



**HAL**  
open science

# Estimation du débit des fleuves à partir de mesures satellitaires des variables de surface sans mesures in situ

Jonathan Negrel

## ► To cite this version:

Jonathan Negrel. Estimation du débit des fleuves à partir de mesures satellitaires des variables de surface sans mesures in situ. Sciences de l'environnement. Doctorat, Université Montpellier II, 2011. Français. NNT: . tel-02596771

**HAL Id: tel-02596771**

**<https://hal.inrae.fr/tel-02596771v1>**

Submitted on 15 May 2020

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

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



# THÈSE

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II

École doctorale Information Structures Systèmes

Spécialité : Systèmes Automatiques et Micro-électroniques

Jean NÉGREL

---

## ESTIMATION DU DÉBIT DES FLEUVES À PARTIR DE MESURES SATELLITAIRES DES VARIABLES DE SURFACE SANS MESURES IN SITU

---

Soutenue publiquement le 14 décembre 2011

**Membres du jury :**

M. Philippe BELLEUDY	LTHE, Univ. Grenoble 1	Rapporteur
M. David LABAT	GET, Univ. Toulouse III	Rapporteur
M. Nicolas ARNAUD	Géosciences, CNRS, Montpellier	Examineur
Mme Guillemette CAULLIEZ	IRPHE, CNRS, Marseille	Examinatrice
M. Denis DARTUS	IMFT, Toulouse	Examineur
Mme Catherine PRIGENT	LERMA, CNRS, Paris	Examinatrice
M. Olivier STRAUSS	LIRMM, Univ. Montpellier II	Directeur de thèse
M. Pascal KOSUTH	TETIS, Cemagref, Montpellier	Co-Directeur de thèse
M. Gilles BELAUD	G-EAU, Montpellier Sup Agro	Invité
M. Jean-François CRETAUX	LEGOS, CNES, Toulouse	Invité





Dernière mise jour : le 27 mars 2012.



*À ma famille*



*Ce n'est qu'en essayant continuellement  
que l'on finit par réussir.  
Autrement dit : plus ça rate, plus on a de  
chances que ça marche.*

---

Pr. Shadoko



# REMERCIEMENTS

Ça a beau être la cerise sur le gâteau de la thèse, cette partie ne m'est finalement pas la plus simple à écrire. Revenir sur cette tranche de vie et repenser à toutes les personnes que l'on peut croiser dans ce genre de projet génère évidemment une certaine nostalgie.

En tout premier lieu, je tiens bien évidemment à remercier Pascal Kosuth qui m'a fait confiance en me confiant ce sujet de recherche et m'a permis de m'extirper du monde froid et triste des ordinateurs, pour celui plus bouillonnant de la recherche sur l'eau, les radars et leurs ondes respectives. Je remercie aussi tout particulièrement Olivier Strauss pour la direction de ce travail et nos échanges toujours très intéressants et formateurs.

Je souhaite également remercier le CNES, représenté d'Hervé Jeanjean (au début de ma thèse) puis de Selma Cherchali, dont le soutien financier a permis la réalisation de ce travail. Je remercie aussi le Cemagref, et en particulier l'UMR TETIS qui m'a accueilli, pour le l'apport logistique et financier ainsi que les excellentes conditions de travail offertes à la Maison de la Télédétection.

Je remercie bien évidemment tous les membres du jury : Philippe Belleudy, David Labat, Nicolas Arnaud, Guillemette Caulliez, Denis Dartus, Catherine Prigent, Gilles Belaud et Jean-François Cretaux pour l'intérêt qu'ils ont manifesté pour mon travail et le regard critique pointu et très constructif que chacun a pu apporter dans sa spécialité respective. Je pense d'ailleurs tout particulièrement aux rapporteurs Philippe Belleudy et David Labat.

Tout au long de ce projet, les réunions annuelles du comité de suivi de thèse ont permis de recentrer certains objectifs et d'en envisager de nouveaux en fonction des avancées du travail. C'est pour leur implication, tous les conseils et croisements de point de vue lors de ces réunions que je souhaite remercier Nicolas Baghdadi (Cemagref Montpellier), Pierre Borderies (ONERA Toulouse), Pascale Dubois-Frenandez (ONERA Salon-de-Provence), Jean-Baptiste Faure (Cemagref Lyon), Pierre-Olivier Malaterre (Cemagref Montpellier) et Xavier LITRICO (Cemagref Montpellier). Je remercie plus particulièrement Nicolas Baghdadi et Pierre-Olivier Malaterre, qui en plus des participations aux réunions de CST ont, chacun dans leur domaine et à leur façon, beaucoup apporté à mon travail lors de nombreux échanges et discussions forts pédagogiques.

Par ailleurs, ce travail n'aurait sûrement pas pu prendre cette consistance sans de nombreux aides et apports extérieurs. Merci à Gérard Cochonneau (IRD) qui depuis le Brésil a toujours répondu très promptement à mes sollicitations pour l'accès et la compréhension des données ADCP du bassin Amazonien. Je remercie aussi Jean-François Nouvel (ONERA Salon de Provence) qui a participé, pour la partie ONERA, aux différentes missions d'acquisitions aéroportées et a toujours répondu avec précisions à mes interrogations sur le radar, la rugosité et les détails des acquisitions.



Merci évidemment au Cemagref de Bordeaux, et en particulier à Serge Fischer pour l'idée et le prêt de centrales d'acquisitions et de capteurs de pression qui m'ont permis d'envisager cette solution de caractérisation de la surface. Je remercie d'ailleurs à ce sujet Jean-Phillipe Trani (UMR ITAP, Cemagref Montpellier) qui m'a permis d'étalonner le matériel et surtout à lever de nombreux mystères entourant l'électronique et la programmation de ce matériel. De même, je remercie Jean-François Bonicel et Gérard Leroy (UMR ITAP, Cemagref Montpellier) pour l'assistance au développement et la construction des différents châssis des capteurs. Le travail a toujours été effectué avec grand soin et grande qualité, malgré des délais souvent (très) courts. Et bien évidemment, je remercie Roger Fjørtoft et Jean-Claude Lalaurie pour l'intégration de mon travail sur l'étude de la rugosité de surface au sein du programme SWOT (NASA-CNES). Et d'une manière générale, cela s'adresse à toutes les personnes avec qui j'ai pu passer un peu de temps sur le terrain pendant les acquisitions et tout particulièrement Pierre Marchand et Jean-Philippe Chazarin (laboratoire Hydrosociences) pour le prêt gracieux du zodiac pour une campagne de mesure sur le Rhône. Sur cette partie, je ne peux que doubler mes remerciements à Guillemette Caulliez qui m'a grandement aidé à comprendre les vagues, à construire et à valider mon protocole de caractérisation de la surface. Elle a toujours été très disponible et patiente.

Plus personnellement, je tiens à remercier Nicolas Bercher qui m'a supporté tout le temps de ma thèse dans le bureau, en face à face, et qui malgré cela m'a énormément apporté, tant dans le travail (formation GNU/ Linux,  $\LaTeX$ , Matlab, etc.) que personnellement lors de grandes discussions sur l'avenir du libre, de la planète et du miel. De même, je remercie Yannick Lasne, qui n'a pas eu le courage de me supporter après une offre de la NASA, mais qui a tout de même toujours été là pour répondre à mes interrogations électromagnétiques. Il faudra qu'on se prenne un verre sur Toulouse entre docteurs, maintenant que c'est fait pour moi aussi.

Il faut aussi bien l'avouer, mon travail ne se serait pas aussi bien passé si je n'avais été dans un cadre tel que la MTD. Donc, comment ne pas penser à toutes les personnes avec lesquelles j'ai pu échanger, apprendre, refaire le monde (ou ma thèse) à la pause café ? Une mention spéciale tout de même à Michel qui a apporté une touche tant humoristique que glucidique à mes longues heures (journées) de rédaction. J'ai aussi une pensée toute particulière pour Jean-Philippe Tonneau (Cirad et actuel directeur de TETIS) qui m'a permis, par différents aspects, de mener à bien ce travail.

