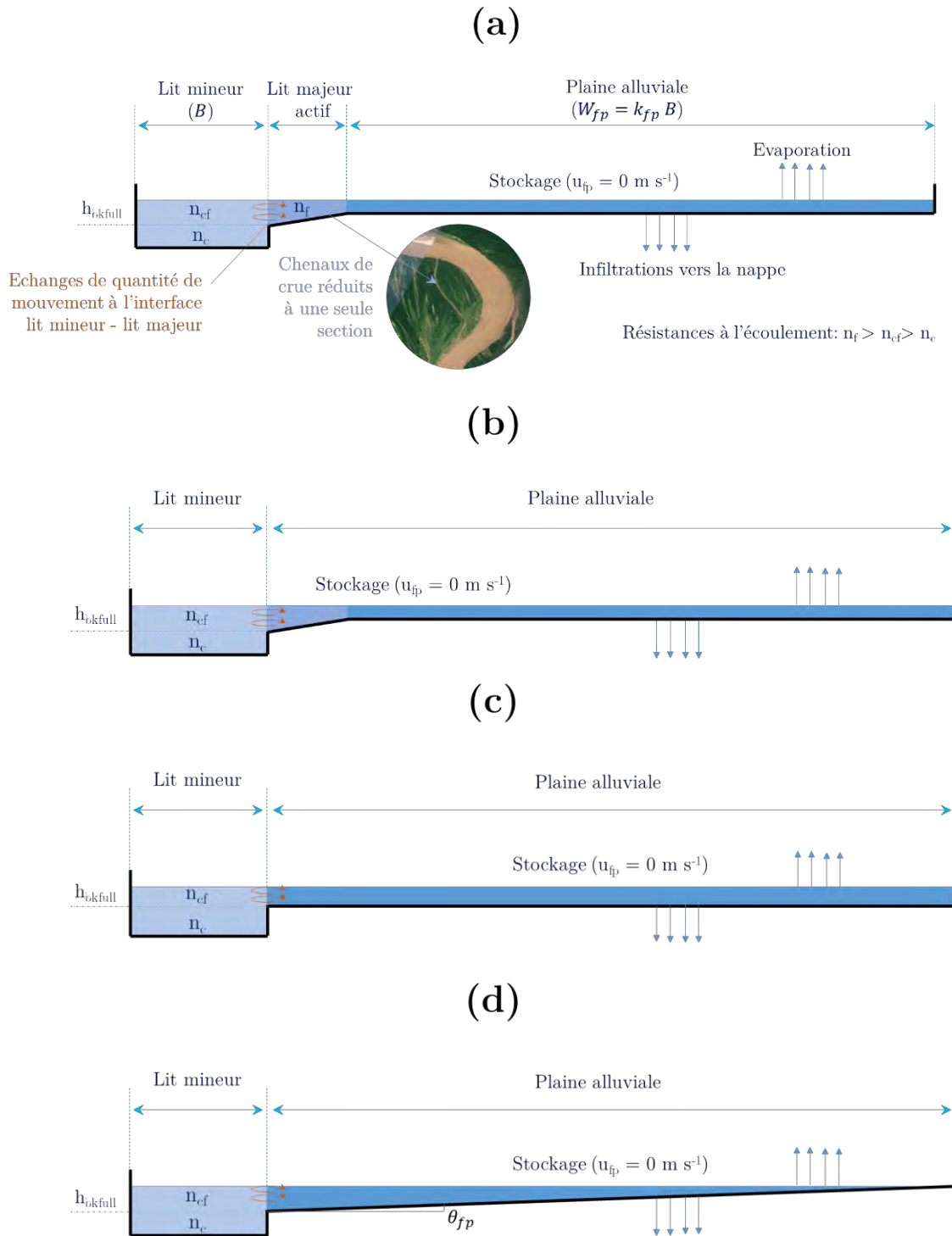


Figure 5.23: Conceptualisation des écoulements pour les grandes rivières amazoniennes. (a) représentation prenant en compte le lit majeur actif. (b) représentation simplifiée, avec 2 réservoirs modélisant la plaine d'inondation, pour tenir compte de l'étagement des terrasses alluviales et des temps de retour des crues (c) conceptualisation simplifiée adoptée dans le reste de cette étude, avec un réservoir parallélépipédique rectangle modélisant le stockage dans la plaine. (d) 2<sup>de</sup> option, avec un réservoir prismatique. Avec :  $B$  la largeur au miroir du lit mineur,  $W_{fp}$  celle du lit majeur,  $\theta_{fp}$  l'inclinaison du lit majeur vers la rivière,  $n_c$  le coefficient de résistance du lit mineur lorsque le lit majeur n'est pas inondé,  $n_{cf}$  le coefficient de résistance du lit mineur avec lit majeur actif ou inondé,  $n_f$  le coefficient de résistance du lit majeur actif.

Trois représentations du réservoir d'eau destiné à accueillir les volumes stockés dans le lit majeur en crue ont été retenues (Figure 5.23). 1– un double réservoir, prenant en compte deux zones du lit majeur (Figure 5.23b) permettant de simuler deux niveaux de terrasse de la plaine d'inondation. 2 – un simple réservoir parallélépipédique rectangle (Figure 5.23c) et enfin, 3 – un réservoir prismatique (prisme droit à base triangle) (Figure 5.23c) pour une transition plus douce des débits dans le lit mineur lors de l'épanchement de la crue dans la plaine alluviale. Dans ces trois représentations, les paramètres géométriques de la section du réservoir modélisant la plaine d'inondation sont donc des variables d'ajustement pour le routage de débits.

Enfin, les échanges de quantité de mouvement à l'interface de cisaillement entre lit mineur et lit majeur pourront être modélisés par une augmentation de la résistance à l'écoulement dans le lit mineur lorsque la hauteur d'eau dépasse la hauteur de pleins bords.

### 5.5.2 Une première solution hydrologique simple: un modèle de

#### Muskingum, avec un coefficient de déphasage variable

Dans la variante de l'application du modèle de Muskingum développée ici pour le modèle SWAT, le coefficient de déphasage  $K$  varie en fonction de la hauteur d'eau de manière linéaire, entre les valeurs de  $K(h)$  calculées à  $0.1 h_{bkfull}$  et pour  $h_{bkfull}$ . Le calcul des valeurs de  $K(h_{bkfull})$  et  $K(0.1 h_{bkfull})$  demeure inchangé par rapport à la version de Muskingum déjà implantée dans le modèle SWAT. Deux coefficients,  $MskCo1$  et  $MskCo2$ , permettent d'ajuster ces 2 valeurs limites de  $K$  (Figure 5.24). Lorsque la rivière déborde,  $K(h > h_{bkfull})$  devient d'autant plus grand que le volume stocké est important et varie alors linéairement avec la hauteur d'eau relative  $(h - h_{bkfull})$ , selon une pente  $MskCo3$ . Le coefficient de déphasage varie alors de la manière suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} K(h < 0.1 h_{bkfull}) = K(0.1 h_{bkfull}) \\ K(0.1 h_{bkfull} \leq h \leq h_{bkfull}) = a h + b \\ K(h > h_{bkfull}) = MskCo1 \times K(h_{bkfull}) + MskCo3 (h - h_{bkfull}) \end{array} \right., \quad \text{Eq. 5. 37}$$

avec :

$$\begin{cases} a = \frac{MskCo1 \times K(h_{bkfull}) - MskCo2 \times K(0.1 h_{bkfull})}{0.9 h_{bkfull}} \\ b = MskCo1 \times K(h_{bkfull}) - a h_{bkfull} \end{cases} \quad \text{Eq. 5. 38}$$

La géométrie de la section reste inchangée que ce soit avant ou après le dépassement de la hauteur de pleins bords : les volumes d'eau sont simplement stockés dans le lit mineur. Le modèle de Muskingum à  $K$  variable ne nécessite donc pas de définir une plaine d'inondation, ce qui peut présenter un avantage lorsqu'il est difficile de connaître la géométrie de cette plaine et la relation hauteurs - volumes stockés. Il est en revanche possible de calculer le volume d'eau stocké entre deux pas de temps, et donc d'en déduire la surface de plaine inondée en croisant ces volumes avec le MNT.

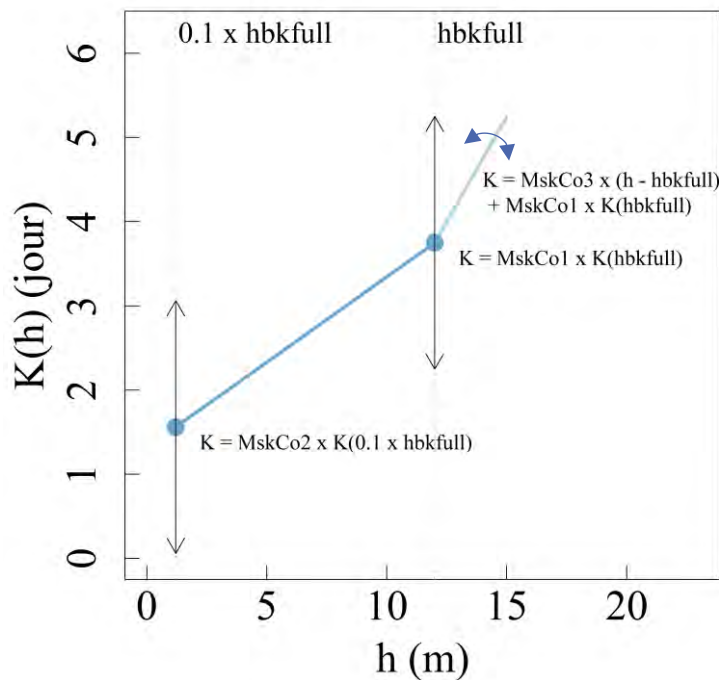


Figure 5.24: Variation du coefficient de déphasage  $K$  en fonction des paramètres  $MskCoi$ , pour la nouvelle méthode de « Muskingum à  $K$  variable » implantée dans le modèle SWAT. *NB : la méthode de Muskingum de SWAT conduisait à un coefficient  $K$  constant quel que soit la hauteur d'eau.*

Une fois implanté dans SWAT, ce nouveau module de routage permet une amélioration très significative des critères de performance du modèle à Requena (Figure 5.25), avec un NSE passant de 0.76 à 0.92. Ce résultat démontre donc qu'une approche hydrologique du routage des débits peut fournir de très bon résultats dans un contexte amazonien. Néanmoins,



contrairement à une solution basée sur un routage hydraulique, cette méthode ne permettra pas d'établir des courbes de tarage (hauteur d'eau – débit) réalistes en raison de la fonction de stockage. Les hauteurs d'eau déduites, les aires des sections mouillées ainsi que les vitesses calculées seront en effet irréalistes, et il ne sera pas possible d'en déduire des contraintes de cisaillements pour l'application de modèles de transport.

Enfin, une variante de l'application du modèle de Muskingum proposée ci-dessus pourrait être de permettre un débordement dans un lit majeur, et d'utiliser la vitesse de l'écoulement après débordement pour recalculer la célérité de l'onde de crue et en déduire une valeur du paramètre  $K$ .

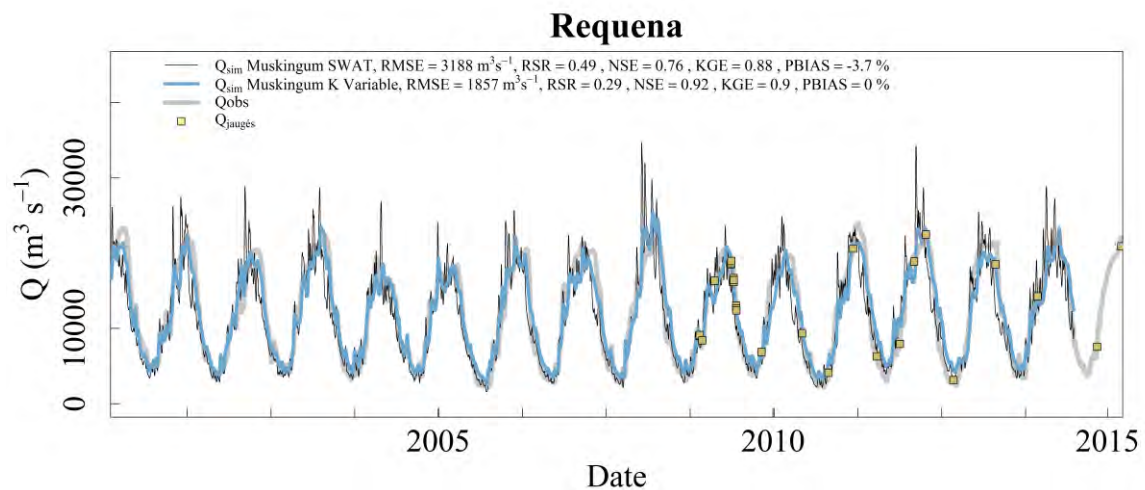


Figure 5.25: Comparaison entre le modèle de « Muskingum à  $K$  variable » proposé ici et le modèle de Muskingum initialement implanté dans SWAT.

### 5.5.3 Conception de modules de routage hydraulique pour SWAT

Les résultats obtenus au chapitre 3 montrent qu'une application simple de la formule de GMS permet d'obtenir d'excellents résultats pour le calcul des débits et des vitesses, même lorsque l'on considère des biefs de l'ordre de la centaine de km de long. Les faibles pentes rencontrées dans la plaine Amazonienne, et plus particulièrement dans le bassin sédimentaire de l'Ucayali, imposent en effet de considérer des points suffisamment distants pour obtenir une bonne précision sur les pentes  $S_0$  et  $S_w$ . Néanmoins, plus la distance tend à être importante, plus on s'approche du régime uniforme : les influences aval sont en effet lissées.

Ces résultats permettent donc d'envisager l'utilisation d'un schéma numérique simple pour la résolution du système d'équation de Barré de Saint-Venant, avec un coût de calcul similaire à celui des solutions hydrologiques de routage préexistantes.

### 5.5.3.1 Structure générale du code fortran

Les modifications apportées dans cette étude à SWAT s'inscrivent dans la structure du code fortran au cœur du modèle. Globalement, le modèle lance d'abord une boucle journalière, *simulate.f*, dans laquelle une seconde boucle simulant les processus de chaque sous-bassins est lancée à son tour, *command.f*, appelant la routine *route.f* permettant de router séquentiellement les débits liquides et solides d'amont en aval via des sous-routines dédiées. Cette structure de routage séquentiel de jour en jour et d'amont en aval impose l'utilisation d'un schéma numérique explicite pour les modules de routage hydrauliques. Un schéma implicite imposerait en effet une modification beaucoup plus lourde du code. Les résultats obtenus par la suite ont montré que les schémas explicites utilisés se sont avérés suffisamment performants, stables et souples pour renoncer à une approche implicite.

Les principales routines et modules sont les suivants :

- *main.f*
- *modparm.f* : module de déclaration des variables globales.
- *Allocateparms.f* : routine allouant de la mémoire pour les tableaux dynamiques.
- *simulate.f* : commande la boucle journalière (appelée dans le main) pour la simulation des processus hydrologique dans le bassin.
- *command.f* : boucle de calcul séquentiel d'amont en aval pour le jour j. (d'après le fichier de commande fig.fig généré par l'interface SIG qui organise le routage).
- *route.f* : routine de routage (débits, sédiments et qualité), dans laquelle sont appelées les sous-routines dédiées à chaque scalaire.

### 5.5.3.2 Schéma numérique pour l'onde cinématique

#### i. Schéma numérique adopté

Afin de s'affranchir de la nécessité d'utiliser une condition limite aval dans le cas de l'onde cinématique, un schéma explicite décentré avec une approximation d'ordre 1 par rapport au temps a été retenu. En considérant un pas de temps  $\Delta t$  infrajournalier ( $n \Delta t = 1$  jour), on pose :

$$\frac{\partial V_i}{\partial t} \cong \frac{V_i^{t+\Delta t} - V_i^t}{\Delta t} \quad \text{Eq. 5. 39}$$

#### ii. Relations d'état

Les variables d'état correspondant à la section du lit mineur, c'est-à-dire l'aire mouillée de la section  $A_{h_i}^t$ , le périmètre mouillé  $P_{h_i}^t$  et le rayon hydraulique  $R_{h_i}^t$ , dépendent toute de la hauteur d'eau  $h_i^t$ . Cette dernière est quant à elle déduite du volume d'eau  $V_i^t$  [m<sup>3</sup>] en présence dans les lits mineur et majeur au début du pas de temps de simulation, lui-même obtenu via l'équation de continuité appliquée au pas de temps précédent.

Ainsi, tant que  $h_i^t \leq h_{bkfull_i}$ , la hauteur d'eau est déduite de l'expression suivante :

$$h_i^t = \frac{V_i^t}{\Delta x_i B_i} . \quad \text{Eq. 5. 40}$$

Si la valeur calculée dépasse la hauteur de pleins bords  $h_i^t \geq h_{bkfull_i}$ , le lit majeur est activé et les volumes d'eau sont répartis entre le lit mineur et le lit majeur, en fonction de leur géométrie respective :

- Si la section du réservoir modélisant le stockage d'eau dans la plaine est rectangulaire, la hauteur d'eau sera calculée comme ce qui suit :

$$h_i^t = \frac{V_i^t - (\Delta x_i B_i h_{bkfull_i})}{\Delta x_i (B_i + W_{fp_i})} + h_{bkfull_i} , \quad \text{Eq. 5. 41}$$

où  $W_{fp_i} = k_{fp_i} B_i$  [m] est la largeur du lit majeur et  $k_{fp_i}$  un coefficient reliant la largeur du lit mineur à celle du lit majeur.

- Si la section du réservoir modélisant le stockage d'eau dans la plaine est triangulaire, la hauteur d'eau est alors une des deux solutions d'un polynôme du 2<sup>nd</sup> degré :

$$h_i^t = \max\left(\frac{-b-\sqrt{\Delta}}{2a}, \frac{-b+\sqrt{\Delta}}{2a}\right) + h_{bkfull_i}, \quad \text{Eq. 5. 42}$$

avec :

$$\begin{cases} a = \frac{\Delta x_i}{2 \tan(\theta_{fp})} \\ b = W_{fp_i} \Delta x_i \\ c = \Delta x_i B_i h_{bkfull_i} - V_i^t \\ \Delta = b^2 - 4 a c \end{cases}, \quad \text{Eq. 5. 43}$$

où  $\theta_{fp}$  est l'inclinaison vers la rivière de la plaine inondée (Figure 5.23d).

- Dans le cas d'un lit majeur composé (ex : Figure 5.23b), les équations précédentes seront combinées de façon à déterminer la hauteur d'eau.

### iii. Equation dynamique et relation de dynamique de processus

L'approximation de l'onde cinématique traduit que les forces de frottement viennent exactement compenser les forces de gravité entraînant le déplacement d'un volume d'eau dans le sens de la pente du lit de la rivière. L'équation dynamique du système de Barré de Saint-Venant se réduit alors à l'expression suivante :

$$S_{f_i}^t = S_{0_i}. \quad \text{Eq. 5. 44}$$

En substituant la pente de friction par la formule de GMS, la vitesse de l'écoulement au temps  $t$ , puis le débit  $Q_i^t$  peuvent alors être calculées :

$$\langle u_{c_i}^t \rangle = \frac{\sqrt{S_{0_i}}}{n_{c_i}} (R_{h_i}^t)^{2/3}, \quad \text{Eq. 5. 45}$$

et

$$Q_i^t = A_{h_i}^t \langle u_i^t \rangle. \quad \text{Eq. 5. 46}$$

iv. Equation de continuité

L'approximation d'ordre 1 de l'équation de continuité peut alors être utilisée pour déterminer le volume d'eau en présence dans le bief à la fin du pas de temps, et recommencer une boucle de calcul au pas de temps suivant (Figure 5.27):

$$V_i^{t+\Delta t} = V_i^t + (Q_{i-1}^t - Q_i^t)\Delta t + V_{R_i}^t - V_{E_i}^t - V_{T_i}^t . \quad \text{Eq. 5. 47}$$

avec  $V_{E_i}^t$  [m<sup>3</sup>] le volume d'eau évaporé,  $V_{T_i}^t$  [m<sup>3</sup>] le volume d'eau transmis par la rivière à la nappe non-saturée et  $V_{R_i}^t$  [m<sup>3</sup>] le volume correspondant à la lame d'eau produite dans le sous bassin et atteignant la rivière par ruissellement (superficiel, sub-superficiel et de base) pendant l'intervalle de temps considéré.

v. Coefficient de résistance à l'écoulement variable après le débordement de la rivière  
Afin de prendre en compte les effets de perte de charge dus au développement d'une interface de cisaillement entre les lits majeurs et mineur et/ou au cheminement d'une partie de l'écoulement via le lit majeur actif avant de revenir dans le lit mineur, un coefficient de Manning variable  $n_{cf_i}(h_i^t)$  pourra être utilisé lorsque le lit majeur est inondé. Ce coefficient pourra être défini de deux manières :

- En utilisant formulation « débord » (Nicollet *et Uan*, 1979) et en définissant dans ce cas un coefficient de Manning pour le lit majeur  $n_{fi}$  et une hauteur maximale  $h_{max_i}$  [m] à partir de laquelle le coefficient de Manning ne diminue plus.

$$\begin{cases} n_{cf_i}^t = \frac{1}{2} \left[ \left( 1 - 0.9 \left( \frac{n_{fi}}{n_{ci}} \right)^{-\frac{1}{6}} \right) \cos \left( \frac{\pi (h_i^t - h_{bkfull_i})}{h_{max_i}} \right) + \left( 1 + 0.9 \left( \frac{n_{fi}}{n_{ci}} \right)^{-\frac{1}{6}} \right) \right] n_{ci} & \text{si } h \leq h_{max} \\ n_{cf_i}^t = 0.9 \left( \frac{n_{fi}}{n_{ci}} \right)^{-\frac{1}{6}} n_{ci} & \text{si } h > h_{max} \end{cases} .$$

Eq. 5. 48

- Ou plus simplement, en paramétrant une simple relation empirique, fonction de la hauteur d'eau relative  $(h_i^t - h_{bkfull_i})$ :

$$n_{cf_i}^t = \left( 1 + C_i (h_i^t - h_{bkfull_i}) \right) n_{ci} , \quad \text{Eq. 5. 49}$$

avec  $C_i$  [-] un coefficient à caler, *a priori* plus petit que l'unité.

### 5.5.3.3 Schéma numérique pour une onde « pseudo-diffusante »

Le schéma de l'onde cinématique décrit ci-dessus est repris, en modifiant seulement l'équation de mouvement afin de prendre en compte les influences aval.

La ligne de pertes de charge linéaires  $S_f^t = S_{0i} + S_{wi}^t$  [m m<sup>-1</sup>] est estimée via la formule de GMS :

$$\langle u_i^t \rangle = \frac{1}{n_{ci}} (R_{h_i}^t)^{2/3} \sqrt{S_{0i} + S_{wi}^t}, \quad \text{Eq. 5. 50}$$

avec la pente  $S_{0i} + S_{wi}^t = \frac{(h_{i+1}^t + z_{i+1} - h_i^t - z_i)}{\Delta x}$  considérée comme constante pendant l'intervalle de temps  $n\Delta t = 1$  jour. L'onde diffusante impose donc l'utilisation d'une condition limite aval. Ici, l'utilisation d'un schéma décentré permet de prendre uniquement une hauteur d'eau à l'aval du système pour satisfaire cette condition.

Considérant la grande longueur des biefs du projet SWAT créé pour l'Ucayali, et de manière générale les longueurs générées par n'importe quel projet SWAT de grands bassins, les pentes négatives n'ont pas été prise en compte car elles sont normalement impossibles. Si toutefois une valeur de pente  $S_f = S_0 + S_w$  était tout de même négative (par exemple à cause d'un bief de longueur très courte et de très faible pente du lit  $S_0$ ), le modèle imposera d'utiliser l'onde cinématique  $S_f = S_0$ . Le cas ne se présente pas dans le projet Ucayali créé ici, mais ce point pourra être facilement amélioré dans le futur, notamment pour la prise en compte de retenues ou des influences de la marée.

### 5.5.3.4 Schéma numérique pour l'onde pseudo-inertielle

La formulation de l'onde inertielle proposée par [Bates \(2010\)](#) est une approximation des équations de Barré de Saint-Venant, dans laquelle le terme d'advection (ou accélération convective) est négligé, mais, contrairement à l'approximation de l'onde diffusante, le terme d'accélération locale est conservé. Ce dernier terme, où la variation de temps apparaît ( $\sim \Delta Q / \Delta t$ ), permet d'obtenir une formulation simple qui peut être résolue de manière explicite avec un coût de calcul raisonnable.



L'équation de mouvement proposée par [Bates et al. \(2010\)](#) dans le bief  $i$  est la suivante :

$$Q_i^{t+\Delta t} = \frac{Q_i^t - g h_i^t B \Delta t (S_{0i} + S_{wi}^t)}{1 + g h_i^t \Delta t n_{ci}^2 \frac{Q_i^t}{B h_i^t{}^{10/3}}} . \quad \text{Eq. 5. 51}$$

La détermination des débits au temps  $t + \Delta t$  et non plus au temps  $t$  modifie le schéma numérique adopté pour l'onde cinématique et diffusante. L'équation de continuité est alors la suivante ([Pontes et al., 2017](#)) :

$$V_i^{t+\Delta t} = V_i^t + (Q_{i-1}^{t+\Delta t} - Q_i^{t+\Delta t}) \Delta t + V_{Ri}^t - V_{Ei}^t - V_{Ti}^t . \quad \text{Eq. 5. 52}$$

Néanmoins, pour une meilleure stabilité du schéma numérique, l'équation de conservation de masse a été ici recentrée :

$$V_i^{t+\Delta t} = V_i^t + \left( \frac{Q_{i-1}^t + Q_{i-1}^{t+\Delta t}}{2} - \frac{Q_i^t + Q_i^{t+\Delta t}}{2} \right) \Delta t + V_{Ri}^t - V_{Ei}^t - V_{Ti}^t . \quad \text{Eq. 5. 53}$$

Les cas tests réalisés ci-après avec le langage de programmation R montrent que les résultats obtenus avec cette approche diffèrent très peu de ceux obtenus avec l'onde diffusante. Cette méthode n'a donc pas été implantée pour l'instant dans SWAT.

### 5.5.3.5 Approches mixtes, avec onde cinématique et diffusante

Les modules de routage hydrauliques implantés dans SWAT ont été conçus de façon à permettre des approches mixtes, c'est-à-dire l'utilisation de l'onde cinématique sur certains biefs et de l'onde diffusante sur d'autres. Il est ainsi possible d'utiliser l'onde diffusante uniquement pour le dernier bief du bassin ou des sous-bassins de façon à prendre en compte les influences aval aux confluences. L'onde diffusante peut être également limitée aux biefs de très faible pente.

### 5.5.3.6 Condition de Courant-Friedrichs-Lewy pour stabiliser la solution numérique

Dans le cas d'un schéma numérique explicite, si la dimension de la grille est inférieure à la distance parcourue dans l'intervalle de pas de temps par l'onde la plus rapide que permet de propager l'équation de mouvement, une instabilité de calcul (variations brutales et souvent divergentes) est alors induite par des erreurs d'approximation dues à l'utilisation des différences finies, et grandit rapidement au fur et à mesure des calculs, jusqu'à envahir toute la solution physique.

La longueur des biefs étant définie et non modifiable, l'utilisation d'un schéma numérique explicite impose donc de vérifier la condition suivante sur le pas de temps, établie pour une section rectangulaire, afin de garantir la stabilité de la solution :

$$\Delta t \leq \alpha \Delta t_c = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}}, \quad \text{Eq. 5. 54}$$

où  $\Delta t_c$  est le temps de parcours de l'onde de crue,  $\alpha$  est un coefficient inférieur ou égal à l'unité. Bates *et al.* (2010) suggèrent la gamme de valeur suivante pour ce coefficient :  $0.2 \leq \alpha \leq 0.7$ .

Ainsi, la résolution des schémas proposés se fera au pas de temps infra-journalier  $\Delta t$ . Ce pas de temps sera défini dans le module de routage des débits.

### 5.5.3.7 Un algorithme de type *leap-frog*

Le schéma de type *leap-Frog* défini ci-après (d'après Yamazaki *et al.*, 2011) consiste à utiliser le demi pas de temps intermédiaire  $t + \Delta t/2$  pour l'estimation du volume d'eau dans le bief au temps  $t + \Delta t$  (Figure 5.26). Ce schéma permet d'obtenir une résolution numérique plus stable et plus rapide des équations proposées précédemment.

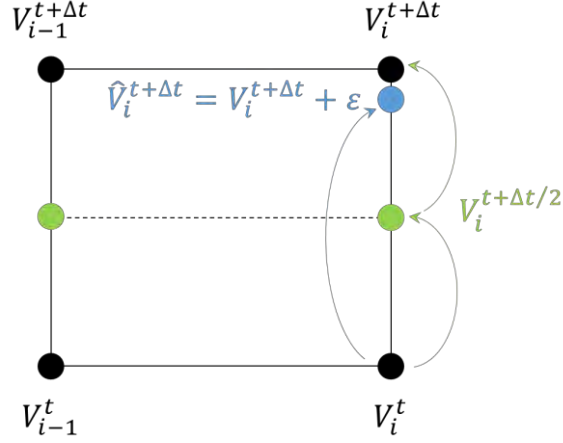


Figure 5.26: Schéma numérique correspondant à la pseudo-méthode « *leap-frog* » implantée,  $\epsilon$  étant une erreur d'approximation sur le volume  $\hat{V}_i^{t+\Delta t}$  estimé au temps  $t + \Delta t$ , induite par le schéma numérique.

En posant  $Q_{net,i}^t = Q_{i-1}^t - Q_i^t$  le débit net entrant dans le bief, le volume d'eau dans le bief au temps  $t + \Delta t$  peut s'exprimer à partir de la relation de récurrence suivante :

$$V_i^{t+\Delta t} = V_i^{t+\Delta t/2} + \frac{\Delta t}{2} Q_{net,i}^{t+\Delta t/2} + \frac{1}{2} (V_{R_i}^t - V_{E_i}^t - V_{T_i}^t). \quad \text{Eq. 5. 55}$$

Le volume  $V_i^{t+\Delta t/2}$ , peut quant à lui s'exprimer de la même manière à partir du volume  $V_i^t$  :

$$V_i^{t+\Delta t/2} = V_i^t + \frac{\Delta t}{2} Q_{net,i}^t + \frac{1}{2} (V_{R_i}^t - V_{E_i}^t - V_{T_i}^t). \quad \text{Eq. 5. 56}$$

En combinant les deux précédentes équations, il vient :

$$V_i^{t+\Delta t} = V_i^t + \left( Q_{net,i}^t + Q_{net,i}^{t+\Delta t/2} \right) \frac{\Delta t}{2} + (V_{R_i}^t - V_{E_i}^t - V_{T_i}^t). \quad \text{Eq. 5. 57}$$

Si les pas de temps sont courts par rapport aux variations de l'hydrogramme, le débit dans le bief  $i$  au temps  $t + \Delta t/2$  peut-être approché par la moyenne des débits aux temps  $t$  et du débit  $\hat{Q}_i^{t+\Delta t}$  estimé au temps  $t + \Delta t$  :

$$Q_i^{t+\Delta t/2} = \frac{1}{2} (\hat{Q}_i^{t+\Delta t} + Q_i^t), \quad \text{Eq. 5. 58}$$

et par suite :

$$Q_{net,i}^{t+\Delta t/2} = \frac{1}{2} (\hat{Q}_{net,i}^{t+\Delta t} + Q_{net,i}^t). \quad \text{Eq. 5. 59}$$

En combinant les équations 5.57 et 5.59, on obtient une nouvelle estimation du volume d'eau dans le bief au temps  $t + \Delta t$  :

$$V_i^{t+\Delta t} = V_i^t + \left( \frac{3}{4} Q_{net,i}^t + \frac{1}{4} \hat{Q}_{net,i}^{t+\Delta t} \right) \Delta t + V_{R_i}^t - V_{E_i}^t - V_{T_i}^t. \quad \text{Eq. 5. 60}$$

Ainsi, dans un même boucle de calcul, cette méthode permet de calculer des volumes  $V_i^{t+\Delta t}$  de manière plus robuste en passant par le demi pas de temps intermédiaire  $t + \Delta t/2$ , avec une économie de temps de calcul par rapport à une simple utilisation de la condition de Courant-Friedrichs-Lewy, laquelle amènerait à opérer deux boucles de calcul pour estimer  $V_i^{t+\Delta t}$  en passant par ce même demi pas de temps  $t + \Delta t/2$ .

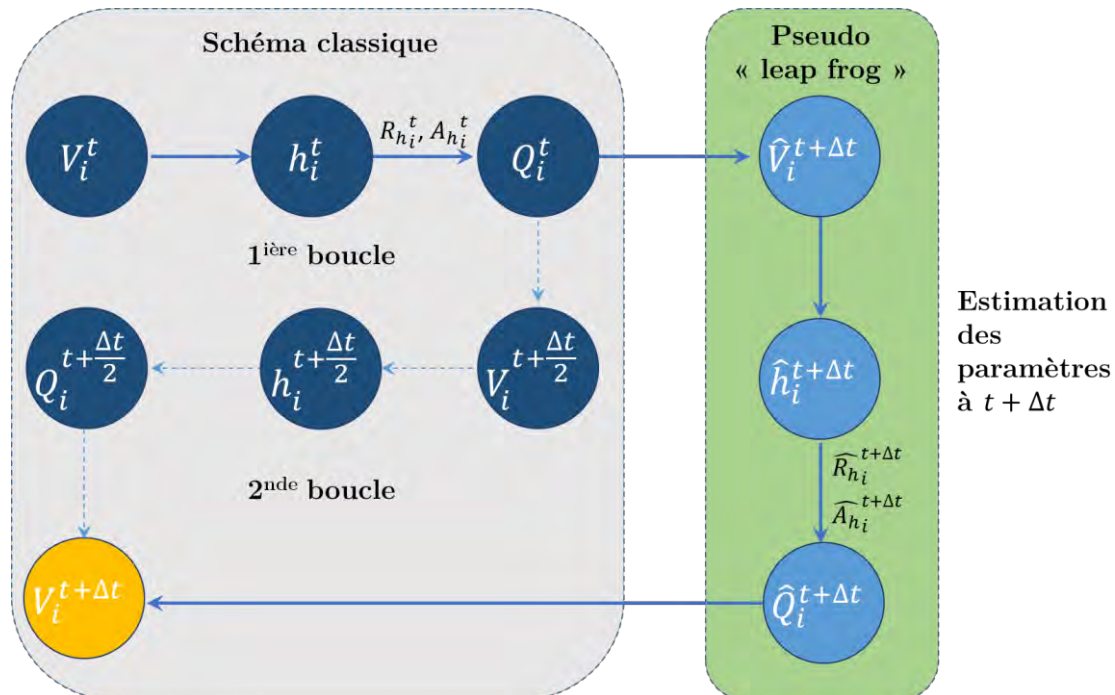


Figure 5.27 : Schéma simplifié illustrant la pseudo-méthode « leap-frog » implantée dans le code de routage hydraulique des débits.

### 5.5.4 Tests préliminaires avec un code développé sous R

Dans les cas tests proposés ci-dessous et réalisés à partir d'un modèle développé en R pour les besoins de l'étude – i.e. sans utiliser le modèle SWAT – un débit en amont d'une rivière de plaine similaire à l'Ucayali a été simulé de manière à reproduire l'hydrogramme caractéristique d'une station de piedmont du bassin Amazonien. Le débit est ensuite simplement propagé vers l'aval à travers  $N$  biefs discrets pour une longueur totale de 1500 km, en utilisant les méthodes de routage proposées précédemment, sans considérer d'apports latéraux ni de pertes en eau.

#### 5.5.4.1 Paramètres généraux utilisés dans les cas tests

Les paramètres suivants ont été considérés dans les cas tests ci-après, et éventuellement adaptés aux besoins :

- Longueur de la rivière : 1500 km
- Nombre de biefs : de 1 à 15.
- Pente des lits mineurs et majeurs :  $S_0 = 5 \cdot 10^{-5} - 2.5 \cdot 10^{-5}$  [m m<sup>-1</sup>]
- Rugosité du lit mineur:  $n = 0.025$  [s m<sup>-1/3</sup>]
- Rugosité du lit majeur/chenal de crue:  $n_f = 0.05 - 0.1$  [s m<sup>-1/3</sup>]
- Hauteur de pleins bords : 12 m
- Largeur au miroir du lit mineur :  $B = 800$  m
- Largeur de la plaine inondée (réservoir parallélépipédique) :  $W_f = 5 B$
- Pente de la plaine inondée (réservoir prismatique)  $\alpha_f = 0.01^\circ$

#### 5.5.4.2 Influence du lit majeur sur la propagation des écoulements

Le premier cas test (Figure 5.28) permet de confirmer le rôle essentiel du lit majeur dans le laminage des crues Amazoniennes : l'atténuation de la crue est beaucoup plus nette lorsque le lit majeur est actif que dans le cas contraire, les oscillations des crues rapides sont lissées et le déphasage entre les débits amont et aval atteint  $\sim 50$  jours.