Comment ne pas penser à l'équipe de choc Françoise, Anne-Cécile, Monica, Nathalie et plus récemment Coralie La bonne humeur et l'huile qu'elles mettent dans les rouages administratifs représentent un travail considérable, qui m'a beaucoup (trop ?) facilité la vie au long de ces années. De même, pour Isabelle qui a reçu la gestion de la documentation pour ma dernière année et a dû subir mes assauts récurrents pour des articles introuvables et forcément indispensables pour hier.

Cela m'amène à des remerciements beaucoup plus personnels avec tout d'abord Sylvie qui est et restera ma documentaliste/randonneuse/pâtissière/seconde maman (pas de mentions inutiles à rayer) préférée. En m'intégrant au « groupe rando » tu m'as fait apprécier la région et as su m'en montrer les meilleurs aspects. Je pense aussi à Alain, Lydie, NicoM, Hélène, Stéphane et Pierre-André qui m'ont souvent accompagné lors des sessions « ruine de pieds » à l'aube le dimanche matin, dans les cailloux des Cévennes. Pierre-André, je suis vraiment content que tu aies fait un joli

« sketch » en atterrissant dans le bureau. Comme tu le dis si bien quelle coïncidence que de mettre deux pilotes et photographes (confirmé pour l'un débutant pour l'autre) dans le même bureau. Les longues soirées à la MTD resteront inoubliables, même si ta maudite habitude de commenter la météo est parfois exaspérante.

Maëlle, ça aura été super de partager ce temps de thèse, comparer nos ressentis, souvent totalement opposés, et surtout se soutenir mutuellement lors de nos coups de mou respectifs. Vivement qu'on se réorganise des soirées jeux et autres barbecues sur la plage. J'espère tout de même pouvoir t'apporter sur tes derniers mois de thèse ce que les anciens thésards et postdocs m'ont apporté. Je vous en suis d'ailleurs infiniment reconnaissant Jérôme, Andres, Denis, Claire, Valou, Tania et Cédric. De manière générale, je remercie tous les amis qui m'ont soutenu et encouragé dans ce projet, que ce soit à Bordeaux : Sabi, Lucie (oui, je sais, tu es à Paris, mais tu restes une bordelaise, c'est tout), Clo, Karott, Laure ; à Rennes : Yan, Steph, Moana ; à Montpellier : Roberto, Jenny, Silvan, Clotilde, Fanny, Flo, Soiz, Isa, Julie, Tristan, Katie, Audrey, Seb, Philippe, Rémi Agathe et le club de kendo de Montpellier, dont tout particulièrement Pierre (notre senseï) et Marie (notre présidente) ; ou ailleurs : Sloven, Sophie, votre adorable petite Chloé, Jérôme et Joséphine. Cette liste n'étant bien évidemment pas exhaustive, je suis sincèrement désolé pour celles ou ceux que j'aurais inmanquablement oubliés de nommer ici.

*Last but not least* : je suis bien évidemment infiniment reconnaissant à toute ma famille qui m'a encouragé dans cette voie, soutenu dans les moments difficiles et remotivé pour porter tout ça jusqu'au bout. J'ai probablement été assez insupportable par moment, mais vous avez toujours été là, merci.



# Table des matières

<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b>	<b>3</b>
<b>I État des connaissances</b>	<b>5</b>
<b>1 MÉTHODES DE MESURES ET D'ESTIMATION DU DÉBIT</b>	<b>7</b>
1.1 Importance de la connaissance du débit . . . . .	9
1.2 Méthodes de mesure in situ des débits . . . . .	11
1.2.1 Techniques traditionnelles de mesure du débit . . . . .	12
1.2.2 Mesure par courantomètre acoustique . . . . .	13
1.3 Méthodes d'estimation des débits à partir des variables de surface . . . . .	15
1.3.1 Équations de l'hydraulique . . . . .	16
1.3.2 Méthodes d'estimation des débits basées sur un jeu initial de mesures in situ des débits . . . . .	17
1.3.3 Méthodes d'estimation des débits sans mesures in situ des débits . . . . .	21
1.4 Synthèse de la mesure traditionnelle du débit . . . . .	23
1.5 Apports des techniques satellitaires . . . . .	24
1.6 Techniques de mesure optiques . . . . .	25
1.6.1 Imagerie optique . . . . .	25
1.6.2 Lidar . . . . .	27
1.7 Techniques de mesure radar . . . . .	28
1.7.1 La rétrodiffusion radar sur les surfaces en eau . . . . .	29
1.7.2 La mesure radar des variables hydrauliques . . . . .	29
1.7.3 Synthèse . . . . .	36
1.8 Objectifs du travail de thèse . . . . .	37

## II Estimation du débit à partir des variables de surface sans mesures in situ 39

<b>2</b>	<b>MÉTHODE D'ESTIMATION DU DÉBIT À PARTIR DES VARIABLES DE SURFACE EN L'ABSENCE DE MESURES IN SITU.</b>	<b>41</b>
2.1	Introduction . . . . .	43
2.2	Formulation du problème . . . . .	43
2.3	Bases théoriques hydrauliques . . . . .	44
2.3.1	Relations expérimentales entre débit et variables de surface . . . . .	44
2.3.2	Relations théoriques entre débit et variables de surface . . . . .	46
2.3.3	Validation des hypothèses . . . . .	47
2.4	Méthodes d'estimation des paramètres hydrauliques de fond ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ) par minimisation de critère . . . . .	50
2.4.1	Formulation des critères . . . . .	52
2.4.2	Méthodes de résolution . . . . .	56
2.5	Mise en œuvre des méthodes d'estimation des débits sur des données non bruitées	75
2.6	Synthèse sur la formulation des critères et les méthodes de résolutions . . . . .	77
<b>3</b>	<b>ROBUSTESSE AU BRUIT DE MESURE</b>	<b>79</b>
3.1	Application sur données réelles . . . . .	81
3.1.1	Données issues de mesures sur le bassin Amazonien . . . . .	81
3.1.2	Mise en œuvre des méthodes d'estimation des débits sur les données d'Óbidos et Manacapuru (Amazone) . . . . .	84
3.2	Sensibilité aux erreurs de mesure des variables de surface . . . . .	86
3.2.1	Bruit sur une seule des variables de surface . . . . .	87
3.2.2	Bruit sur l'ensemble des variables de surface . . . . .	104
3.2.3	Synthèse de l'analyse de sensibilité . . . . .	110
3.3	Voies d'amélioration de la robustesse . . . . .	111
3.3.1	Piste 1 : amélioration de la robustesse de $J_3$ , résolution analytique de quadruplets de mesure et identification de mesures problématiques . . . . .	111
3.3.2	Piste 2 : amélioration de la robustesse de $J_1$ et $J_4$ , ajout de contraintes sur les paramètres $\alpha$ et $I_f$ . . . . .	112
3.3.3	Piste 3 : amélioration de la robustesse de $J_2$ , isolation de mesures trop bruitées . . . . .	112
3.4	Synthèse . . . . .	114