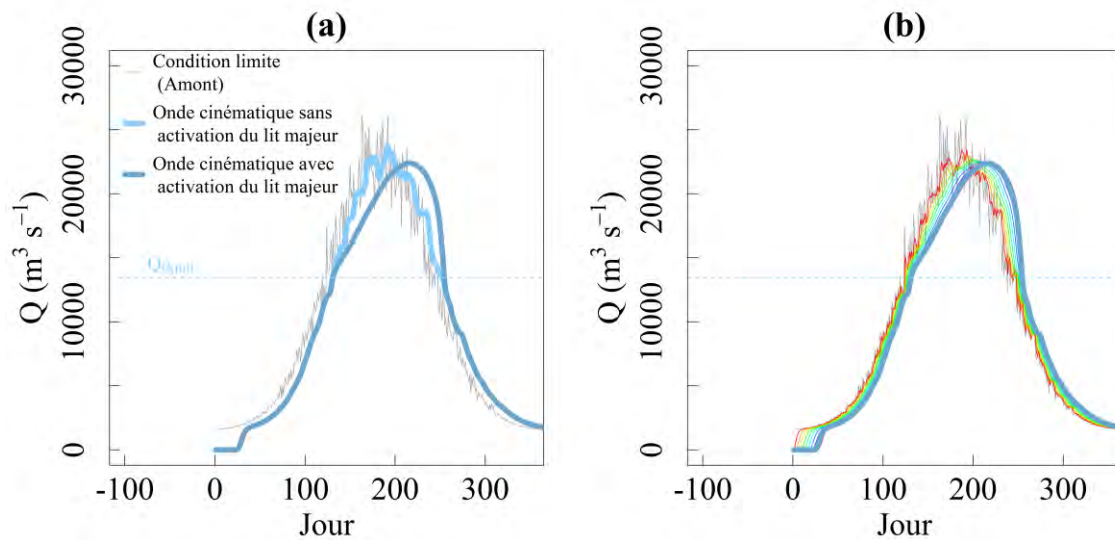


Figure 5.28: Atténuation et déphasage d'une crue lors de la mise en eau du lit majeur, sans influence aval. (a) propagation de la crue avec et sans lit majeur (onde cinématique). (b) propagation de la crue de bief en bief (jeu de couleur arc en ciel). La section mouillée du lit majeur considéré ici est triangulaire.

#### 5.5.4.3 Section du lit majeur rectangulaire ou triangulaire

La géométrie de la section transversale du lit majeur modélisée influe significativement sur la forme de l'hydrogramme en crue : une section de géométrie triangulaire permet une transition plus douce qu'une géométrie rectangulaire lorsque la rivière déborde. Lorsque cette dernière est choisie, un épaulement se forme au niveau du débit de pleins bords. A noter que l'on retrouve le même type d'épaulement pour certaines crues de l'hydrogramme de Requena (Figure 5.12). Les deux possibilités – section rectangulaire ou triangulaire – ont été implantées dans SWAT.



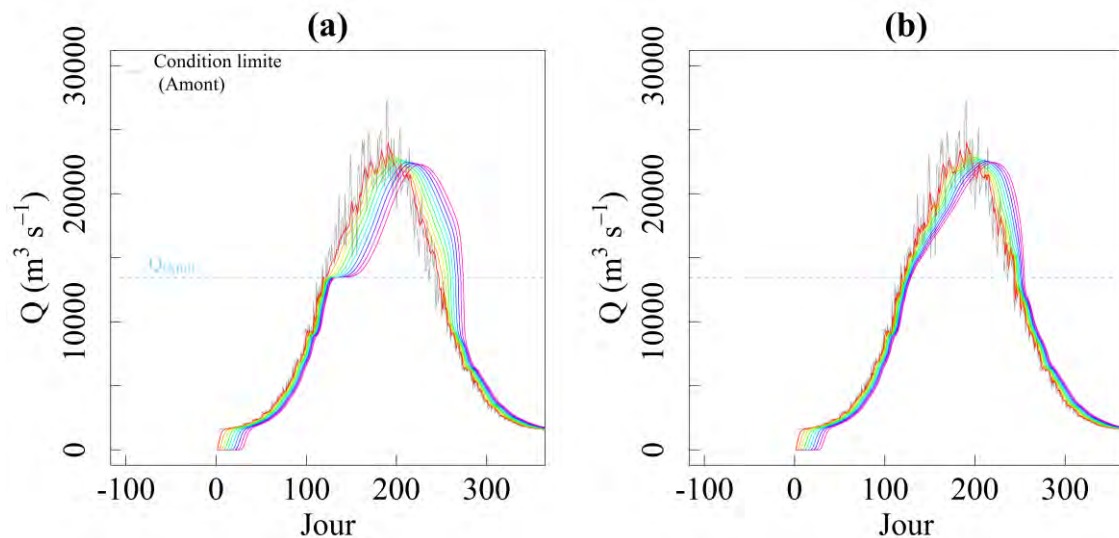


Figure 5.29: Influence de la géométrie du lit majeur sur la forme de l'hydrogramme de crue, de bief en bief (jeu de couleur arc en ciel). (a) section rectangulaire. (b) section triangulaire. NB : les volumes d'eau dans le lit majeur sont différents pour les deux simulations.

#### 5.5.4.4 Influence d'un écoulement dans le lit majeur sur l'hydrogramme du lit mineur

Le cas test proposé ici (Figure 5.30) montre que les écoulements transitant dans le lit majeur entre deux sections d'un même bief (Figure 5.22), avant de revenir dans le lit mineur, peuvent, s'ils sont rapides, avoir un impact léger mais non négligeable sur les débits du lit mineur. Pour des écoulements plus lents dans le lit majeur, les différences sont ténues et peuvent être en partie compensées par un ajustement du terme de débitance du lit mineur (via le coefficient de Manning). C'est le choix qui a été fait à ce stade pour l'implantation de modules de routage hydrauliques dans SWAT, car il permet de s'affranchir de la définition de la géométrie du lit majeur actif. A noter enfin que dans ce cas test, le coefficient de Manning du lit mineur n'a pas été modifié lorsque le lit majeur est en eaux. Les différences entre les simulations avec un lit majeur actif et un lit majeur se comportant comme un simple réservoir se réduisent si l'on tient compte des formules d'ajustement de la résistance pour un écoulement en lit composé.

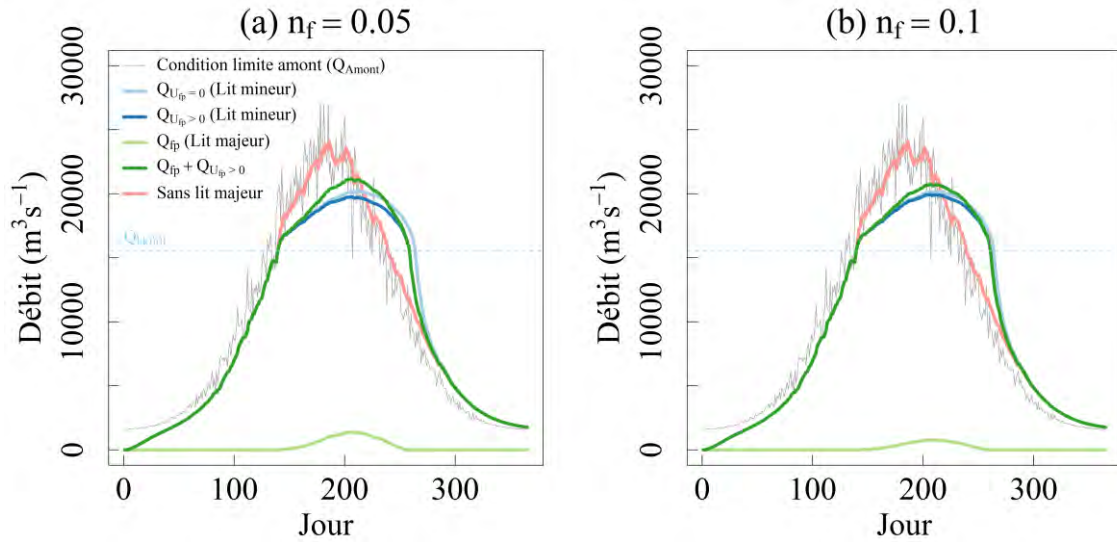


Figure 5.30: Impact d'un écoulement dans le lit majeur sur l'écoulement dans le lit majeur.  $U_{fp}$  : vitesse lit majeur;  $Q_{fp}$  : débit transitant par le lit majeur.  $Q_{U_{fp}=0}$  ou  $>0$  : débit dans le lit mineur, dans une configuration où le lit majeur se comporte comme un simple réservoir ( $U_{fp} = 0$ ), ou, au contraire, est actif ( $U_{fp} > 0$ ).

#### 5.5.4.5 Influences aval et impact sur les courbes de tarage

La prise en compte des influences aval (Figure 5.31) dans le modèle via l'utilisation de l'onde diffusante permet de reproduire la forme des courbes de tarage observées au chapitre 3 pour les rivières de la plaine Amazonienne (Figure 5.31b). Les débits sont ainsi plus forts en montée de crue ( $S_f \geq S_0$ ) qu'à la décrue ( $S_f \leq S_0$ ), et une forme en bec de canard se dessine lorsque la crue s'épanche dans le lit majeur ( $S_f \rightarrow S_0$ ), après une courte période de transition.

La condition limite aval peut être perturbée afin de représenter les apports de petits affluents (Figure 5.32a) entre la station de mesure et la station d'appui aval. Dans ce cas, les perturbations de la ligne d'eau se retrouvent sur la courbe de tarage (Figure 5.32b). Ces perturbations peuvent être du même ordre de grandeur que l'erreur de mesure des débits avec un aDcp ou sur les lectures d'échelles, et compliquent ainsi l'ajustement des courbes de tarage corrigées des effets non-stationnaires.

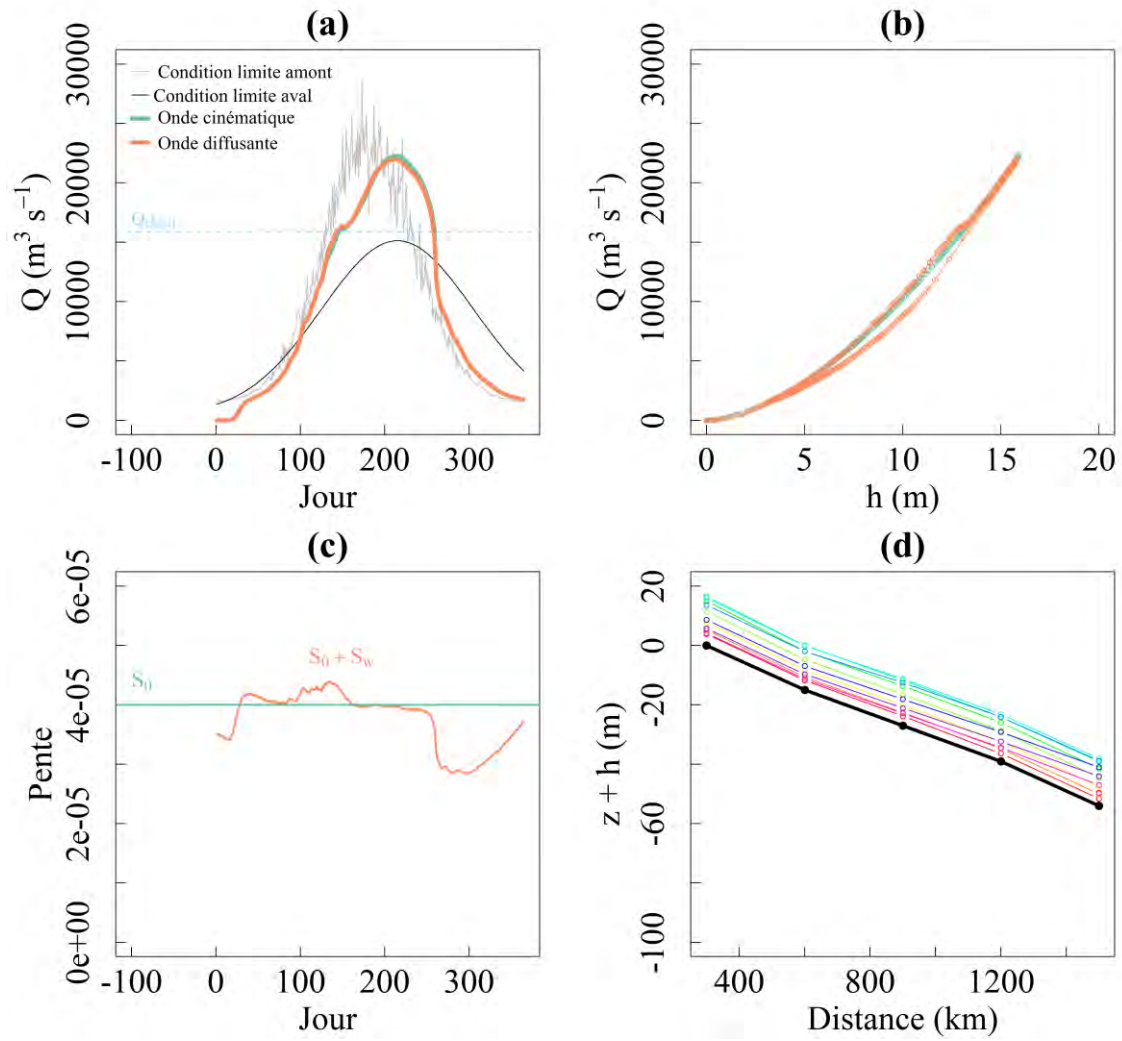


Figure 5.31: Impact des influences aval sur l'hydrogramme et sur les courbes de tarage. (a) hydrogrammes amont, aval et routés jusqu'au dernier bief (b) Courbes de tarage obtenues pour le dernier bief, suivant la méthode de routage (c) Pente de la ligne d'eau du dernier bief. (d) Profil longitudinal de la rivière considérée (en noir) et exemple de lignes d'eau (jeu de couleurs arc-en-ciel)

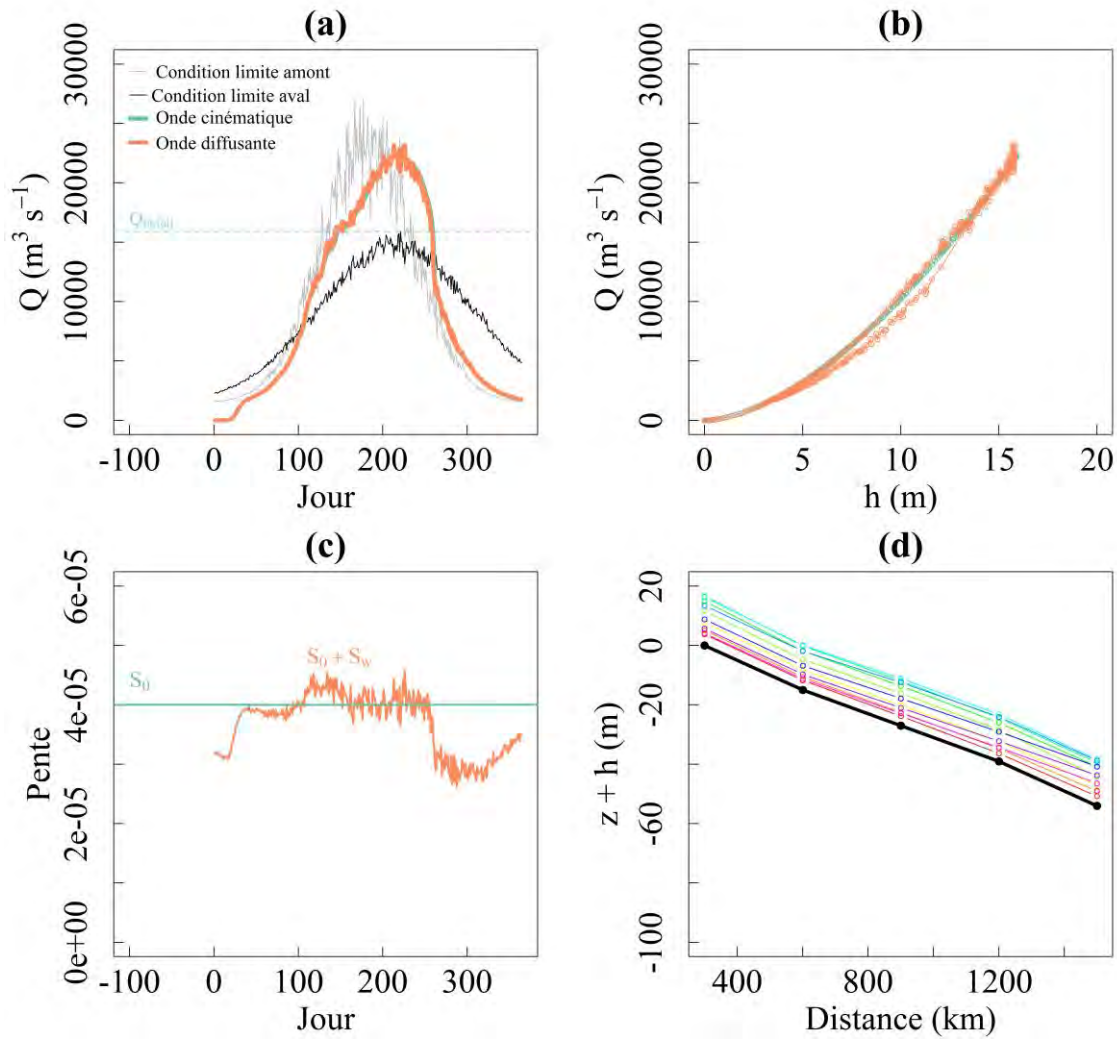


Figure 5.32: Impact des influences aval sur l'hydrogramme et sur les courbes de tarage, avec une condition limite aval perturbée. (a) hydrogrammes amont, aval et routés jusqu'au dernier bief (b) Courbes de tarage obtenues pour le dernier bief, suivant la méthode de routage (c) Pente de la ligne d'eau du dernier bief. (d) Profil longitudinal de la rivière considérée (en noir) et exemple de lignes d'eau (jeu de couleurs arc-en-ciel).

#### 5.5.4.6 Onde cinématique, diffusante, ou inertielle ?

Comme attendu, l'onde diffusante et l'onde inertielle – implantée dans MGB – donnent des résultats très similaires. En effet, le terme d'accélération locale,  $\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$ , est négligeable pour les grandes rivières avec de faibles pentes, où l'écoulement peut être considéré comme quasi-permanent (e.g. [Moussa et Bocquillon, 1996](#)). En revanche, ce terme d'inertie peut créer une instabilité numérique supplémentaire par rapport aux autres termes de l'approximation de l'onde diffusante. Cette dernière apparaît donc plus robuste pour la modélisation de la

propagation des crues dans les grandes rivières Amazoniennes, si l'on souhaite prendre en compte les influences à l'aval.

L'onde cinématique reste néanmoins la solution la plus stable numériquement. Elle permet de simuler correctement la propagation des débits dans une plaine similaire à celle de l'Ucayali (Figure 5.33), et d'obtenir une courbe de tarage réaliste pour les rivières sans contrôle aval important (Figure 5.32b). Enfin, plus la pente de la rivière est faible, plus la solution de l'onde cinématique s'écartera d'une solution prenant en compte la pente de la ligne d'énergie (Figure 5.33).

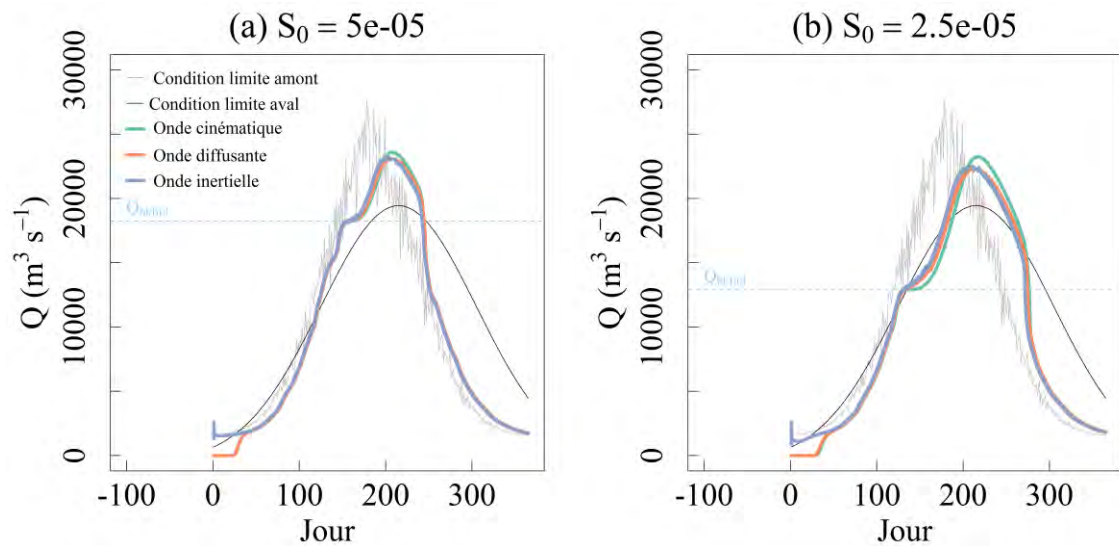


Figure 5.33: Comparaison de résultats obtenus pour un routage avec une onde cinématique, diffusante et inertielle, pour deux configuration de pente du lit  $S_0$  [ $\text{m m}^{-1}$ ].

## 5.5.5 Simulation des débits dans le bassin de l'Ucayali

### 5.5.5.1 Résultats de simulation des débits dans SWAT

#### i. Paramétrisation dans SWAT, et quadrature du cercle

Les géométries des sections transversales utilisées dans les premières simulations et celles du lit majeur ont été paramétrées afin de faire correspondre les hydrogrammes observés et simulés. La largeur de la plaine d'inondation dans le cas d'un réservoir parallélépipède rectangle (ou l'angle d'inclinaison de la plaine dans le cas d'un prisme triangulaire), a été ajustée pour obtenir un déphasage adéquat de l'onde de crue. De même, la hauteur de pleins bords a été modifiée afin de déclencher l'inondation du lit majeur au moment opportun. Pour cette dernière, des différences ont été trouvées ( $\pm 20\%$ ) par rapport aux valeurs assignées. Ces écarts s'expliquent par les différences de géométrie des sections observées et simulées, et sont un véritable enjeu pour la modélisation des hauteurs d'eau et des vitesses dans les biefs modélisés. La largeur des sections a été dans certains cas légèrement modifiée ( $+ 25\%$ ) en plus de la hauteur de pleins bords pour que les sorties  $h, u(h)$  soient plus en accord avec les observations. Pour le bief n° 12 (correspondant à la partie la plus à l'aval du bassin), diverses mesures de profils ADCP de la rivière sont disponibles et permettent de comparer la section modélisée pour tout le bief et les sections observées. Quelques exemples de sections mesurées en crue, mais pour des hauteurs à l'échelles différentes et en diverses abscisses longitudinales du bief 12, sont illustrés à la Figure 5.34. Ces profils en travers montrent une certaine diversité de géométrie, avec des largeurs au miroir allant entre 760 m et 900 m. Ces sections sont surtout plus larges et plus profondes que celle retenue pour la modélisation, et leur aire mouillée est environ 1.3 – 1.5 fois plus importante. En effet, il faut garder ici à l'esprit que la vitesse modélisée est rigoureusement homogène dans toute la section ( $\langle u \rangle = Q/A$ ) : les gradients de vitesse avec la hauteur d'eau et la variabilité latérale observés ne sont donc pas représentés dans le modèle 1d. Une approche consisterait à utiliser le paramètre de quantité de mouvement de Boussinesq  $\beta_m$  pour tenir compte de l'hétérogénéité des vitesses observées à travers la section. Mais ce coefficient devra de toute façon être réajusté, car les géométries observées ne sont jamais rectangulaires ni vraiment trapézoïdales. En outre, il peut tout aussi bien être inclus dans le coefficient de Manning.



Dans ces conditions, il est donc difficile d'obtenir directement des relations  $\langle u(h) \rangle$  et  $Q(h)$  modélisées rigoureusement identiques à celles observées pour des sections larges de grandes rivières. Ces relations devront être éventuellement réajustées en tenant compte des observations, ce qui complique l'estimation des contraintes de cisaillement sur le radier et donc l'application de lois de transport solide.

Enfin, il est à noter également que la mise en eaux du lit majeur peut avoir lieu avant la côte identifiée comme correspondant au débit de pleins bords, via des chenaux de crue alimentant des lacs et des bras morts, et que bien évidemment, dans une section transversale de rivière naturelle, il est bien difficile de définir un zéro d'échelle pour les hauteurs d'eau.

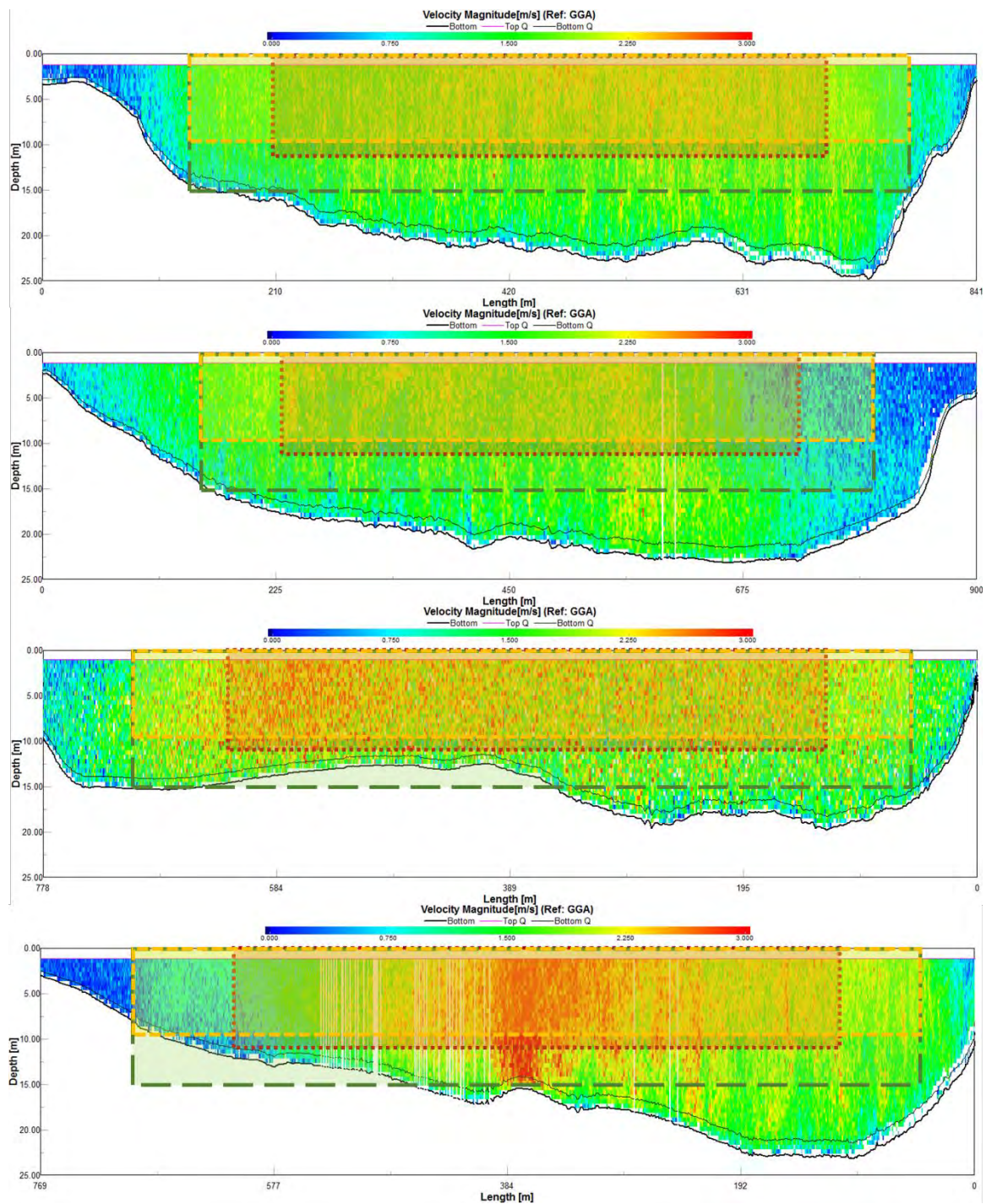


Figure 5.34: Profils aDcp mesurés dans diverses section du bief n°12. Les rectangles représentent des géométries possibles de la section de pleins bords pour la modélisation de ce bief, conduisant à des résultats similaires de propagation des débits, mais à des relations  $Q(h)$  et  $\langle u(h) \rangle$  différentes. En jaune,  $B = 650$  m,  $h_{bkfull} = 9$  m,  $\beta_m = 1$ ; en rouge,  $B = 500$  m,  $h_{bkfull} = 11.5$  m,  $\beta_m = 1$ ; en vert,  $B = 650$  m,  $h_{bkfull} = 15$  m,  $\beta_m = 1.4$ .

ii. Choix d'une condition limite aval pour l'onde diffusante

Les hauteurs d'eau mesurées à la station de Tamshiyacu ont été utilisées comme condition limite aval. La section de cette station étant très à l'aval (270 km environ), après la confluence Ucayali/Marañon et dans un bief de géométrie distincte de la section du bief modélisé, il a été nécessaire de la recaler, en multipliant les hauteurs par 1.3.

iii. Résultats

La simulation des débits à l'exutoire du bassin versant de l'Ucayali, en représentant le réservoir de la plaine d'inondation par un simple réservoir parallélépipède rectangle (cas illustré à la Figure 5.35) ou encore par un prisme droit à base rectangle, donne d'excellents résultats, que ce soit avec le module de routage basé sur l'onde cinématique ( $NSE = 0.94$ ) ou sur l'onde diffusante ( $NSE = 0.93$ ), et une très nette amélioration par rapport à la meilleure simulation préalablement obtenue avec le modèle SWAT non modifié ( $NSE = 0.77$ ). Les différences entre les deux méthodes hydrauliques sont donc ténues, montrant encore une fois que **le laminage de la crue de l'Ucayali est principalement la conséquence de l'effet tampon de la plaine d'inondation, et est contrôlé par la capacité de stockage de cette même plaine.**



iv. Influence de la géométrie de la plaine d'inondation

Par ailleurs, les résultats des simulations effectuées avec une géométrie de réservoir parallélépipédique rectangle, prismatique rectangle, ou encore avec deux réservoirs (parallélépipédique rectangle, prismatique rectangle pour le premier, parallélépipédique rectangle pour le second) montrent également des différences ténues, et, évidemment, très dépendantes de la paramétrisation de ces géométries. Comme pour les cas-tests réalisés préalablement à l'aide du code R, un réservoir à section triangulaire conduit à un laminage plus progressif qu'avec une section rectangulaire. Enfin, l'introduction d'un second réservoir n'a que peu d'influence sur les résultats, mais permet néanmoins de mieux atténuer les forts débits. En revanche, pour cette dernière configuration, la question du retour des eaux dans le lit mineur à la décrue se pose, d'avantage que pour une configuration avec un unique réservoir. En effet, il est probable que la plaine distale, supposée être représentée par le second réservoir, restitue beaucoup plus lentement les eaux stockées que le premier réservoir (bien que le contraire soit possible et parfois observé en Amazonie, en raison encore une fois de l'extrême complexité des chemins de l'eau dans la plaine d'inondation). Ce type de représentation du stockage dans la plaine nécessiterait donc d'être complexifié, en se basant par exemple sur les travaux de [Sun et al. \(2016\)](#), où la plaine est décomposée en trois unités, en fonction des temps de retour des crues, et où les écoulements de sub-surface et de nappe sont pris en compte.

v. Modification de la section transversale du lit mineur

Des tests utilisant une section trapézoïdale ont également été réalisés, afin d'obtenir les relations entre vitesses et hauteurs d'eau simulées  $u_{sim}(h_{sim})$  les plus proches des observations. Les résultats n'ont pas été améliorés car ce choix de section ne s'est pas avéré être plus représentatif de la géométrie des sections de la plaine de l'Ucayali qu'une section rectangulaire.

### 5.5.5.2 Capacité du module de routage à reproduire les hauteurs d'eau et les vitesses observées

Les formes des courbes de tarage  $h - Q$  ou  $h - \langle u \rangle$  obtenues sont en bon accord avec les mesures de terrain (Figure 5.37), même s'il est nécessaire de réajuster (de façon linéaire) les hauteurs d'eau et les vitesses simulées (Figure 5.36) en raison des différences de géométrie entre le modèle et la section de mesure, mais aussi dans le cas des hauteurs d'eau à cause du décalage dû au zéro de l'échelle limnimétrique par rapport à la cote supposée du fond de la rivière. L'onde diffusante induit une faible hystérésis sur ces relations et un léger amortissement en forme de bec de canard lorsque le débit de pleins bords est dépassé. Néanmoins, l'amortissement des vitesses pour les hauteurs d'eau maximales observées à la station de Requena (chapitre 3), n'est pas reproduite. C'est pourquoi une version de l'onde diffusante a été testée (Figure 5.35), en prenant un coefficient de Manning augmentant avec la hauteur d'eau relative ( $n \propto (h - h_{bkfull})$ ), lorsque le niveau de pleins bords est dépassé. Avec cette approche, les vitesses maximales simulées sont atténuées et en bon accord avec les vitesses observées (Figure 5.37). Enfin, les débits en montée de crue sont augmentés et la décrue devient plus rapide (Figure 5.35).

### 5.5.5.3 Sorties pour les autres stations du bassin

Les sorties des simulations de débits au droit des sections de Puerto Inca et de Lagarto sont similaires à celles préalablement obtenues avec le modèle SWAT non modifié (Figure 5.38): il n'y a en effet pas ou très peu d'effets liés à l'épanchement de la crue dans le lit majeur pour les sous-bassins correspondants à ces deux stations. A Pucallpa, comme pour Requena, l'amélioration est nette, avec un NSE passant de 0.79 à 0.86.

Le bief le plus à l'aval du bassin du Pachitea (sous-bassin n° 16) a été configuré de façon à ce que la crue soit débordante, afin de lisser les pics de crue de cette rivière. Ainsi, ces oscillations ne sont pas propagées jusqu'à Pucallpa, où l'hydrogramme observé est assez lisse, indiquant que le sous-bassin 16 tamponne effectivement les oscillations rapides de débits du Pachitea.



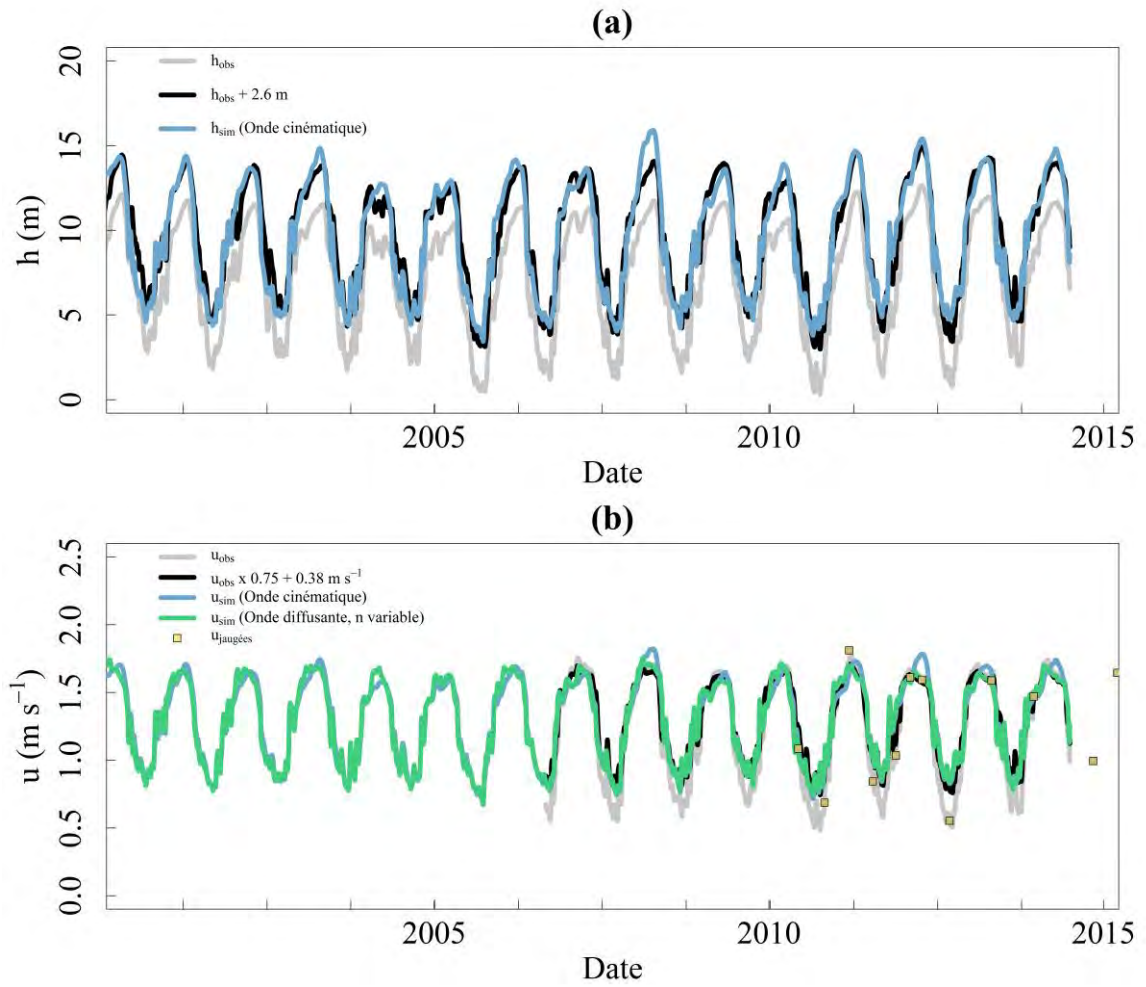


Figure 5.36: (a) Hauteurs d'eau et (b) vitesses simulées à Requena comparées aux observations.