<b>III</b>	<b>Techniques de mesures radar</b>	<b>117</b>
<b>4</b>	<b>MESURE DES VITESSES DE SURFACE</b>	<b>119</b>
4.1	Introduction . . . . .	121
4.2	Bases théoriques du principe de l'interférométrie . . . . .	121
4.2.1	Imagerie radar . . . . .	121
4.2.2	Interférométrie radar spatiale . . . . .	126
4.2.3	Interférométrie radar temporelle . . . . .	127
4.3	Mesure expérimentale de la vitesse de surface par interférométrie temporelle aé- roportée . . . . .	128
4.3.1	Objectifs de la campagne de mesure . . . . .	128
4.3.2	Déroulement de la campagne de mesure . . . . .	129
4.3.3	Résultats des mesures ADCP et ATI . . . . .	133
4.4	Modélisation de la mesure de vitesses ATI . . . . .	135
4.4.1	Le modèle M4S . . . . .	136
4.4.2	Mise en œuvre du modèle . . . . .	138
4.5	Synthèse et voies d'amélioration . . . . .	149
<b>5</b>	<b>RUGOSITÉ DES SURFACES D'EAU</b>	<b>151</b>
5.1	Introduction . . . . .	153
5.2	État des connaissances . . . . .	153
5.2.1	Définition de la rugosité . . . . .	153
5.2.2	Paramétrisation de la rugosité physique . . . . .	154
5.2.3	Modélisation des caractéristiques de surfaces océaniques et fluviales . . . . .	156
5.2.4	Méthodes de mesure de l'état des surfaces fluviales . . . . .	157
5.3	Dispositif expérimental . . . . .	165
5.3.1	Présentation du dispositif de mesure . . . . .	165
5.3.2	Nature de la mesure : dynamique des vagues et amortissement des varia- tions de pression en profondeur . . . . .	167
5.3.3	Traitement des données de pression . . . . .	169
5.3.4	Incertitudes des estimations . . . . .	180
5.4	Résultats expérimentaux rugosité de surface . . . . .	180
5.4.1	Campagnes de mesure de la phase 1 : amélioration du dispositif et du protocole . . . . .	181
5.4.2	Campagnes de mesure de la phase 2 en conditions contrôlées : validation de la méthode . . . . .	185

5.4.3	Campagnes de mesure de la phase 3 en conditions naturelles . . . . .	191
5.5	Évolution des paramètres de surface en fonction des caractéristiques de vent . . .	199
5.6	Conclusion du chapitre . . . . .	202
<b>IV</b>	<b>Conclusion</b>	<b>205</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</b>	<b>207</b>
6.1	Synthèse . . . . .	209
	Synthèse . . . . .	209
6.1.1	Estimation du débit des fleuves . . . . .	209
6.1.2	Mesure des variables de surface par techniques de télédétection . . . . .	211
6.2	Nouvelles questions de recherche . . . . .	213
6.2.1	Relation entre variables de surface et débit . . . . .	213
6.2.2	Formalisation adaptée de la rugosité fluviale . . . . .	214
6.2.3	Relation entre vent et paramètres de rugosité . . . . .	215
<b>V</b>	<b>Annexes</b>	<b>217</b>
<b>A</b>	<b>LSPIV</b>	<b>219</b>
<b>B</b>	<b>Développements mathématiques</b>	<b>223</b>
B.1	Développement de l'équation de débit $Q_2$ . . . . .	223
B.1.1	Développement de la relation de Strickler . . . . .	223
B.1.2	Développement des équations d'hydrauliques à surface libre . . . . .	224
B.2	Développement des dérivées partielles du critère $\partial J_1$ . . . . .	226
B.2.1	Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $\alpha : \frac{\partial J_1}{\partial \alpha}$ . . . . .	226
B.2.2	Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $I_f : \frac{\partial J_1}{\partial I_f}$ . . . . .	227
B.2.3	Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $K : \frac{\partial J_1}{\partial K}$ . . . . .	228
B.2.4	Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $Z_f : \frac{\partial J_1}{\partial Z_f}$ . . . . .	228
B.3	Développement des dérivées partielles du critère $\partial J_4$ . . . . .	230
B.3.1	Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $\alpha : \frac{\partial J_4}{\partial \alpha}$ . . . . .	230
B.3.2	Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $I_f : \frac{\partial J_4}{\partial I_f}$ . . . . .	231
B.3.3	Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $K : \frac{\partial J_4}{\partial K}$ . . . . .	232
B.3.4	Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $Z_f : \frac{\partial J_4}{\partial Z_f}$ . . . . .	233
B.4	Détermination de l'ellipse de corrélation à partir des longueurs de corrélation selon 3 axes . . . . .	235

<b>C Jeux de données pour l'estimation du débit</b>	<b>237</b>
C.1 Estimation de la pente de surface $I_s$ . . . . .	237
C.2 Jeux de données . . . . .	239
<b>D Fiches résumée de rugosité</b>	<b>255</b>
<b>E Valorisation de la thèse</b>	<b>277</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b>	<b>299</b>
<b>LISTE DES TABLES</b>	<b>302</b>
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	<b>320</b>





# Table des sigles

<b>ADCP</b>	: Acoustic Doppler Current Profiler
<b>ANA</b>	: Agência Nacional de Águas
<b>ATI</b>	: Along-Track Interferometry
<b>CNES</b>	: Centre National d'Études Spatiales
<b>CNR</b>	: Compagnie Nationale du Rhône
<b>DGA</b>	: Délégation Générale pour l'Armement
<b>DORIS</b>	: Doppler Orbitography and Radiopositionning Integrated by Satellite ou Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite
<b>GPR</b>	: Ground Penetrating Radar
<b>ICESat</b>	: Ice, Cloud, and land Elevation Satellite
<b>InSAR</b>	: Interferometry Synthetic Aperture Radar
<b>IRD</b>	: Institut de Recherche pour le Développement
<b>IRPHE</b>	: Institut de Recherche sur les Phénomènes Hors-Équilibre
<b>JPL</b>	: Jet Propulsion Laboratory
<b>LIDAR</b>	: Light Detection and Ranging
<b>LSPIV</b>	: Large-Scale Particle Image Velocimetry
<b>MNT</b>	: Modèle Numérique de Terrain
<b>MODIS</b>	: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>NRCS</b>	: Normalized Radar Cross-Section
<b>ONERA</b>	: Office National d'Étude et de Recherche Aérospatiale
<b>PUB</b>	: Predictions in Ungauged Basins
<b>SAR</b>	: Synthetic Aperture Radar
<b>SLAR</b>	: Side-Looking Airborne Radar
<b>SRTM</b>	: Shuttle Radar Topography Mission
<b>SWOT</b>	: Surface Water and Ocean Topography
<b>XTI</b>	: Across-Track Interferometry







# INTRODUCTION GÉNÉRALE

La question de l'eau constitue à l'heure actuelle un enjeu majeur pour nos sociétés. Bien qu'il s'agisse d'une ressource renouvelable, son cycle naturel est soumis à de fortes pressions issues tant de l'activité humaine (prélèvements, stockage, pollution, artificialisation des cours d'eau), que des modifications climatiques (altération des échanges énergétiques, développement des zones arides, modification des événements extrêmes) [Douville et Terray, 2007]. Or, une connaissance précise de l'état et la disponibilité de cette ressource nous est nécessaire, tant pour comprendre les processus en œuvre et l'évolution des composantes du cycle de l'eau, que pour définir et mettre en œuvre une gestion équilibrée et durable de nos usages. Cela est particulièrement vrai en ce qui concerne l'aménagement du territoire. En effet, la gestion des usages en fonction des ressources disponibles, la prévention des risques naturels d'inondation et la préservation de la qualité des eaux et de l'état écologique des milieux aquatiques [Allag-Dhuisme *et al.*, 2010] passent par l'étude du fonctionnement hydrologique des bassins et de l'hydrodynamique des cours d'eau.