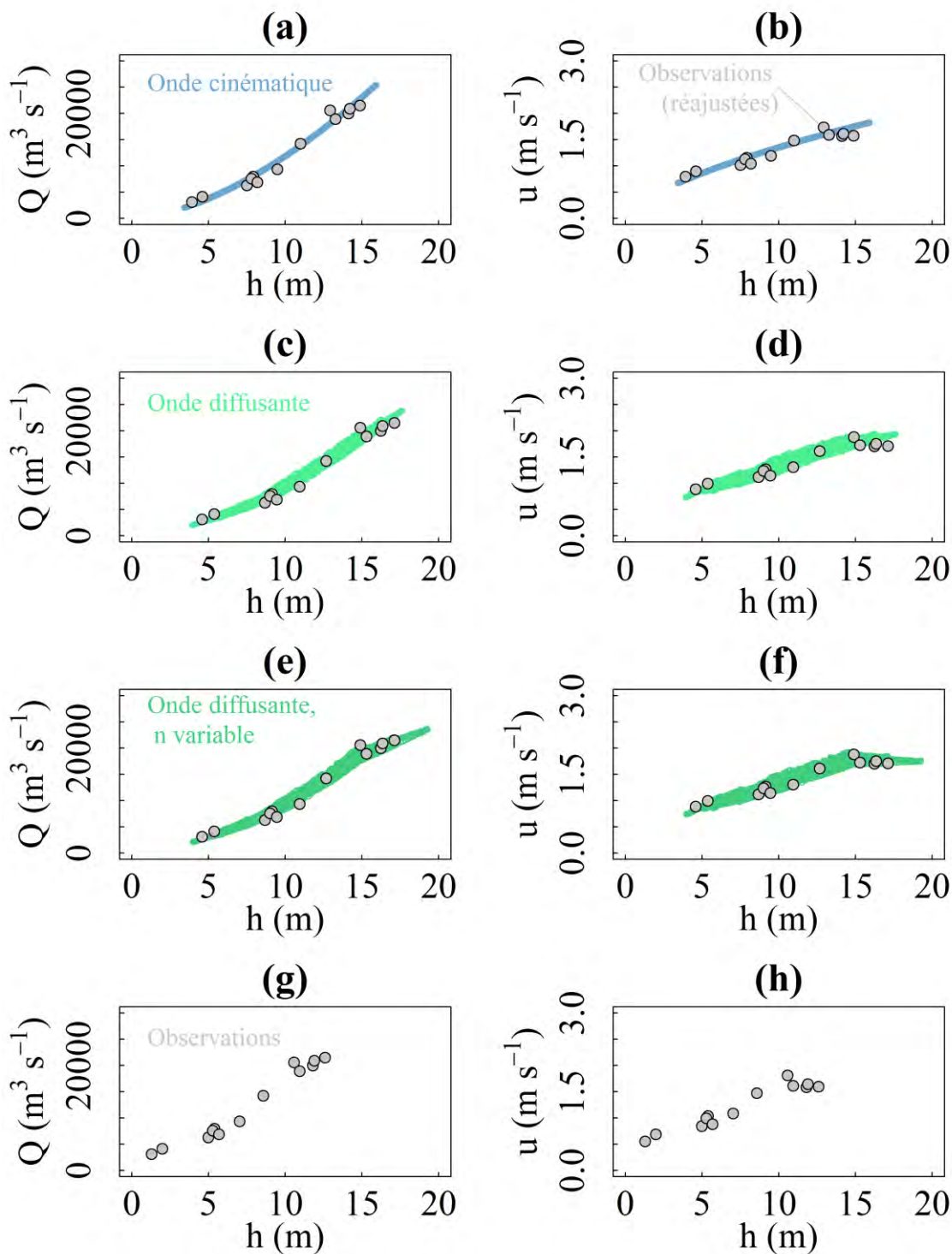


Figure 5.37: Courbes de tarage  $h - Q$  et  $h - u$  simulées dans SWAT avec : (a), (b) l'onde cinématique; (c), (d) l'onde diffusante; (e), (f) l'onde diffusante, en considérant un coefficient de résistance à l'écoulement variable ( $n \propto (h - h_{bkfull})$ );  $h$  [m] étant la hauteur d'eau au-dessus du radier. (g), (h) Mesures de débits et de vitesses,  $h$  étant dans ce cas la hauteur d'eau mesurée à l'échelle. Pour les courbes de tarage simulées, les observations ont été ajoutées aux graphiques (points gris), en ajustant les valeurs de hauteur d'eau et de vitesse par rapport aux valeurs simulées, pour une meilleure correspondance, les sections transversales des simulations et des mesures ayant des géométries différentes.

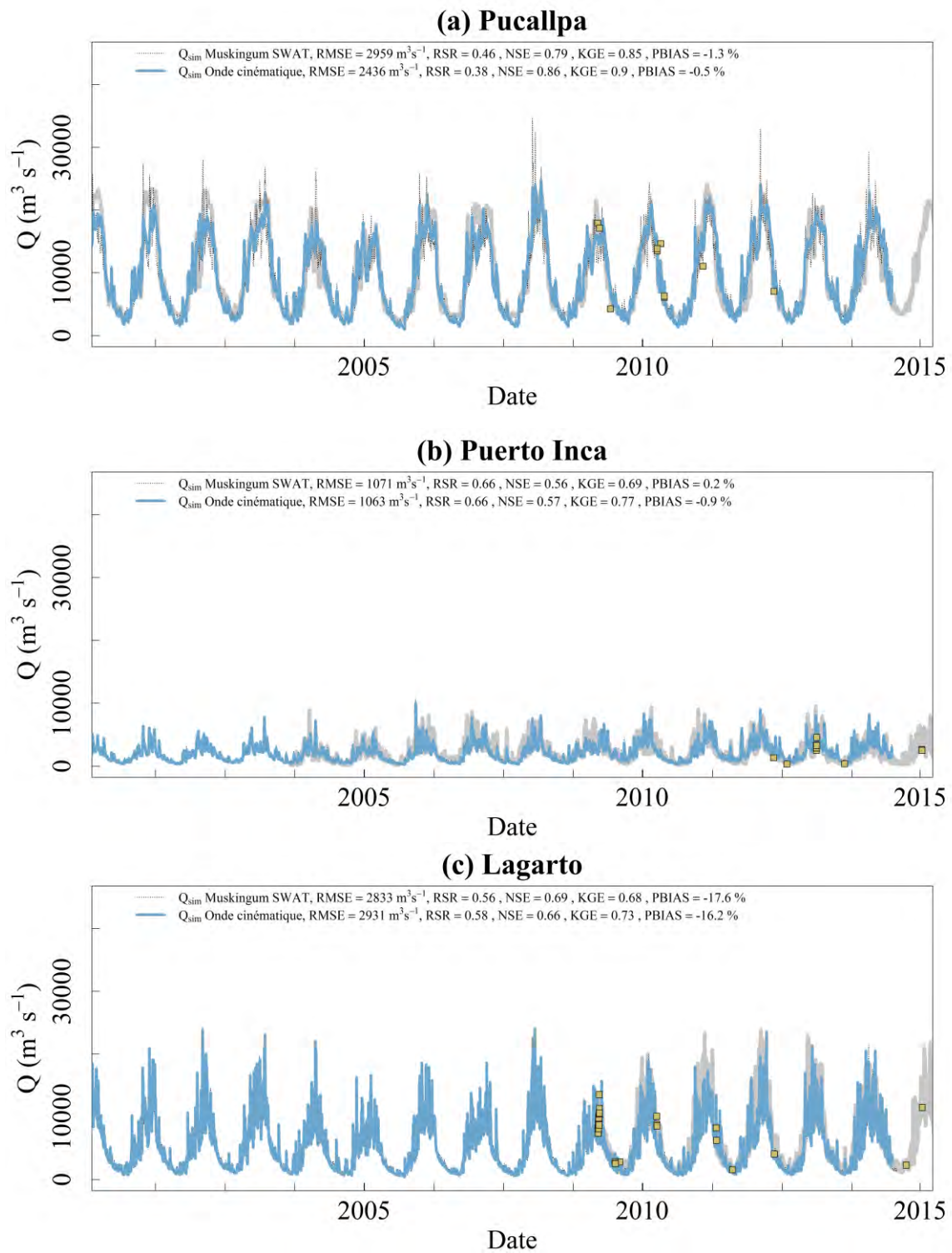


Figure 5.38: Résultat de simulation des débits pour les stations de (a) Pucallpa, (b) Puerto Inca et (c) Lagarto, obtenus avec le module de propagation des débits basé sur l'onde cinématique.

## 5.6 Simulation du routage des flux solides

Le modèle SWAT, avec l'ajout de modules hydrauliques de routage des débits, permet désormais de simuler une atténuation de l'onde de crue par un épanchement dans le lit majeur, de prendre en compte les influences aval et, de manière très simplifiée, d'autres effets liés à l'activation du lit majeur (échanges de quantité de mouvement entre les lits majeurs et mineur, écoulements transitant dans le lit majeur...). Ainsi, des vitesses et des hauteurs d'eau réalistes peuvent être calculées à chaque pas de temps, même si des écarts demeurent en raison de l'absence de mesures détaillées de la bathymétrie de la rivière. Il est donc permis d'envisager de créer des modules de routage des sédiments adaptés aux grandes rivières amazoniennes.

### 5.6.1 Création de modules pour le routage des sédiments

Deux modules de transfert, un pour les MES fines, l'autre pour les sables en suspension graduée, ont donc été conçus. Il s'agit là d'une première approche, qui a vocation à être améliorée à la suite des travaux de thèse présentés ici.

De nouveau, un schéma très simple, explicite et décentré, avec une approximation d'ordre 1 par rapport au temps et à l'espace a été retenu. Les calculs sont effectués à un pas de temps infra-journalier  $\Delta t$  ( $n \Delta t = 1$  jour) afin de respecter la condition de Courant-Friedrichs-Lewy.

On pose ainsi :

$$\frac{\partial V_{s\phi_i}}{\partial t} \cong \frac{V_{s\phi_i}^{t+\Delta t} - V_{s\phi_i}^t}{\Delta t} \quad \text{Eq. 5. 61}$$

avec  $V_{s\phi}$  [t] le volume de sédiments du groupe  $\phi$  en présence dans le lit mineur.

#### 5.6.1.1 Estimation du débit solide dans un bief $i$ au temps $t$

Au temps  $t$ , la concentration moyenne  $\langle C_{\phi_i}^t \rangle$  [ $t \text{ m}^{-3}$ ] dans le lit mineur du bief  $i$  s'exprime de la manière suivante :

$$\langle C_{\phi_i}^t \rangle = \frac{V_{s\phi_i}^t}{h_i^t B_i \Delta x_i}, \quad \text{Eq. 5. 62}$$

Le débit solide  $Q_{s\phi_i}^t$  [t j<sup>-1</sup>] est alors :

$$Q_{s\phi_i}^t = 86400 Q_i^t \langle C_{\phi_i}^t \rangle. \quad \text{Eq. 5. 63}$$

### 5.6.1.2 Estimation de la capacité de transport au temps $t$

Les étapes décrites au chapitre 3 sont reprises ici, afin de calculer une capacité de transport  $Q_{ss_i}^t$  [t j<sup>-1</sup>] pour la fraction sableuse du flux solide, à partir des modèles de [Camenen et Larson \(2005, 2008\)](#) :

- i. Le facteur de rugosité de peau  $f'_i{}^t$  est estimé de la manière suivante :

$$f'_i{}^t = 2 \left( \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{30}{k'_{s_i}} h_i^t\right) - 1} \right)^2, \quad \text{Eq. 5. 64}$$

où  $k'_{s_i} = 2.5 d_{b_i}$  [m] ([Batholdy et al., 2010](#)).  $d_{b_i}$  [m] est un paramètre à définir lors du paramétrage du modèle.

- ii. La contrainte de peau  $\theta'_{c_i}{}^t$ , lorsque le lit majeur est inactif, est calculée comme suit :

$$\theta'_{c_i}{}^t = \frac{\frac{1}{2} f'_i{}^t \langle u_{c_i}^t \rangle^2}{g(s-1)d_{b_i}}, \quad \text{Eq. 5. 65}$$

avec  $\langle u_{c_i}^t \rangle^2 = \frac{(u_i^t)^2}{(\zeta_{n_i}^t)^2}$  la vitesse supposément atteinte si le lit majeur est inactif.

Le paramètre  $\zeta_{n_i}^t$  est déduit de la variation du coefficient de résistance lorsque le lit majeur est inondé (cf. Eq. 5.47, 5.48) :

$$\zeta_{n_i}^t = \frac{n_{c_i}}{n_{c_f_i}^t}, \quad \text{Eq. 5. 66}$$

où  $n_{c_i}$  [s m<sup>-1/3</sup>] est le coefficient de résistance défini par l'utilisateur, pour des conditions d'écoulement dans le lit mineur, sans influence du lit majeur.

- iii. La contrainte totale  $\theta_{c_i}^t$  (peau + morphologique) est :

$$\theta_{c_i}^t = \frac{(u_{*i}^t)^2}{g(s-1)d_{b_i}}, \quad \text{Eq. 5. 67}$$

Avec :

$$u_{*i}^t = \sqrt{g h_i^t S_{f_i}^t}, \quad \text{Eq. 5. 68}$$

iv. La contrainte de peau  $\theta'_{i^t}$  s'exprime alors de la manière suivante (cf. chapitre 3) :

$$\theta'_{i^t} = \theta_{c_i}^t + \left[ (\zeta_{n_i}^t)^2 - 1 \right] \theta_{c_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 69}$$

v. La concentration de référence des sédiments charriés près du fond  $C_{0_i}^{*t}$  [ $\text{m}^{-3} \text{m}^{-3}$ ] (dans ce cas capacitive) est finalement calculée comme ce qui suit :

$$C_{0_i}^{*t} = \frac{0.0015 \theta'_{i^t}}{\exp\left(0.2 d_{*b_i} + 4.5 \frac{\theta_{c_i}^t}{\theta'_{i^t}}\right)}, \quad \text{Eq. 5. 70}$$

vi. La diffusivité  $\varepsilon_s$  des sables sur la hauteur d'eau est :

$$\varepsilon_{s_i}^t = \frac{1}{6} \kappa \zeta_{n_i}^t u_{*i}^t h_i^t, \quad \text{Eq. 5. 71}$$

vii. La capacité de transport dans le bief  $i$  au temps  $t$  peut alors être calculée (avec  $s = 2.65$ ) :

$$Q_{ss_i}^{*t} = 86400 B_i s \langle u_i^t \rangle C_{0_i}^{*t} \frac{\varepsilon_{s_i}^t}{w_{ss_i}^t} \left[ 1 - \exp\left(\frac{-w_{ss_i}^t}{\varepsilon_{s_i}^t} h_i^t\right) \right], \quad \text{Eq. 5. 72}$$

### 5.6.1.3 Réévaluation du débit solide dans un bief $i$ au temps $t$ en fonction de la capacité de transport

La différence  $\Delta Q_{ss_i}^t$  [ $\text{t j}^{-1}$ ] entre la capacité de transport  $Q_{ss_i}^{*t}$  et le débit solide  $Q_{ss_i}^t$  est ensuite calculée dans le bief  $i$  au temps  $t$  :

$$\Delta Q_{ss_i}^t = Q_{ss_i}^{*t} - Q_{ss_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 73}$$

Par la suite, deux cas de figure se présentent :

i.  $\Delta Q_{ss_i}^t > 0$  : la capacité de transport est en excès.

L'érosion du radier est alors permise, et la masse érodée est notée  $E_{bed_i}^t$  [ $\text{t j}^{-1}$ ] :

$$E_{bed_i}^t = K_{bed_i} \Delta Q_{ss_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 74}$$



où  $K_{bed_i}$  [-], compris entre 0 et 1, exprime la susceptibilité à l'érosion du radier. Dans les applications considérées ici, on prendra  $K_{bed} \ll 1$ , car on considèrera que ce sont surtout les berges, l'intérieur des méandres et les bancs alluviaux qui alimentent la rivière en sable à la décrue. Le débit dans le bief est alors réévalué de la manière suivante :

$$Q_{ssi}^t = Q_{ssi}^t + E_{bed_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 75}$$

Ainsi, si  $K_{bed} \neq 1$ , le débit solide dans le bief n'est plus uniquement fonction des conditions hydrauliques locales, mais devient dépendant des sources de sables situées à l'amont, et routées à travers le réseau hydrographique.

ii.  $\Delta Q_{ssi}^t \leq 0$  : Le débit solide calculé excède la capacité de transport :

Dans ce cas, l'égalité suivante sera imposée :

$$Q_{ssi}^t = Q_{ssi}^{*t}, \quad \text{Eq. 5. 76}$$

Les sédiments sont, à ce stade du développement du module, considérés comme abandonnés par la rivière dans les zones mortes de l'écoulement (rives, intérieurs de méandre, bancs alluviaux, îles...). Le modèle ne garde pour l'instant pas mémoire des volumes déposés, car les stocks sont considérés comme étant illimités dans ces zones.

#### 5.6.1.4 Equation de continuité pour estimer le volume de sédiments dans le bief à $t+\Delta t$

Les conditions au temps  $t$  sont désormais connues. Une boucle infra-journalière est alors exécutée, afin d'estimer le volume de sédiments en présence dans le bief au pas de temps suivant  $V_{s\phi_i}^{t+\Delta t}$ , en considérant l'équation de continuité suivante à l'échelle d'un bief  $i$  associé à une plaine d'inondation :

$$V_{s\phi_i}^{t+\Delta t} = V_{s\phi_i}^t + (Q_{s\phi_{i-1}}^t - Q_{s\phi_i}^t) \Delta t - D_{lat,\phi_i}^t - D_{ovbk,\phi_i}^t + E_{bk,\phi_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 77}$$

où  $D_{lat,\phi_i}^t$  [ $t \text{ j}^{-1}$ ] est un terme de déposition « latérale » à l'écoulement, lié aux échanges avec le lit majeur, et correspondant aux dépôts dans les chenaux des méandres et de la plaine, à la faveur des crevasses et des dépressions dans les berges, sur les levées, les bancs alluviaux

et les rives intérieures des méandres, c'est-à-dire dans les zones adjacentes aux eaux vives, et où les vitesses permettent ce dépôt de sédiments (voir chapitre 1).  $D_{ovbk,\phi_i^t}$  [t j<sup>-1</sup>] est le terme de déposition par débordement de la rivière et  $E_{bk,\phi_i^t}$  [t j<sup>-1</sup>] est le terme correspondant à l'érosion latérale des rives à la faveur de la décrue.

#### 5.6.1.5 Dépôts latéraux liés aux échanges avec le lit majeur

##### i. Pour les MES fines

Dans un même bief et au cours d'un même pas de temps, une partie de l'écoulement transite temporairement par le lit majeur actif avant de revenir dans le lit mineur, si le niveau d'eau excède une hauteur seuil. Pendant ces échanges, supposés globalement chenalisés, la plaine retient une masse  $D_{fpc,f}$  [t j<sup>-1</sup>] de sédiments fins dans les chenaux, en agissant à la manière d'un filtre « végétalisé » (cf. chapitre 1). Dans une moindre mesure, les effets d'augmentation de la résistance à l'écoulement dans le lit mineur, liés à l'inondation du lit majeur, peuvent amener à déposer une masse de sédiments  $D_{bar,f}$  [t j<sup>-1</sup>], correspondant *a priori* à la fraction grossière de MES fines, dans les zones adjacentes au lit vif (i.e. dans le lit mineur/moyen).

L'ensemble de ces phénomènes de dépôt est ici pris en compte dans un terme unique,  $D_{lat,f} = D_{bar,f} + D_{fpc,f}$  [t j<sup>-1</sup>], supposé proportionnel à la variation du coefficient de résistance  $\Delta n$  lorsque le lit majeur est inondé (cf. Eq. 5.47, 5.48):  $D_{lat} \propto \Delta n \propto (h - h_{bkfull})$ . En effet,  $\Delta n$  est lié aux échanges entre les lits mineurs et majeurs, responsables du ralentissement de l'écoulement principal. Ainsi, en prenant  $\zeta_{n_i}^t$  plutôt que  $\Delta n$ , on proposera l'expression empirique suivante pour modéliser, très simplement, l'ensemble de ces dépôts :

$$D_{lat,f_i^t} = \frac{K_{lat_i}}{\zeta_{n_i}^t} V_{s_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 78}$$

où  $K_{lat_i}$  est un coefficient à ajuster (*a priori* compris entre 0 et ~1), fonction de la morphologie de la plaine d'inondation et de la nature des échanges avec le lit mineur.

##### ii. Pour les sables

En ce qui concerne les sables, le terme  $D_{fpc,s}$  est *a priori* nul, car ces granulats se déposent principalement dans les zones adjacentes au lit vif. On considérera donc que  $D_{lat,s} = D_{bar,s} +$

0 [t j<sup>-1</sup>]. Ces dépôts, fonctions de la variation de résistance à l'écoulement, sont déjà pris en compte dans le calcul de la capacité de transport au temps  $t$ . L'équation de continuité pour ce groupe granulométrique est alors simplement :

$$V_{ss_i}^{t+\Delta t} = V_{ss_i}^t + (Q_{ss_{i-1}}^t - Q_{ss_i}^t)\Delta t - D_{ovbk,s_i}^t + E_{bk,s_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 79}$$

#### 5.6.1.6 Dépôts de sédiments dans la plaine par débordement au-dessus les levées

Si le volume d'eau  $\Delta V_{fp_i}^{t \rightarrow t+\Delta t}$  [m<sup>3</sup>] épanché dans la plaine durant le pas de temps  $\Delta t$  est positif, la masse de sédiments stockés dans la plaine  $D_{ovbk_i}^{t \rightarrow t+\Delta t}$  [t] est estimé de la manière suivante :

$$D_{ovbk,\phi_i}^t = \Delta V_{fp_i}^{t \rightarrow t+\Delta t} C_{\phi_i}^t(z_{sup_i}^t), \quad \text{Eq. 5. 80}$$

où  $C_{\phi_i}^t(z_{sup_i}^t)$  est la concentration dans la couche supérieure de l'écoulement [t m<sup>-3</sup>], approchée à la hauteur  $z_{sup_i}^t = \frac{h_i^t - h_{bkfull}}{2} + h_{bkfull}$  :

$$C_{\phi_i}^t(z_{sup_i}^t) = \frac{\langle C_{\phi_i}^t \rangle}{\alpha_{\phi_i}^t(z_{sup_i}^t, P_{\phi_i}^t)}, \quad \text{Eq. 5. 81}$$

Le coefficient  $\alpha_{\phi_i}^t$  est estimé par le modèle de [Santini et al. \(2019\)](#) (version simplifiée – cf. chapitre 4) :

$$\alpha_{\phi_i}^t(z_{sup_i}^t, P_{\phi_i}^t) = \frac{1}{6 P_{\phi_i}^t} \exp\left(6 P_{\phi_i}^t \frac{z_{sup_i}^t}{h}\right) \left(1 - \exp\left(-6 P_{\phi_i}^t\right)\right), \quad \text{Eq. 5. 82}$$

avec  $P_{\phi_i}^t = \frac{w_{\phi}}{\beta_{\phi,i}^t \kappa u_{*i}^t}$  le nombre de Rouse (pour les sédiments en suspension). Le ratio de diffusivité  $\beta_{\phi,i}^t$  est estimé par le modèle proposé par [Santini et al. \(2019\)](#) :

$$\beta_{\phi,i}^t = 3.1 \exp\left[-0.19 \times 10^{-3} \frac{u_{*i}^t}{w_{\phi}} \left(\frac{h_i^t}{d_s}\right)^{0.6}\right] + 0.16, \quad \text{Eq. 5. 83}$$

Pour les sédiments fins, on prendra  $\beta_{f,i}^t \approx 0.16$ , et on aura donc :  $C_{f_i}^t(z_{sup_i}^t) \approx 0.9 \langle C_{f_i}^t \rangle$ .

### 5.6.1.7 Erosion des berges, des bancs alluviaux, et apports de la plaine en sédiments

Lorsque le volume d'eau  $\Delta V_{fp_i}^{t \rightarrow t+\Delta t}$  est négatif, la plaine alimente le lit mineur en eaux. Ces apports sont *a priori* faiblement chargés en sédiments (voir chapitre 1), mais ils augmentent l'énergie disponible de la rivière, ce qui favorise l'érosion des berges et la remise en suspension des sédiments éventuellement déposés dans les zones « mortes » de l'écoulement (intérieurs de méandres, amont d'îles...). A ce stade de développement du module de routage des flux de sédiments, la loi empirique suivante a été considérée pour prendre en compte l'ensemble de ces apports, lorsque  $\Delta V_{fp_i}^{t \rightarrow t+\Delta t} < 0$  :

$$E_{bk,\phi_i}^t = -\Delta V_{fp_i}^{t \rightarrow t+\Delta t} C_{bk,\phi_i}^t, \quad \text{Eq. 5. 84}$$

Avec  $E_{bk,\phi_i}^t$  [t] le volume de sédiments érodés à la décrue, et  $C_{bk,\phi_i}^t$  [t m<sup>-3</sup>] la concentration de ces apports. Cette concentration a été prise comme constante dans la suite de ce chapitre.

## 5.6.2 Résultats

Les flux solides (MES fines et sables) à l'exutoire des bassins Andins (sous-bassins 3, 4, 5, 13, 15 du projet SWAT) ont été imposés dans le modèle, soit à partir des observations, lorsqu'elles étaient disponibles, soit en utilisant une simple relation empirique entre débit et débit solide du type  $Q_{s\phi} = f(Q)$ , et basée sur les mesures effectuées à Lagarto et Puerto Inca. Pour les sorties andines sans aucune mesure disponible, cette dernière relation a été régionalisée.

### 5.6.2.1 Routage des MES fines

Le module implanté pour le routage des sédiments fins permet bien l'amortissement de l'onde de crue sédimentaire entre les stations de Lagarto et Requena, ainsi que la remobilisation de sédiments à la décrue (Figure 5.39). Cependant, des écarts importants existent entre la série simulée et la série observée.

Pour la période 09/2009 – 09/2011 durant laquelle les données à Lagarto ont dû être dérivées d'une relation empirique  $Q_{sf} = f(Q)$ , la série simulée à Requena sous-estime en effet les débits

solides de MES fines observés. Ces différences s'amenuisent pour la période postérieure à septembre 2011, pour laquelle des observations in-situ sont disponibles à Lagarto. Les apports intermédiaires restent probablement mal évalués, et il faut ici également considérer les incertitudes sur les concentrations mesurées.

Néanmoins, ces résultats suggèrent que le module, dans la première mouture proposée ici, est capable de router correctement des flux à travers le réseau hydrographique, mais exige des données d'entrée de bonne qualité. En ce sens, la création d'un réseau de stations virtuelles le long de la rivière, dans le but de disposer de séries de concentrations dérivées d'images satellites, permettra d'améliorer le suivi spatio-temporel des flux de MES fines, en recalant le modèle à chaque pas de temps de la simulation au droit de chaque point de mesure. Le module de routage pourra ensuite permettre d'estimer les flux entre les stations virtuelles et/ou conventionnelles.

Par ricochet, le couplage des données satellite et de modélisation pourra fournir des informations sur la morphologie et les fonctions hydrologiques des unités de plaine comprises entre deux points de mesure, suivant le paramétrage du modèle nécessaire pour une simulation correcte de la propagation des flux entre ces deux mêmes stations.

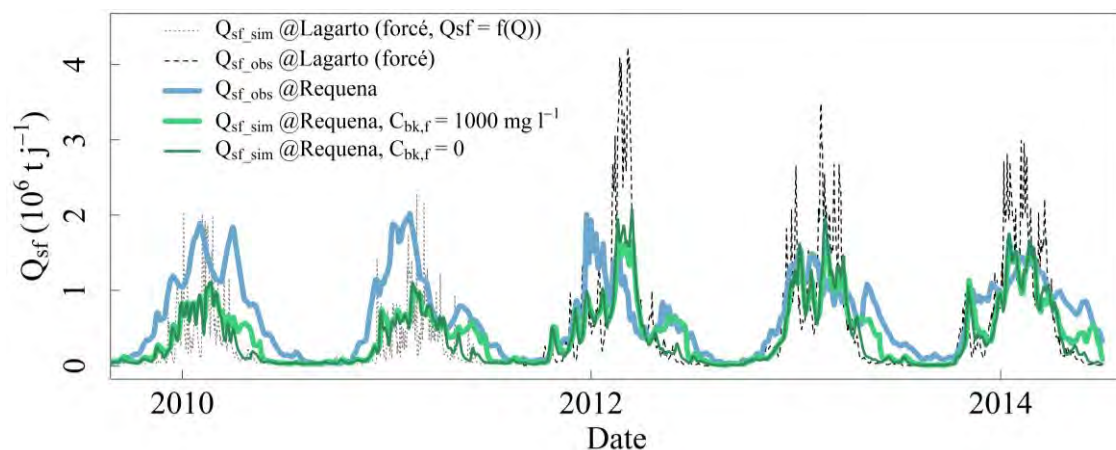


Figure 5.39: Simulation des flux de MES fines à Requena. Les débits solides à l'exutoire des bassins Andins ont été imposés dans le modèle. De septembre 2010 à septembre 2011, une relation empirique  $Q_{sf} = f(Q)$  a été utilisée pour simuler des débits solides à Lagarto ( $Q_{sf\_sim}$ ), faute d'observations. A partir de septembre 2011, les données observées ont été utilisées ( $Q_{sf\_obs}$ ). Les autres sorties Andines ont également été forcées par une relation du type  $Q_{sf} = f(Q)$ . Deux simulations sont reproduites, une considérant une concentration  $C_{bk,f} = 1000 \text{ mg l}^{-1}$  pour les sédiments remobilisés par le débit restitué par la plaine durant la décrue, et l'autre pour  $C_{bk,f} = 0$ .

### 5.6.2.2 Routage des sables

Les paramètres suivants ont été considérés pour l'ensemble des biefs du projet :  $K_{bed} = 0$  (i.e. pas d'érosion du radier possible),  $d_b = 200 \mu\text{m}$ ,  $d_{ss} = 90 \mu\text{m}$  et  $C_{bk,s} = 500 \text{ mg l}^{-1}$ . Les débits liquides ont été simulés avec le module d'onde diffusante en considérant un coefficient de résistance variable (Figure 5.35).

Les résultats obtenus (Figure 5.40) sont globalement en bon accord avec les observations (NSE = 0.85). Comme ce fut le cas au chapitre 3, il est nécessaire de prendre en compte la variation du coefficient de résistance, lorsque le lit majeur est actif, pour bien représenter le déficit de capacité de transport. D'autre part, une concentration  $C_{bk,s}$  constante paraît suffire à reproduire correctement les apports en sédiments liés à l'érosion des berges et des bancs alluviaux à la décrue. Enfin, il semble que le radier de la rivière ne contribue pas significativement au transport solide en suspension graduée ( $K_{bed} = 0$ ).

Contrairement au module conçu pour les sédiments fins, le routage des sables ne nécessite pas de connaître très précisément les entrées en amont. La capacité de transport permet en effet de réguler rapidement les erreurs éventuelles sur les séries d'entrée. Ainsi, l'année hydrologique 2011-2012 à Lagarto, pour laquelle les valeurs de concentration mesurées furent extrêmement élevées, n'affecte pas le flux de sables simulé à Requena, contrairement au flux de MES fines propagé d'amont en aval dans le modèle.



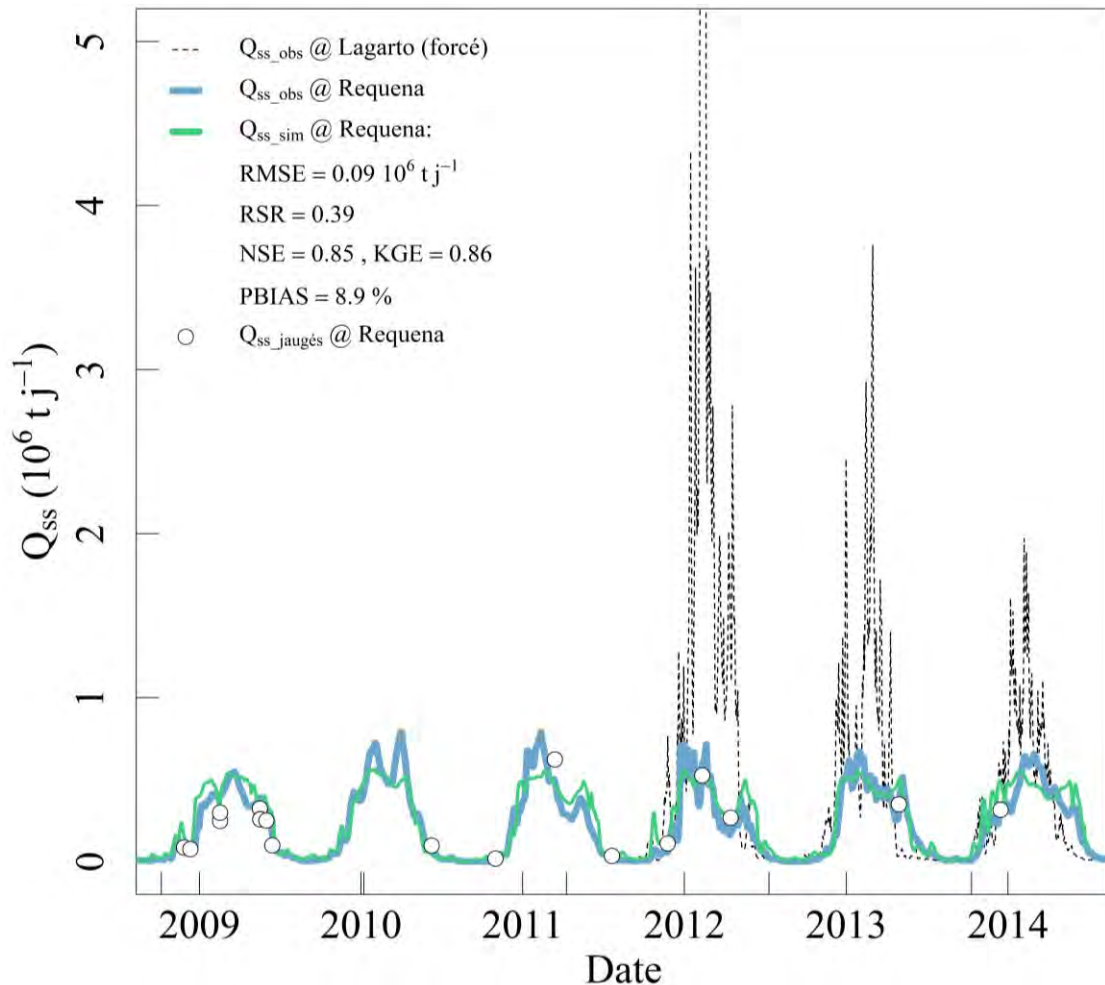


Figure 5.40: Résultat de simulation des flux de sables à Requena, au pas de temps journalier.

## 5.7 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, de nouveaux modules de routage des débits liquides et solides ont été conçus et testés. Les résultats obtenus pour la propagation des débits améliorent significativement les sorties SWAT, avec des critères de performance très élevés en journalier à Requena (NSE = 0.94 - 0.95). Le modèle SWAT, une fois modifié, apparaît donc comme un outil performant capable de reproduire le cycle de l'eau des grandes rivières amazoniennes.

Concernant le routage des sédiments, les nouveaux modules permettent également d'améliorer le modèle existant, d'abord en le simplifiant tout en cherchant à garder une cohérence physique, puis en séparant le transport des particules fines (argiles, agrégats et silts) des sables. L'augmentation de la taille des sections d'amont en aval permet de tamponner les pics Andins de sédiments (diffusion), tout comme l'épanchement de la crue

dans le lit majeur. Le rôle du lit moyen (bande active du lit majeur), et des zones adjacentes au lit vif, est apparu prépondérant dans la modélisation du routage des sédiments, qu'ils s'agissent de MES fines ou de sables. En effet les échanges entre les lits majeurs et mineurs en crue paraissent être responsables du piégeage de volumes conséquents de sédiments, fins ou grossiers, sur les rives convexes des méandres, dans les chenaux de crue, les crevasses et sur les levées. Les volumes piégés dans ces zones apparaissent comme beaucoup plus importants que ceux simplement stockés dans la plaine par débordement au-dessus des levées. Les modèles proposés dans ce chapitre devront être remaniés par la suite pour mieux prendre en compte ces zones de l'écoulement. L'approche 1d devra sans doute être remise en question, car le simple ajustement du coefficient de résistance à l'écoulement ne saurait expliquer l'ensemble des processus, complexes, liés aux échanges entre les lits mineurs et majeurs. Les fonctions hydrologiques et la morphologie des différents compartiments de la plaine d'inondation pouvant considérablement varier le long d'un cours d'eau, les lois empiriques utilisées ici pour forcer la sédimentation en crue d'une partie des MES, puis le recyclage sédimentaire de la plaine à la décrue, sont peut-être difficilement extrapolables entre deux points de mesure. Ainsi, la plaine devra être modélisée en 2d ou en pseudo-2d (par unité et fonction hydrologique), de façon à pouvoir mieux représenter ces processus.

En ce sens, ce chapitre fait apparaître en miroir l'absence quasi-totale de mesures hydro-sédimentaires directes entre la plaine et le lit mineur. Des efforts cruciaux devront être entrepris dans les années futures afin d'être à même de classifier et modéliser les fonctions hydrologiques des unités de plaine, selon leur morphologie.

En outre, la séparation granulométrique proposée reste discutable : les silts grossiers en suspension ont en effet un comportement plus proche des sables fins que des argiles, et leurs volumes sont suffisamment importants pour que l'on tente dans le futur de bien comprendre leur routage à travers les hydro-systèmes amazoniens. Néanmoins, pour le seul routage des sables dans le lit mineur jusqu'à Requena, le module 1d implanté est dans l'état très satisfaisant. Il pourra – et c'est l'un des objectifs de cette thèse – être couplé à des données issues de la télédétection pour le suivi des sédiments fins. C'est cette voie qui sera explorée au chapitre suivant.

# Chapitre 6 : Vers un suivi intégré de la dynamique sédimentaire dans le bassin de l'Ucayali

Symphony No.3, Op.55 'Eroica'  
(4th Movement: Finale)  
Composed by Ludwig Van Beethoven

Allegro molto - 76

The musical score is presented in five systems, each with a piano (right) and bass (left) staff. The key signature is E-flat major (three flats) and the time signature is 3/4. The tempo is marked 'Allegro molto' with a metronome marking of 76. The score includes various dynamic markings: *ff* (fortissimo), *p* (piano), and *f* (forte). The notation includes treble and bass clefs, a key signature of three flats, and a variety of rhythmic values and articulations.

## 6.1 Une approche intégrée pour le suivi des flux hydro-sédimentaires

Au terme d'un long développement méthodologique, basé sur des observations naturalistes, des données in-situ et les lois de l'hydraulique classique, il convient maintenant d'intégrer ces différents outils (Figure 6.1) pour construire un bilan hydro-sédimentaire dans le bassin de l'Ucayali. La démarche proposée et mise en œuvre ci-après est la suivante :

Le cycle hydrologique du bassin est modélisé via le modèle SWAT, alimenté par des données de précipitations TRMM (voir chapitre 5). Le module de routage correspondant à l'onde diffusante (voir également le chapitre 5) est utilisé pour propager les débits, en se calant sur les observations in-situ de débit, de vitesse et de hauteur d'eau (voir chapitres 2 et 3). Cette simulation permet d'extraire pour chaque bief des paramètres hydrauliques nécessaires pour router les sédiments dans la rivière. Le module de routage des sables implanté dans SWAT (voir chapitres 3 et 5) permet par la suite d'estimer les flux dans chaque sous bassin de plaine du projet.