Au-delà de l'échelle locale, où la mise en œuvre de moyens d'observation dédiés est possible, l'étude et le suivi de cette ressource sont rapidement limités. Or, pour comprendre le fonctionnement hydrologique des bassins versants, il est nécessaire de caractériser les flux entrants (précipitations), le stockage (glace, neige, aquifères, réservoirs de surface) et les flux sortants (évapotranspiration, écoulement des aquifères, débit des cours d'eau). De façon générale, afin de suivre le cycle de l'eau et ses interactions avec l'évolution des surfaces continentales, en particulier l'accroissement de la population humaine, le suivi doit être effectué de façon homogène à l'échelle globale. Ceci demande d'harmoniser les moyens nationaux d'observation du cycle de l'eau (techniques de mesures, densité d'échantillonnage, partage de l'information), les outils et méthodes de traitement (modèles), et d'assurer une analyse de ces données au-delà de l'échelle nationale [Mosley, 2001; WMO, 2005]. L'émergence de l'observation satellitaire comme l'un des outils clefs du suivi global du cycle de l'eau [ESA, 2009; Sivapalan *et al.*, 2003] est l'une des évolutions majeures au tournant du XX<sup>e</sup>-XXI<sup>e</sup> siècle.

Le débit des fleuves est l'une des variables clefs du cycle de l'eau. Son suivi, à l'échelle globale, se heurte principalement, à l'heure actuelle, à l'inhomogénéité des données et de leur protocole de mesure, à la faiblesse de certains dispositifs nationaux et aux difficultés de partage et d'échange de cette information [Vörösmarty *et al.*, 1999; Alsdorf *et al.*, 2003]. Cela est particulièrement vrai dans le cas de bassins transfrontaliers (tel le bassin Amazonien par exemple) et se révèle problématique sur des bassins sujets aux tensions politiques (Indus, Sénégal, Tigre ou Euphrate par exemple)[Uitto et Duda, 2002; Phillips *et al.*, 2006; Öziş et Özdemir, 2009; Yakış, 2009].

A l'heure actuelle, le suivi du débit des fleuves nécessite d'une part des campagnes de terrain pour mesurer effectivement le débit (campagne de jaugeage), d'autre part des relevés réguliers du niveau servant d'entrée à des modèles d'estimation du débit se basant sur des courbes de tarage, elles-mêmes calées à partir de mesures terrain. En s'affranchissant des difficultés topologiques, géopolitiques et financières que représentent les campagnes de mesures terrain et en apportant une couverture globale, la télédétection offrirait de très intéressantes perspectives de continuité temporelle, de couverture spatiale, d'homogénéité des méthodes, et d'accès à l'information pour le suivi des fleuves. Si la mesure terrain du débit des fleuves est et restera la clef de voûte de l'étude des cours d'eau, la télédétection peut apporter un complément capital.

Dans ce contexte, le présent travail, soutenu et financé par le CNES et le Cemagref, a pour objectif l'étude et la proposition d'une méthode d'estimation du débit des fleuves à partir des seules informations accessibles à partir de différentes techniques satellitaires, sans mesures terrain ni connaissances a priori des informations bathymétriques. Il ne s'agit en aucun cas de préconiser la substitution des mesures satellitaires aux mesures de terrain qui demeurent la référence en la matière, mais d'exploiter au mieux l'arsenal des techniques satellitaires pour contribuer à un suivi cohérent des débits.

La présentation de ce travail s'articule autour de trois parties principales. Dans une première partie, nous rappelons les méthodes actuellement mises en œuvre pour le suivi des cours d'eau, leurs implications et contraintes. Nous décrivons aussi les progrès des techniques satellitaires de mesure des variables hydrauliques et le développement de méthodes d'estimation du débit autour de ces techniques (chapitre 1).

La seconde partie de cette étude est consacrée au développement d'une méthode d'estimation du débit des fleuves à partir des seules observations satellitaires, sans mesure in situ. Tout d'abord, nous explicitons la logique et les hypothèses permettant l'établissement de la méthode ainsi que les techniques de résolution adoptées, et nous démontrons ses performances sur des données non bruitées (chapitre 2). Dans une seconde phase, nous étudions la robustesse de cette méthode à l'incertitude sur les variables observées par techniques satellitaires, et nous proposons des adaptations de la méthode pour accroître sa robustesse (chapitre 3). Ce chapitre fait aussi l'objet de tests de la méthode sur des données réelles provenant du fleuve Amazone.

Finalement, la troisième partie approfondit une technique particulière de mesure satellitaire, l'interférométrie radar temporelle pour la mesure des vitesses de surface, et étudie ses capacités et limites pour des applications hydrologiques. Cette partie se concentre, dans un premier temps, sur la mesure de la vitesse de surface, à travers une campagne de mesure aéroportée et l'application d'un modèle radar existant pour étudier les possibilités d'estimation de la vitesse de surface qu'offre cette technique (chapitre 4). Ces simulations par modèle apparaissent très sensibles à la vitesse du vent, à travers la paramétrisation de la rugosité de surface. Une seconde phase est dédiée au développement d'une méthode de caractérisation in situ de la rugosité de surface des fleuves et à sa mise en œuvre en milieu naturel (chapitre 5).

**Première partie**

**État des connaissances**





# Chapitre

# 1

## MÉTHODES DE MESURES ET D'ESTIMATION DU DÉBIT

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Importance de la connaissance du débit</b> . . . . .	<b>9</b>
<b>1.2</b>	<b>Méthodes de mesure in situ des débits</b> . . . . .	<b>11</b>
1.2.1	Techniques traditionnelles de mesure du débit . . . . .	12
1.2.2	Mesure par courantomètre acoustique . . . . .	13
<b>1.3</b>	<b>Méthodes d'estimation des débits à partir des variables de surface</b> . . .	<b>15</b>
1.3.1	Équations de l'hydraulique . . . . .	16
1.3.2	Méthodes d'estimation des débits basées sur un jeu initial de me- sures in situ des débits . . . . .	17
1.3.3	Méthodes d'estimation des débits sans mesures in situ des débits . .	21
<b>1.4</b>	<b>Synthèse de la mesure traditionnelle du débit</b> . . . . .	<b>23</b>
<b>1.5</b>	<b>Apports des techniques satellitaires</b> . . . . .	<b>24</b>
<b>1.6</b>	<b>Techniques de mesure optiques</b> . . . . .	<b>25</b>
1.6.1	Imagerie optique . . . . .	25
1.6.2	Lidar . . . . .	27
<b>1.7</b>	<b>Techniques de mesure radar</b> . . . . .	<b>28</b>
1.7.1	La rétrodiffusion radar sur les surfaces en eau . . . . .	29
1.7.2	La mesure radar des variables hydrauliques . . . . .	29
1.7.3	Synthèse . . . . .	36
<b>1.8</b>	<b>Objectifs du travail de thèse</b> . . . . .	<b>37</b>

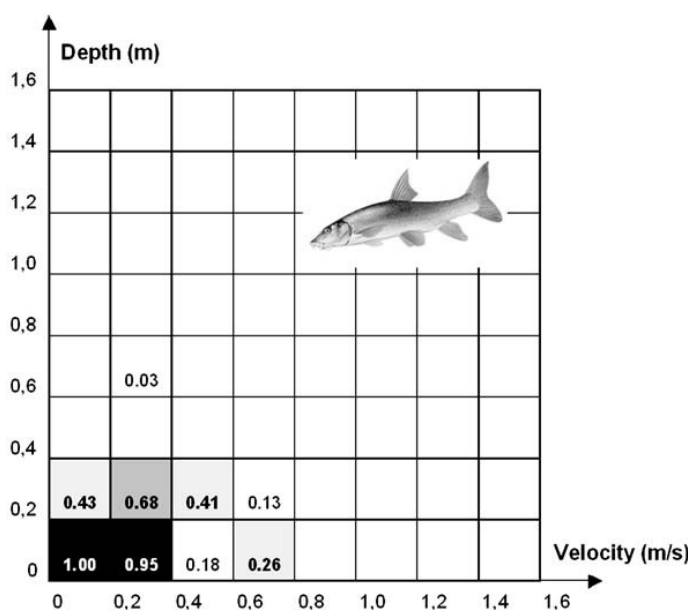
---



## 1.1 Importance de la connaissance du débit

Les cours d'eau se trouvent au centre d'enjeux complexes entre des acteurs aux besoins et aux contraintes différents. De façon schématique, ils ont trois grandes fonctions :

- Ils drainent les surfaces continentales, ainsi, ils les cours d'eau sont à la fois le lieu, le moteur et le régulateur des transports d'eau de surface (ruissellement, écoulement) et de profondeur (recharge et drainage des aquifères).
- Ils constituent un ensemble d'habitats (milieux aquatiques, milieux ripariens) connectés sur la quasi-totalité des surfaces continentales et jouent un rôle clef dans le développement, la circulation et la préservation de la biodiversité, tant aquatique que terrestre et aviaire. En particulier, chacune des espèces aquatiques occupe une niche très précise [Gorman et Karr, 1978; Aadland, 1993; Waddle *et al.*, 1997; Wildhaber *et al.*, 2003]. La connaissance des caractéristiques des écoulements est nécessaire pour comprendre et protéger l'équilibre de ces écosystèmes, et donc la biodiversité des rivières. Les variables d'intérêt sont généralement la profondeur et la vitesse moyenne de l'écoulement (Fig. 1.1).



**FIGURE 1.1** – Exemple d'indice de préférence d'habitat en fonction de la profondeur et de la vitesse de l'eau appliqué au barbeau. Indices calculés à partir du modèle 5M7 [Coarer, 2007].

Évidemment, ce volet écologique porte également sur le transport de polluants. Les fleuves et les rivières reçoivent et concentrent les pollutions de leurs bassins versants et les transportent loin de la source originelle [Mancy, 1986; Smolders *et al.*, 2002; Ma *et al.*, 2009]. C'est ainsi que des pollutions provenant des charges drainées par les fleuves peuvent affecter les populations marines [Saunders et Sprague, 1967; Jaensson et Olsén, 2010].

- Enfin, ils jouent un rôle majeur pour les sociétés humaines (alimentation en eau, transport, énergie, irrigation, santé)

La proximité des populations aux fleuves impacte la qualité des eaux [Bahar *et al.*, 2008] accroît les besoins [Vörösmarty *et al.*, 2000] et modifie de façon très significative les régimes hydrologiques [Yang *et al.*, 2011]. Ainsi, la figure 1.2 montre l'influence que les constructions et aménagements ont pu avoir sur le débit moyen de la Durance.

## LA DURANCE D'HIER ET D'AUJOURD'HUI

### LE DÉBIT MOYEN ANNUEL DE LA SOURCE AU CONFLUENT

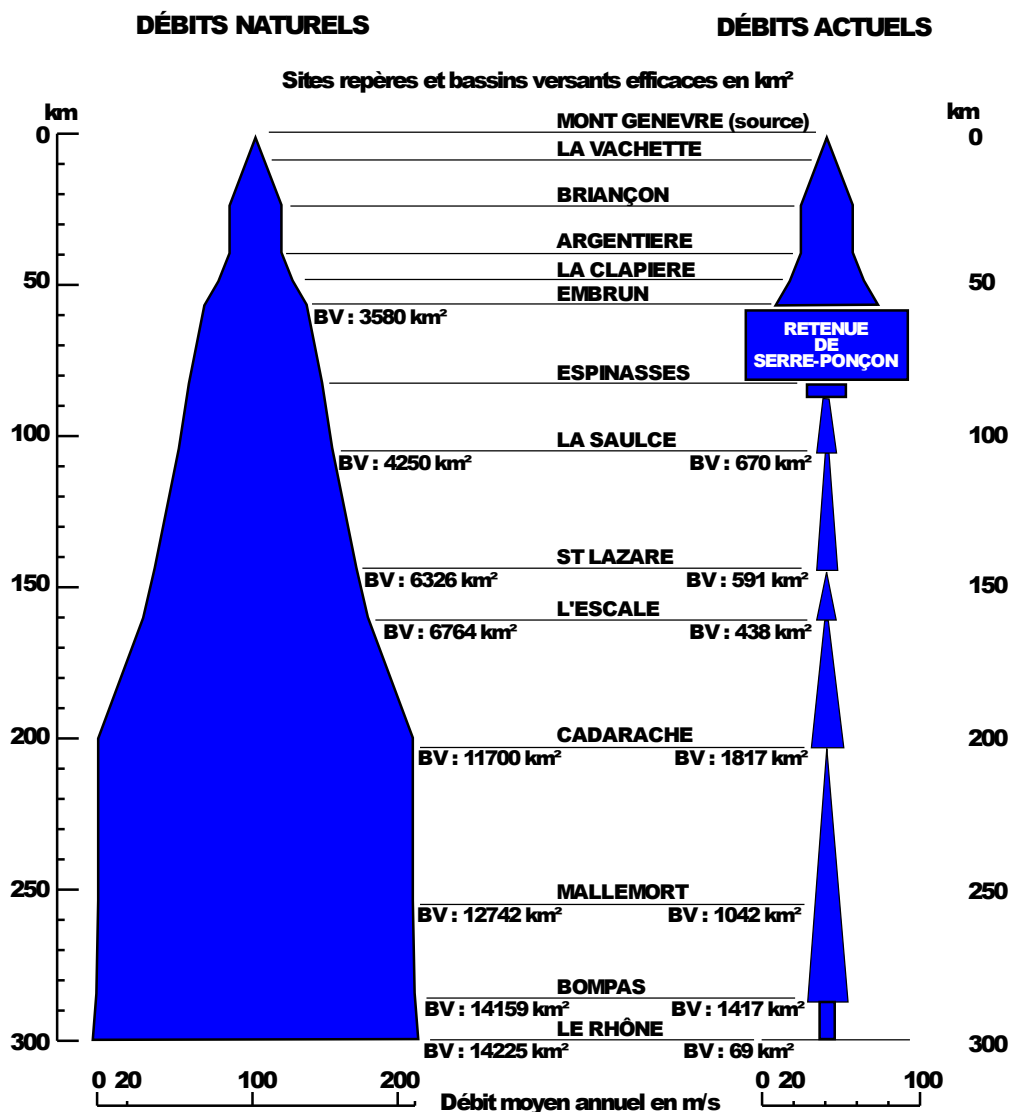


FIGURE 1.2 – Influences des aménagements réalisés le long de la Durance.  
Graphique extrait de Balland *et al.* [2002]

Par ailleurs, l'accroissement de la population urbaine à proximité des fleuves et des côtes augmente évidemment la vulnérabilité et donc le risque lié à l'aléa d'inondations [Grimm *et al.*, 2008]. La connaissance du débit des fleuves est ainsi une donnée clef dans la prévention de ce risque na-

tuel. La modélisation de tels risques repose sur deux informations principales [Collier, 2007; Wu *et al.*, 2010] :

1. la prédiction météorologique de la distribution spatiale et temporelle des précipitations [Collier et Kzyzysztowicz, 2000]
2. la modification du débit que cet apport d'eau provoque [Gabellani *et al.*, 2007]

Les modifications climatiques actuelles impactent aussi les régimes hydrologiques des cours d'eau [Booij *et al.*, 2011; Morán-Tejeda *et al.*, 2011]. Ces variations dans les régimes soulèvent les problèmes précédemment évoqués et sont aussi à l'origine de modifications morphologiques des lits de rivières [Tealdi *et al.*, 2011]. D'une part, l'activité humaine a tendance à réduire le débit et donc à provoquer une accumulation de sédiments, en particulier au niveau des barrages hydro-électriques) [Syvitski *et al.*, 2005]. D'autre part, les changements dans les régimes de précipitations accroissent le débit, dans certaines régions [Milly *et al.*, 2005; Stahl *et al.*, 2010] et intensifient l'érosion des terres.