Les concentrations en MES fines sont estimées à la surface de quatre biefs : Lagarto, Pucallpa, Contamana et Requena, à partir d'images MODIS. Les détails de la calibration des données satellite sont présentés ci-après. Les concentrations télédéteectées sont ensuite converties en MES moyennes dans la section en utilisant le modèle construit au chapitre 4. Les paramètres hydrauliques nécessaires à cette conversion sont également extraits de la modélisation SWAT. Considérant les faibles variations du coefficient  $\alpha_f$  durant l'année hydrologique, une valeur moyenne sera considérée ici. Les débits simulés dans SWAT sont utilisés pour calculer des flux de MES fines.

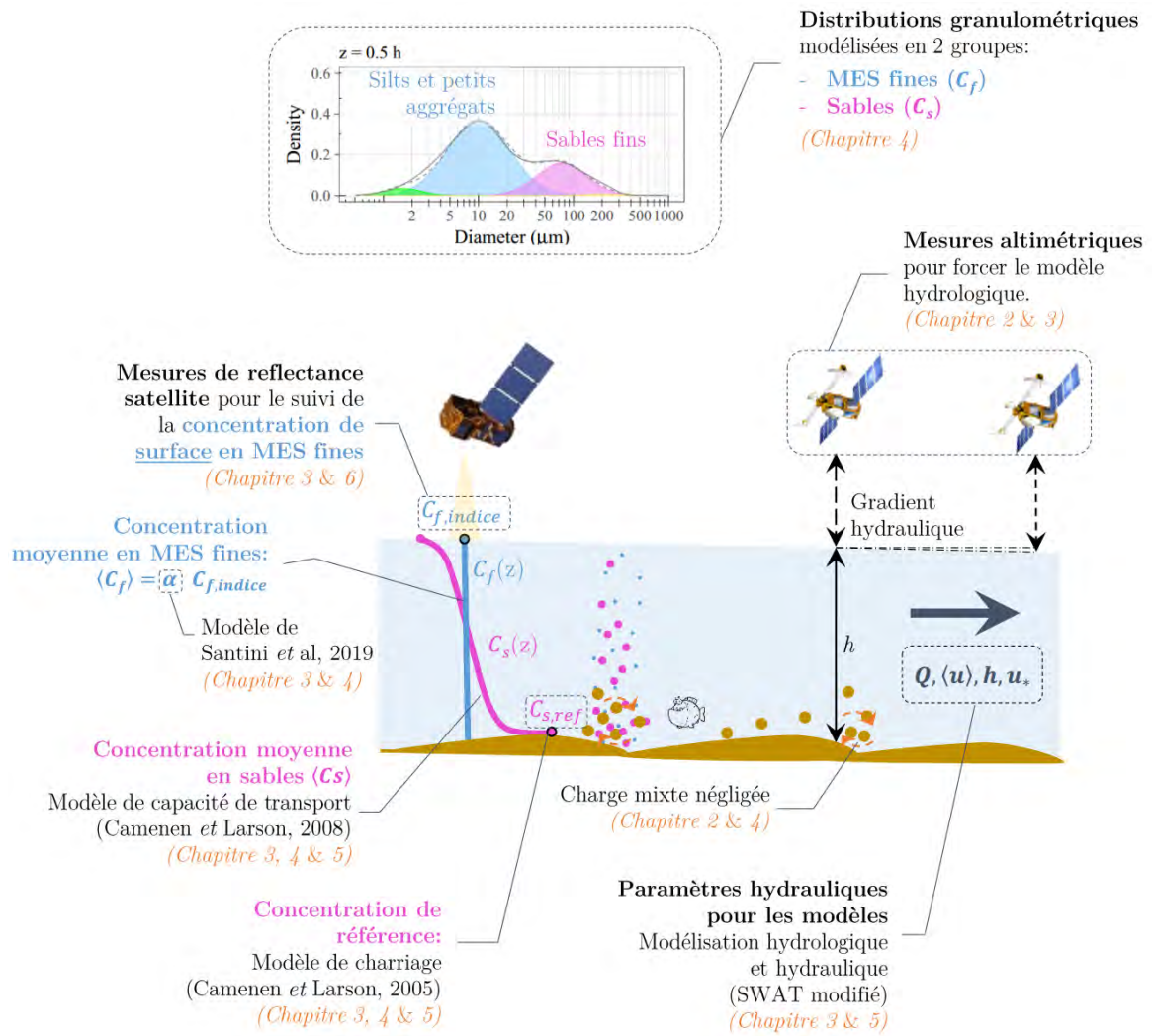


Figure 6.1: Approche intégrée proposée pour le suivi des flux hydro-sédimentaires dans le bassin de l'Ucayali.

## 6.2 Suivi des flux de MES fines par satellite

### 6.2.1 Les données satellites

Les chroniques de données de réflectance MODIS collectées pour les stations de Lagarto, Pucallpa, Contamana et Requena sont très bruitées, et ce particulièrement pour les hautes eaux (Figure 6.2), période durant laquelle la couverture nuageuse est très importante et le délai entre deux images consécutives sans nuages est le plus long (2 à 3 semaines parfois). Le logiciel MOD3R fournit une classification de la qualité des résultats (1,2,3). La valeur 1 représente une acquisition optimale, la valeur 2 représente une acquisition réalisée avec de très forts angles d'incidence et/ou de forts ennuagements et/ou de risque de réflexion directe du soleil – *sunglint*. Enfin, la valeur 3 représente une probabilité forte de *sunglint* ou de valeur de réflectances anormalement élevées qui doivent être éliminées. Afin de maintenir une fréquence d'échantillonnage constante sur la période d'observation, une dégradation au pas de temps mensuel apparaît la plus appropriée pour pouvoir exploiter ces séries, en éliminant au préalable les valeurs les plus aberrantes.

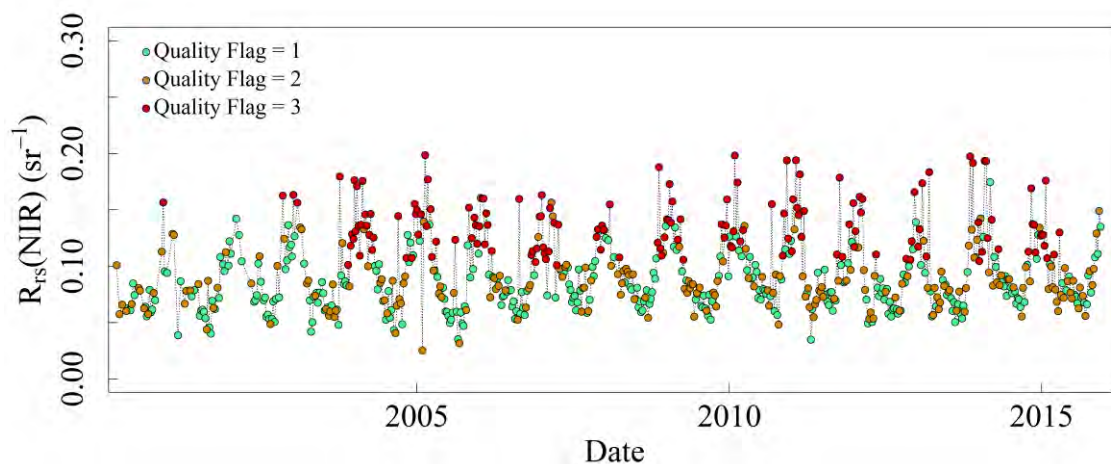


Figure 6.2: Série de réflectance dérivées d'images MODIS (NIR = proche infrarouge) à Requena. La qualité des données est marquée (1 = bon, 2 = moyen, 3 = médiocre), en fonction de l'écart type des valeurs de réflectance de chaque pixel inclus dans le masque d'eau défini pour le traitement des images MODIS, et de l'angle d'acquisition des données par rapport au nadir.



## 6.2.2 Calibration des données satellites

### 6.2.2.1 Comparaison des données radiométriques in-situ et satellites

Les données acquises lors des campagnes de mesures radiométriques de calibration-validation effectuées sur l'Ucayali et ses principaux affluents (cf. chapitre 2) permettent d'établir des relations entre les concentrations en MES fines  $C_f$  de surface, la réflectance dans le proche infrarouge  $R_{rs}(NIR)$  [ $sr^{-1}$ ] (i.e. la moyenne hyper-spectrale pondérée des bandes des radiomètres de terrain comprises entre 841 à 876 nm, de façon à correspondre aux spectres de réponse spectrales des bandes des capteurs embarqués), la réflectance dans la partie rouge du spectre lumineux  $R_{rs}(Red)$  [ $sr^{-1}$ ] (de 620 à 670 nm), et enfin le ratio des bandes proche infrarouge et rouge  $R = \frac{R_{rs}(NIR)}{R_{rs}(Red)}$ . Les mêmes relations sont construites à partir des données MODIS et des données issues du suivi des concentrations en MES fines à la surface dans le cadre du SO HyBAm, moyennées au pas de temps mensuel (Figure 6.3). Globalement les mesures terrain de réflectance présentent une bonne cohérence entre elles, et ce quel que soit le site ou la période de mesure. Toutefois, la sensibilité de la bande spectrale dans le rouge aux variations de concentration est saturée très rapidement. Une relation robuste se dégage entre le ratio de bande infrarouge/rouge et la concentration en MES fines (Figure 6.3c).

Les données de réflectance satellite sont quant à elles sensibles aux variations de concentration. Le signal de la bande rouge sature néanmoins autour de  $0.013 \pi sr^{-1}$  (Figure 6.3b) pour des concentrations supérieures à  $500 mg l^{-1}$ . Un phénomène équivalent pourrait également avoir lieu dans le proche infrarouge, pour des concentrations supérieures à  $1000 mg l^{-1}$  (Figure 6.3a), mais les fortes incertitudes sur les mesures de réflectance télédéteectées durant les hautes eaux (Figure 6.2) ne permettent pas de conclure quant à une possible saturation.

La relation entre les valeurs de ratio de bandes et la concentration en MES fines obtenues à partir des données satellites est très similaire à celle mesurée sur le terrain (Figure 6.3c), confirmant que les mesures satellites produisent des estimations robustes. Nous observons cependant un décalage vers les réflectances plus élevées pour les observations satellites. En translatant les données mesurées in-situ (Figure 6.3d), les deux nuages de points se

superposent et il devient possible de proposer une relation empirique entre le ratio des réflectances mesurées  $R = \frac{R_{rs}(NIR)}{R_{rs}(Red)}$  et la concentration en MES fines  $C_f(h)$ , unique pour tout l'Ucayali, et établie à partir des seules mesures terrain, translattées :

$$C_f(h) = 822.8 \times \left[ \frac{R_{rs}(NIR)}{R_{rs}(Red)} \right]^{2.86} + 0.001 \times \exp \left[ 10.4 \times \frac{R_{rs}(NIR)}{R_{rs}(Red)} \right], \quad \text{Eq. 6. 1}$$

Les différences observées entre les mesures terrain et les mesures satellite de réflectance ont plusieurs origines: d'une part, les données satellite sont moyennées sur des intervalles spatio-temporels très importants (1 mois), avec des délais entre acquisitions terrain et satellite de plusieurs jours, alors que sur le terrain les radiomètres permettent des mesures situées à proximité immédiate des prélèvements et réalisées simultanément. En raison de la résolution modérée des images utilisées, il peut arriver que les pixels « d'eau » (i.e. les pixels situés à l'intérieur du masque de la rivière, défini comme étant de l'eau) des images MODIS ne soient pas tout à fait « purs », c'est-à-dire qu'ils soient contaminés par des éléments de berge ou d'îles (ce qui conduit à une surestimation des valeurs de réflectance). Le logiciel MOD3R retire ces pixels mais il est possible qu'une légère contamination subsiste selon les images. Enfin, les produits MODIS utilisés (MOD09Q1 et MYD09Q1) ne sont pas corrigés des effets d'adjacence. Ce dernier effet décrit le mélange des photons montant dans l'atmosphère du fait de la turbulence atmosphérique qui est responsable de micro altérations de l'indice de réfraction de l'air. L'adjacence altère les trajectoires des photons, et des pixels contigus dans une image reçoivent toujours une petite proportion de photons provenant de pixels voisins dans l'image. L'Ucayali ne représente que quelques pixels de 250 m d'images MODIS, et la signature de l'eau est toujours légèrement altérée par la signature spectrale des berges. Dans le rouge, ce phénomène est faiblement détectable car le contraste entre l'eau et la végétation est faible. Dans l'infrarouge, la végétation et les sols ont des réflectances bien supérieures à l'eau, et l'adjacence implique une augmentation générale des valeurs sur l'eau.

Ce phénomène étant essentiellement géométrique, on peut observer que le décalage est stable sur la période d'observation et nous faisons l'hypothèse qu'une correction unique est suffisante pour la prendre en compte. Une autre étude sur le fleuve Maroni en Guyane a

observé les mêmes problèmes (Gallay *et al.*, 2018) et confirmé que l'introduction d'un shift constant était satisfaisante.

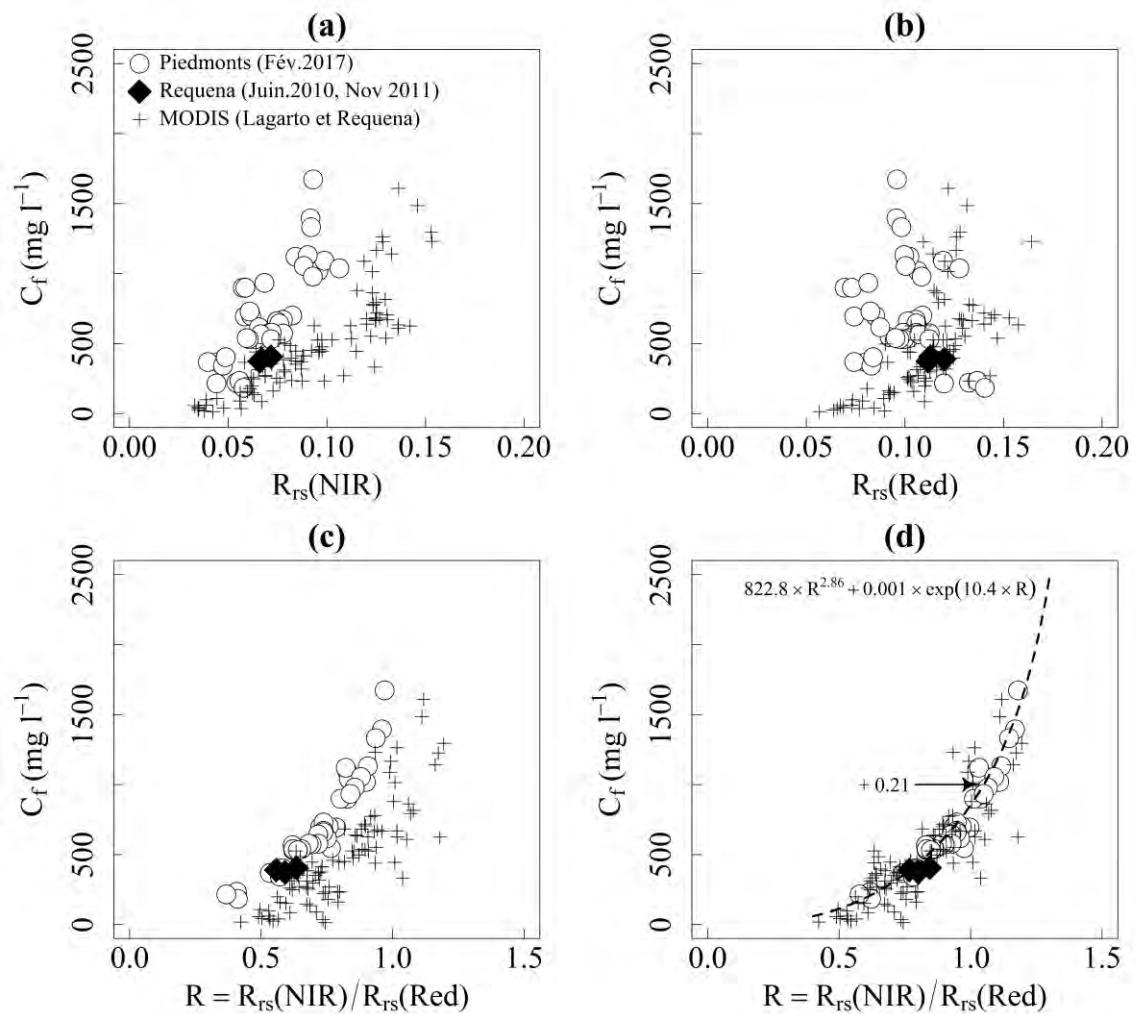


Figure 6.3: Relations entre concentrations en MES fines  $C_f$  mesurées à la surface et mesures de réflectances (multipliées par  $\pi$ ). Les réflectances terrain correspondent aux campagnes de calibration-validation réalisées en février 2017 dans les piedmonts Andins du bassin de l'Ucayali (i.e. à Lagarto, à l'amont d'Atalaya sur l'Urubamba et le Tambo, et enfin à Puerto Inca sur le Pachitea), et en juin 2010 puis en novembre 2011 à Requena, près de l'exutoire. Sur le graphique (d) les valeurs de ratio des bandes proche infrarouge et rouge mesurées sur le terrain ont été translatées de  $+0.21 \pi \text{ sr}^{-1}$  afin de s'aligner avec les ratios calculés à partir des données MODIS.

### 6.2.2.2 Influence de la granulométrie des particules sur les relations entre réflectance et concentration

L'analyse des relations entre réflectance satellite et concentration in-situ au pas de temps interannuel met en exergue des effets saisonniers (Figure 6.4), probablement pilotés par les propriétés optiques du matériel transporté en surface de la rivière, selon leur nature et leur granulométrie.

A Requena, les relations entre réflectance ( $R_{rs}(NIR)$ ,  $R_{rs}(Red)$ , ou encore leur ratio) et les concentrations en MES totales ou fines sont quasi-identiques : les sables représentent en effet une très faible fraction de la concentration en surface (cf. chapitre 3).

En revanche, à Lagarto, ceux-ci pèsent de manière évidente sur ces relations (Figure 6.4), alors qu'ils ne rétrodiffusent que très peu dans les longueurs d'ondes considérées ici. Le fait de considérer uniquement les MES fines, lesquelles représentent l'essentiel du signal rétrodiffusé, permet alors d'envisager l'établissement de relations uniques entre réflectance et concentration pour l'ensemble de l'Ucayali, en s'affranchissant de la présence des sables en surface, elle-même contrôlée par la vigueur de l'écoulement. Plus exactement, ce sont les particules les plus fines (autour de 0.1 - 1 micron) qui participent massivement au signal rétrodiffusé (e.g. Pinet, 2017). La présence à la surface de l'écoulement du gros des MES fines (< 63 microns) est cependant assez liée à celle de ces particules très fines, à l'exception des silts grossiers, plus sensibles aux fluctuations de l'écoulement.

On trouve ainsi une relation  $R_{rs}(NIR)$  vs  $C_f$  presque univoque (une hystérésis saisonnière se dessine néanmoins) (Figure 6.4d). En revanche, la relation  $R_{rs}(Red)$  vs  $C_f$  à Lagarto sature avant celle de Requena (Figure 6.4e). Le sédimentogramme de Lagarto est en effet haché par des oscillations rapides de concentration, de fortes amplitudes, lissées dans la moyenne interannuelle, qui conduisent probablement à des différences de seuil de saturation.

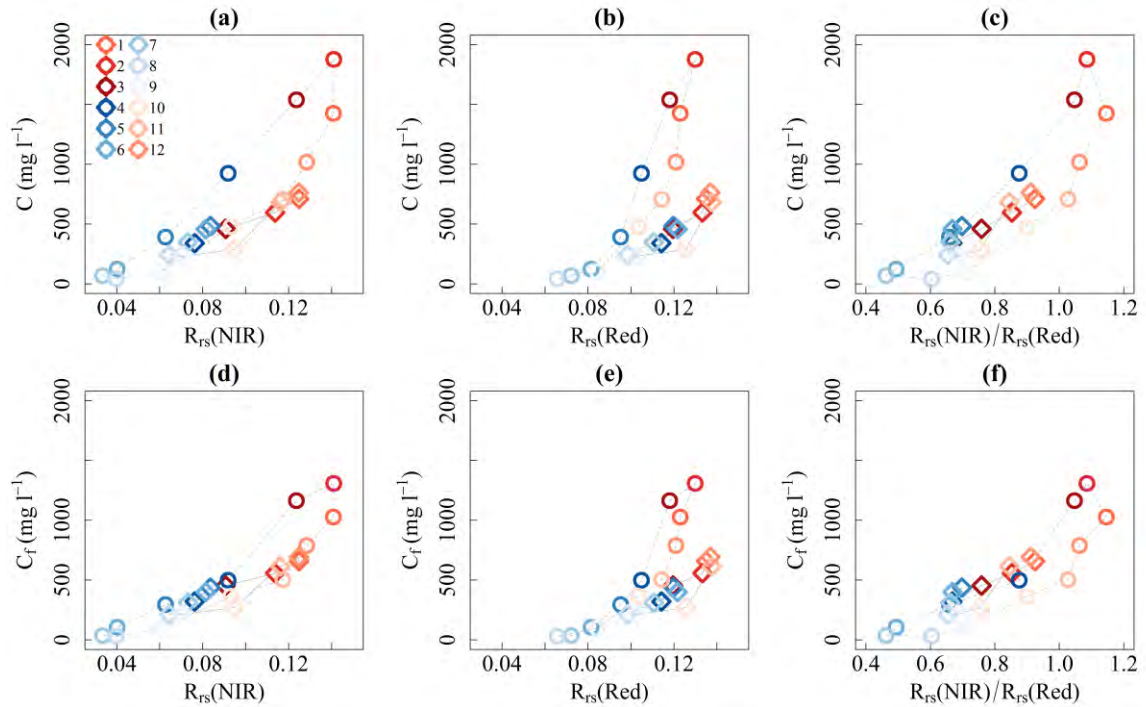


Figure 6.4: Relations entre réflectance télédétectée et concentration, pour les stations de Lagarto (cercles) et de Requena (losanges) : (a) réflectance dans la bande proche infra-rouge  $R_{rs}(NIR)$  vs concentration en MES totales à la surface  $C(z = h)$  (b) réflectance dans la bande rouge  $R_{rs}(Red)$  vs  $C(z = h)$  (c) ratio  $R_{rs}(NIR)/R_{rs}(Red)$  vs  $C(z = h)$ , (d)  $R_{rs}(NIR)$  vs  $C_f(z = h)$  (e)  $R_{rs}(Red)$  vs  $C_f(z = h)$  (f) ratio  $R_{rs}(NIR)/R_{rs}(Red)$  vs  $C_f(z = h)$ .

Dans le proche infrarouge (Figure 6.5a), ou dans les relations  $R = \frac{R_{rs}(NIR)}{R_{rs}(Red)}$  vs  $C_f$  (Figure 6.5b), une légère hystérésis saisonnière subsiste néanmoins. A Requena, la réflectance dans le proche infrarouge semble en effet plus forte pour les mois 9-10, correspondants à l'étiage, que pour les mois correspondants à la remise en suspension de sédiments à la faveur de la décrue (mois 4-5-6-7), pour une même concentration. L'écart de vitesse de cisaillement entre ces deux périodes pourrait, en partie, contrôler l'hystérésis observée, en favorisant ou non le brassage turbulent dans la colonne d'eau et par conséquent la présence de matériel plus fin en surface à l'étiage qu'à la décrue. La présence d'agrégats, re-largués par la plaine à la faveur de la décrue, pourrait peut-être également modifier les propriétés optiques apparentes des MES.

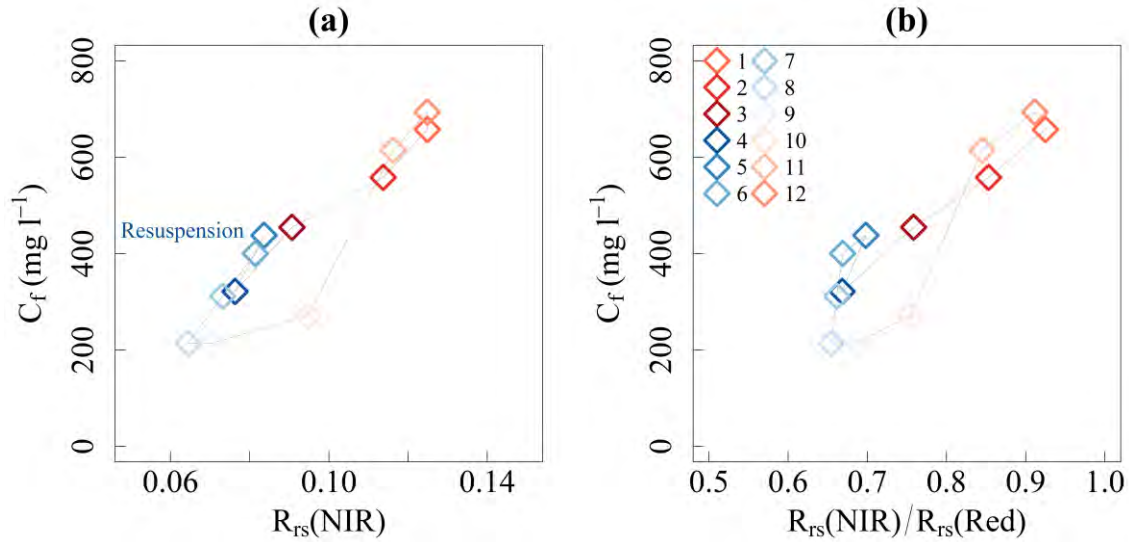


Figure 6.5: Agrandissement des Figure 6.4d & Figure 6.4f, pour la station Requena, montrant une possible influence de la granulométrie, ou tout du moins des propriétés optiques apparentes, du matériel en suspension à la surface de l'écoulement, sur les relations : (a) réflectance dans le proche infra-rouge  $R_{rs}(NIR)$  vs concentration en MES fines à la surface  $C_f(z = h)$  et (b) ratio des bandes proche infrarouge et rouge  $R_{rs}(NIR)/R_{rs}(Red)$  vs  $C_f(z = h)$ .

Les conditions hydrodynamiques de l'écoulement contrôlent en effet le taux de présence en surface d'une large gamme de particules, situées entre  $\sim 2$  et 200 microns (Figure 6.6). Or, dans sa thèse de doctorat, Pinet (2017) montra qu'une très faible variation ( $\sim 3$  microns) du diamètre médian du cortège de particules présentes à la surface du rio Madeira suffisait à expliquer une large hystérésis sur les relations  $R_{rs}(NIR)$  vs  $C_f$ . Il est donc permis d'avancer que la saisonnalité marquée de l'hydrogramme de l'Ucayali, et les intenses échanges avec la plaine d'inondation, devrait également conduire à une hystérésis sur les relations entre réflectance et concentration.

Mieux documentée, modélisée et expliquée, cette hystérésis pourrait dans un futur proche, servir à détecter d'éventuels variations granulométriques (ou de minéralogie) en surface et fournir ainsi des informations essentielles sur la qualité du matériel transporté.



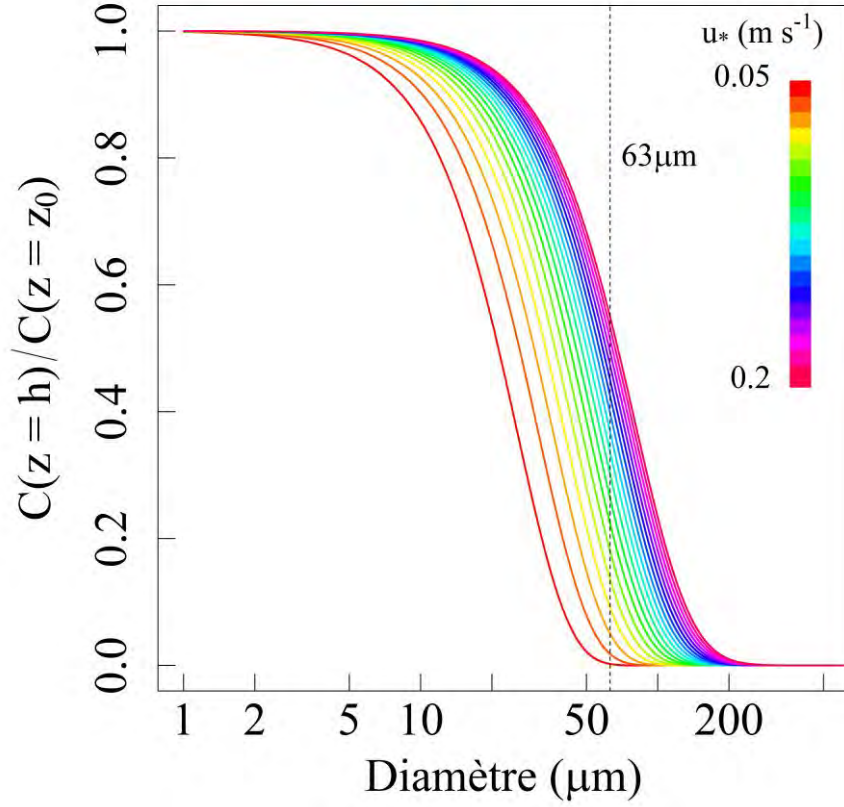


Figure 6.6: Variabilité de la granulométrie en surface ( $z = h$ ) en fonction de la vitesse de cisaillement  $u_*$ . Le modèle de [Zagustin \(1968\)](#) a été utilisé pour simuler le rapport de la concentration en surface,  $C(z = h)$ , sur une concentration de référence hypothétique prise à  $z_0 = 10^{-4}$  m,  $C(z = z_0)$ . Lecture du graphique : les particules de diamètre 63 microns ne sont presque pas présentes à la surface pour  $u_* = 0.05$  m s $^{-1}$  (moins de 1% de ces particules atteignent la surface). Pour  $u_* = 0.2$  m s $^{-1}$ , la concentration en surface des particules 63 microns représente cette fois  $\sim 55\%$  de la concentration à  $z_0$ . Ainsi, les conditions hydrauliques couramment rencontrées dans les stations de l'avant pays ( $0.05 < u_* < 0.2$ ) contrôlent la présence en surface d'une large gamme granulométrique, entre 2 et 200 microns.

Les variations granulométriques en surface pourraient également jouer sur les valeurs de réflectance par le truchement de l'absorptivité des particules. En effet, la réflectance sur un demi-hémisphère peut se modéliser ainsi ([Martinez et al., 2015](#)):

$$R_{rs}(\lambda) \propto f' \frac{b_b(\lambda)}{b_b(\lambda) + a(\lambda)}, \quad \text{Eq. 6. 2}$$

où  $a(\lambda)$  [m $^{-1}$ ] est l'absorptivité du milieu à la longueur d'onde  $\lambda$  [nm],  $b_b(\lambda)$  [m $^{-1}$ ] le coefficient de rétrodiffusion, et  $f'$  [-] un coefficient fonction des conditions d'éclaircement et du milieu, souvent considéré comme invariant pour une longueur d'onde donnée. [Pinet et al. \(2017\)](#)

montrent en effet qu'à 850 nm, le poids de l'absorption des particules de MES dans le signal rétrodiffusé est important pour des concentrations élevées.

Les mesures du coefficient d'absorption à 550 nm (Figure 6.7) effectuées lors de la campagne de février 2017 sur l'Ucayali (voir chapitre 2) permettent d'apprécier le poids de l'absorptivité des sables par rapport à l'absorptivité totale du milieu ( $\approx a_{NAP}$ ), pour des concentrations en sables faibles à moyennes (moins de 500 mg l<sup>-1</sup>). Ce poids apparaît négligeable pour cette gamme de concentration devant l'absorptivité des MES fines. En effet, l'absorption spécifique (i.e. l'absorptivité divisée par la concentration) des sables (0.0037 g m<sup>-2</sup>) et  $\sim 4$  fois inférieure à celle des MES fines (0.0145 g m<sup>-2</sup>), à 550 nm.

Pour les fortes concentrations, une seule valeur d'absorptivité a pu être mesurée ( $C = 1202$  mg l<sup>-1</sup>,  $C_s = 804$  mg l<sup>-1</sup>), ce qui ne permet pas de conclure sur l'influence des sables dans ces gammes de concentrations. Toutefois, cet unique point suggère que leur absorptivité augmente avec la concentration, mais probablement sans réussir à peser significativement sur les relations  $R_{rs}(NIR)$  vs  $C_f$  : en effet, [Pinet et al., 2017](#) montrent que l'absorptivité des MES tend à décliner avec la longueur d'onde : entre 550 nm et 850nm, l'absorptivité est ainsi divisée par un facteur  $\sim 4$ , alors que les variations du coefficient de rétrodiffusion sont faibles.

Néanmoins, si la question du poids de l'absorptivité des sables sur les valeurs de réflectance semble fermée par les mesures réalisées en février 2017, elle reste entière pour toute une gamme granulométrique de particules sensibles aux conditions hydrauliques (Figure 6.6). Certains silts grossiers observés dans les échantillons prélevés, d'aspect sombre et de densité élevée, pourrait en effet jouer un rôle plus important dans les propriétés optiques apparentes des MES.

Enfin, on objectera que les conditions expérimentales de la campagne de mesure laissent un doute sur le problème de l'absorptivité des sables : il est possible que le spectrophotomètre à cavité utilisé ait piégé une partie des grains de sables (la cavité crée une perte de charge important dans le circuit hydraulique) et que les valeurs d'absorptivité des sables aient ainsi été sous-évaluées.

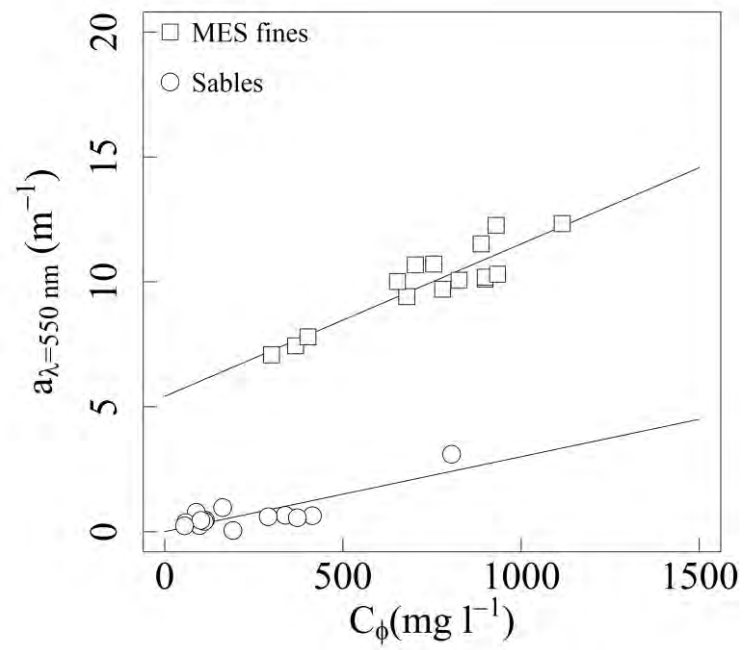


Figure 6.7: Mesures du coefficient d'absorption de la lumière par l'eau réalisées durant la campagne de février 2017 sur l'Ucayali.

### 6.2.2.3 Calibration mensuelle

Lorsque l'on considère les données satellite au pas de temps mensuel, la relation  $R = \frac{R_{rs}(NIR)}{R_{rs}(Red)}$  vs  $C_f$  s'avère légèrement plus bruitée que la relation  $R_{rs}(NIR)$  vs  $C_f$  (Figure 6.8), car elle cumule les incertitudes de mesure des deux bandes. C'est pourquoi une relation alternative entre réflectance dans le proche infrarouge et concentration en MES fines (Figure 6.8a) est ici proposée :

$$C_f(h) = 95874 \times [R_{rs}(NIR)]^{2.3} + 0.1 \times \exp[52.5 \times R_{rs}(NIR)], \quad \text{Eq. 6. 3}$$

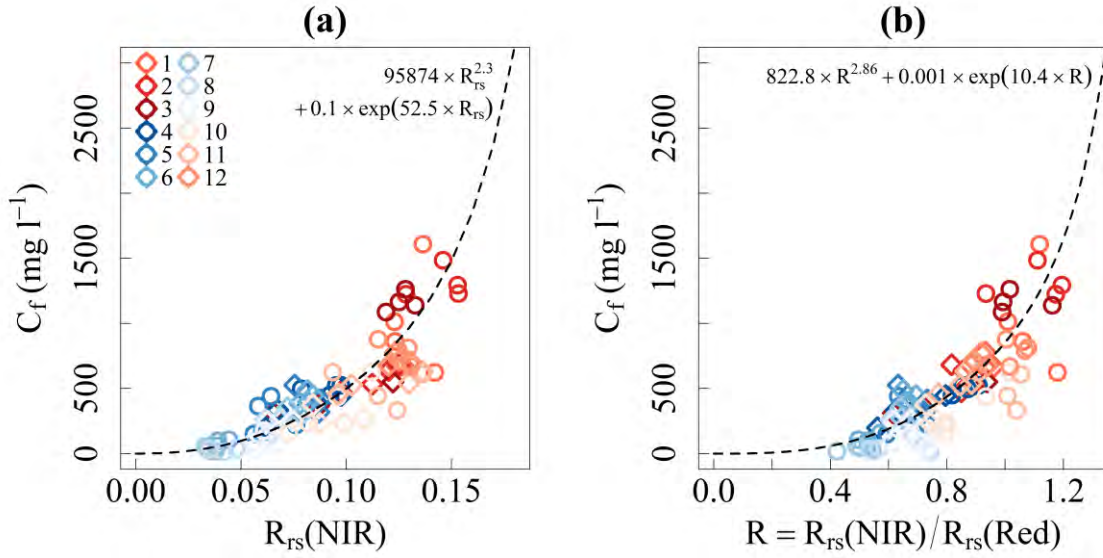


Figure 6.8: Calibration d'une relation unique entre réflectance et MES fines pour l'Ucayali, au pas de temps mensuel, à partir des données collectées à Requena (losanges) et à Lagarto (cercles). (a) Réflectance dans le proche infra-rouge  $R_{rs}(NIR)$  vs concentration en MES fines à la surface  $C_f(z = h)$  et (b) ratio des bandes proche infrarouge et rouge  $R_{rs}(NIR)/R_{rs}(Red)$  vs  $C_f(z = h)$ .

La comparaison des deux équations proposées ici pour la conversion de valeurs de réflectance en concentration, et *in fine* le calcul de flux de MES fines, montre que les deux modèles empiriques donnent des résultats très proches (Figure 6.9). Dans le reste de ce document, c'est donc le ratio de bande qui sera utilisé, de façon à rester cohérent avec les mesures radiométriques in-situ et à s'affranchir autant que possible des effets d'hystérésis liés à la granulométrie des particules (Martinez *et al.*, 2015; Pinet *et al.*, 2017).

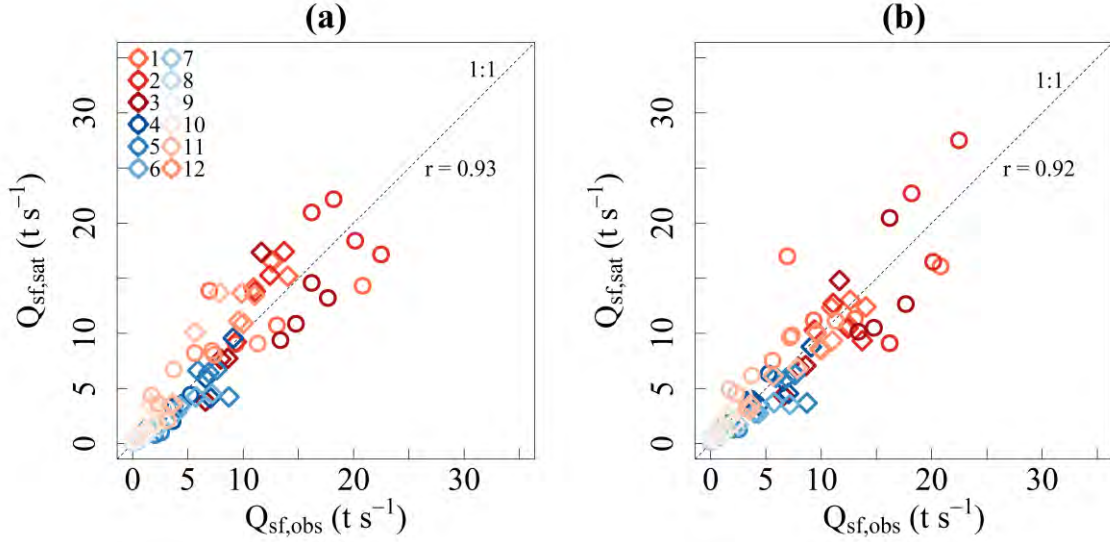


Figure 6.9: Comparaison, au pas de temps mensuel, entre les débits solides de MES fines observés  $Q_{sf,obs}$  et télédéctés  $Q_{sf,sat}$ , pour les stations de Requena (losanges) et Lagarto (cercles). (a) Calibration  $R_{rs}(NIR)$  vs  $C_f(z = h)$ , (b) calibration  $R_{rs}(NIR)/R_{rs}(Red)$  vs  $C_f(z = h)$ .

### 6.2.3 Résultats

Les concentrations issues des données MODIS ont été converties en concentrations moyennes dans la section, en utilisant le modèle présenté au chapitre 4. Les flux de MES fines ont ensuite pu être calculés, en considérant les débits simulés dans SWAT. Pour Lagarto, la série des débits simulés a été encore multipliée par 1.3, afin de tenir compte des écarts avec les débits observés en crue, mais également parce que les moyennes mensuelles tendent à sous-estimer les flux solides en lissant les pics sédimentaires.

Pour les 3 seules années pour lesquelles il est possible de comparer directement les observations aux flux simulés et suivis par satellite (Figure 6.10 et Figure 6.11), l'accord entre ces deux séries est plutôt bon à Lagarto ( $RMSE = 0.25 \cdot 10^6 t j^{-1}$ ,  $RSR = 0.34$ ,  $NSE = 0.88$ ) et à Requena ( $RMSE = 0.19 \cdot 10^6 t j^{-1}$ ,  $RSR = 0.55$ ,  $NSE = 0.70$ ). Notamment, la re-suspension de matières à la décrue est bien visible sur la série satellite (Figure 6.11). Des différences plus importantes à Lagarto qu'à Requena sont néanmoins à déplorer en montée de crue (Figure 6.11), mais les incertitudes sur les observations in-situ ne permettent pas de conclure à un problème de mesure de la réflectance lié à la présence de matériel plus fin en surface de l'Ucayali à ce moment du cycle.

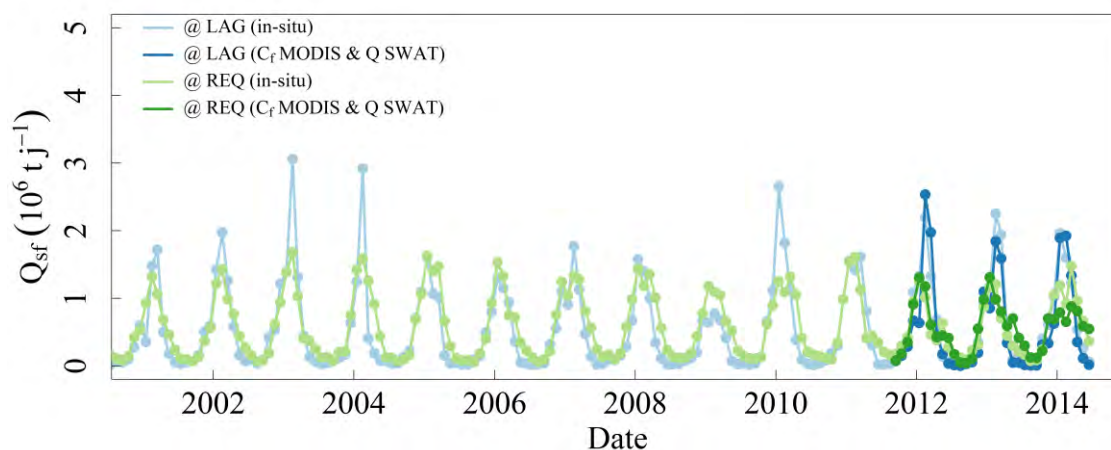


Figure 6.10: Comparaison au pas de temps mensuel des flux de MES fines mesurés in-situ à Lagarto et Requena et des flux estimés à partir de concentrations dérivées d'images MODIS et des débits modélisés avec le modèle SWAT. Les concentrations télédéteectées à la surface de l'eau ont été converties en concentrations moyennes en utilisant le modèle présenté au chapitre 4.

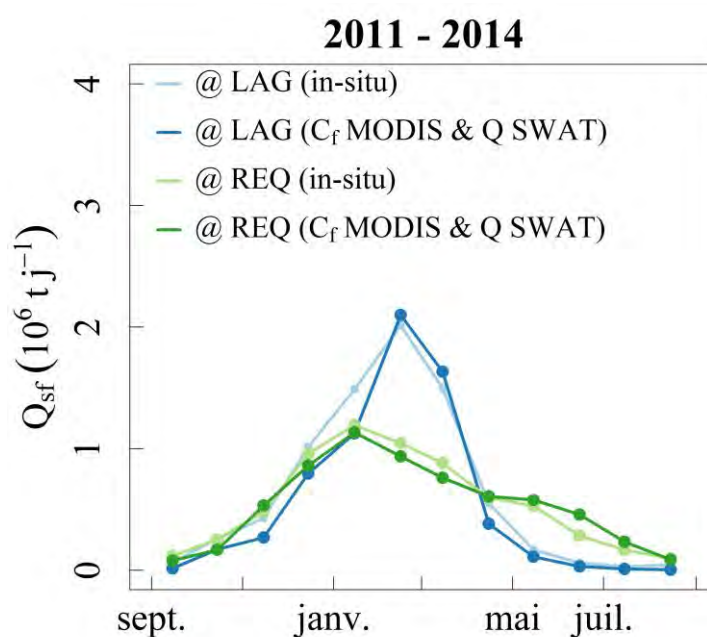


Figure 6.11: Comparaison des flux interannuels de MES fines mesurés in-situ à Lagarto et Requena et des flux estimés à partir de concentrations dérivées d'images MODIS et des débits modélisés avec le modèle SWAT.



### 6.3 Validation de l'approche intégrée proposée

Le couplage des données issues de la télédétection et de la modélisation hydrologique proposé dans cette thèse peut désormais être testé à Requena, sur la période 2010 – 2015, durant laquelle les données de concentrations mesurées in-situ sont les plus fiables (les données in-situ antérieures à 2010 sont douteuses et faussent la comparaison). Une série de flux de MES à Requena a donc été calculée comme la somme : (1) du flux de sables estimé à partir des simulations des flux de sables dans SWAT et (2) des données de réflectance MODIS, combinées aux débits simulés dans SWAT.

La série obtenue est, de manière remarquable, en accord avec les mesures in-situ de flux (RMSE =  $0.18 \cdot 10^6 \text{ t j}^{-1}$ , RSR = 0.21 et NSE = 0.91) (Figure 6.12), et même un peu plus proche des quelques jaugeages solides effectués que la série observée, en particulier pour l'année 2013– 2014. Ainsi, la pertinence et la validité de la méthode développée ici pour un suivi intégré des flux hydro-sédimentaires semble démontrée. Il est désormais possible d'envisager une densification du réseau de mesures en Amazonie à partir de stations virtuelles, pour une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire des grands bassins, puis des cycles biogéochimiques associés. Cet exercice va, pour la partie sédimentaire, être appliqué dans ce qui suit au bassin de l'Ucayali.

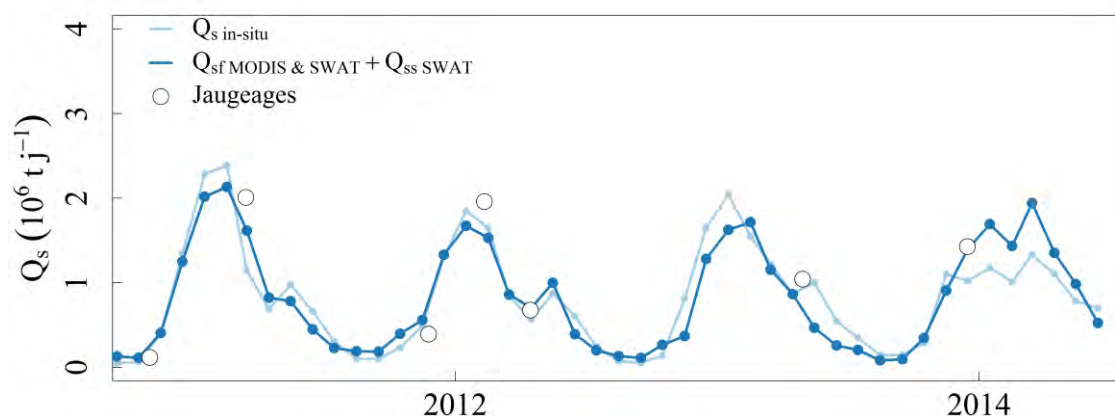


Figure 6.12: Débit solide mesuré à Requena (in-situ), comparé avec la somme du flux de MES fines  $Q_{sf \text{ MODIS \& SWAT}}$  (dérivé des concentrations télédétectées et des débits simulés dans SWAT), et des flux de sables  $Q_{ss \text{ SWAT}}$  (simulés avec les modules de routage hydraulique implantés dans SWAT au chapitre 5).

## 6.4 Application de l'approche intégrée au bassin de l'Ucayali

### 6.4.1 Dynamique amont-aval des volumes d'eau stockés dans la plaine de l'Ucayali

Les modules hydrauliques implantés permettent désormais d'estimer au pas de temps journalier les volumes inondés pour chaque sous-bassin de la plaine du bassin de l'Ucayali (Figure 6.14a). Afin de comparer la capacité de stockage de biefs de longueurs différentes, une aire de la section mouillée du lit majeur peut-être également calculée comme étant le ratio du volume stocké dans la plaine par la longueur bief (Figure 6.14b).

Il est ainsi possible d'identifier une dynamique d'inondation d'amont en aval, avec un déphasage de  $\sim 2$  mois entre le pic d'inondation à Lagarto (bief 7 du projet SWAT, voir Figure 6.13) et le pic d'inondation à Requena (bief 12). Les plaines du sous-bassin n°11, c'est-à-dire le tronçon en amont de la station de Requena, et du sous-bassin n°12, correspondant à la station de Requena, connaissent les inondations les plus importantes, avec près de  $25 \text{ km}^3$  d'eau stockée pour le premier au plus fort de la crue, soit  $\sim 1/3$  du volume du lac Léman. Ces zones correspondent à la dépression d'Ucamara (foredeep du Marañon) où l'étendue de la plaine d'inondation est la plus importante, et jonchée de nombreux bras morts et de lacs de plaine (Photographie 6.1). Au total, sur la période observée, la plaine de l'Ucayali stocke environ un maximum de  $48 \text{ km}^3$  d'eau lors de la crue, soit près de la moitié du volume d'eau du lac Léman. En remontant vers l'amont, la capacité de stockage de la plaine s'amenuise. Ce résultat global est, qualitativement, en accord avec les diverses observations faites délimitant l'étendue de la plaine d'inondation, soit à partir d'images radar de la mission ALOS-PALSAR (Figure 6.15), de la délimitation des zones humides proposée par l'INRENA ou encore à partir des cartes géologiques de l'Institut Géologique du Pérou – INGEMMET – ([www.geocatmin.ingemmet.gob.pe](http://www.geocatmin.ingemmet.gob.pe)), en se basant sur la lithologie sédimentaire du quaternaire), et montrent la pertinence des formalismes implantés ici pour la propagation des débits.

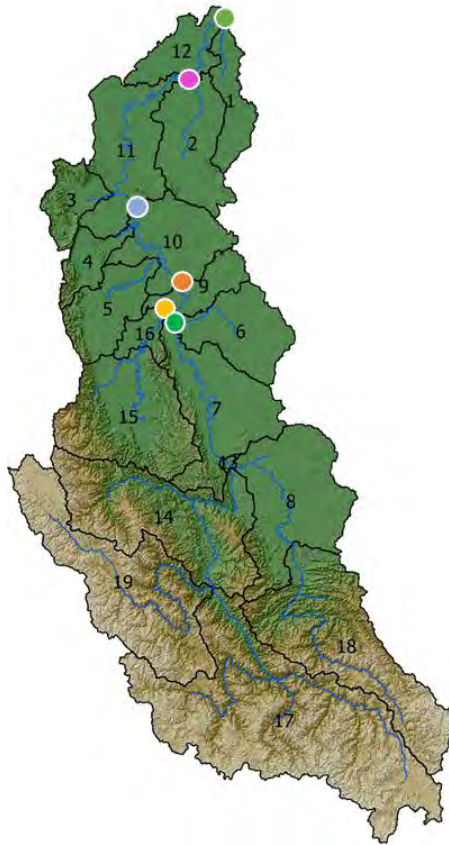


Figure 6.13: Rappel des sous-bassins du projet SWAT pour la modélisation des flux hydro-sédimentaires dans le bassin de l'Ucayali.

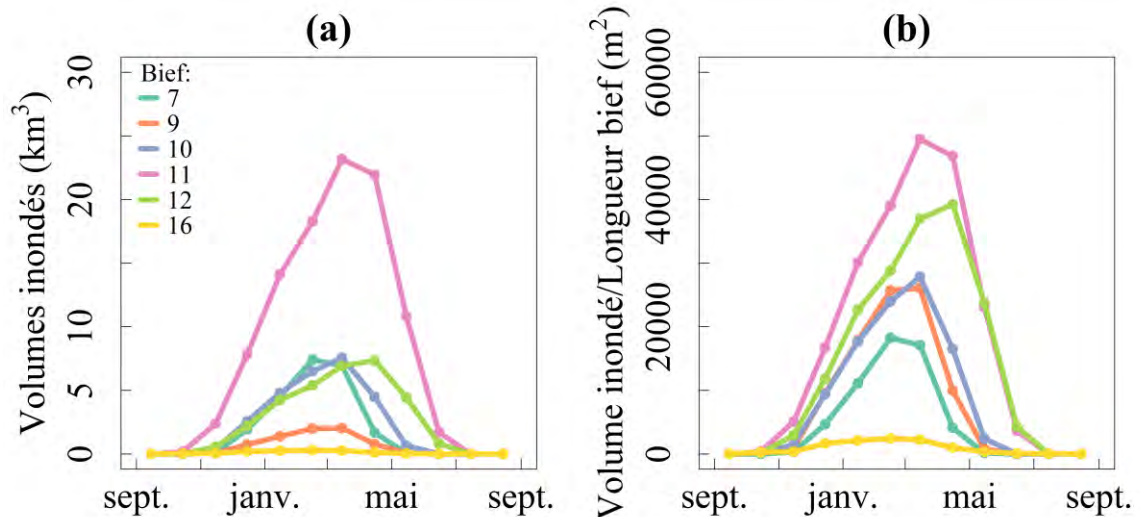


Figure 6.14: Dynamique interannuelle d'inondation amont-aval dans la plaine de l'Ucayali. (a) des volumes inondés simulés et (b) des volumes inondés simulés, divisés par la longueur du bief. Bief 7 : LAG-PUC ; 9 : PUC ; 10 et 11 : PUC-REQ ; 12 : REQ ; 16 : bief à l'aval de PIN (Pachitea). La géométrie considérée pour le réservoir modélisant le stockage de l'eau de la plaine est parallélépipédique rectangle et le module de routage basé sur l'onde cinématique.

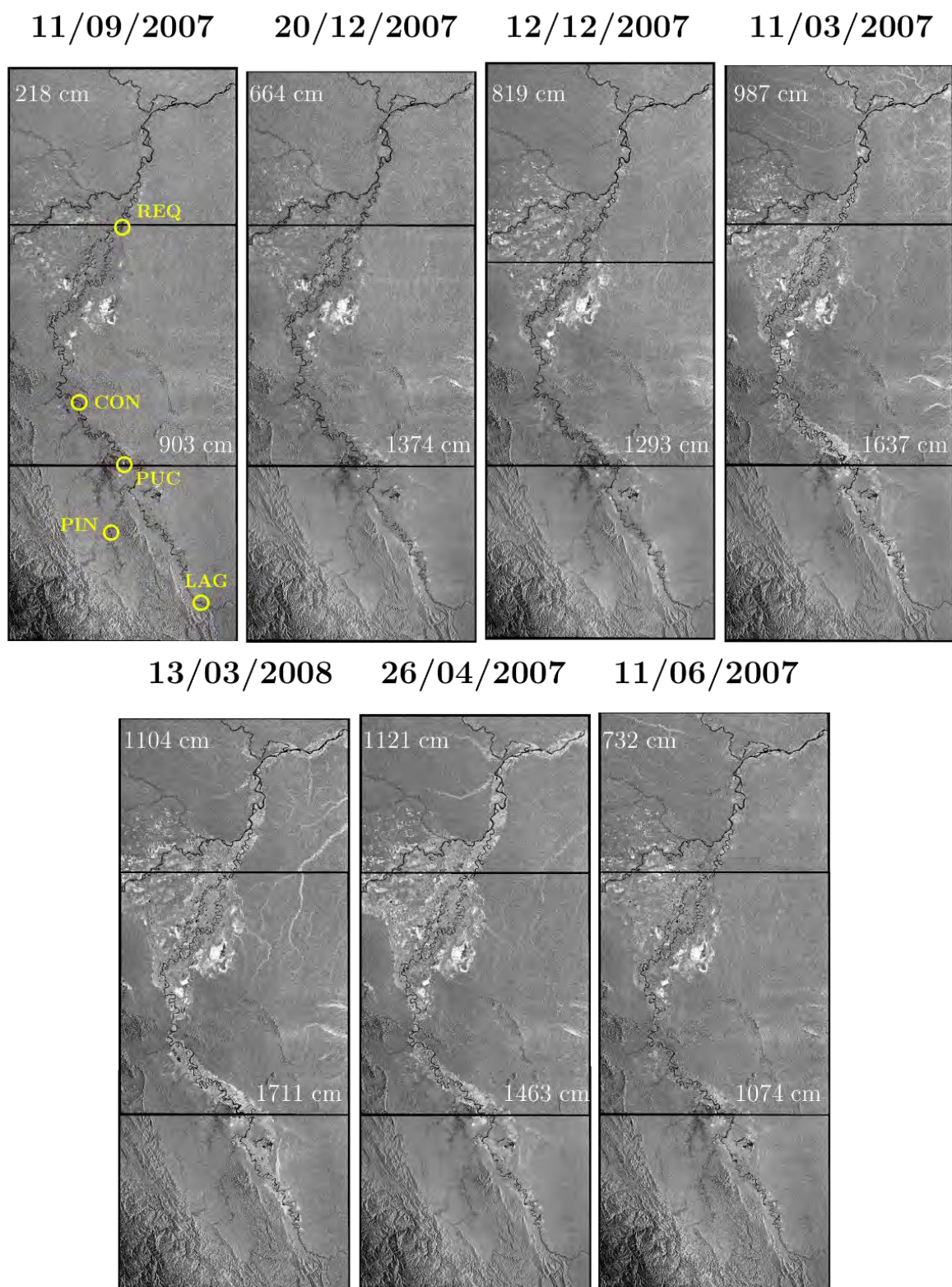
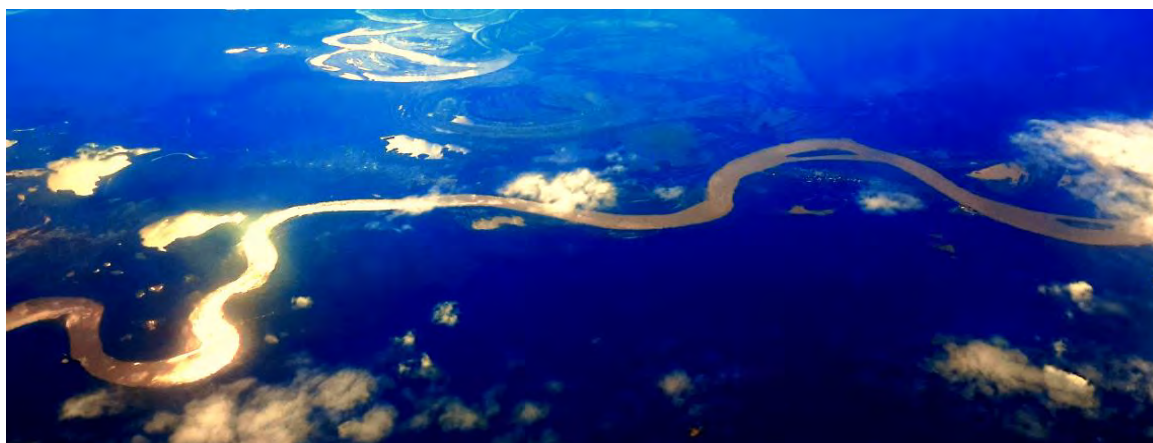


Figure 6.15: Dynamique amont aval de l'inondation dans le bassin de l'Ucayali, mise en évidence par des images ALOS-PALSAR ([www.asf.alaska.edu](http://www.asf.alaska.edu)). Les zones humides sont brillantes sur ces images. Les hauteurs d'eau mesurées sur les échelles de Requena et de Pucallpa sont reportées sur les dalles correspondantes.





Photographie 6.1: Vue aérienne de l'Ucayali dans la dépression d'Ucamara, correspondant au sous-bassin 11 du projet SWAT construit dans cette étude pour la simulation des flux de l'Ucayali.

#### 6.4.2 Bilan sédimentaire dans le bassin de l'Ucayali

Sur la période 09/2001 – 06/2014, le flux de sables à Lagarto est estimé à  $190 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , en se basant sur les seules observations in-situ 2009 – 2014 (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). En effet, le cycle interannuel 2009 – 2014 des débits se superpose quasiment parfaitement au cycle 2001 – 2014 simulé avec SWAT, c'est pourquoi les flux de sables 2009 – 2014 ont été considérés ici comme représentatifs de ceux correspondants à la période 2001 – 2014.

Le flux de MES fines (2001 – 2014) pour cette même station est quant à lui évalué, à partir des données MODIS et des débits simulés dans SWAT, à  $202 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ . Ainsi, le débit solide total sur la période 2001 – 2014 est donc estimé à  $392 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , soit une valeur légèrement inférieure (de 9%) à celle proposée par Santini *et al.* (2014) sur une très courte période (2009 – 2012), laquelle incluait une année très forte (2012) qui tirait l'estimation.

A l'amont de la plaine alluviale (bief 7), la flexure lithosphérique adjacente à la cordillère d'El Shira paraît contrôler une sédimentation massive des sables ( $-120 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  sur  $\sim 300 \text{ km}$  de rivière, soit  $\sim 63\%$  de la charge de sables mesurée à Lagarto) transportés par l'Ucayali entre Lagarto et Pucallpa (Figure 6.16a). Ce piégeage sédimentaire, très localisé, rappelle celui observé par Vauchel *et al.* (2017) dans le bassin du Mamoré immédiatement au droit de la chaîne andine (voir chapitre 1) et confirme celui déjà observé par Santini *et al.* (2014). Peu d'apports en eau viennent en effet diluer les concentrations en MES exportées par le

bassin Andin en amont de Lagarto, et la capacité de transport de la rivière limite drastiquement le transfert des MES. La morphologie de la rivière, qui passe d'un style anabranché à méandrique sur ce tronçon, avec une extrême mobilité du lit, suggère de la même manière une sédimentation massive dans le lit. Libéré de l'influence de la surcharge tectonique induite par la mise en place de l'épais système de chevauchement d'El Shira, la rivière méandre paresseusement dans une dépression élargie autour de Pucallpa. Elle y est rejointe par un affluent majeur, le Pachitea, qui la réalimente massivement en sédiments ( $\sim 60 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , estimation in-situ).

Tableau 6.1: Bilan sédimentaire (2001 – 2014) dans le bassin de l'Ucayali.

Station	Bief SWAT	Rivière	Qsf ( $10^6 \text{ t an}^{-1}$ )	Qss ( $10^6 \text{ t an}^{-1}$ )	Qs ( $10^6 \text{ t an}^{-1}$ )
LAG	13	Ucayali	202	190	392
Station virtuelle intermédiaire	7	Ucayali		70	
	7 - 13			-120 (-63%)	
PIN	15	Pachitea	32	28	60
Station virtuelle intermédiaire	16	Pachitea		23	
	16 - 15			-5 (-18%)	
PUC	9	Ucayali	183	103	286
PUC - (LAG + PIN)			-51 (-22%)	-115 (-53%)	-166 (-37%)
Principaux tributaires Andins*	4 - 5	Aguaytia et Pisqui	9	7	16
CON	10	Ucayali	192	104	296
CON - PUC			+9	+1	+10
CON - (PUC + tributaires)			0	-6	-6
	3	Cushabatay*	2	2	4
	11	Ucayali		78	
REQ	12	Ucayali	213	80	293
REQ - CON			+21 (+10%)	-24 (-30%)	-3 (-1%)
REQ - (LAG + PIN)			-21 (-9%)	-138 (-63%)	-159 (-35%)
$\sum$ <i>apports Andins</i>			245	227	472
REQ - $\sum$ <i>apports Andins</i>			-32 (-13%)	-147 (-65%)	-179 (-38%)

\* : estimation par régionalisation des taux d'érosion calculés pour le bassin Andin de l'Ucayali.

Le bassin du rio Pachitea se révèle être un hotspot de l'érosion Andine ( $\sim 4 \cdot 020 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ ), sous les effets conjugués de précipitations extrêmes, de sa position sur la vergence Est du



prisme orogénique andin, d'une lithologie sédimentaire très favorable à l'érosion, de l'activité sismique particulièrement intense qui accompagne l'exhumation du dôme de la Merced, et peut-être d'un déboisement excessif pour l'agriculture et l'activité minière informelle. Le bombement de l'Arche de Fitzcarrald au Miocène, induit par la flottabilité de la ride océanique de Nazca, a sans doute créé les conditions de circulation atmosphérique favorables à ces conditions de pluviométrie extrêmes. En outre, ces dernières ont probablement, par isostasie, favorisé la réactivation de failles profondes et accompagné la saillie du système de chevauchement d'El Shira.

Le routage des sables dans le bassin du Pachitea montre une sédimentation dans le lit du Pachitea au niveau du bief 16 ( $-5 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ ), mais il faut cependant rester prudent sur ce résultat en raison des incertitudes liées au paramétrage du modèle. Cette sédimentation apparaît néanmoins plausible, si l'on s'en tient à la morphologie de la rivière relative dans ce dernier tronçon avant la confluence avec l'Ucayali, particulièrement plat, parsemé de bancs de sables, et sous l'influence du remous de l'Ucayali lors de ses hautes eaux.

La station virtuelle créée dans la zone de Pucallpa pour la collecte de données de réflectance MODIS permet d'estimer un piégeage de sédiments fins de  $\sim 51 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  entre Lagarto et Pucallpa, en prenant en compte les apports du Pachitea. C'est principalement les pics de concentration associés aux oscillations rapides des crues Andines qui sont tamponnés lors du transfert, par le routage d'une partie du flux à travers la plaine (Figure 6.16b). Par ailleurs, en allant vers l'aval, ces pics de crue sont lissés et ce processus de sédimentation n'a plus lieu. En se basant sur les cartes géologiques pour définir l'espace occupé par la plaine inondée (en ne considérant que les formations sédimentaires du quaternaire), l'aire de la plaine inondée entre Lagarto et Pucallpa est ici estimée à  $14\,240 \text{ km}^2$ . Le taux de sédimentation nette dans cette zone est donc de  $\sim 11\,700 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , soit un exhaussement de  $\sim 4.4 \text{ mm an}^{-1}$  (en considérant une densité de  $2,65 \text{ t m}^{-3}$  pour les sédiments déposés). Cette valeur, très élevée, est probablement compensée par une vitesse de subsidence de ce bassin en piggyback du même ordre de grandeur, et démontre le fort contrôle néotectonique sur les transferts de matière dans cette partie du bassin. A noter que des taux de sédimentation similaires ont été déduits lors de l'analyse de la sédimentation dans des plaines d'inondation au Brésil,

dans la plaine à l'aval de Manacapuru (Dunne *et al.*, 1998; Moreira-Turcq *et al.*, 2004; Mangiarotti *et al.*, 2013).

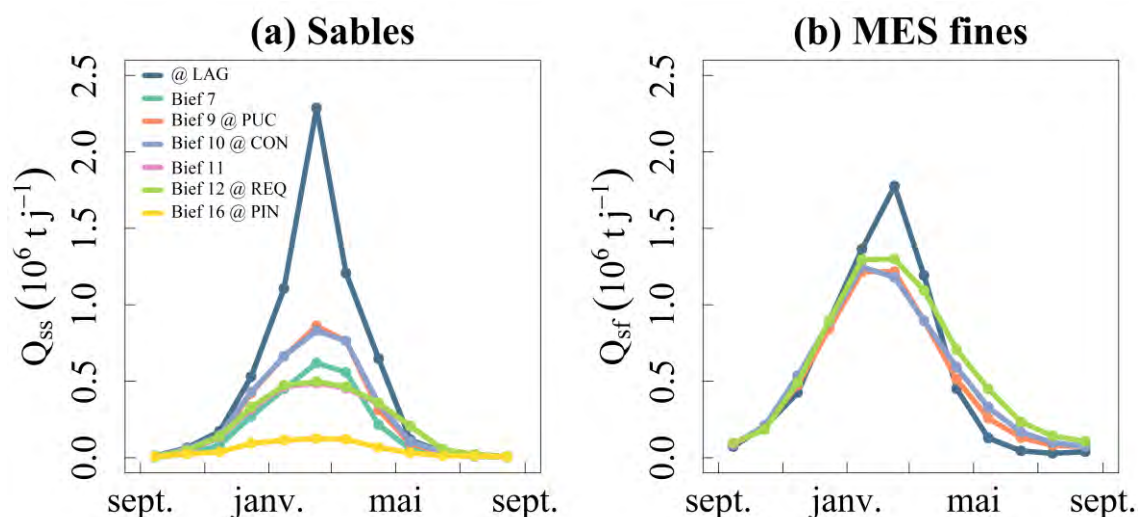


Figure 6.16: Bilan sédimentaire interannuel dans le bassin de l'Ucayali pour la période courant de mai 2000 à juin 2014. (a) Flux de sables. Le débit solide à Lagarto correspond ici aux mesures in-situ sur la période 2011-2014. Les flux calculés à l'aval correspondent aux sorties du module de routage des sédiments conçu au chapitre 5. (b) Flux de MES fines calculés au droit des stations virtuelles de Lagarto, Pucallpa, Contamana et Requena. Les concentrations sont issues des données MODIS, et les débits ont été simulés avec le modèle SWAT (modifié).

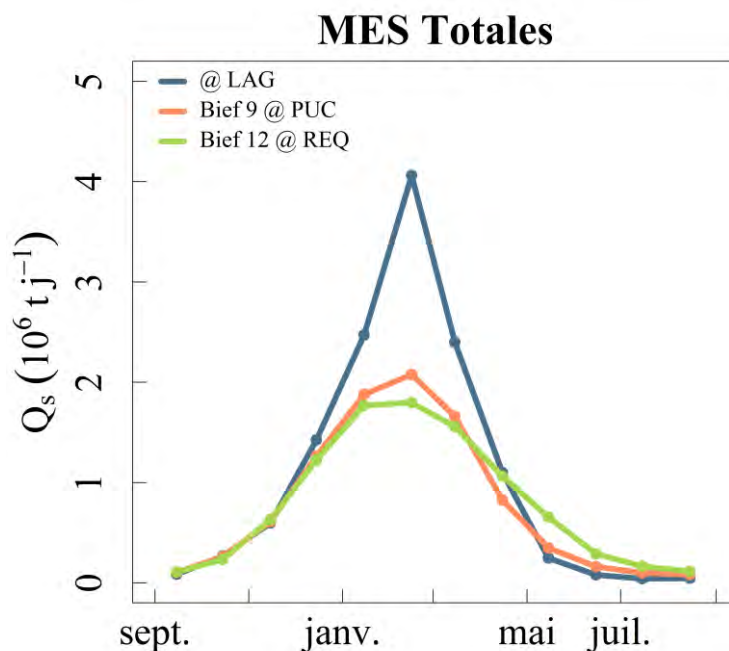


Figure 6.17: Bilan sédimentaire interannuel dans le bassin de l'Ucayali pour la période courant de mai 2000 à juin 2014 (MES totales).

Dans la zone comprise entre Pucallpa et Contamana, la rivière reçoit encore les apports des rios Aguaytia et Pisqui, deux tributaires dévalant les flancs de la zone sub-Andine, mais toutefois moins puissants que le Pachitea. Leurs apports ont été estimés à  $16 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , par régionalisation des taux d'érosion calculés pour le bassin Andin de l'Ucayali. Le bilan sédimentaire est proche de l'équilibre entre ces deux stations: ce qui est pris d'un côté concave est restitué du côté convexe.

La rivière passe ensuite un verrou au Nord de Contamana et plonge dans la vaste dépression d'Ucumara. Elle reçoit encore quelques faibles apports Andins via le rio Cushabatay, également estimés par régionalisation. Dans cette zone qui court jusqu'à l'exutoire du bassin, un piégeage des sables est de nouveau identifié ( $-24 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ ), quoique bien moins important que celui mis en évidence sur le tronçon Lagarto – Pucallpa. De plus, les processus y sont, en partie, différents : alors qu'à l'amont de la plaine alluviale la rupture de la pente et l'élargissement de la rivière viennent drastiquement réduire la capacité de transport, c'est cette fois principalement l'inondation du lit majeur qui contrôle la sédimentation des sables. On note que cette partie du bassin fournit à l'Ucayali  $\sim 21 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  de MES fines. Il peut ici s'agir en partie d'apports des tributaires de la plaine (notamment ceux du rio Tapiche, en rive droite, qui draine un bassin de  $\sim 22 \cdot 500 \text{ km}^2$ ) et du rio Cushabatay. Toutefois, cette valeur est de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur les MES fines dérivées des images MODIS et il faut encore une fois rester prudent.

D'amont en aval du bassin sédimentaire de l'Ucayali, la vidange de la plaine inondée durant la décrue est accompagnée d'une remobilisation de sédiments. Ce second pic sédimentaire représente entre 5 et 15% des flux de MES et reste donc modeste en comparaison du débit solide total. Néanmoins, les années pour lesquelles les crues sont importantes connaissent un recyclage sédimentaire de la plaine alluviale plus marqué que les autres.

L'intensification du cycle hydrologique dans le bassin Amazonien décrite au chapitre 1 devrait donc accélérer la dynamique de recyclage de la plaine, mais également la sédimentation contrôlée par la mise en eau du lit majeur. On peut alors émettre l'hypothèse que le charriage sera également affecté (voir chapitre 3), que le lit sera exhaussé, facilitant

le débordement et intensifiant les échanges. Au final, trois compartiments principaux de plaine d'inondation sont identifiées dans le bassin sédimentaire de l'Ucayali :

- Une forte subsidence tectonique à l'amont de la plaine alluviale (bief 7), où sont piégés une grande partie des sédiments exportés par les Andes, notamment les sables.
- Une seconde zone entre Pucallpa et Contamana, où la plaine s'élargit, dans laquelle le bilan net est globalement nul, et où les apports Andins compensent une sédimentation plus modérée (la rivière s'est déjà délestée de ses granulats les plus lourds).
- Enfin, la dépression d'Ucumara, où la mise en eau du lit majeur contrôle en grande partie les mécanismes de sédimentation, dans les zones adjacentes au lit vif ou dans la plaine.

Globalement les sédiments fins sont transférés d'amont en aval avec peu de pertes nettes (-13%). Ce sont principalement les pics de concentrations qui accompagnent les oscillations de l'hydrogramme, trahissant des crues andines rapides (de l'ordre de quelques heures ou de quelques jours), qui sont tamponnés lorsqu'une partie du débit de la rivière circule dans le lit majeur. Enfin, on note que le bassin sédimentaire de l'Ucayali retient 65% des sables exportés par le domaine Andin.