Toutes ces implications rendent indispensables le suivi des fleuves et la connaissance précise de leur débit.

## 1.2 Méthodes de mesure in situ des débits

Le dictionnaire encyclopédique Quillet et Mortier [1975] définit « le débit d'un fleuve [comme] le volume d'eau écoulé en une seconde en un point donné de son lit ; exprimé en mètres cubes par seconde, il sert de base à l'étude du comportement du fleuve. Il se calcule en multipliant la surface d'une section donnée du lit par la vitesse d'écoulement de l'eau dans la même section ».

Il s'agit d'intégrer la vitesse  $V$  de l'écoulement sur la surface  $S$  de la section d'écoulement (Fig. 1.3) :

$$\text{Débit} = V \cdot S = \iint_{yz} V(y, z) \cdot dy \cdot dz \quad (1.1)$$

Le seul moyen pour connaître le débit d'un fleuve impose donc de se rendre sur ledit fleuve pour en mesurer la section et la vitesse d'écoulement.

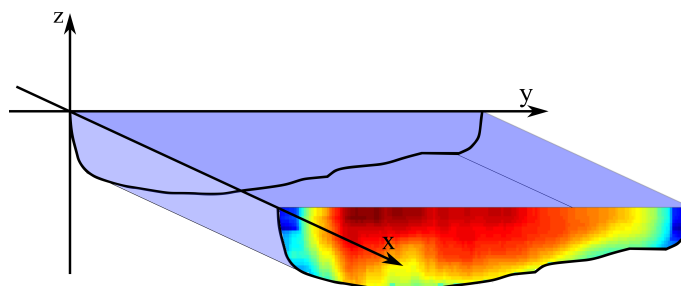


FIGURE 1.3 – Schéma d'intégration de la vitesse sur la surface pour le calcul du débit

### 1.2.1 Techniques traditionnelles de mesure du débit

Trois familles d'estimation du débit sont principalement utilisées :

- mesure de la vitesse de surface par suivi de flotteurs
- mesure de la vitesse dans la section d'écoulement
- mesure de dilution et vitesse de propagation d'un traceur

L'ISO [2007] définit précisément les normes et procédures à suivre pour les techniques de mesure de la vitesse de l'écoulement et de l'aire de la section.

#### 1.2.1.1 Mesure de vitesse par moulinet

Afin de mesurer la vitesse de l'écoulement sur la section, l'ISO [2007] préconise l'utilisation d'un moulinet vélocimètre (Fig. 1.4) que l'on déplace verticalement afin de caractériser un profil de vitesse en fonction de la profondeur. Cette mesure est répétée sur la largeur du fleuve un certain nombre de fois (recommandation de 5 fois pour un chenal de 0,5 m, à plus de 22 fois pour un chenal de 5 m et plus) pour intégrer la vitesse sur l'aire d'écoulement. Le moulinet doit rester sur chaque point de mesure au minimum une trentaine de secondes afin de s'assurer de la bonne mesure et une étude préalable des dimensions de la section doit être menée afin de déterminer le nombre et l'espacement des points de mesures. Si cette technique est facile à mettre en œuvre sur de petits cours d'eau, sa mise en œuvre peut se révéler complexe sur des fleuves plus importants. On notera par ailleurs que cette technique est limitée par une plage de vitesses, définie par le constructeur, pour que le moulinet soit correctement entraîné par les vitesses faibles et ne soit pas endommagé pour les vitesses élevées.



FIGURE 1.4 – Exemple de moulinet « saumon » pour la mesure de profil de vitesse  
©Marc Sagot

#### 1.2.1.2 Suivi de flotteurs

Le principe de la technique de mesure de vitesse par flotteur (couramment appelée Large-Scale Particle Image Velocimetry ou LSPIV [Fujita *et al.*, 1998]) repose sur la dispersion d'objets suffi-

samment gros pour être identifiés et suivis sur une séquence d'images. Ces flotteurs sont supposés ne pas opposer de résistance au flot et leur déplacement être représentatif de la vitesse de l'écoulement. Cette technique, ne nécessitant pas de mise à l'eau de personnel, offre l'avantage de pouvoir être mise en œuvre sur des écoulements turbulents ou forts, telles les crues [Jodeau *et al.*, 2008; Le Coz *et al.*, 2010]. Toutefois, cette technique comporte aussi de nombreuses contraintes et limites (hétérogénéité des flotteurs naturels, dispersion des flotteurs, perturbation de la mesure par des facteurs externes comme le vent, les embarcations...). On se référera à [Hauet, 2009] pour de plus amples détails sur cette technique. Une campagne a été réalisée dans le cadre de ces travaux, les détails sont présentés en annexe A.

### 1.2.1.3 Dilution de traceur dans l'écoulement

La technique de mesure par dilution de traceur est largement documentée dans la littérature [Rantz, 1982; Kite, 1993; Moore, 2004]. Nous n'en présentons ici que le principe général, cette technique ne s'appliquant que pour de faibles écoulements.

Pour cette technique, le traceur est généralement injecté en continu et doit respecter cinq critères essentiels [Rantz, 1982] :

1. être soluble dans l'eau à température atmosphérique ;
2. être absent, ou présent à d'extrêmement faibles concentrations, dans le cours d'eau mesuré ;
3. ne pas se décomposer dans l'eau et n'être ni retenu ni absorbé de manière significative par les sédiments, les plantes ou tout autre organisme ;
4. être facilement mesurable à de faibles concentrations ;
5. ne pas être nocif pour la faune ou la flore aux concentrations considérées.

Dans la pratique, cette technique peut être affectée par la disparition du traceur entre la zone d'injection et la zone de mesure. Cette disparition est principalement due à la sorption du traceur ou sa réaction chimique avec les éléments dissous ou transportés ou les sédiments. Dans le cas d'un traceur fluorescent, la turbidité de l'eau peut aussi engendrer un biais important.

En dehors des variantes de ces trois méthodes principales, il existe également d'autres procédés. Simonovic propose dans Simonovic [1990] une large revue de techniques de mesure envisageables selon les configurations d'écoulement que l'on veut caractériser.

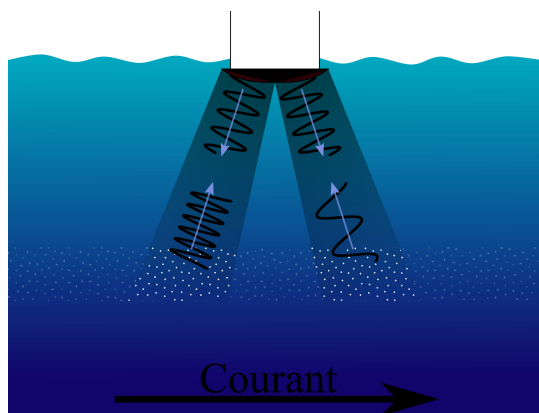
## 1.2.2 Mesure par courantomètre acoustique

Basées, comme la mesure par moulinet, sur le principe d'intégration de la vitesse sur la surface de la section, les techniques acoustiques, issues de l'océanographie, se sont développées pour le suivi des fleuves à partir des années 1990.

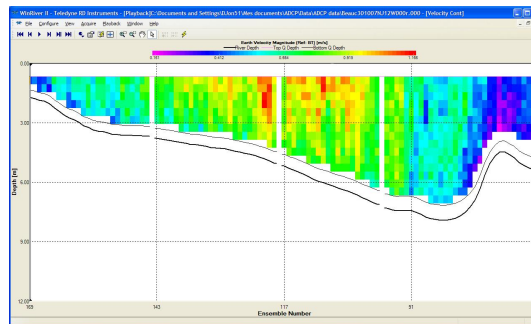
Depuis une vingtaine d'années, ces techniques sont en plein essor [Oberg et Mueller, 2007], rendant la mesure du débit sur les fleuves plus facile, plus rapide et donc moins dangereuse [Gordon,



1989]. De nombreuses études se sont penchées sur la précision de ces mesures du débit [Morlock, 1996; Callède *et al.*, 2000] et convergent sur une précision d'estimation du débit de 5%.



(a) Schéma de principe de la mesure de courant par profileur acoustique Doppler



(b) Résultat de mesure par profileur acoustique sur une section du Rhône

**FIGURE 1.5** – Schéma de principe de la mesure de courant par profileur acoustique Doppler (1.5(a)). L'onde acoustique émise par le dispositif est réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau et sa fréquence est modifiée, par effet Doppler, proportionnellement à la vitesse d'écoulement. La mesure ainsi réalisée est répétée sur un ensemble de cellules pour constituer le profil de vitesse sur la section parcourue par le bateau portant l'ADCP (1.5(b)). On notera la ligne noire entourant le champ de vitesse qui représente la limite estimée du lit.

L'ADCP, pour Acoustic Doppler Current Profiler, permet d'estimer les valeurs de débits en temps réel, à partir de mesures de champs de vitesses sur une section transversale de cours d'eau ; en se basant sur l'effet Doppler. Schématiquement, des ondes acoustiques sont émises au moyen de quatre transducteurs (Fig. 1.6(a)) qui permettent de mesurer, par effet Doppler, la vitesse des éléments en suspension (zooplancton, particules) se déplaçant à la même vitesse que l'eau (Fig. 1.5). La fréquence du signal réfléchi est modifiée de manière proportionnelle à la vitesse apparente de l'écoulement, dans le sens de propagation des ondes sonores. Connaissant la vitesse de propagation du son dans l'eau, l'échantillonnage temporel du signal écho, permet l'échantillonnage de la vitesse en profondeur.

L'ADCP est fixé sur l'embarcation, soit à l'avant, soit latéralement, effectuant une traversée complète (transect) d'une berge à l'autre. Chaque transect est constitué de colonnes verticales (appelées ensembles), elles-mêmes décomposées en plusieurs cellules sur lesquelles sont déterminées les valeurs de vitesses. Le débit élémentaire est calculé. Le débit total résulte alors de l'intégration sur le transect des débits élémentaires de chaque cellule. Il est à noter que des raisons techniques rendent la mesure de vitesse à proximité immédiate du lit impossible (zone comprise entre les cellules de mesure et la ligne noire sur la figure 1.5(b)). L'ADCP réalise alors une extrapolation du champ de vitesse entre les dernières cellules mesurées et le lit. Pour une même section de cours d'eau, la mesure est répétée plusieurs fois ( $\sim 4$ ). Selon l'homogénéité des valeurs obtenues, celles-ci sont validées, autorisant ainsi l'estimation du débit moyen pendant la durée de jaugeage. Plusieurs critères de validité peuvent être utilisés et portant sur :

- le pourcentage de verticales validées



(a) Exemple d'ADCP de type WorkHorse

(b) Équipes de mesures

**FIGURE 1.6** – Dispositif de mesure par ADCP (1.6(a)) et composition d'équipes de mesure (1.6(b)). Lors des mesures sur le Rhône le 30 octobre 2007, les bateaux ont embarqué un ADCP WorkHorse 1200 KHz (embarcation Zodiac en avant-plan), un WorkHorse 600 KHz (embarcation Neptune au centre) et un BroadBand 600 KHz (embarcation Aigoual à l'arrière).

- la trajectoire de déplacement du bateau par rapport au fond
- l'écart entre les débits mesurés au cours des différents transsects

L'ADCP est également muni d'un compas magnétique interne permettant de repérer la trajectoire par rapport au nord. Ainsi, l'instrument effectue deux repérages en mesurant d'une part la vitesse de l'ADCP par rapport au fond et d'autre part la vitesse de l'eau par rapport à lui-même. De ces deux mesures est déduite la vitesse d'écoulement par rapport au fond. Afin de se prémunir de biais de mesure générés par une mobilité éventuelle du fond du cours d'eau (surtout en période de crue), il est possible de coupler l'ADCP à un système de positionnement par satellite de type DGPS (Differential Global Positioning System). Dans ce cas précis, la trajectoire de l'ADCP est repérée par rapport au DGPS, et non plus par rapport au fond.

La mesure ADCP se substitue progressivement aux mesures par moulinets vélocimètres, notamment sur les fleuves et rivières larges.

### 1.3 Méthodes d'estimation des débits à partir des variables de surface

Nous l'avons vu, la mesure du débit nécessite du personnel et des moyens relativement lourds à mobiliser, peu adaptés au suivi régulier qu'imposent les changements de régime au cours du cycle hydrologique. Pour faciliter cette tâche de suivi et la rendre moins coûteuse, la modélisation du débit permet de limiter le travail de jaugeage à quelques mesures de débit in situ, puis à s'appuyer sur la mesure régulière de quelques variables facilement accessibles afin d'en déduire des estimations du débit. La technique LSPIV, décrite précédemment, se base sur ce genre de relation (entre débit et vitesse) pour être réalisée.

### 1.3.1 Équations de l'hydraulique

Afin de comprendre quelles relations lient les différents variables et paramètres hydrauliques au débit d'un cours d'eau, nous synthétisons ici quelques bases de l'hydraulique à surface libre. Ces fondamentaux se basent sur les ouvrages de Fréché [1985] et Litrico et Fromion [2009]. Pour de plus amples détails sur la modélisation des écoulements, le lecteur pourra se reporter à ces deux ouvrages.

Barré de Saint-Venant a traduit dans sous la forme d'équations les lois de la conservation de la masse et de l'énergie de l'eau pour un canal à surface libre considéré comme un système à une dimension (l'abscisse le long du canal) [Saint-Venant, 1871]. Ces équations résultent de cinq hypothèses sur l'écoulement [Litrico et Fromion, 2009] :

1. le flux est unidimensionnel, c'est-à-dire que la vitesse est uniforme et la surface horizontale sur la section de l'écoulement ;
2. Les accélérations verticales sont négligeables, ainsi la répartition des pressions est hydrostatique.
3. les frictions et turbulences opposent une résistance qui ne dépend pas du temps ;
4. la pente du lit  $I_f$  est faible et le cosinus de l'angle qu'elle forme avec l'horizontale peut être considéré égal à 1 ;
5. la largeur de l'écoulement varie peu le long de l'axe  $x$ .

Le cadre de cette étude se limite à ces restrictions de l'écoulement : nous ne considérerons pas d'autres conditions d'écoulement. Ces équations sont, de nos jours encore, à la base de la modélisation des écoulements. Elles sont définies par le couple d'équations de dérivées partielles [Litrico et Fromion, 2009] :

– Conservation de la masse

$$\frac{\partial A(x, t)}{\partial t} + \frac{\partial Q(x, t)}{\partial x} = 0 \quad (1.2)$$

où  $Q$  est le débit ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) et  $A$  aire de la section du fleuve ( $\text{m}^2$ ).

– Conservation de l'énergie

$$\frac{\partial Q(x, t)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \cdot \left[ \frac{Q^2(x, t)}{A(x, t)} \right] + g \cdot A(x, t) \cdot \left( \frac{\partial Y(x, t)}{\partial x} + J(x, t) - I_f(x, t) \right) = 0 \quad (1.3)$$

où  $g$  est la constante de gravité ( $\approx 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ),  $I_f$  la pente du lit ( $\text{m}/\text{m}$ ),  $Y$  le tirant d'eau ( $\text{m}$ ) et  $J$  la pente linéaire d'énergie (ou pente de friction) estimée par la formule de Manning-Strickler :

$$J = \frac{Q^2 \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} \quad (1.4)$$

où  $n$  est le coefficient de Manning ( $\text{s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ ) et  $R$  le rayon hydraulique ( $\text{m}$ ) défini par  $R = A/P$  avec  $P$  le périmètre mouillé ( $\text{m}$ ).