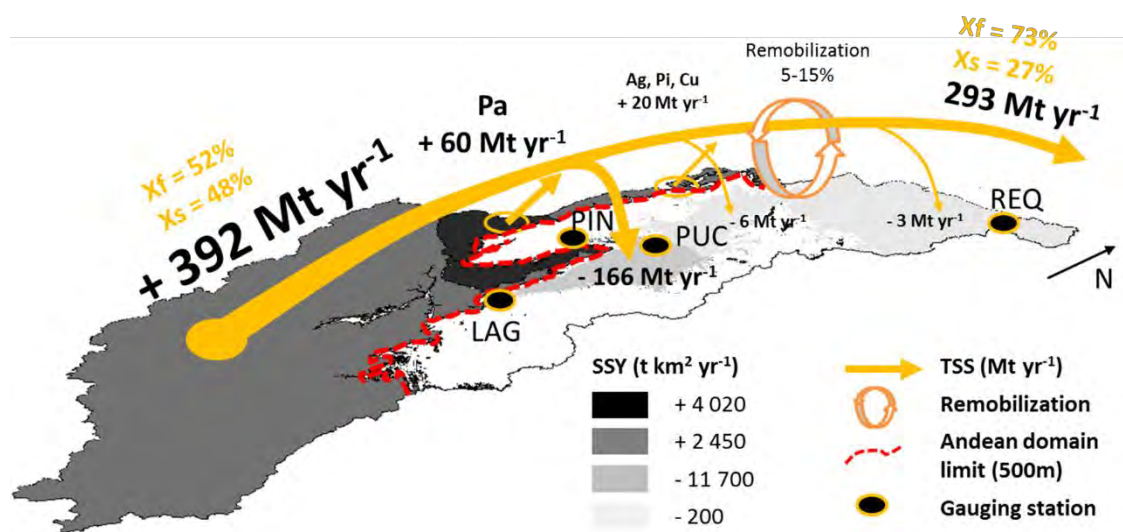


Figure 6.18: Bilan sédimentaire et taux d'érosion dans le bassin de l'Ucayali, sur la période 2001-2014. TSS: *Total Suspended Sediment*. SSY: *Suspended Sediment Yield*. Pa: Pachitea; Ag: Aguaytía; Pi: Pisqui; Cu: Cushabatay.  $X_f$  : fraction massique de sédiments fins,  $X_s$  : fraction massique de sables.

# Conclusion

Oui, j'ai quitté ce port tranquille,  
Ce port si longtemps appelé,  
Où loin des ennuis de la ville,  
Dans un loisir doux et facile,  
Sans bruit mes jours auraient coulé.  
[...]

Déjà ma barque fugitive  
Au souffle des zéphyrus trompeurs,  
S'éloigne à regret de la rive  
Que n'offraient des dieux protecteurs.  
J'affronte de nouveaux orages ;  
Sans doute à de nouveaux naufrages

Mon frêle esquif est dévoué,  
Et pourtant à la fleur de l'âge,  
Sur quels écueils, sur quels rivages  
N'ai-je déjà pas échoué ?

Alphonse de Lamartine,  
*Méditations poétiques* (1820)

La démarche exposée ici et appliquée au cas du bassin de l'Ucayali a permis de mieux comprendre la dynamique sédimentaire dans ce bassin, et d'en identifier les processus clefs. Les objectifs principaux cadrés aux prémices de ce document ont ainsi pu être atteints, à savoir 1- la construction d'une stratégie de suivi intégré des flux hydro-sédimentaires, permettant la densification du réseau de mesures conventionnelles in-situ et tirant le meilleur profit des diverses techniques à disposition de l'hydrologue du 21<sup>ème</sup> siècle, 2- le couplage de ces méthodes et enfin 3- l'implantation de modules de routage dans le modèle SWAT.

Par ailleurs, tout au long du développement méthodologique, nous nous sommes attachés à explorer des approches de modélisation adaptées au contexte des grandes rivières amazoniennes, parfois complexes, pour n'en garder que la « substantifique moelle » au cœur du modèle SWAT, en conservant, autant que possible, une vision naturaliste des processus, permettant la simplification des formalismes par l'identification de processus clefs.

En exploitant un jeu de données exceptionnel acquis dans le cadre du SO HyBAM au Pérou entre 2003 et 2017, des chroniques étendues et consistantes de flux de matières ont pu être construites, pour les deux groupes granulométriques dominant le transport de sédiments dans la plaine alluviale de ce bassin, à savoir les MES fines, et les sables en suspension graduée et uniforme.

L'établissement de ces chroniques, inédites pour la région étudiée, a permis de tester des hypothèses et des formalismes de calcul des flux hydro-sédimentaires. La mise en eau du lit majeur lors de la crue annuelle est apparue comme un facteur prépondérant dans le routage d'eau et de sédiments à travers le bassin, d'abord en laminant l'onde de crue, puis en piégeant une partie des sédiments. Des processus de remobilisation sédimentaire ont également pu être identifiés et directement corrélés avec le débit de vidange de la plaine inondée, durant la décrue. En se cantonnant à une approche 1d du problème pour garder les formalismes les plus simples possibles, la démarche a mis en avant le problème de l'estimation du coefficient de résistance à l'écoulement. En effet, la loi de Gauckler-Manning-Strickler et la plupart des lois de capacité de transport, ont été établies pour des conditions d'écoulement uniforme. Le système d'équation de Saint Venant fait quant à lui l'hypothèse d'une distribution des



vitesse uniformes dans la section. Or, la mise en eau du lit majeur rompt avec ces hypothèses et conditions expérimentales, en induisant une dissipation d'énergie supplémentaire, ainsi que des modifications dans la distribution des vitesses et des contraintes sur la section transversale. En modélisation filaire, ces pertes de charge se retrouvent absorbées par le coefficient de résistance, mais l'énergie ainsi dissipée ne participe pas à la mise en mouvement des grains du lit, ou, de manière significative, à leur maintien en suspension. A partir des lois de capacité de transport de Camenen *et* Larson, une méthode pour la prédiction des flux de sables en déduisant les paramètres des courbes de tarage hauteur-vitesse a été proposée. Son application permet de reproduire remarquablement bien le bilan sédimentaire observé à la confluence de l'Ucayali avec le Marañon, où se forme le fleuve Amazone.

Ces formalismes ont pu être ensuite implantés au cœur du modèle SWAT pour la simulation des flux dans le bassin de l'Ucayali. 3 modules pour la propagation des débits, prenant en compte l'inondation de la plaine ont été ajoutés : un routage hydrologique (Muskingum modifié avec un coefficient de déphasage variable), facile à paramétrer, un module basé sur le modèle de l'onde cinématique, et enfin un module utilisant une forme approchée de l'onde diffusante, et qui tient compte des effets aval. Ces deux derniers, au contraire du module de routage hydrologique, permettent d'estimer les paramètres hydrauliques nécessaires à l'utilisation de lois de capacité de transport. Les modèles de Camenen *et* Larson pour le charriage et la suspension ont donc été implantés dans un nouveau module de routage des flux solides.

L'ensemble des modifications apportées au modèle SWAT a permis de simuler les débits liquides et solides dans le bassin de l'Ucayali avec une excellente précision. A l'exutoire, le coefficient de Nash-Sutcliffe atteint 0.94 en journalier. En allant vers l'aval, il apparaît que c'est l'inondation de la plaine qui contrôle principalement les effets de déphasage et d'atténuation de l'onde de crue, loin devant les effets de pente. Plus près des Andes, la performance du modèle se dégrade, bien qu'elle reste correcte, notamment en raison des erreurs entachant les séries de précipitations utilisées (produits TRMM). L'estimation correcte des précipitations sur les bassins Andins est donc un enjeu crucial pour la suite qui sera donnée à ces travaux.

La cohérence entre les valeurs de flux de sables observés et simulés est également excellente à l'exutoire (NSE = 0.85). Cependant, aucune donnée intermédiaire ne permet de vérifier la cohérence des simulations effectuées pour les biefs à l'amont.

L'exploitation d'images MODIS a permis de disposer de séries étendues (2001 – 2015) de concentration en MES fines. Une seule relation entre MES fines et réflectance télédéteectée a pu être établie grâce aux mesures radiométriques sur le terrain, et a permis un suivi sur des sites sans données in-situ. Dans ce bassin où la fraction massique dans les concentrations à la surface peut être importante (de 5% à 50%), l'influence de l'absorptivité des particules de sables sur les valeurs de réflectances télédéteectées (et, *in fine*, de concentration en MES fines) a pu être en partie écartée. Cependant de légers effets saisonniers sont observés sur les relations MES-Réflectance, qui semblent en partie contrôlés par la présence de sédiments grossiers en surface. Mais, au regard des incertitudes en jeu et des objectifs présents, ces légères influences n'altèrent pas significativement les séries de flux de MES fines télédéteectées.

Le jeu de données étudié a permis de valider une formulation physique reliant la concentration en MES fines à la surface, mesurée par satellite, et la concentration moyenne dans une section de mesure. Ce modèle est également un outil puissant pour optimiser l'échantillonnage dans la colonne d'eau des sables, et le suivi in-situ de concentrations dans les grands fleuves. Il permet en outre des calculs d'incertitude sur les flux mesurés.

Ainsi, ce travail a permis de poser les bases d'une stratégie inédite de suivi intégré des flux hydro-sédimentaires dans un grand bassin. Les distributions granulométriques des particules transportées en suspension ont été modélisées en deux modes granulométriques dominant le cortège d'alluvions transportées par les grandes rivières du bassin Amazonien : d'une part les MES fines, et d'autre part les sables. Ces derniers, invisibles pour les radiomètres embarqués sur les satellites, ont été suivis grâce aux modules hydrauliques implantés dans SWAT. Les concentrations en MES fines ont été suivies en surface par satellite. La simulation SWAT a permis d'extraire les paramètres hydrauliques nécessaires à l'utilisation du modèle proposé pour convertir les MES fines de surface en une concentration moyenne dans le bief

d'intérêt. Grâce aux débits simulés, les flux de chaque groupe granulométrique ont pu être calculés, pour chaque station virtuelle définie.

L'intégration de tous ces développements pour le suivi des flux-hydro sédimentaires dans le bassin de l'Ucayali a permis, à une résolution spatio-temporelle inédite, d'identifier des processus de sédimentation et de remobilisation dans différents compartiments de la plaine alluviale, et pour la première fois de proposer des bilans de masse distinguant les particules fines des sables.

Près de 40% des sédiments exportés par la chaîne Andine sont retenus dans une petite zone située tout à l'amont de la zone de transfert, alors que la rivière traverse une gouttière flexurale, coincée entre le système de chevauchements d'El Shira à l'Ouest, et l'Arche de Fitzcarrald coté Est. La rivière s'y déleste d'une grande partie de ses sables (~ 60% du flux, soit  $\sim 120 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ ), lesquels sédimentent principalement dans le lit moyen (lit mineur et bande active adjacente). C'est la chute drastique de capacité de transport qui contrôle cette sédimentation massive à l'entrée du bassin sédimentaire, lorsque la rivière s'élargit et que la pente de la vallée devient très faible, de l'ordre de quelques centimètres par kilomètres. Les pics de concentration, de forte amplitude, associés aux oscillations de crue typiquement andine, lesquelles se superposent à une onde de crue monomodale annuelle, sont tamponnés, en raison de l'élargissement de la section du lit mineur, ou, par les échanges avec le lit majeur, c'est-à-dire par l'activation des nombreux chenaux de crue, qui sont autant de cicatrices témoignant de l'intense mobilité de la rivière dans cette zone. L'aggradation de la plaine alluviale est évaluée dans cette partie du bassin à  $4.4 \text{ mm an}^{-1}$ , une valeur très élevée, suggérant des vitesses de subsidence très rapides et un très fort contrôle néotectonique sur les transferts de matières.

La rivière, délestée d'une grande partie de sa charge et donc proche de l'état d'équilibre dynamique, sinue ensuite dans une plaine élargie, entre les villes de Pucallpa et de Contamana. Quelques apports Andins viennent encore alimenter la rivière, et une partie à peu près équivalente à ces apports est redéposée. Les taux de migrations élevés de ses

méandres suggèrent d'importants processus latéraux d'érosion et de dépôt, et le bilan net est proche de l'équilibre.

Enfin, un troisième compartiment de la plaine d'inondation correspondant à la vaste dépression d'Ucumara est identifié. Dans cette partie du bassin, où l'épanchement de la crue dans le lit majeur est le plus important et dure plusieurs semaines à plusieurs mois, un nouveau piégeage des sables est identifié, quoique plus modeste que dans la partie amont du bassin sédimentaire ( $-24 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ ). Les processus associés à cette capture d'environ 30% du flux de sables sont cependant, en partie, différents de ceux identifiées à l'amont. C'est en effet la mise en eau du lit majeur, et la perte de puissance de la rivière induite par les échanges entre les lits majeurs et mineurs qui y contrôle au premier ordre la sédimentation des sables.

Pendant la décrue, les eaux déchargées en sédiments qui reviennent de la plaine vers lit mineur fournissent à l'écoulement l'énergie nécessaire pour éroder les berges et les zones connexes au lit vif. Un second pic sédimentaire se dessine alors, plus ou moins intense selon les années. Les différents compartiments de la plaine s'inondent et se vidangent avec un léger déphasage temporel (environ un mois), c'est pourquoi l'onde sédimentaire correspondant à cette resuspension se propage d'amont en aval du bassin, à partir du mois de mars jusqu'au mois de juillet. Ce pic secondaire est entièrement contrôlé par les apports en eaux de la plaine à la décrue.

Au total, le bassin andin de l'Ucayali exporte  $475 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  de sédiments (dont 48% de sables), correspondant à un taux d'érosion de  $\sim 2 \cdot 450 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ( $\sim 0.9 \text{ mm an}^{-1}$ ). Les taux d'érosion très élevés mesurés dans le bassin andin du Pachitea ( $4 \cdot 020 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , soit  $\sim 1.5 \text{ mm an}^{-1}$ ), dont la zone de production est située dans cordillère orientale, suggèrent l'existence d'une ceinture d'érosion rapide sur la vergence Est de la chaîne Andine, où la lithologie, les pentes et le niveau de précipitation favorise la production de matière sur les versants (voir chapitre 1). Le bassin sédimentaire retient  $\sim 40\%$  des flux de matières exportés par les Andes, et 65% des sables. Les apports au fleuves Amazone sont de  $293 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ , dont  $\sim 80 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$  de sables ( $\sim 27\%$ ). L'Ucayali est donc le second plus important pourvoyeur de MES au

fleuve Amazone ( $\sim 25\%$ ), juste derrière le rio Madeira, mais avec un bassin  $\sim 4$  fois plus petit. Dans le même temps, l'Ucayali ne contribue qu'à hauteur de  $\sim 6\%$  au débit liquide de l'Amazone à l'exutoire.

Les approches choisies ici sont restées relativement simples, en faisant le choix d'une modélisation hydrologique 1d, et d'une représentation à minima de la plaine d'inondation. Une loi empirique a dû être calée pour estimer la remobilisation des sédiments lors de la décrue, en fonction du débit de vidange de la plaine inondée. L'extrapolation de cette loi pose problème, car la dynamique de remplissage et de vidange de chaque compartiment de plaine est potentiellement singulière, en fonction de sa morphologie. On pourra bien sûr ici objecter que si c'est le débit restitué par la plaine qui travaille à la remobilisation de stocks sédimentaires dans les zones adjacentes au lit mineur, peu importe la dynamique de la plaine pourvu que l'on sache estimer les échanges entre les lits majeurs et mineurs. Cependant, on ne sait rien, ou pas grand-chose, des apports potentiels à l'écoulement principal par les flux de plaine chenalisés. Il y a là un manque sidéral de données, à mettre en perspective avec l'importance des échanges lit majeur – lit mineur, qui rappelons-le, sont du même ordre de grandeur, à l'échelle du bassin de l'Amazone tout entier, que les flux délivrés à l'Océan. Une des pistes envisagées dans le prolongement de cette thèse est de tenter une classification des zones de plaine, en fonction de leur comportement hydrologique, afin de conserver des formalismes simples. En outre, une modélisation 2d des écoulements dans la plaine pourrait conduire dans le futur à une compréhension beaucoup plus fine des processus. Enfin, ce travail préliminaire serait à compléter par l'ajout de modules supplémentaires permettant de simuler des cycles biogéochimiques dans la plaine d'inondation.





# Bibliographie

# A

**Aalto, R.**, Maurice-Bourgoin, L., Dunne T.: Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation, *Nature*, 425, 493–497, <https://doi.org/10.1038/nature01990.1>, **2003**.

**Aalto, R.**, Dunne, T., Guyot, J. L.: Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates. *The Journal of Geology*, 114(1), 85–99. <https://doi.org/10.1086/498101>, **2006**.

**Abad, J.**, Vizcarra, J., Paredes, J., Montoro, H., Frias, C., Holguin, C.: Morphodynamics of the upper Peruvian Amazonian rivers, implications into fluvial transportation, *Proceedings of the International conference IDS 2013 – Amazonia*, 17–19 July 2013, Iquitos, Peru, **2013**.

**Abbaspour, K. C.**, Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., Kløve, B. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *Journal of Hydrology*, 524, 733–752, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027>, **2015**.

**Abril, G.**, Martinez, J. M., Artigas, L.F., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M. F., Vidal, L., *et al.*: Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands, *Nature* 505. <https://doi.org/10.1038/nature12797>, **2014**.

**Aceituno, P.**: On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate, *Monthly Weather Review*, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2), **1988**.

**Achite, M., Ouillon, S.**: Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995), *J. Hydrol.*, 343, 187–202, **2007**.

**Ackers P.**: Gerald Lacey memorial lecture canal and river regime in theory and practice: 1929–92, *Proceedings of the Institution of Civil Engineers Water, Maritime & Energy*, 96(6), 167–178, **1992**.

**Ahnert, F.**: Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid- latitude drainage basins, *American Journal of Science*, 268, 243–263, **1970**.

**Ahnert, F.**, *Introduction to Geomorphology*, London, Arnold, **1998**.

**Ahrens, J. P.**: The fall-velocity equation, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 126(2), 99–102, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(2000\)126:2\(99\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2000)126:2(99)), **2000**.

**Albert, J. S.**, Val, P., Hoorn, C.: The changing course of the Amazon River in the Neogene : center stage for Neotropical diversification, *Neotropical Ichthyology*, 16(3), e180033, <https://doi.org/10.1590/1982-0224-20180033>, **2018**.

**Alfieri, L.**, Bisselink, B., Dottori, F., Naumann, G., de Roo, A., Salamon, P., *et al.*: Global projections of river flood risk in a warmer world. *Earth's Future*, 5(2), 171–182, <https://doi.org/10.1002/2016EF000485>, **2017**.

**Allen, P. A.**: From landscapes into geological history, *Nature*, 451(7176), 274–276, **2008**.

**Allen, G. H.**, Pavelsky, T. M.: Global extent of rivers and streams, *Science*, 585–588, **2018**.

**Allison M. A.**, Kuehl S. A., Martin T. C., Hassan A. : The importance of floodplain sedimentation for river sediment budgets and terrigenous inputs to the ocean: insights from the Brahmaputra-Jamuna rivers, *Geology GSA*, 26, 175–178, **1998**.

**Amiotte Suchet, P.**, Probst, J. L., Ludwig, W.: Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2), <https://doi.org/10.1029/2002GB001891>, **2003**.

**Andreadis, K. M.**, Schumann, G. J., Pavelsky, T.: A simple global river bankfull width and depth database, 49(July), 7164–7168. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20440>, **2013**.

**Apaeístegui, J.**, Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J. L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R. V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., Santini, W.: Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years, *Clim. Past*, 10, 1967–1981, <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>, **2014**.

**Armijos, E.**, Crave, A., Espinoza, R., Fraizy, P., dos Santos, A. L. M. R., Sampaio, F., de Oliveira, E., Santini, W., Martinez, J. M., Autin, P., Pantoja, N. and Oliveira, M.: Measuring and modeling vertical gradients in suspended sediments in the Solimões/Amazon River, *Hydrological Processes*, 31(3), 654–667, <https://doi.org/10.1002/hyp.11059>, **2016**.

**Armijos, E.**, Crave, A., Vauchel, P., Fraizy, P., Santini, W., Moquet, J. S., Arevalo, N., Carranza, J. and Guyot, J. L.: Suspended sediment dynamics in the Amazon River of Peru, *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 75–84, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.002>, **2013a**.

**Armijos, E.**, Laraque, A., Barba, S., Bourrel, L., Ceron, C., Lagane, C., Guyot, J. L.: Apports de matières en suspension et de solides dissous dans les bassins andins de l'Equateur. *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1478–1494, <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.826359>, **2013b**.

**Arnold, J. G.**, Srinivasan, R., Muttiah, R. S., Williams, J. R.: Large-area hydrologic modeling and assessment: Part I. Model development, *J. American Water Resour. Assoc.* 34(1): 73-89, **1998**.

**Arraut J. M.**, Satyamurty P.: Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48, 1902–1912, **2009**.

**Arriagada, C.**, Roperch, P., Mpodozis, C.: Clock- wise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45'N– 23°30'S), *Tectonophysics*, 326, 153–171, **2000**.

**Asselman, N. E.**: Fitting and interpretation of sediment rating curves. *J. Hydrol.*, 234, 228–248, **2000**.

**Atabay, S.**, Knight, D. W., Seekin, G.: Effects of overbank flow on fluvial sediment transport rates, *Water Management*, 158(WM1), 25–34, <https://doi.org/10.1680/wama.158.1.25.62456>, **2018**.

**Aufdenkamp A. L.**, Mayorga E., Raymond P.A., Melack J. M., Doney S. C., Alin S. R., Aalto R. E., Yoo K.: Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans and atmosphere, *Ecology and Environment* 9, 53–60, <https://doi.org/10.1890/100014>, **2011**.

## B

**Baby, P., Guyot, J. L.**: Tectonic control of erosion and sedimentation in the Amazon Basin of Bolivia. *Hydrological Processes*, 23, 3225–3229. <https://doi.org/10.1002/hyp>, **2009**.

**Baby, P.**, Rivadeneira, M., Barragan, R., Christophoul, F.: Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. Geological Society, London, Special Publications, 377(1), 59–76. <https://doi.org/10.1144/SP377.1>, **2013**.

**Bagnold, R. A.**: The flow of cohesionless grains in fluids, *Proc. Roy. Soc.*, 249(A964), 235–296, **1956**.

**Bagnold, R. A.**: An approach to the sediment transport problem from general physics, paper 422-I, United state department of interior, Washington, **1966**.

**Bagnold, R. A.**: Deposition in the process of hydraulic transport, *Sedimentology*, 10, 45–56, **1968**.

**Bagnold, R. A.**: The nature of saltation and of 'bed-load' transport in water, *Proc R. Soc. A*, 332, 473–504, **1973**.

**Bagnold, R. A.**: Bed load transport by natural rivers, *Water Resources Research*, 13(2), 303–312, **1977**.

**Bagnold, R.A.**: An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers, *Proceedings of the Royal Society 372A*, 453–473, **1980**.

- Barbosa, C. C. F.**, de Moraes Novo, E. M. L., Melack, J. M., Gastil-Buhl, M., Pereira Filho, W.: Geospatial analysis of spatiotemporal patterns of pH, total suspended sediment and chlorophyll-a on the Amazon floodplain, *Limnology*, 11, 155–166, **2010**.
- Barichivich, J.**, Gloor, E., Peylin, P., Brienen, R. J., Schöngart, J., Espinoza, J. C., Pattayak, K. C.: Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Science advances*, 4(9), eaat8785., <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat8785>, **2018**.
- Barnes, J. B.**, Ehlers, T. A., McQuarrie, N., O'Sullivan, P. B., Tawackoli, S.: Thermochronometer record of central Andean plateau growth, Bolivia (19.5°S), *Tectonics*, 27, TC3003, <https://doi.org/10.1029/2007TC002174>. **2008**.
- Bartholdy, J.**, Flemming, B. W., Ernstsen, V. B., Winter, C., Bartholomä, A.: Hydraulic roughness over simple sub-aqueous dunes, *Geo-Marine Letters*, 30(1), 63–76, <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0153-7>, **2010**.
- Bates, P. D.**, Horritt, M. S., Fewtrell, T. J.: A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modeling, *J. Hydrol.*, 387, 33–45, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.027>, **2010**.
- Binnie, S.**, Phillips, W. M., Summerfield, M., Fifield, L. K.: Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range, *Geology*, 35(8), 743, <https://doi.org/10.1130/G23641A.1>, **2007**.
- Birkett, C. M.** Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands, *Water Resour. Res.*, 34(5), 1223–1239, **1998**.
- Bonnet, M. P.**, Barroux, G., Martinez, J.-M., Seyler, F., Moreira-Turcq, P., Cochonneau, G., Melack, J., Boaventura, G., Maurice-Bourgoin, L., León, J.: Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí), *J. Hydrol.*, 349, 18–30, **2008**.
- Bonnet, M. P.**, Pinel, S., Garnier, J., Bois, J., Resende Boaventura, G., Seyler, P., Motta Marques, D.: Amazonian floodplain water balance based on modelling and analyses of hydrologic and electrical conductivity data, *Hydrological Processes*, 31(9), 1702–1718, <https://doi.org/10.1002/hyp.11138>, **2017**.
- Bookhagen, B.**, Strecker M. R.: Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes, *Geophys Res Lett* 35(6), L06403, <https://doi.org/10.1029/2007GL032011>, **2008**.
- Bordas, M. P.**, Lanna, A. E., Semmelmann, F. R.: Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires, *Sediment Budgets*, Bordas MP, Walling DE (eds). IAHS Publication, 174, Porto Alegre, 359–368, **1988**.
- Bordas M. P.**: An outline of hydro-sedimentological zones in the Brazilian Amazon basin, *Water Management of the Amazon Basin*, Braga BPF, Fernandez Juregui C (eds), Publication UNESCO-ROSTLAC, Montevideo, 191–203, **1991**.
- Bouchez, J.**, Métivier, F., Lupker, M., Maurice-Bourgoin, L., Perez, M., Gaillardet, J., France-Lanord, C.: Prediction of depth-integrated fluxes of suspended sediment in the Amazon River: particle aggregation as a complicating factor, *Hydrological Processes*, 25(5), 778–794, <https://doi.org/10.1002/hyp.7868>, **2011**.
- Bouchez, J.**, Gaillardet, J., Lupker, M., Louvat, P., France-Lanord, C., Maurice, L., *et al.*: Floodplains of large rivers: Weathering reactors or simple silos?, *Chem Geol*, 332(333), 166–184, **2012**.
- Bradley, J.**, Eden, M. J., Rice-Evans, P.: Remote sensing of suspended sediment in Amazonian rivers from Landsat imagery, Allen, J.A., Harris, R. (Eds.), *Remote sensing and national mapping*, the Remote Sensing Society, University of Reading, Reading, UK, pp. 110–116, **1979**.
- Braun, J.**, Mercier, J., Guillocheau, F., Robin, C.: A simple model for regolith formation by chemical weathering, *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*, 2140–2171, **2016**.
- Brooks, B.A.**, *et al.*: Orogenic-wedge deformation and potential for great earth-quakes in the central Andean back arc, *Nat. Geosci.*, 4(6), 380–383, **2011**.

**Brooks, R. L.:** Lake elevation from satellite radar altimetry from a validation area in Canada, Report, Geosci. Res., **1982**.

**Buarque, D. C.,** Cauduro, R., Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Bonnet, M.: Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin Geophysical Research Abstracts, 14, EGU2012-11935, 2012 EGU General Assembly 2012, 49, 1226–1243. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20067>, **2012**.

## C

**Callède, J.,** Kosuth, P., Guyot, J. L., Guimaraes, V. S.: Discharge determination by acoustic Doppler current profilers (ADCP): A moving bottom error correction method and its application on the River Amazon at Obidos, Hydrological Sciences Journal, 45(6), 911–924, <https://doi.org/10.1080/02626660009492392>, **2000**.

**Callède, J.,** Guyot, J. L., Ronchail, J., Molinier, M., de Oliveira, E. : L'Amazone à Obidos (Brésil): étude statistique des débits et bilan hydrologique, Hydrological Sciences Journal, 47(2), 321–333, <https://doi.org/10.1080/02626660209492933>, **2002**.

**Callède, J.,** Guyot, J. L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H., de Oliveira, E.: Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999/Evolution of the River Amazon's discharge at Óbidos from 1903 to 1999, Hydrological Sciences Journal, 49(1), 85–97, <https://doi.org/10.1623/hysj.49.1.85.53992>, **2004**.

**Callède, J.,** Cochonneau, G., Alves, F. V., *et al.* : Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique, Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 23(3), 247–273, **2010**.

**Calmant, S.,** *et* Seyler, F.: Continental surface waters from satellite altimetry, Comptes Rendus Geoscience, 338(14–15), 1113–1122, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.012>, **2006**.

**Calmant, S.,** Seyler, F., Cretaux, J. F.: Monitoring Continental Surface Waters by Satellite Altimetry. Surveys in Geophysics, 29(4–5), 247–269, <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9051-1>, **2009**.

**Calvès, G.,** Calderon, Y., Hurtado Enriquez, C., Brusset, S., Santini, W., Baby, P.: Mass Balance of Cenozoic Andes-Amazon Source to Sink System, Marañón Basin, Peru, Geosciences 8(167), <https://doi.org/10.3390/geosciences8050167>, **2018**.

**Camenen, B. et Larson, M.:** A general formula for non-cohesive bed load sediment transport, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 63(1–2), 249–260, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.10.019>, **2005**.

**Camenen, B.:** Simple and general formula for the settling velocity of particles, Journal of Hydraulic Engineering, 133(2), 229–233, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:2\(229\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:2(229)), **2007**.

**Camenen, B. et Larson, M.:** A General Formula for Noncohesive Suspended Sediment Transport, Journal of Coastal Research, 243(2), 615–627, <https://doi.org/10.2112/06-0694.1>, **2008**.

**Camenen, B.,** Le Coz, J., Dramais, G., Peteuil, C., Fretaud, T., Falgon, A., Dussouillez, P. and Moore, S. A.: A simple physically-based model for predicting sand transport dynamics in the Lower Mekong River, River Flow, 2189–2197, **2014**.

**Carretier, S.,** Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., *et al.*: Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. Geology, 41(2), 195–198. <https://doi.org/10.1130/G33735.1>, **2013**.

**Castro-Orgaz, O.,** Girdez, J. V., Mateos, L., Dey, S.: Is the von Karman constant affected by sediment suspension?, Journal of Geophysical Research, Earth Surface, 117(4), 1–16, <https://doi.org/10.1029/2011JF002211>, **2012**.

**Champagnac, J. D.,** Molnar, P., Sue, C., Herman, F.: Tectonics, climate, and mountain topography, Journal of Geophysical Research, 117(B2), B02403, <https://doi.org/10.1029/2011JB008348>, **2012**.

**Chauvet, H.:** Écoulements secondaires dans les rivières : influence sur le transport de quantité de mouvement et de soluté, Thèse de doctorat, Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, **2014**.

**Cheng, N. S.:** Simplified settling velocity formula for sediment particle, *Journal of hydraulic engineering*, 123(2), 149–152. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1997\)123:2\(149\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:2(149)), **1997**.

**Cochonneau G.,** Martinez J.M., GetModis - Chargement d'images à partir d'une base ORE Version 2 2012 1 <http://www.ore-hybam.org/index.php/eng/choixstation/softgetmodis>.

**Coleman, N. L.:** Flume studies of the sediment transfer coefficient, *Water Resources Research*, 6(3), 801–809, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1997\)123:2\(149\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:2(149)), **1970**.

**Collischonn, W.,** Allasia, D., Silva, B. C. D., Tucci, C. E. M.: The MGB-IPH model for large-scale rainfall–runoff modelling/Le modèle MGB-IPH pour la modélisation pluie-débit à grande échelle, *Hydrological Sciences Journal*, 52(5), 878–895, **2007**.

**Constantine, J. A.,** Dunne, T., Ahmed, J., Legleiter, C., Lazarus, E. D.: Sediment supply as a driver of river meandering and floodplain evolution in the Amazon Basin, *Nature Geoscience*, 7(December), 899–904. <https://doi.org/10.1038/NGEO2282>, **2014**.

**Coon, W. F.:** Estimates of roughness coefficients for selected natural stream channels with vegetated banks in New York (U.S. Geological Survey Open-File Report 93-161), U.S. Geological Survey, **1995**.

**Covault, J. A.,** Craddock, W. H., Romans, B. W., *et al.:* Spatial and temporal variations in landscape evolution: Historic and longer-term sediment flux through global catchments, *The Journal of Geology*, 121(1), 35–56., **2013**.

**Cowan, W. L.:** Estimating hydraulic roughness coefficients, *Agric. Eng.*, 37(7), 473 – 475, **1956**.

**Curtis, W. F.,** Meade, R. H., Nordin, C. F., Price, N. B. and Sholkovitz, E. R.: Non-uniform vertical distribution of fine sediment in the Amazon River, *Nature*, 280(5721), 381–383, **1979**.

## D

**Dadson, S. J.,** Hovius, N., Chen, H., Dade, W., Hsieh, M. L., Willet, S., Hu, J. C., Horn, M. J., Chen, M. C., Stark, C., Lague, D., and Lin, J. C.: Links between erosion, runoff, variability and seismicity in the Taiwan orogen: *Nature*, 426, 648–651, <https://doi.org/10.1038/nature02150>, **2003**.

**Dadson, S. J.,** Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Lin, J. C., Hsu, M. L., *et al.:* Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt, *Geology*, 32(8), 733–736, <https://doi.org/10.1130/G20639.1>, **2004**.

**Davidson, E. A.,** de Araújo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamante, M. M. C., Coe, M. T., DeFries, R. S., Keller, M., Longo, M., Munger, J.W., Schroeder, W., Soares-Filho, B.S., Carlos, M., Wofsy, S.C., The Amazon basin in transition. *Nature*, 481(7381), 321, <https://doi.org/10.1038/nature10717>, **2012**.

**Davis, B. E.:** A guide to the proper selection and use of federally approved sediment and water-quality samplers, U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1087, 20 p., <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1087/>, **2005**.

**Davis, L. C.:** The Amazon's rate of flow, *Natural History* 73, 14–19, **1964**.

**DeCelles, P. G. et Horton, B. K.:** Implications of early Tertiary foreland basin development for orogenesis in the Central Andes [abs], *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 80, 1052, **1999**.

**Dellinger, M.,** Gaillardet, J., Bouchez, J., Calmels, D., Galy, V., Hilton, R. G., Louvat, P., France-Lanord, C.: Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 401, 359–372, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.061>, **2014**.

- Delmas, M.**, Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J. M.: River basin sediment flux assessments, *Hydrological Processes*, 25(10), 1587–1596. <https://doi.org/10.1002/hyp.7920>, **2011**.
- de Paiva, R. C. D.** : Modelagem hidrologica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: acia do rio Solimões. Thèse de docotorat, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, Julho de 2009.
- de Paiva, R. C. D.**, Collischonn, W., & Tucci, C. E. M.: Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach, *Journal of Hydrology*, 406(3–4), 170–181. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.007>, **2011**.
- de Paiva, R. C. D.**, Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M. P., Frappart, F., Calmant, S. and Bulhões Mendes, C. A.: Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, *Water Resources Research*, 49(3), 1226–1243, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20067>, **2013**.
- Donnadieu, Y.**, Y. Godd eris, G. Ramstein, *et al.*: A “snowball Earth” climate triggered by continental break-up through changes in runoff, *Nature* 428(6980), 303–306, **2004**.
- Dooge, J.**: Searching for Simplicity in Hydrology, *Surveys in Geophysics*, 18(5), 511–534, **1997**.
- dos Santos, A. L. M. R.**, Martinez, J. M., Filizola, N., Armijos, E. and Alves, L. G. S.: Purus River suspended sediment variability and contributions to the Amazon River from satellite data (2000-2015), *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1–2), 13–19, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.05.004>, **2017**.
- Dosseto, A.**, Bourdon, B., Gaillardet, J., Maurice-Bourgoin, L., Allègre, C.: Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: time constraints from uranium-series isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 759771, **2006**.
- Dramais, G.**, Camenen, B., Le Coz, J.: Comparaison de m ethodes pour la mesure des mati eres en suspension dans les cours d’eau, en pr esence de sable, *La Houille Blanche*, 5-6, 96–105, **2018**.
- Dumont, J. F.**, Deza, E., Garcia, F.: Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru, *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 373–381, **1991**.
- Dunne, T.**, Mertes, L. A. K., Meade, R. H., Richey, J. E., Forsberg, B. R.: Exchanges of sediment transport between the floodplain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 110(4), 450–467, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<0450:EOSBTF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0450:EOSBTF>2.3.CO;2), **1998**.
- Dupuis, V.**, Proust, S., Berni, C., Paquier, A.: Mixing layer development in compound channel flows with submerged and emergent rigid vegetation over the floodplains, *Exp. Fluids*, 58, 30, <https://doi.org/10.1007/s00348-017-2319-9>, **2017a**.
- Dupuis, V.**, Proust, S., Berni, C., Paquier, A.: Compound channel flow with a longitudinal transition in hydraulic roughness over the floodplains, *Environ. Fluid Mech.*, 1–26, <https://doi.org/10.1007/s10652-017-9525-0>, **2017b**.
- Duvert, C.**, Gratiot, N., N emery, J., Burgos, A. and Navratil, O.: Sub-daily variability of suspended sediment fluxes in small mountainous catchments - implications for community- based river monitoring, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 703–713, <https://doi.org/10.5194/hess-15-703-2011>, **2011**.

## E

- Eaton, B. C.**, Church, M., Millar, R. G.: Rational regime model of alluvial channel morphology and response, *Earth Surf. Processes Land-forms.*, 29, 511–529, **2004**.
- Einstein, H. A.**: *The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows*, **1950**.



- Engelund, F. et Hansen, E.:** A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams, Tekniskforlag Technical Press, Copenhagen, **1967**.
- Ervine, D. A. et Baird, J. I.:** Rating curves for rivers with overbank flow. Proceedings of the Institution of Civil Engineers Part 2 – Research and Theory, 73, 465–472, **1982**.
- Espinoza, J. C.,** Ronchail, J., Guyot, J.-L., Cochonneau, G., Filizola, N., Noriega, L., Lavado, W., Pombosa, R., Romero, R.: Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, and Ecuador), *International Journal of Climatology*, 29, 1574–1594, **2009a**.
- Espinoza, J. C.,** Guyot, J. L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., Oliveira, E. D., Ordoñez, J. J., Vauchel, P.: Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*, 375(3-4), 297–311, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.004>, **2009b**.
- Espinoza, J. C.,** Ronchail, J., Guyot, J., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau G., Pombosa, R., Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13), L13406, <https://doi.org/10.1029/2011GL047862>, **2011**.
- Espinoza, J. C.,** Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Drapeau, G., Martinez, J. M., Santini, W., Vauchel, P., Lavado, W., Ordoñez, J., Espinoza-Villar, R.: From drought to flooding: understanding the abrupt 2010-11 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries, *Environmental Research Letters*, 7(2), 024008, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024008>, **2012**.
- Espinoza, J. C.,** Ronchail, J., Frappart, F., Lavado, W., Santini, W., Guyot, J. L.: The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970-2012 Period: A Focus on the 2012 Flood, *Journal of Hydrometeorology*, 14(3), 1000–1008, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0100.1>, **2013**.
- Espinoza, J. C.:** Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation, 3459–3475, <https://doi.org/10.1002/2014WR016273>, **2015**.
- Espinoza-Villar, R.,** Martinez, J. M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazan, H., Vauchel, P., Lavado, W.: The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins, *Journal of Hydrology*, 444, 221–228, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.024>, **2012**.
- Espinoza-Villar, R.,** Martinez, J. M., Le Texier, M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Meneses, P. R., de Oliveira, E.: A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images, *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 45–54, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006>, **2013**.
- Espinoza-Villar, R.,** Martinez, J. M., Armijos, E., Espinoza, J. C., Filizola, N., Dos Santos, A., Willems, B., Fraizy, P., Santini, W., Vauchel, P.: Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000-2014), *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1–2), 4–12, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.05.001>, **2018**.
- Espurt, N. :** Influence de la subduction d’une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante : Exemple de la ride de Nazca et du bassin amazonien. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, **2007**.
- Espurt, N.,** Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S.: Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modelling, *Tectonics*, 27, TC3011, <https://doi.org/10.1029/2007TC002175>, **2008**.
- Espurt, N.,** Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Barbarand, J.: The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: Implications for regional geology in northern South America, *Amazonian, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, Hoorn C., Wesselingh F. (Eds.), Amazonia, landscape and species evolution, Wiley-Blackwell, **2009**.

# F

- Fabre, C.**, Sauvage, S., Tananaev, N., Novel, G.E., Teisserenc, R., Probst, J.L., Sanchez Perez, J.M.: Assessment of sediment and organic carbon exports into the Arctic ocean: the case of the Yenisei River basin, *Water Res.*, 158, 146e156, <https://doi.org/10.1016/J.WATRES.2019.04.018>, **2019**.
- Fan, Y. et Miguez-Macho, G.:** Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 2039–2056, <https://doi.org/10.5194/hess-14-2039-2010>, **2010**.
- Farr, T. G.**, Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D.: The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45, RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>, **2007**.
- Ferguson, R. I.:** River loads underestimated by rating curves, *Water Resources Research*, 22, 74–76, 1986.
- Ferguson, R. I.:** Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 95–104, **1987**.
- Ferreira, J. R.**, Devol, A. H., Martinelli, L., *et al.*: Chemical Composition of the Madeira River: Seasonal Trends and Total Transport, *Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg*, 66, 63–75, **1988**.
- Fielding, C. R.**, Ashworth, P. J., Best, J. L., Prokocki, E. W., Sambrook Smith G.H.: Tributary, distributary and other fluvial systems: what really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, 261–262, 15–32, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.004>, **2012**.
- Filizola N.:** O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos rios da Amazônia Brasileira, Publication ANEEL, Brasilia, 63, **1999**.
- Filizola, N.:** Transfert sédimentaire actuel par les fleuves Amazoniens, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III, Toulouse, France, **2003**.
- Filizola, N. et Guyot, J. L.:** The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon, *Hydrological Sciences Journal*, 49(1), 143–154, <https://doi.org/10.1623/hysj.49.1.143.53990>, **2004**.
- Filizola, N.**, Guyot, J. L., Guimarães, V.: Measuring the discharge of the Amazon River using Doppler technology (Manacapuru , Amazonas , Brazil), 3156(August), 3151–3156, <https://doi.org/10.1002/hyp>, **2009**.
- Filizola, N.**, Seyler, F., Mourão, M. H., Arruda, W., Spínola, N., Guyot, J. L.: Study of the variability in suspended sediment discharge at Manacapuru, Amazon River, Brazil, *Latin American Journal of sedimentology and basin analysis*, 16(2), 93–99, **2010**.
- Filizola, N.**, Latrubesse, E. M., Fraizy, P., Souza, R., Guimarães, V., Guyot, J. L.: Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the Amazon? *Geomorphology*, 215, 99–105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.028>, **2014**.
- Filizola, N.**, Armijos, E., Sampaio, Relatório de Campo Manacapuru – Solimões 25 e 26-04-2016 (Manaus), **2016**.
- Finer, M. et Jenkins, C. N.:** Proliferation of Hydroelectric Dams in the Andean Amazon and Implications for Andes-Amazon Connectivity, *Plos one*, 7(4), e35126, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0035126>, **2012**.
- Forsberg, B. R.**, Melack, J. M., Dunne, T., Barthem, R. B., Goulding, M., Paiva, R. C. D., Sorribas, M. V., Urbano, L. S J. and Weisser, S.: The potential impact of new Andean dams on Amazon fluvial ecosystems, *Plos One* 12(8), e0182254, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0182254>, **2017**.

# G

- Gaeuman D. et Jacobson R.B.:** Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111(F2), **2006**.
- Gaillardet, J.,** Dupre, B., Louvat, P., Allegre, C. J.: Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers, *Chemical Geology*, 159, 1–4, 3–30, **1999**.
- Gallay, M.,** Mora, A., Michel, J., Antoine, M., Gallay, M., Laraque, A., Sarrazin, M., Beaucher, E., Doudou, J. C., Lagane, C.: Dynamics and fluxes of organic carbon and nitrogen in two Guiana Shield river basins impacted by deforestation and mining activities, (October 2017), 17–29. <https://doi.org/10.1002/hyp.11394>, **2018**.
- Gallay, M.,** Martinez, J., Mora, A., Castellano, B., Yépez, S., Cochonneau, G., Alfonso, J. A., Carrera, J. M., Lopez, J. L., Laraque, A.: Journal of South American Earth Sciences Assessing Orinoco river sediment discharge trend using MODIS satellite images, *Journal of South American Earth Sciences*, 91(April 2018), 320–331, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.01.010>, **2019**.
- Garreaud, R. D.,** Vuille, M., Compagnucci, R. and Marengo, J.: Present-day South American climate, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>, **2009**.
- Gaudio, R.,** Miglio, A. and Dey, S.: Non-universality of von Kármán's  $\kappa$  in fluvial streams, *Journal of Hydraulic Research*, 48(5), 658–663, <https://doi.org/10.1080/00221686.2010.507338>, **2010**.
- Gautheron, C.,** Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., Douville, E.: Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry, *Basin Res.*, 25, 419–435, <https://doi.org/10.1111/bre.12012>, **2013**.
- Gautier, E.,** Brunstein, D., Vauchel, P., Jouanneau, J.-M., Roulet, M., Garcia, C., Guyot, J. L., Castro, M.: Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia), *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(15), 1838–1853, <https://doi.org/10.1002/esp.2065>, **2010**.
- Gibbs R. J.:** The Geochemistry of the Amazon River System. Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids, *Geological Society of America Bulletin*, 78, 1203–1232, **1967**.
- Gitto, A. B.,** Venditti, J. G., Kostaschuk, R., Church, M.: Representative point-integrated suspended sediment sampling in rivers, *Water Resources Research*, 53, 2956–2971, <https://doi.org/10.1002/2016WR019742>, **2017**.
- Gloor, M.,** Brienens, R. J. W., Galbraith, D., Feldpausch, T. R., Schöngart, J., Guyot, J. L., Espinoza, J. C., Lloyd, J. and Phillips, O. L.: Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades, *Geophysical Research Letters*, 40(9), 1729–1733, <https://doi.org/10.1002/grl.50377>, **2013**.
- Gordon, H.R.,** Clark, D.K., Brown, J.W., Brown, O.B., Evans, R.H., Broenkow, W.W.: Phytoplankton pigment concentration in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Appl. Opt.* 22 (1), 20–36, **1983**.
- Graf, W. H. et Cellino, M.:** Suspension flows in open channels; experimental study, *Journal of Hydraulic Research*, 40(4), 435–447, <https://doi.org/10.1080/00221680209499886>, **2002**.
- Gray, J. R. et Gartner, J. W.:** Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring, *Water Resources Research*, 46(4), W00D29, <https://doi.org/10.1029/2008WR007063>, **2010**.
- Gray J.R. et Landers M.N.:** Measuring Suspended Sediment, Ahuja S. (ed.) *Comprehensive Water Quality and Purification*, 1,157–204, **2014**.

- Gripp, A. E. et Gordon, R.G.:** Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophysical Journal International*, 150, 321–361, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x>, **2002**.
- Gualtieri, C.,** Filizola, N., de Oliveira, M., Santos Martinelli, A., Ianniruberto, M.: A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 1: Hydrodynamics and sediment transport, *Comptes Rendu Geoscience*, 350(1–2), 31–42, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.09.015>, **2018**.
- Guo, J. et Julien, P.:** Application of the modified log-wake law in open-channels, *Journal of Applied Fluid Mechanics*, 1(2), 17–23, [https://doi.org/10.1061/40856\(200\)200](https://doi.org/10.1061/40856(200)200), 2008.
- Gupta, H. V.,** Kling, H., Yilmaz, K. K., Martinez, G. F.: Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: implications for improving hydrological modelling, *J Hydrol*, 377, 80–91, 2009.
- Gutierrez, R. R.,** Abad, J. D., Choi, M., Montoro, H.: Characterization of confluences in free meandering rivers of the Amazon basin, *Geomorphology*, 220, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.011>, **2014**.
- Gutscher, M.,** Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.: Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19, 814–833, **2000**.
- Guyot J. L.,** Bourges, J., Hoorelbecke, R., Roche, M. A., Calle, H., Cortes, J., Barragan, M. C.: Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Beni, Bolivie, *Sediment Assessments*, Porto A, Bordas MP, Walling DE (eds), IAHS Publication, 174, 443–451, **1988**.
- Guyot J. L. 1993.** Hydrogéochimie des Fleuves de L'Amazonie Bolivienne, Publication ORSTOM, Paris; 266.
- Guyot J. L.,** Bourges J., Cortez J.: Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin, *Variability in stream erosion and sediment transport* (Olive L. J., Loughran R. J., Kesby J. A., Eds.), IAHS Publ., 224, 223–231, **1994**.
- Guyot J. L.,** Filizola, N., Quintanilla, J., Cortez, J.: Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon, *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives*, IAHS Publication, 236, 55–63, **1996**.
- Guyot J. L.,** Filizola, N., Laraque, A., Seyler, P.: A variabilidade sazonal dos fluxos de sedimentos na estação hidrologica de Obidos (Para, Brasil) LBA Congress, 26–30 Juin 2000, Belem, **2000**.
- Guyot J. L.,** Filizola, N., Laraque, A.: Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazonie à Óbidos (Pará, Brésil), de 1995 à 2003, IAHS, 291, 347–356, **2005**.
- Guyot J. L.,** Bazan, H., Fraizy, P., Ordonez, J. J. and Armijos, E.: Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru: a first estimation, IAHS, 314(3), 1–8, **2007**.

## H

- Hager, W.H.:** Gauckler and the GMS formula, *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(8), 635–638, **2000**.
- Hampel, A.:** The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re- evaluation, *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 665–679, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00859-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00859-2), **2002**.
- Hanson, G.J.,** Simon.: Erodibility of cohesive streambeds in the loess area of themidwestern USA, *Hydrological Processes*, 15(1), 23–38, **2001**.
- Hargreaves, G.,** Samani, Z.A.: Reference crop evapotranspiration from temperature, *Appl. Eng. Agric.*, 1, 96–99, **1985**.
- Harmel, T.,** Chami, M., Tormos, T., Reynaud, N., Danis, P.: Remote Sensing of Environment Sunlight correction of the Multi-Spectral Instrument (MSI)-SENTINEL-2 imagery over inland and sea waters from SWIR bands, *Remote Sensing of Environment*, 204(March 2017), 308–321. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.022>, **2018**.

- Hermoza, W.**, Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolanos, M.: The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19, 21–34, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005>, **2005**.
- Hess, L. L.**, Melack, J. M., Affonso, A. G., Barbosa, C. C. F., Gastil-Buhl, M., Novo, E. M. L. M.: LBA-ECO LC-07 Wetland Extent, Vegetation, and Inundation: Lowland Amazon Basin, ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA, **2015**.
- Hingray, B., Picouet, C. et Musy, A.**: Hydrologie. 2. Une science pour l'ingénieur, Lausanne: Presses Polytechniques Universitaires Romandes, **2009**.
- Hirabayashi, Y.**, Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., Kanae, S.: Global flood risk under climate change. *Nature Climate Change*, 3(9), 816, <https://doi.org/10.1038/nclimate1911>, **2013**.
- Hoorn, C. M.**, Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study, *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* [serial on the Internet], 105(3–4), 267–309. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90087-Y](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90087-Y), **1993**.
- Hoorn, C.**, Wesselingh, F. P., Hovikoski, J., Guerrero, J.: The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil Colombia Peru Bolivia). Hoorn, C., Wesselingh, F.P., editors, *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*, New York, John Wiley & Sons, 123–142, **2010a**.
- Hoorn C. M.**, Wesselingh, F. P., Ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F. R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A.: Amazonia through time: Andean uplift climate change, landscape evolution and biodiversity, *Science* [serial on the Internet], 330(6006), 927–931, <https://doi.org/10.1126/science.1194585>, **2010b**.
- Hoorn, C. M.**, Bogotá, A. G. R., Romero-Baez, M., Lammertsma, E. I., Flantua, S. G. A., Dantas El Dino, R., do Carmo, D. A., Chemale, F. Jr.: The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Glob Planet Change* [serial on the Internet], 153, 51–65, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.005>, **2017**.
- Horowitz, A. J. et Elrick, K. A.**: The relation of stream sediment surface area, grain size and composition to trace element chemistry, *Applied Geochemistry*, 2(4), 437–451, [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90027-8](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90027-8), **1987**.
- Horowitz, A. J.**: An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations, *Hydrological Processes*, 17(17), 3387–3409, <https://doi.org/10.1002/hyp.1299>, **2003**.
- Horowitz, A. J.**, Clarke, R. T., Merten, G.H.: The effects of sample scheduling and sample numbers on estimates of the annual fluxes of suspended sediment in fluvial systems, *Hydrological Processes*, 29, 531–543, <https://doi.org/10.1002/hyp.10172>, **2015**.
- Horritt, M. S. et Bates, P. D.**: Evaluation of 1-D and 2-D numerical models for predicting river flood inundation, *Journal of Hydrology*, 268 (1–4), 87–99, **2002**.
- Hovius, N.**, Stark, C., Allen, P.: Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25, 231–234, **1997**.
- Hovius, N.**: Controls on sediment supply by large rivers, in *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, edited by K. W. Shanley and P. J. McCabe, *Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ.*, 59, 3–16, Tulsa, Okla, **1998**.

# I

**Isacks, B. L.:** Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211–3231, **1988**.

# J

**Jaccon, G,** Cudo, K. J.: *Hidrologia: Curva-chave, Analise e Traçado*, Publication DNAEE-ORSTOM, Brasilia, 273, **1989**.

**Jaillard, E.,** Lapierre, H., Ordonez, M., Toro Alava, J., Amortegui, A., Vanmelle, J.: Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of the Caribbean plate?, James, K. H., Lorente, M. A. & Pindell, J. L. (eds) *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society, London, Special Publications, 328, 469–485, **2009**.

**James, D. E.,** Sacks I. S.: Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical Perspective, Skinner B.J. (Ed.), *Geology and Ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology, Special Publication, 7, 1–26, **1999**.

**Jiménez, J.A. et Madsen, O.S.:** A Simple Formula to Estimate Settling Velocity of Natural Sediments, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 129(2), 155–164, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(2003\)129:2\(70\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2003)129:2(70)), **2003**.

**Johnsson, M. J. et Meade, R. H.:** Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: the Macuapanim island point bar, Solimões River, Brazil, *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 827–842, **1990**.

# K

**Kazemi, E.,** Nichols, A., Tait, S. and Shao, S.: SPH modelling of depth-limited turbulent open channel flows over rough boundaries, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 83(1), 3–27, <https://doi.org/10.1002/flid.4248>, **2017**.

**Kenman, L.:** Large scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate, *Geomorphology and Global Tectonics*, M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*, **2000**.

**Knight, D. W.:** *Hydraulics of Flood Channels*, *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, 83 – 2015, Editors: Beven K. and Carling P., Jhon Wiley & Sons Ltd, **1989**.

**Knight, D. W. et Shiono, K.:** River channel and floodplain hydraulics, *Floodplain Processes* (Anderson, M. G., Walling, D. E. et Bates, P. D. (eds), Wiley, New York, ch. 5, 139–181, **1996**.

**Kober, F.,** Zeilinger, G., Hippe, K., Marc, O., Lendziach, T., Grischott, R., Zola, R.: Tectonophysics Tectonic and lithological controls on denudation rates in the central Bolivian Andes, *Tectonophysics*, 657, 230–244. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.037>, **2015**.

**Kodoatie, R. J.:** *Sediment transport relations in alluvial channels*, Thèse de doctorat, Colorado State University, 285 p., **1999**.

**Kostaschuk, R.,** Best, J., Villard, P., Peakall, J., Franklin, M.: Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler, *Geomorphology*, 68, 25–37, **2005**.

# L

**Lajeunesse, E.** : Erosion, du laboratoire au terrain, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Institut de Physique du Globe de Paris, juin **2008**.

**Langerwisch, F.**, Rost, S., Gerten, D., Poulter, B., Rammig, A., Cramer, W.: Potential effects of climate change on inundation patterns in the Amazon Basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(6), 2247–2262, <https://doi.org/10.5194/hess-17-2247-2013>, **2013**.

**Laraque, A.**, Filizola, N., Guyot, J. L.: Variations spatio-temporelles du bilan sédimentaire dans le bassin amazonien brésilien, à partir d'un échantillonnage décadaire, *Proc. Sediment Budgets*, IAHS Publ., 291, 250–258, **2005**.

**Laraque, A.**, Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., Guyot, J. L.: Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin, *Journal of Hydrometeorology*, 8(6), 1364–1381, **2007**.

**Laraque, A.**, Bernal, C., Bourrel, L., Darrozes, J., Christophoul, F., Armijos, E., Fraizy, P., Pombosa, R. and Guyot, J. L.: Sediment budget of the Napo River, Amazon basin, Ecuador and Peru, *Hydrological Processes*, 23, 3509–3524, <https://doi.org/10.1002/hyp>, **2009**.

**Latrubesse, E. M. et Restrepo, J. D.**: Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts, *Geomorphology*, 216, 225–233. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.007>, **2014**.

**Latrubesse, E. M.**, Arima, E. Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V. R., D'Horta, F. M., Wight, C., Wittmann, F., Zuanon, J., Baker, P. A., Ribas, C. C., Norgaard, R. B., Filizola, N., Ansar, A., Flyvbjerg, B. and Stevaux, J. C.: Damming the rivers of the Amazon basin, *Nature*, 546(7658), 363–369, doi:10.1038/nature22333, **2017**.

**Lavado, W.**, Labat, D., Guyot, J. L. and Ardoin-Bardin, S.: Assessment of climate change impacts on the hydrology of the Peruvian Amazon-Andes basin, *Hydrological Processes*, 25(24), 3721–3734, <https://doi.org/10.1002/hyp.8097>, **2011**.

**Lavado, W. S.**, Ronchail, J., Labat, D., Espinoza, J. C., Guyot, J. L. (2012): Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages, *Hydrological Sciences Journal*, 57(4), 625–642, <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.672985>, **2012**.

**Lavado, W. S.**, Labat, D., Ronchail, J., Espinoza, J. C., Guyot, J. L.: Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon-Andes basin over the last 40 years (1965–2007), *Hydrological Processes*, 27(20), 2944–2957, <https://doi.org/10.1002/hyp.9418>, **2013**.

**Le Coite, P.**: Les crues annuelles de l'Amazone et les récentes modifications de leur régime, *Ann. Géogr.*, 44, 614–619, **1935**.

**Le Coz, J.**, Chastan, B., Védié, F., Dramais, G.: Emplois de l'aDcp en rivière : une revue de synthèse, *La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau*, EDP Sciences, 119–130, <https://doi.org/10.1051/lhb:2007042>, **2007**.

**Legrand, D.**, Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., Bès De Berc, S., Rivadeneira, M.: The 1999– 2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in subandean foothills, *Tectonophysics*, 395, 67–80, **2005**.

**Lehner, B.**, Verdin, K., Jarvis, A.: New global hydrography derived from spaceborne elevation data, *Eos*, 89(10), 93–94, <https://doi.org/10.1029/2008EO100001>, **2008**.

**Lesack, L. F. W.**: Water Balance and Hydrologic Characteristics of a Rain Forest Catchment in the Central Amazon Basin, *Water Resour. Res.*, 29, 759–773, **1993**.

**Levesque, V. A. et Oberg, K. A.**: Computing discharge using the index velocity method, *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, 3–A23, **2012**.



**Lewin, J.**, Ashworth, P. J., Strick, R. J.: Spillage sedimentation on large river floodplains, *Earth Surf. Process. Landf.*, 42, 290–305, **2017**.

**Lininger, K. B. et Latrubesse, E. M.:** Flooding hydrology and peak discharge attenuation along the middle Araguaia River in central Brazil, *Catena*, 143, 90–101, **2016**.

**Lowman, L. E. L. et Barros, A. P.:** Investigating links between climate and orography in the central Andes: Coupling erosion and precipitation using a physical-statistical model, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 1322–1353, <https://doi.org/10.1002/2013JF002940>, **2014**.

**Lupker, M.**, France-Lanord, C., Lavé, J., Bouchez, J., Galy, V., Métivier, F., Gaillardet, J., Lartiges, B. and Mugnier, J. L.: A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin, *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*, 116(4), 1–24, <https://doi.org/10.1029/2010JF001947>, **2011**.

## M

**Malavoi, J. R. et Bravard, J. P.:** *Éléments d'hydromorphologie fluviale*, Coll. Comprendre pour agir, Onema, <http://www.onema.fr/hydromorphologie-fluviale>, **2010**.

**Malhi, Y.**, Roberts, J. T., Betts, R. A., Killeen, T. J., Li, W., Nobre, C.: Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon, *Science*, 319, 169–172, <https://doi.org/10.1126/science.1146961>, **2008**.

**Mangiarotti, S.**, Martinez, J. M., Bonnet, M. P., Buarque, D. C., Filizola, N., Mazzega, P.: Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data), *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.*, 21, 341–355, **2013**.

**Mansanarez, V.**, Le Coz, J., Renard, B., Lang, M., Pierrefeu, G., Vauchel, P.: Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties, *Water Resour. Res.*, 52, 7424–7443, <https://doi.org/10.1002/2016WR018916>, **2016**.

**Marengo, J. A.**, Nobre, C. A., Tomasella, J., Cardoso, M. F., Oyama, M. D.: Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005, *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498), 1773–1778, <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.0015>, **2008**.

**Marengo, J. A.**, Tomasella, J., Soares, W. R., Alves, L. M., Nobre, C. A.: Extreme climatic events in the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1-2), 73–85, <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0465-1>, **2012**.

**Marengo, J. et Espinoza, J. C.:** Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts, *International Journal of Climatology*, 36, 1033–1050, <https://doi.org/10.1002/joc.4420>, **2015**.

**Marinho, T.**, Filizola, N., Martinez, J. M., Armijos, E.: Suspended Sediment Variability at the Solimões and Negro Confluence between May 2013 and February 2014, *Geosciences*, <https://doi.org/10.3390/geosciences8070265>, **2018**.

**Masson, M.**, Angot, H., Le Bescond, C., Launay, M., Dabrin, A., Miège, C., Le Coz, J. and Coquery, M.: Sampling of suspended particulate matter using particle traps in the Rhône River: Relevance and representativeness for the monitoring of contaminants, *Science of the Total Environment*, 637–638, 538–549, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.343>, **2018**.

**Martinez, J. M.**, Guyot, J. L., Filizol, N. and Sondag, F.: Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data, *Catena* 79(3), 257–264, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.011>, **2009**.

- Martinez, J. M.**, Espinoza-Villar, R., Armijos, E., Moreira, L. S.: The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 120(7), 1274–1287, <https://doi.org/10.1002/2014JF003404>, **2015**.
- Maurice-Bourgoin, L.**, Bonnet M. P., Martinez, J. M., Kosuth, P., Cochonneau, G., Moreira-Turcq, P., Guyot J. L., Vauchel, P., Filizola, N., Seyler, P.: Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil, *Journal of Hydrology*, 335(1–2), 140–156, **2007**.
- McQuarrie, N.**, Horton, B. K., Zandt, G., Beck, S., DeCelles, P.G.: Lithospheric evolution of the Central Andean fold-thrust belt: Making a high elevation plateau, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 82, F1160, **2001**.
- McQuarrie, N.**: The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau, *Geological Society of America Bulletin*, 114, 950–963, **2002**.
- Meade, R. H.**, Nordin, C. F., Curtis, W. F.: Sediment in Rio Amazonas and some of its principal tributaries during the high water seasons of 1976 and 1977, III Simposio Brasileiro de Hidrologia, Brasilia-DF, Brasil, 472–485, **1979a**.
- Meade, R. H.**, Nordin, C. F., Curtis, W. F., Costa Rodrigues, F. M., do Vale, C. M., Edmond, J. M.: Sediment loads in the Amazon River, *Nature*, 278, 161–163, **1979b**.
- Meade, R. H.**: Suspended Sediment in the Amazon River and its Tributaries in Brazil, during 1982–1984, U.S. Geological Survey Open File Report, Denver, CO, 39, 85–492, **1985**.
- Meade, R. H.**, Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. M., Salati, E.: Storage and Remobilization of suspended Sediment in the lower Amazon River of Brazil, *Science*, 228, 488–490, **1985**.
- Meade, R. H.**, Rayol, J. M., da Conceição, S. C., Natividade, J. R. G.: Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil, *Environmental Geology and Water Sciences*, 18(2), 105–114, **1991**.
- Mégard, F.**: Etude Géologique des Andes du Pérou Central: Contribution à l'Étude Géologique des Andes No 1, Mémoires, 86, ORSTOM, Paris, France, **1978**.
- Mégard, F.**: The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. Lond.*, 1, 893–900, **1984**.
- Mertes, L. A.**, Smith, C. T., Adams, J. B.: Estimating Suspended Sediment Concentrations in Surface Waters of the Amazon River Wetlands from Landsat Images, *Remote Sensing of Environment*, 43(3), 281–301, [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90071-5](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90071-5), **1993**.
- Mertes, L. A. K.**, Dunne, T., Martinelli, L. A. : Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(9), 1089–1107, doi:10.1130/0016-7606(1996)108<1089:CFGATS>2.3.CO;2, **1996**.
- Mertes, L. A. K.**: Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains, *Water Resour. Res.*, 33(7), 1749–1762, **1997**.
- Meyer-Peter, E. et Müller, R.**: Formulas for bed-load transportation, *Proc, 2nd Congress I.A.H.R. Stockholm*, **1948**.
- Milliman, J. D. et Meade, R. H.**: 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans, *Journal of Geology*, 91(1), 1–21, **1983**.
- Milliman J. D. et Syvitzki J. P. M.**: Geomorphic / tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers, *Journal of Geology*, 100, 525–544, **1992**.
- Mobley, C. D.**: Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements, *Appl. Opt.*, 38(36), 7442–7455, **1999**.

- Molina-Carpio, J.**, Espinoza, J. C., Vauchel, P., Ronchail, J., Gutierrez Caloir, B., Guyot, J. L. and Noriega, L.: Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends, *Hydrological Sciences Journal*, 62(6), 911–927, <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1267861>, **2017**.
- Molinas, A. et Wu, B.**: Transport of sediment in large sand-bed rivers, *Journal of Hydraulic Research*, 39(2), 135–146, <https://doi.org/10.1080/00221680109499814>, **2001**.
- Molinier, M.**, Guyot, J. L., De Oliveira, E., Guimarães, V.: Les regimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents, IAHS Publication, 238, 209–222, **1996**.
- Molnar, P. et England, P.**: Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?, *Nature*, 346(July), 29–34, **1990**.
- Molnar, P.**: Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates, *Geology*, 29(12), 1071, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1071:CCFIAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1071:CCFIAE>2.0.CO;2), **2001**.
- Monteith, J. L.**: Evaporation and environment, Fogg, G. F.(Ed.), *The State and Movement of Water in Living Organisms*, Cambridge University Press, Cambridge, 205–234, **1965**.
- Montgomery, D. R.**, Balco, G., Willett, S. D.: Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology* 29, 579–582, **2001**.
- Montgomery, D. R. et Brandon, M. T.**: Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3–4), 481–489. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00725-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2), **2002**.
- Moquet, J. S.**, Crave, A., Viers, J., Seyler, P., Armijos, E., Bourrel, L., Chavarri, E., Lagane, C., Laraque, A., Lavado, W., Pombosa, R., Noriega, L., Vera, A. and Guyot, J. L.: Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins, *Chemical Geology*, 287(1–2), 1–26, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.01.005>, **2011**.
- Moreira, L. S.**, Moreira-Turcq, P., Turcq, B., Caquineau, S., & Cordeiro, R. C.: Paleohydrological changes in an Amazonian floodplain lake: Santa Ninha Lake, *Journal of Paleolimnology*, 48(2), 339–350. <https://doi.org/10.1007/s10933-012-9601-x>, **2012**.
- Moreira-Turcq, P.**, Jouanneau, J. M., Turcq, B., Seyler, P., Weber, O., Guyot, J. L.: Carbon sedimentation at lago grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region; insights into sedimentation rates, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 214, 27–40, **2004**.
- Moreira-Turcq, P.**, Bonnet, M., Amorim, M., Bernardes, M., Lagane, C., Maurice, L., Perez, M., Seyler, P.: Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River, 27, 119–130, <https://doi.org/10.1002/gbc.20022>, **2013**.
- Moriasi, D. N.**, Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Binger, R. L., Harmel, R. D., Veith, T. L.: Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900, <https://doi.org/10.13031/2013.23153>, **2007**.
- Morin, G.**, Lavé, J., France-Lanord, C., Rigaudier, T., Gajurel, A. P., Sinha, R.: Annual sediment transport dynamics in the Narayani basin, Central Nepal: assessing the impacts of erosion processes in the annual sediment budget, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123, <https://doi.org/10.1029/2017JF004460>, **2018**.
- Morris, C. S. et Gill, S. K.**: Variation of great lakes waters from Geosat altimetry, *Water Resour. Res.*, 30, 1009–1017, **1994a**.
- Morris, C. S. et Gill, S. K.**: Evaluation of the Topex/Poseidon altimeter system over the great Lakes. *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24527–24539, **1994b**.
- Moussa, R. et Bocquillon, C.**: Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation, *Hydrological Processes*, 10(1), 105–124, **1996a**.

**Mueller, D. S. et Wagner, C. R.:** Correcting acoustic Doppler current profiler discharge measurements biased by sediment transport, *J. Hydraul. Eng.*, 133, 1329–1336, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:12\(1329\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:12(1329)), **2007**.

## N

**Neitsch, S.,** Arnold, J., Kiniry, J., Williams, J.: Theoretical Documentation Version 2009, 1–647, **2009**.

**Nicollet, G. et Uan, M.:** Ecoulements permanents à surface libre en lits composés, *La Houille Blanche*, 1, 21–30, **1979**.

**Nikuradse, J.:** Strömungsgesetze in Rauhen Röhren, Forschungsheft, Berlin, VDI Verlag, série B, 361, **1933**.

**Nobre, C. A.,** Sampaio, G., Borma, L. S., Castilla-Rubio, J. C., Silva, J. S., Cardoso, M.: Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(39), 10759–10768, <https://doi.org/10.1073/pnas.1605516113>, **2016**.

**Nordin, C.,** Meade, R. H., Curtis, W., Bosio, N., Landim, P.: Size distribution of Amazon River bed sediment, *Nature*, <https://doi.org/10.1038/286052a0>, **1980**.

## O

**O'Brien, M. P.:** Review of the Theory of turbulent flow and its relation to sediment-transportation, *Transaction American Geophysical Union*, 14, 487–491, **1933**.

**Oltman, R. E.,** Sternberg, H. O. R., Ames, F. C., Davis, L. C.: Amazon River investigations reconnaissance measurements of July 1963, United States Geological Survey, Circular 486, 15, **1964**.

**Oltman, R. E.:** Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon, United States Geological Survey, Circular 552, 16, **1968**.

**Oncken, O.,** Boutelier, D., Dresen, G., Schemmann, K.: Strain accumulation controls failure of a plate boundary zone: Linking deformation of the Central Andes and lithosphere mechanics, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13(12), **2012**.

**Ottevanger, W.:** Modeling and parameterizing the hydro and morphodynamics of curved open channels, Thèse de doctorat, Delft University of Technology, The Netherlands, **2013**.

## P

**Pardé, M.:** Les variations saisonnières de l'Amazone, *Ann. Géogr.*, 45, 502–511, **1936**.

**Paris, A.,** Dias de Paiva, R., Santos da Silva, J., Medeiros Moreira, D., Calmant, S., Garambois, P. A., Collischonn, W., Bonnet, M. P. and Seyler, F.: Stage-discharge rating curves based on satellite altimetry and modeled discharge in the Amazon basin, *Water Resources Research*, 52(5), 3787–3814, <https://doi.org/10.1002/2014WR016618>, **2016**.

**Park, E. et Latrubesse, E. M.:** Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data, *Remote Sensing of Environment*, 147, 232–242, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.013>, **2014**.

- Park, E. et Latrubesse, E. M.:** The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. *Remote Sensing of Environment*, 198, 321–332, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.021>, **2017**.
- Parker, R. N.,** Densmore, A. L., Rosser, N. J., de Michele, M., Li, Y., Huang, R., *et al.*: Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth, *Nature Geoscience*, 4(7), 449–452. <https://doi.org/10.1038/ngeo1154>, **2011**.
- Parker, R. N.,** Hancox, G. T., Petley, D. N., Massey, C. I., Densmore, A. L., Rosser, N. J.: Spatial distributions of earthquake-induced landslides and hillslope preconditioning in northwest South Island, New Zealand, *Earth Surface Dynamics Discussions*, 3(1), 1–52, <https://doi.org/10.5194/esurfd-3-1-2015>, **2015**.
- Pemberton, E. L. et Lara, J. M.:** A procedure to determine sediment deposition in a settling basin, U.S. Bureau of Reclamation, Sedimentation Investigations Technical Guide Series, Section E Intake Works and Desilting Basins, Part 2, Setting Basins, Sedimentation Section, Denver, CO, 8p., **1971**.
- Pepin, E.,** Guyot, J., Armijos, E., Bazan, H., Fraizy, P., Moquet, J. S., Noriega, L., Lavado, W., Vauchel, P.: Climatic control on eastern Andean denudation rates (Central Cordillera from Ecuador to Bolivia), *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 85–93, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.010>, **2013**.
- Pfiffner, O. et Gonzalez, L.:** Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America: Case Study of the Peruvian Andes. *Geosciences*, 3, 262–310, <https://doi.org/10.3390/geosciences3020262>, **2013**.
- Pinet P. et Souriau M.:** Continental erosion and large scale relief, *Tectonics*, 7, 563–582, **1988**.
- Pinet, S.:** Analyse et caractérisation par télédétection des eaux de surface continentales pour l'étude des flux de matières : apport de l'analyse hyper-spectrale et de la modélisation bio-optique, Thèse de doctorat, Université Toulouse III Paul Sabatier, Toulouse, **2017**.
- Pinet, S.,** Martinez, J. M., Ouillon, S., Lartiges, B., Espinoza-Villar, R.: Variability of apparent and inherent optical properties of sediment-laden waters in large river basins - lessons from in situ measurements and bio-optical modeling, *Optics Express*, 25(8), A283, <https://doi.org/10.1364/OE.25.00A283>, **2017**.
- Pinet, S.,** Lartiges, B., Martinez, J. M., Ouillon, S.: A SEM-based method to determine the mineralogical composition and the particle size distribution of suspended sediment, *International Journal of Sediment Research*, <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2018.10.005>, **2018**.
- Pontes, P.,** Fan, F. M., Fleischmann, A. S., de Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Siqueira, V. A., Jardim, P. F., Sorribas, M. V., Collischonn, W.: MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS, *Environmental Modelling and Software*, 94, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.029>, **2017**.
- Pool, S.,** Vis, M., Seibert, J., Pool, S., Vis, M.: Evaluating model performance: towards a non-parametric variant of the Kling-Gupta efficiency Kling-Gupta efficiency, *Hydrological Sciences Journal*, 63(13–14), 1941–1953, <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1552002>, **2018**.
- Poveda, G.,** Jaramillo, L., Vallejo, L. F.: Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers, *Water Resour. Res.*, 50, 98–118, <https://doi.org/10.1002/2013WR014087>, **2014**.
- Priestley, C. H. B.,** Taylor, R.J.: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weather Rev.*, 100, 81–92, **1972**.
- Probst, J. L.:** Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale: mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Thèse de doctorat, Institut de Géologie, Strasbourg, **1990**.
- Proust, S.,** Fernandes, J. N., Leal, J. B., Rivière, N., Peltier, Y.: Mixing layer and coherent structures in compound channel flows: Effects of transverse flow, velocity ratio, and vertical confinement, *Water Resour. Res.*, 53, 3387–3406, <https://doi.org/10.1002/2016WR019873>, **2017**.

## Q

**Quintana Cobo, I.:** Dinamica de meandros del Alto Amazonas (Ucayali Basin). Thèse de doctorat, Universidad de Cantabria, Santander, **2015**.

## R

**Räsänen, M. E.,** Salo, J. S., and Kalliola, R. J.: Fluvial perturbation in the western Amazon basin: Regulation by long-term sub-Andean tectonics: *Science*, 238, 1398–1401, **1987**.

**Regard, V.,** Lagnous, R., Espurt, N., Darrozes, J., Baby, P., Roddaz, M., Calderon, Y., Hermoza, W.: Geomorphic evidence for recent uplift of the Fitzcarrald Arch (Peru): A response to the Nazca Ridge subduction, *Geomorphology*, 107(3–4), 107–117, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.003>, **2009**.

**Rennie, C. D.,** Millar R. G., Church, M. A.: Measurement of bed load velocity using an acoustic Doppler current profiler, *J. Hydraul. Eng.*, 128, 473–483, **2002**.

**Restrepo, J. D.,** Kjerfve, B., Hermelin, M., Restrepo, J. C.: Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Columbia, *Journal of Hydrology*, 316, 213–232, **2006**.

**Restrepo J. et Syvitski J. P. M.:** Assessing the Effect of Natural Controls and Land Use Change on Sediment Yield in a Major Andean River: The Magdalena Drainage Basin, Colombia, *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 35(2), 65–74, [https://doi.org/10.1579/0044-7447\(2006\)35\[65:ATEONC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1579/0044-7447(2006)35[65:ATEONC]2.0.CO;2), **2006**.

**Richey, J. E.,** Meade, R. H., Salati, E., Devol, A. H., Nordin, C. F., Santos, U. M.: Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River: 1982–1984, *Water Resour. Res.*, 22(5), 756–764, **1986**.

**Richey, J. E.,** Mertes, L. A. K., Dunne, T., Victoria, R. L., Forsberg, B. R., Tancredi, A. C. N. S., Oliveira, E.: Sources and routing of the Amazon River flood wave, *Global Biogeochem. Cycles*, 3(3), 191–204, **1989**.

**Ritchie, J. C.,** Cooper, C. M., Jiang, Y.: Using Landsat multispectral scanner data to estimate suspended sediments in Moon Lake, Mississippi, *Remote Sens. Environ.*, 23, 65–81, **1987**.

**Ritchie, J. C. et Cooper, C. M.:** Comparison of measured suspended sediment concentration with suspended sediment concentrations estimated from Landsat MSS data, *Int. J. Remote Sens.*, 9(3), 379–87, **1988**.

**Roche, M.,** Fernandez, A., Jauregui, C.: Water resources, salinity and salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon, *J. Hydrol.*, 101, 305–331, **1988**.

**Roddaz, M.,** Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., Darrozes, J.: Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru), *Tectonophysics*, 399(1–4), 87–108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.017>, **2005a**.

**Roddaz, M.,** Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G.: Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1–2), 57–78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.007>, **2005b**.

**Roddaz, M.,** Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Christophoul, P. M., Brusset, S., Espurt, N.: Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 1st edition, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh, Wiley-Blackwell, ISBN: 978-1-4051-8113-6, **2010**.

**Ronchail, J.**, Cochonneau, G., Moliner, M., Guyot, J. L., De Miranda Chaves, A. G., Guimarães, V. S., de Oliveira, E.: Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans, *International Journal of Climatology*, 22(13), 1663–1686, <https://doi.org/10.1002/joc.815>, **2002**.

**Ronchail, J. et Gallaire, R.:** ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin, *International Journal of Climatology*, 26(9), 1223–1236, doi:10.1002/joc.1296, **2006**.

**Rose, C. P. et Thorne, P. D.:** Measurements of suspended sediment transport parameters in a tidal estuary, *Continental Shelf Research*, 21(15), 1551–1575, [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00087-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00087-X), **2001**.

**Rouse, H.:** Modern conceptions of the mechanics of turbulence, *Transaction of the ASCE*, 102, 463–505, **1937**.

**Rouse, H.:** Critical analysis of open-channel resistance, *J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng.*, 91(HY4), 1–25, **1965**.

**Rudorff, C. M.**, Melack, J. M., Bates, P. D.: Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge, *Water Resources Research*, 50, 619–634, <https://doi.org/10.1002/2013WR014091>, **2014a**.

**Rudorff, C. M.**, Melack, J. M., Bates, P. D.: Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability, *Water Resources Research* 50, 635–649, <https://doi.org/10.1002/2013WR014714>, **2014b**.

**Rudorff, C. M.**, Dunne, T., Melack, J. M.: Recent increase of river – floodplain suspended sediment exchange in a reach of the lower Amazon River, 332(October 2017), 322–332, <https://doi.org/10.1002/esp.4247>, **2018**.

## S

**Sacek, V.:** Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 301–312, **2014**.

**Salati, E.**, Dall’Olio, A., Matsui, E., Gat, J. R.: Recycling of water in the Amazon basin: An isotopic study, *Water Res. Res.*, 15, 1250–1258, **1979**.

**Salati, E. et Vose, R.:** Amazon basin: a system in equilibrium, *Science* 225, 129–138, **1984**.

**Salati, E.:** The forest and the hydrological cycle, Dickenson, R. (Ed.), *The Geophysiology of Amazonia*, 273–294, New York, New York, U.S.A., John Wiley and Sons, **1987**.

**Santini, W.**, Martinez, J. M., Espinoza-Villar, R., Cochonneau, G., Vauchel, P., Moquet, J. S., Baby, P., Espinoza, J. C., Lavado, W., Carranza, J., Guyot, J. L.: Sediment budget in the Ucayali River basin, an Andean tributary of the Amazon River, *IAHS*, 367, 320–325, <https://doi.org/10.5194/piahs-367-320-2015>, **2014**.

**Santini, W.**, Martinez, J. M., Vauchel, P., Guyot, J. L., Cochonneau, G.; Lavado, W., Carranza, J., Paredes, M. A., Pérez Arévalo, J., Espinoza-Villar, R., Arévalo, N., Arévalo, K.: Hydro-sedimentary data collected between 2010 and 2017 within the framework of the Critical Zone Observatory HYBAM in the Amazonian foreland of Peru, SEDOO OMP, <https://doi.org/10.6096/DV/CBUWTR>, **2018**.

**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., Espinoza-Villar, R., Julien, F., Martinez, J. M.: An index concentration method for suspended load monitoring in large rivers of the Amazonian foreland, *Earth Surf. Dynam.*, 7, 515–536, <https://doi.org/10.5194/esurf-7-515-2019>, **2019**.



- Schaap, M. G.**, Leij, F.J., van Genuchten, M. T.: Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions, *J. Hydrol.*, 251, 163–176, **2001**.
- Scherrenberg, A. F.**, Jacay, J., Holcombe, R. J., Rosenbaum, G.: Stratigraphic variations across the Marañon Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough, *Journal of South American Earth Sciences*, 38(October 2012), 147–158, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.006>, **2012**.
- Schmidt, W.**: Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen, *Probleme der Kosmischen Physik*, 7, Grand, Hamburg, Germany, **1925**.
- Schmidt, G. W.**: Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year (August, 1969—July 1970), *Amazoniana* 3(2), 203–223, **1972**.
- Schnauder, I. et Sukhodolov, A.N.**: Flow in a tightly curving meander bend: Effects of seasonal changes in aquatic macrophyte cover, *Earth Surf. Process. Landforms*, 37, 1142–1157, **2012**.
- Schumm, S. A.**: The fluvial system, Wiley New York, **1977**.
- Sellin R. H. J.**: A laboratory investigation into the interaction between the flow in the channel of a river and that over its floodplain, *La Houille Blanche*, 1964, 20(7), 793–801.
- Shimizu, M. H.**, Ambrizzi, T., Liebmann, B.: Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America, *International Journal of Climatology*, 37(6), 2977–2989, <https://doi.org/10.1002/joc.4893>, **2017**.
- Shiono, K. et Knight, D. W.**: Turbulent open channel flows with variable depth across the channel, *Journal of Fluid Mechanics*, 222, 617–646 (et 231, 693), **1991**.
- Sime, L. C.**, Ferguson, R. I., Church, M.: Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river, *Water Resources Research*, 43(3), 1–12, <https://doi.org/10.1029/2006WR005069>, **2007**.
- Sioli, H.**: Sedimentation im amazonasgebiet, *Geologische Rundschau*, 45, 608–633, **1957**.
- Sioli, H.**: The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types, Sioli, H. (Ed.), *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, Dordrecht, 127–165, **1984**.
- Smart, G. M.**: Stage-discharge discontinuity in composite flood channels, *J. Hydraulic Research*, 30(6), 817–833, <https://doi.org/10.1080/00221689209498912>, **1992**.
- Smith, T. M.**, Reynolds, R. W., Peterson, T. C., Lawrimote, J.: Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006), *J. Clim.*, 21, 2283–2296, **2008**.
- Soares-Filho, B. S. et al.**: Role of the Brazilian Amazon protected areas in climate change mitigation, *Proc. Natl Acad. Sci., USA*, 107, 10821–10826, **2010**.
- Sorribas, M. V.**, Paiva, R. C., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., Beighley, E., Forsberg, B., Costa, M. H.: Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin, *Climatic change*, 136(3–4), 555–570, <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1640-2>, **2016**.
- Soulsby, R.**: Dynamics of Marine Sands, a Manual for Practical Applications, Thomas Telford, London, **1997**.
- Sternberg, H.**: Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation?, *Geogr. Ann.*, 69, 201–219, **1987**.
- Strauch, M.**, Kumar, R., Eisner, S., Mulligan, M., Santini, W., Friesen, J.: Adjustment of global precipitation data for enhanced hydrologic modeling of tropical Andean watersheds, *Climatic Change*, <http://doi.org/10.1007/s10584-016-1706-1>, **2015**.

**Summerfield, M. A. et Hulton, N. J.:** Natural controls of fluvial denudation in major world drainage basins, *J. Geophys. Res.*, 99(13), 871–884, **1994**.

**Sun, X.,** Garneau, C., Volk, M., Arnold, J. G., **Srinivasan, R.:** Improved simulation of river water and groundwater exchange in an alluvial plain using the SWAT model, *Hydrol. Process.*, 30, 187–202. <https://doi.org/10.1002/hyp.10575>, **2016**.

**Syvitski, J. P. M.,** Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., Green, P.: Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308(5720), 376–380, <https://doi.org/10.1126/science.1109454>, **2005**.

**Syvitski, J. P. M. et Milliman, J. D.:** Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the Coastal Ocean, *Journal of Geology*, 115(1), 1–19, **2007**.

**Syvitski, J. P. M.,** Overeem, I., Brackenridge, G. R., Hannon, M.: Floods, floodplains, delta plains – a satellite imaging approach, *Sedimentary Geology*, 267–268, 1–14, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.014>, **2012**.

## T

**Timpe, K. et Kaplan, D.:** The changing hydrology of a dammed Amazon, *Sci. Adv.*, 3, 1–14, <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700611>, **2017**.

**Tófoli, R. M.,** Dias, R. M., Zaia Alves, G. H., Hoeninghaus, D. J., Gomes, L. C., Baumgartner, M. T., and Agostinho, A. A.: Gold at what cost?, Another megaproject threatens biodiversity in the Amazon, *Perspect. Ecol. Conserv.*, 15, 129–131, <https://doi.org/10.1016/j.pecon.2017.06.003>, **2017**.

**Tolorza, V.,** Mohr, C. H., Carretier, S., Serey, A., Sepúlveda, S. A., Tapia, J., Pinto, L.: Suspended sediments in Chilean rivers reveal low postseismic erosion after the Maule earthquake (Mw 8.8) during a severe drought. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JF004766>, **2019**.

**Tomasella, J.,** Borma, L. S., Marengo, J. A., Rodriguez, D. A., Cuartas, L. A., A Nobre, C., Prado, M. C.: The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. *Hydrological Processes*, 25(8), 1228–1242, <https://doi.org/10.1002/hyp.7889>, **2011**.

**Towner, J.,** Cloke, H. L., Lavado, W., Santini, W., Bazo, J., Coughlan de Perez, E., Stephens E. M.: Attribution of Amazon floods to modes of climate variability: a review, **Soumis en 2019**.

**Tricard, J. L. F.:** Type de lits fluviaux en Amazonie brésilienne, *Annales de géographie*, 86, 1–54, **1977**.

**Trigg, M.,** Wilson, M. D., Bates, P. D., Horritt, M. S., Alsdorf, D. E., Forsberg, B. R., Vega, M. C.: Amazon flood wave hydraulics, *Journal of Hydrology*, 374(1–2), 92–105, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.004>, **2009**.

**Trigg, M. A.,** Bates, P. D., Wilson, M. D., Schumann, G., Baugh, C.: Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River, *Water Resources Research*, 48(10), 1–17, <https://doi.org/10.1029/2012WR011888>, **2012**.

## U

**Uijtewaal, W. S.:** Hydrodynamics of shallow flows: application to rivers, *Journal of Hydraulic Research*, 52(2), 157–172, <https://doi.org/10.1080/00221686.2014.905505>, **2014**.

## V

- Vanacker, V.**, Molina, A., Govers, G., Poesen, J., Deckers, J.: Spatial variation of suspended sediment concentrations in a tropical Andean river system: the Paute River, southern Ecuador, *Geomorphology*, 87, 53–67, **2007**.
- Vanoni, V. A.:** Sediment studies in the Brazilian Amazon River basin, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, **1979**.
- Vanoni, V. A.:** Sediment studies in the Brazilian Amazon River basin, Report KH-P-168, W.M. Keck Laboratory of Hy- draulic and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA, **1980**.
- van Prooijen, B. C.**, Battjes, J. A., Uijttewaal, W. S. J.: Momentum exchange in uniform compound channel flow, *J. Hydraulic Eng.*, 131, 175–183, **2005**.
- van Rijn, L.:** Sediment transport, part II: suspended load transport, *J. Hydr. Eng. Div.-ASCE*, 110, 1613–1641, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:11\(1613\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:11(1613)), **1984**.
- Vauchel, P., Armijos, E., Pombosa, R.:** Rapport de campagne EC-89 du SO HyBAm, [www.so-hybam.org](http://www.so-hybam.org), **2010**.
- Vauchel, P.**, Santini, W., Guyot, J. L., Moquet, J. S., Martinez, J. M., Espinoza, J. C., Baby, P., Fuertes, O., Noriega, L., Puita, O., Sondag, F., Fraizy, P., Armijos, E., Cochonneau, G., Timouk, F., De Oliveira, E., Filizola, N., Molina, J., Ronchail, J.: A reassessment of the suspended sediment load in the Madeira River basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10 years of data from the HYBAM monitoring programme, *Journal of Hydrology*, 553, 35–48, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.018>, **2017**.
- Vergne, A.:** Mesure acoustique des sédiments en suspension dans les rivières, Thèse de doctorat, Université de Grenoble, Grenoble, **2018**.

## W

- Walling, D. E.:** The sediment delivery problem, *Journal of Hydrology*, 65(1–3), 209–237, [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90217-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2), **1983**.
- Walling, D. E.:** Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems, 344, 159–184. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.02.011>, **2005**.
- Walling, D. E.:** Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers, *Geomorphology*, 79(3–4), 192–216, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.019>, **2006**.
- Wei, X.**, Sauvage, S., Phuong, T., Le, Q., Ouillon, S.: A Modeling Approach to Diagnose the Impacts of Global Changes on Discharge and Suspended Sediment Concentration within the Red River Basin, *Water*, 11, 958, 1–26, <https://doi.org/10.3390/w11050958>, **2019**.
- Wentworth, C. K.:** A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments, *The Journal of Geology*, 30(5), 377–392, <https://doi.org/10.1525/tph.2001.23.2.29>, **1922**.
- Wetzel, A.:** The transfer of river load to deep-sea fans: A quantitative approach, *AAPG Bull.*, 77, 1679–1692, **1993**.
- Williams, J. R.:** Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor, Proceedings of the sediment Yield Workshop, USDA Sedimentation Laboratory, Oxford, Mississippi, **1975**.

**Williams, J. R.:** Chapter 25: The EPIC Model, Singh, V.P. (Ed.), Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, U.S., 909–1000, **1995**.

**Wischmeier, W. H. et Smith, D. D.:** Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning, Agricultural Handbook, 537, United States Department of Agriculture, Washington, D.C., **1978**.

**Wittmann, H.,** von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J. L., Filizola, N., Kubik, P. W.: Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ Be produced cosmogenic nuclides and recent river loads, Geological Society of America Bulletin, 123(5–6), 934–950., **2011**.

## X

**Xiaoqing, B. Y.:** Manual on sediment management and measurement, World Meteorological Organization Operational Hydrology Report, 47, Geneva, **2003**.

## Y

**Yamazaki, D.,** Kanae, S.: Kim, H.: Oki, T.: A physically-based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model, Water Resour. Res., 47, W04501, <https://doi.org/10.1029/2010WR009726>, **2011**.

**Yamazaki, D.,** F. O’Loughlin, M. A. Trigg, Z. F. Miller, T. M. Pavelsky, P. D. Bates: Development of the Global Width Database for Large Rivers, Water Resour. Res., 50, 3467–3480, <https://doi.org/10.1002/2013WR014664>., **2014**.

**Yamazaki, D.,** Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O’Loughlin, F., Neal, J.C., Sampson, C.C., Kanae, S., Bates, P.D.: A high-accuracy map of global terrain elevations, Geophys. Res. Lett., 44, 5844–5853, **2017**.

**Yang, C. T.:** Incipient motion and sediment transport, J. Hydr. Div., 99(10), 1679–1704, **1973**.

**Yang, C. T.:** Unit stream power equation for gravel, J. Hydraulic Eng., ASCE, 110(12), **1984**.

**Yen, B. C.:** Open channel flow resistance, Journal of Hydraulic Engineering, 128(1), 20–39, [https://doi.org/10.1061/\(Asce\)0733-9429\(2002\)128:1\(20\)](https://doi.org/10.1061/(Asce)0733-9429(2002)128:1(20)), **2002**.

**Yepes, H.,** Chatelain, J. L., Guillier, B., Alvarado, A., Egred, J., Ruiz, M., Segovia, M.: The Mw 6.8 Macas earthquake in the Subandean Zone of Ecuador, October 3, 1995, Seismological Research Letters, 67, 27–32, **1996**.

**Yepez, S. P.:** Étude Intégrée de la dynamique des flux hydrosédimentaires dans le bas cours du fleuve Orénoque (Venezuela) par mesures in-situ et Télédétection, Thèse de doctorat, Université de Toulouse III Paul Sabatier, Toulouse, **2018**.

**Yoon, J. H. et Zeng, N.:** An Atlantic influence on Amazon rainfall. Climate Dynamics, 34(2–3), 249–264, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0551-6>, **2010**.

**Yuill, B. T. et Gasparini, N. M.:** Hydrologic controls on wash load sediment concentrations within a low-ordered, ephemeral watershed, Journal of Hydrology, 410(1–2), 73–83, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.011>, **2011**.

# Z

**Zachos, J. C.**, Dickens, G. R., Zeebe, R. E.: An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics, *Nature*, 451(7176), 279–283, <https://doi.org/10.1038/nature06588>, **2008**.

**Zagustin, K.:** Sediment distribution in turbulent flow, *Journal of Hydraulic Research*, 6(2), 163–172, <https://doi.org/10.1080/00221686809500227>, **1968**.

**Zanke, U.:** Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten von sedimenten, *Mitt. des Franzius-Instituts für Wasserbau*, 46, 243, Technical University, Hannover, Germany, **1977**.

**Zubieta, R.**, Getirana, A., Espinoza, J. C., Lavado, W.: Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the Western Amazon basin of Peru and Ecuador, *Journal of Hydrology*, 528, 599–612, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.064>, **2015**.

**Zubieta, R.**, Getirana, A., Espinoza, J. C., Lavado, W.: Hydrological modeling of the Peruvian – Ecuadorian Amazon Basin using GPM-IMERG satellite-based precipitation dataset Hydrological modeling of the Peruvian – Ecuadorian Amazon Basin using GPM-IMERG satellite-based precipitation dataset, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3543–3555, <http://doi.org/10.5194/hess-21-3543-2017>, <http://doi.org/10.5194/hess-21-3543-2017-supplement>, **2017**.

**Zulkafli, Z.**, Buytaert, W., Onof, C., Lavado, W., Guyot, J. L.: A critical assessment of the JULES land surface model hydrology for humid tropical environments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1113–1132, <http://doi.org/10.5194/hess-17-1113-2013>, **2013**.

**Zulkafli, Z.**, Buytaert, W., Onof, C., Manf, B., Tarnavsky, E., Lavado, W., and Guyot, J. L.: A Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins, *J. Hydrometeorol.*, 15, 581–592, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-094.1>, **2014**.

**Zulkafli, Z.**, Buytaert, W., Manz, B., Rosas, C. V., Willems, P., Lavado, W., Guyot J. L., Santini, W.: Projected increases in the annual flood pulse of the Western Amazon, *Environmental Research Letters*, 11(1), 014013, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/1/014013>, **2016**.

# Annexes







Contents lists available at ScienceDirect

## Estuarine, Coastal and Shelf Science

journal homepage: <http://www.elsevier.com/locate/ecss>

## Suspended sediment properties in the Lower Mekong River, from fluvial to estuarine environments

Hoang-Anh Le<sup>a,b</sup>, Nicolas Gratiot<sup>b,c,\*</sup>, William Santini<sup>d</sup>, Olivier Ribolzi<sup>d</sup>, Duc Tran<sup>e</sup>, Xavier Meriaux<sup>f</sup>, Eric Deleersnijder<sup>g,h</sup>, Sandra Soares-Frazão<sup>a</sup><sup>a</sup> Civil and Environmental Engineering, Institute of Mechanics, Materials and Civil Engineering (IMMC), Université Catholique de Louvain, Place du Levant 1, B-1348, Louvain-la-Neuve, Belgium<sup>b</sup> Asian Research Center on Water (CARE-Rescif), Ho Chi Minh City University of Technology, Block B7, 268 Ly Thuong Kiet Street, District 10, Ho Chi Minh City, Viet Nam<sup>c</sup> CNRS, IRD, IGE, Université Grenoble Alpes, F-38000, Grenoble, France<sup>d</sup> Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, IRD, CNRS, UPS, Toulouse, France<sup>e</sup> Faculty of Environment and Natural Resources, Ho Chi Minh City University of Technology, VNU-HCM, 268 Ly Thuong Kiet, Ho Chi Minh City, Viet Nam<sup>f</sup> Université Littoral Côte d'Opale, Université Lille, CNRS, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 62930, Wimereux, France<sup>g</sup> Université Catholique de Louvain, Institute of Mechanics, Materials and Civil Engineering (IMMC) & Earth and Life Institute (ELI), 4 Avenue Georges Lemaître, B-1348, Louvain-la-Neuve, Belgium<sup>h</sup> Delft University of Technology, Delft Institute of Applied Mathematics (DIAM), Van Mourik Broekmanweg 6, 2628XE, Delft, the Netherlands

## ARTICLE INFO

## Keywords:

Mekong  
LISST  
SCAF  
Fluid mud layer  
Flocculation  
Settling velocity

## ABSTRACT

The Mekong river is one of the largest rivers in the world, which flows through six countries of Southeast Asia (China, Myanmar, Laos, Thailand, Cambodia and Vietnam). Its hydro-sedimentary regime is changing rapidly, as a consequence of a regional shift of land use (agriculture, road, etc.), damming, sand mining and climate changes, among others. This study assesses the behavior of particles transported in suspension in the Lower Mekong River (LMR), along approximately 1700 km from fluvial to estuarine environments. Suspended sediment properties were estimated, simultaneously with hydrodynamic conditions, during three field campaigns. In addition, further investigations were performed in the laboratory to assess the structures of particles (flocculated or not), their capacity to flocculate (and the impacts on siltation), under a wide range of sediment concentration (20–30,000 mg.L<sup>-1</sup>). This study confirms that suspended sediment transported in the LMR are predominantly (75% by volume) flocculi (or freshly eroded soils aggregates), with median aggregated particle size in the range 10–20 μm and median settling velocity of the order of 0.01–0.1 mm s<sup>-1</sup>. These flocculi are robust under the hydrodynamic conditions (turbulence and suspended sediment concentration – SSC) existing in the LMR. Laboratory investigations reveal the existence of a threshold sediment concentration (400 mg.L<sup>-1</sup>), beyond which flocculation and sedimentation increase of orders of magnitudes. Thus, concentration that exceeds this threshold might promote the formation of so-called fluid mud layers. Because of the nonlinear response of flocculation and sedimentation with SSC and considering the ongoing changes at a regional scale in the LMR, higher occurrence of fluid mud layers in the fluvial upstream waterbodies might be anticipated, and a lower occurrence in estuaries and alongshore where the concentration decrease. The geomorphology could be impacted, with an over-siltation in dams and an exacerbated erosion of the muddy-mangrove coast.

## 1. Introduction

The Mekong river is the tenth longest river in the world with a length of 4909 km and has a basin area of 795,000 km<sup>2</sup>. Its mean annual discharge is approximately 475 km<sup>3</sup>, i.e. the sixth largest in the world.

The river originates from the Tibetan Plateau (China) with an elevation of more than 5000 m above sea level (a.s.l.); then, the river flows through a variety of geomorphological and climatic systems and ends in the fertile delta of Vietnam (55,000 km<sup>2</sup>), before discharging into the South East Sea of Vietnam ([Mekong River Commission portal](#) - MRC,

\* Asian Research Center on Water (CARE-Rescif), Ho Chi Minh City University of Technology, Block B7, 268 Ly Thuong Kiet Street, District 10, Ho Chi Minh City, Viet Nam

E-mail address: [nicolas.gratiot@ird.fr](mailto:nicolas.gratiot@ird.fr) (N. Gratiot).

<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106522>

Received 25 June 2019; Received in revised form 1 October 2019; Accepted 2 December 2019

Available online 3 December 2019

0272-7714/© 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Article

# Mass Balance of Cenozoic Andes-Amazon Source to Sink System—Marañón Basin, Peru

Gérôme Calvès <sup>1,\*</sup> , Ysabel Calderón <sup>2</sup>, Christian Hurtado Enriquez <sup>3</sup>, Stéphane Brusset <sup>1</sup>, William Santini <sup>1,4</sup> and Patrice Baby <sup>1,4</sup> 

<sup>1</sup> Géosciences Environnement Toulouse-Observatoire Midi-Pyrénées (GET/OMP), Université Toulouse 3, Paul Sabatier, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France; stephane.brusset@get.omp.eu (S.B.); william.santini@ird.fr (W.S.); Patrice.Baby@ird.fr (P.B.)

<sup>2</sup> PERUPETRO S.A., Av. Luis Aldana 380, San Borja, Lima 15000, Peru; ycalderon@perupetro.com.pe

<sup>3</sup> Institute of Geosciences, University of Brasília, Brasília CEP 70.910-900, Brazil; christian.hurtado.enriquez@gmail.com

<sup>4</sup> Institut de recherche pour le développement (IRD), 13572 Marseille, France

\* Correspondence: gerome.calves@get.omp.eu; Tel.: +33-561-33-2648

Received: 4 April 2018; Accepted: 1 May 2018; Published: 7 May 2018



**Abstract:** We investigate the mass balance of the Cenozoic Andes-Amazon source to sink system using rock uplift proxies and solid sedimentation of the Marañón Basin in Peru. The evolution of sedimentation rates is calibrated with regional structural restored cross-section. The quantification of eroded sediments from reliefs to sedimentary basin is achieved with  $\times 10$  Myr resolution and compared to present day proxies from the HYBAM (HYdrologie et Biogéochimie du Bassin Amazonien) Critical Zone Observatory. Erosion of the early Andean landforms started during the Upper Mesozoic period, but sediment rates significantly increase during the Neogene. This is in agreement with the calibrated increase of rock uplift in the Andean orogenic belt.

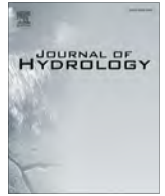
**Keywords:** source to sink; mass balance; erosion; sedimentation rate; Andes; Peru; Marañón Basin; Cenozoic

## 1. Introduction

Quantification of sedimentary basin is one of the numerous steps to understand the interaction and resulting product of the solid earth with the external envelopes of the Earth (Sediment Routing Systems; e.g., [1]). Foreland basins represent one of the repositories of the mountain building history and its evolution [2]. Vertical movements and horizontal shortening of the sedimentary wedge [3] are the main topics of interest of foreland basin studies, whereas the movements of mass and flux associated with sedimentary signal represent of least studied aspects of these geological structures [4]. Due to the focus of interest on the uplifted structures at the transition between the main relief and sedimentary basin, efforts have been made towards the qualification and quantification of erosion in the hinterland (e.g., [2,5]). The depositional record of the foreland sedimentation and erosion in a growing mountain range is associated with unconformities that make the deconvolution of geological processes difficult to establish [6].

The northern Central Andes of Peru are characterized by the absence of Altiplano, the flat slab subduction of the Nazca oceanic plate [7–9] and an extensive deformation of the eastern Andean orogenic wedge with an amount of shortening greater than 140 km [10]. As a result, this region shows the easternmost propagation of the Subandean orogenic front [11] and record the foreland basin system [12] related to the rise of the Andean orogenic wedge and its erosion.

Total suspended sediment yield exported from the current Andean orogenic wedge to the Amazon retro-foreland basin has been estimated by the HYBAM (HYdrologie et Biogéochimie



## Research papers

# A reassessment of the suspended sediment load in the Madeira River basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10 years of data from the HYBAM monitoring programme



Philippe Vauchel<sup>a,\*</sup>, William Santini<sup>a</sup>, Jean Loup Guyot<sup>a,b</sup>, Jean Sébastien Moquet<sup>a</sup>, Jean Michel Martinez<sup>a</sup>, Jhan Carlo Espinoza<sup>c</sup>, Patrice Baby<sup>a,b</sup>, Oscar Fuertes<sup>d</sup>, Luis Noriega<sup>d</sup>, Oscar Puita<sup>d</sup>, Francis Sondag<sup>a</sup>, Pascal Fraizy<sup>a,b</sup>, Elisa Armijos<sup>e</sup>, Gérard Cochonneau<sup>a,b</sup>, Franck Timouk<sup>a,f</sup>, Eurides de Oliveira<sup>g</sup>, Naziano Filizola<sup>e</sup>, Jorge Molina<sup>h</sup>, Josyane Ronchail<sup>i</sup>

<sup>a</sup> Géosciences Environnement Toulouse – GET (Centre national de la Recherche Scientifique – CNRS, Institut de Recherche pour le Développement – IRD, Université Paul Sabatier – UPS), Observatoire Midi-Pyrénées – OMP, 14 rue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

<sup>b</sup> IRD, Casilla 18-1209, 455 Calle 17, San Isidro 15036, Lima 18, Peru

<sup>c</sup> Instituto Geofísico del Perú – IGP, Calle Badajoz #169, Mayorazgo IV Etapa, Ate Vitarte, Lima, Peru

<sup>d</sup> Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Reyes Ortiz 41, La Paz 10993, Bolivia

<sup>e</sup> Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Avenida General Rodrigo Octávio, 6200 – Coroado I, Manaus, AM 69077-000, Brazil

<sup>f</sup> IRD, Casilla 9214, Avenida Hernando Siles Nº 5290, Obrajés, La Paz, Bolivia

<sup>g</sup> Agência Nacional da Águas – ANA, Setor Policial, área 5, Quadra 3, 70610-200 Brasília, DF, Brazil

<sup>h</sup> Instituto de Hidráulica e Hidrología, Universidad Mayor San Andrés, Casilla 699, Campus Universitario, Calle 30 Cota Cota, La Paz, Bolivia

<sup>i</sup> Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentation et Approches Numériques – LOCEAN (Centre national de la Recherche Scientifique – CNRS, Institut de Recherche pour le Développement – IRD, Muséum National d'Histoire Naturelle – MNHN, Université Pierre et Marie Curie – UPMC), Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris, France

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 5 February 2016

Received in revised form 26 April 2017

Accepted 11 July 2017

Available online 14 July 2017

This manuscript was handled by L. Charlet, Editor-in-Chief

## Keywords:

Amazon basin

Madeira River

Suspended sediment load

Andes erosion rate

Erosion sedimentation denudation

Annual fluxes

## ABSTRACT

The Madeira River is the second largest tributary of the Amazon River. It contributes approximately 13% of the Amazon River flow and it may contribute up to 50% of its sediment discharge to the Atlantic Ocean. Until now, the suspended sediment load of the Madeira River was not well known and was estimated in a broad range from 240 to 715 Mt yr<sup>-1</sup>. Since 2002, the HYBAM international network developed a new monitoring programme specially designed to provide more reliable data than in previous intents. It is based on the continuous monitoring of a set of 11 gauging stations in the Madeira River watershed from the Andes piedmont to the confluence with the Amazon River, and discrete sampling of the suspended sediment concentration every 7 or 10 days. This paper presents the results of the suspended sediment data obtained in the Madeira drainage basin during 2002–2011. The Madeira River suspended sediment load is estimated at 430 Mt yr<sup>-1</sup> near its confluence with the Amazon River. The average production of the Madeira River Andean catchment is estimated at 640 Mt yr<sup>-1</sup> (±30%), the corresponding sediment yield for the Andes is estimated at 3000 t km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (±30%), and the average denudation rate is estimated at 1.20 mm yr<sup>-1</sup> (±30%). Contrary to previous results that had mentioned high sedimentation rates in the Beni River floodplain, we detected no measurable sedimentation process in this part of the basin. On the Mamoré River basin, we observed heavy sediment deposition of approximately 210 Mt yr<sup>-1</sup> that seem to confirm previous studies. But while these studies mentioned heavy sedimentation in the floodplain, we showed that sediment deposition occurred mainly in the Andean piedmont and immediate foreland in rivers (Parapeti, Grande, Pirai, Yapacani, Chimoré, Chaparé, Secure, Maniqui) with discharges that are not sufficiently large to transport their sediment load downstream in the lowlands.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

\* Corresponding author.

E-mail address: [philippe.vauchel@ird.fr](mailto:philippe.vauchel@ird.fr) (P. Vauchel).

## Sediment budget in the Ucayali River basin, an Andean tributary of the Amazon River

WILLIAM SANTINI<sup>1,2</sup>, JEAN-MICHEL MARTINEZ<sup>1,2</sup>, RAUL ESPINOZA-VILLAR<sup>3</sup>, GERARD COCHONNEAU<sup>1,2</sup>, PHILIPPE VAUCHEL<sup>1,2</sup>, JEAN-SEBASTIEN MOQUET<sup>4</sup>, PATRICE BABY<sup>1,2</sup>, JHAN-CARLO ESPINOZA<sup>5</sup>, WALDO LAVADO<sup>6</sup>, JORGE CARRANZA<sup>6</sup> & JEAN-LOUP GUYOT<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> IRD (Institut de Recherche pour le Développement)

[william.santini@ird.fr](mailto:william.santini@ird.fr)

<sup>2</sup> GET (Géosciences Environnement Toulouse), Casilla 18-1209, Lima 18, Peru

<sup>3</sup> UnB-IG (Universidade de Brasilia- Instituto de Geociencias), Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasilia, Brazil

<sup>4</sup> USP (Universidade de São Paulo), Av. Prof. Almeida Prado, nº1280 - Butantã, São Paulo, Brazil

<sup>5</sup> IGP (Instituto Geofísico del Perú), Calle Badajoz #169 - Mayorazgo IV Etapa - Ate Vitarte, Lima, Peru

<sup>6</sup> SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología), Casilla 11-1308, Lima 11, Peru

**Abstract** Formation of mountain ranges results from complex coupling between lithospheric deformation, mechanisms linked to subduction and surface processes: weathering, erosion, and climate. Today, erosion of the eastern Andean cordillera and sub-Andean foothills supplies over 99% of the sediment load passing through the Amazon Basin. Denudation rates in the upper Ucayali basin are rapid, favoured by a marked seasonality in this region and extreme precipitation cells above sedimentary strata, uplifted during Neogene times by a still active sub-Andean tectonic thrust. Around 40% of those sediments are trapped in the Ucayali retro-foreland basin system. Recent advances in remote sensing for Amazonian large rivers now allow us to complete the ground hydrological data. In this work, we propose a first estimation of the erosion and sedimentation budget of the Ucayali River catchment, based on spatial and conventional HYBAM Observatory network.

**Key words** Ucayali; Pachitea; Andes; Amazon; erosion; sedimentation; MODIS; Peru; hydrology

### INTRODUCTION

The Ucayali River is a main Andean tributary of the Amazon River, the largest river system in the world. It drains a large region, from the Nevado Mismi (5597 m a.s.l.), recognized today as the source of the Amazon River, to its confluence with the Marañón river (~90 m a.s.l.), near Iquitos. A large part of its drainage area is Andean (~56%, considering the Andean domain limit at 500 m a.s.l.). The Ucayali River basin is of great economic interest for Peru, as it hosts large reserves of gas, supports fluvial transportation of goods and people, tourism and wood commerce. Consequently, the basin is facing recent transformations and increasing anthropogenic pressure.

Since 2003, the work of the HYBAM program (Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin; [www.ore-hybam.org](http://www.ore-hybam.org)) have allowed quantification of discharges, sediment loads and geochemical fluxes from major Amazonian tributaries with accuracy, precision and over a long period. The first ever suspended sediment yields (SSY) and budgets estimates for the Peruvian Amazon were published by the HYBAM program, showing stable balances from upstream to downstream (Guyot *et al.*, 2007, Armijos *et al.*, 2013). However, these studies did not address erosion and sedimentation processes in the foreland basins. The sedimentary contributions from Andean tributaries and re-suspension processes could mask a very strong sedimentation in subsidence zones localized between the control points of the HYBAM's network. Also, the spatial distribution of SSY into the Peruvian Amazon-Andean basin is poorly documented. In this work, we thus propose an assessment of the sediment budget of the Ucayali River using ground and remote-sensing data for the 2009–2012 hydrological cycles. Indeed, the development of remote sensing techniques such as the continental altimetry and water colour monitoring with MODIS images today allow us to complement conventional hydrologic network data (Calmant *et al.*, 2008; Martinez *et al.*, 2009, Espinoza-Villar *et al.*, 2012).