Ces équations ont besoin de la définition des conditions aux limites du bief. Le choix des conditions aux limites dépend du type d'écoulement modélisé : elles sont généralement définies par

$(Q(x, 0), Y(x, 0))$ , pour tout  $x \in [0, L]$  ( $L$  étant la longueur du bief), la condition amont  $Q(0, t) t \in [0, T]$  et la condition aval  $Y(L, t) t \in [0, T]$ .

Le développement des équations (1.2) (1.3) (1.4) dans ce cadre d'hypothèses aboutit à la formulation du débit :

$$Q = I_s^{1/2} \cdot \frac{K \cdot L \cdot R^{5/3}}{\left[ 1 + \frac{K^2 \cdot R^{1/3} \cdot (I_s - I_f)}{g} \right]^{1/2}} \quad (1.5)$$

où  $K$  est le coefficient de Strickler, ( $K = 1/n$ ) et  $I_s$  la pente de la ligne d'eau (m/m). Ce développement pourra être trouvé en annexe B.1.2.

### 1.3.2 Méthodes d'estimation des débits basées sur un jeu initial de mesures in situ des débits

La mesure in situ du débit n'étant pas toujours réalisable (crues, conditions dangereuses, personnel ou matériel non disponibles) au moment où cela serait utile. De nombreux travaux ont exploré les relations permettant d'estimer le débit à partir d'une (ou plusieurs) variable(s) plus facilement mesurables. La construction des relations, ou courbes de tarage, entre le débit et une telle variable, constitue une clef du suivi des fleuves.

Notons que l'estimation du débit à partir de l'équation (1.5) se heurte à l'estimation correcte du coefficient  $K$ , de la cote du fond  $Z_f$  et de la pente du fond  $I_f$ . De la même façon, l'estimation du débit à partir de l'équation  $Q = A \cdot V$  se heurte à l'estimation correcte de la cote du fond  $Z_f$ .

Nous allons montrer que l'équation de Manning-Strickler (1.5) et l'équation du flux  $Q = V \cdot A$  définissant le débit (1.2) permettent d'établir des relations théoriques entre le débit et le niveau ou entre le débit et la vitesse de surface. Ces relations théoriques légitiment des approches statistiques pour l'établissement de relations mono-variables

#### 1.3.2.1 Relations mono-variable

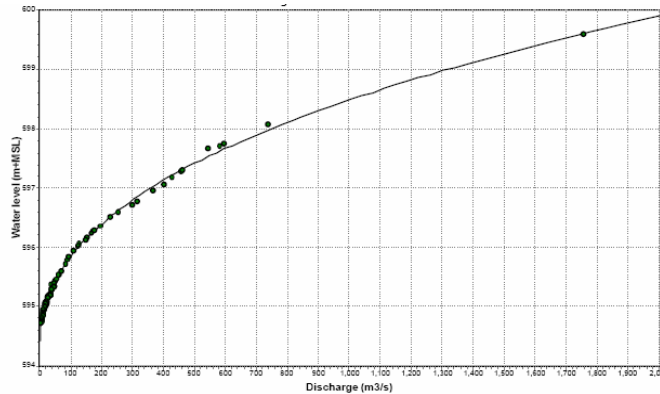
**A) Relation niveau-débit** Les courbes de relation niveau-débit sont utilisées depuis très longtemps [Jones, 1915] et font toujours l'objet de travaux de nos jours. En effet, cette technique reste relativement simple à réaliser. Elle consiste d'une part à effectuer des mesures occasionnelles de débits à des phases différenciées du cycle hydrologique et à mesurer le niveau sur des échelles limnimétriques de manière concomitante, et d'autre part à établir, à partir de ces mesures, la relation liant les deux variables débit et niveau. Ceci permet d'estimer la valeur du débit à partir d'un simple relevé de niveau. La valeur du niveau étant mesurée, le report sur la courbe de tarage donne le débit correspondant (Fig. 1.7 Fig. 1.9).

**Nota :** l'équation (1.4), en faisant l'hypothèse du régime uniforme  $J = I_s = I_f = cte$  donne

$$Q = \left( I_f^{1/2} \cdot K \cdot L \right) \cdot R^{5/3}$$

$$\text{soit } Z = Z_f + \left( I_f^{1/2} \cdot K \cdot L \right)^{-3/5} \cdot Q^{3/5}$$

$$Z = Z_0 + \alpha \cdot Q^{3/5} \quad (1.6)$$



**FIGURE 1.7** – Exemple de courbe de tarage niveau-débit.  
Extrait de [Braca, 2008]

La précision de l'estimation du débit par cette méthode est directement liée à celle des données acquises pour réaliser la courbe (généralement une erreur de moins de 5%) [Kennedy, 1984; Braca, 2008]. Toutefois, cette méthode est sujette aux modifications de l'écoulement que provoquent, par exemple, la pousse des plantes aquatiques, la présence de glace, l'accumulation de débris ou l'érosion du lit du cours d'eau [Braca, 2008]. Les courbes de tarages doivent donc être actualisées régulièrement.

Il est à noter que cette technique reste actuellement fiable et la plus largement utilisée, en dépit de la réduction inquiétante du nombre de stations limnimétriques [Alsdorf *et al.*, 2007].

**B) Relation vitesse-débit** Nous l'avons évoqué précédemment, la technique d'estimation du débit à l'aide de mesures par imagerie de particules portées par le courant (LSPIV) se base aussi sur une relation liant le débit à une variable hydraulique, en l'occurrence la vitesse à la surface de l'écoulement. Cette approche se base sur une hypothèse sur le profil vertical des vitesses qui s'instaure dans la section en raison de la résistance à l'écoulement généré par les parois du lit du cours d'eau. De nombreux travaux portent sur l'étude des lois régissant ces profils au sein d'un écoulement et sur les problèmes de couches limites associées [Smart, 1999; Yen, 2002]. En effet, s'il est couramment admis que la vitesse suit un profil logarithmique selon la profondeur (Fig. 1.8) [Ye, 2010], la rugosité du fond peut fortement modifier le profil [Robert, 2011]. On émet cependant l'hypothèse que la vitesse moyenne correspond à 85-90% de l'intensité de la vitesse de surface ( $V_m = 0,85 \cdot V_s$ ) [Rantz, 1982; Costa *et al.*, 2000].

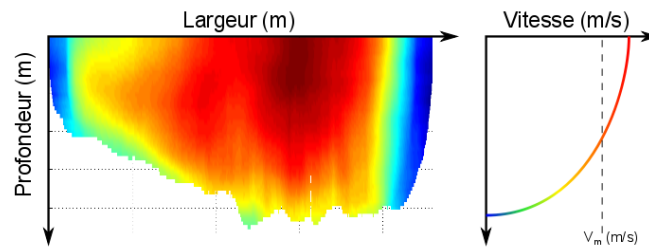


FIGURE 1.8 – Profil vertical de la vitesse dans un fleuve

**Nota :** Ainsi l'équation (1.4), en faisant l'hypothèse du régime uniforme  $I_s \approx I_f = cte$  donne à la fois

$$\begin{cases} Q = (I_f^{1/2} \cdot K \cdot L) \cdot R^{5/3} \\ Q = L \cdot R \cdot \alpha \cdot V_s \end{cases} \quad (1.7)$$

En éliminant  $R$  dans les deux équations, on obtient :

$$\begin{aligned} Q^{2/3} &= \frac{L^{2/3} \cdot \alpha^{5/3}}{I_f^{1/2} \cdot K} \cdot V_s^{5/3} \\ Q &= L \cdot \left( \frac{\alpha^{5/3}}{I_f^{1/2} \cdot K} \right)^{3/2} \cdot V_s^{5/2} \end{aligned} \quad (1.8)$$

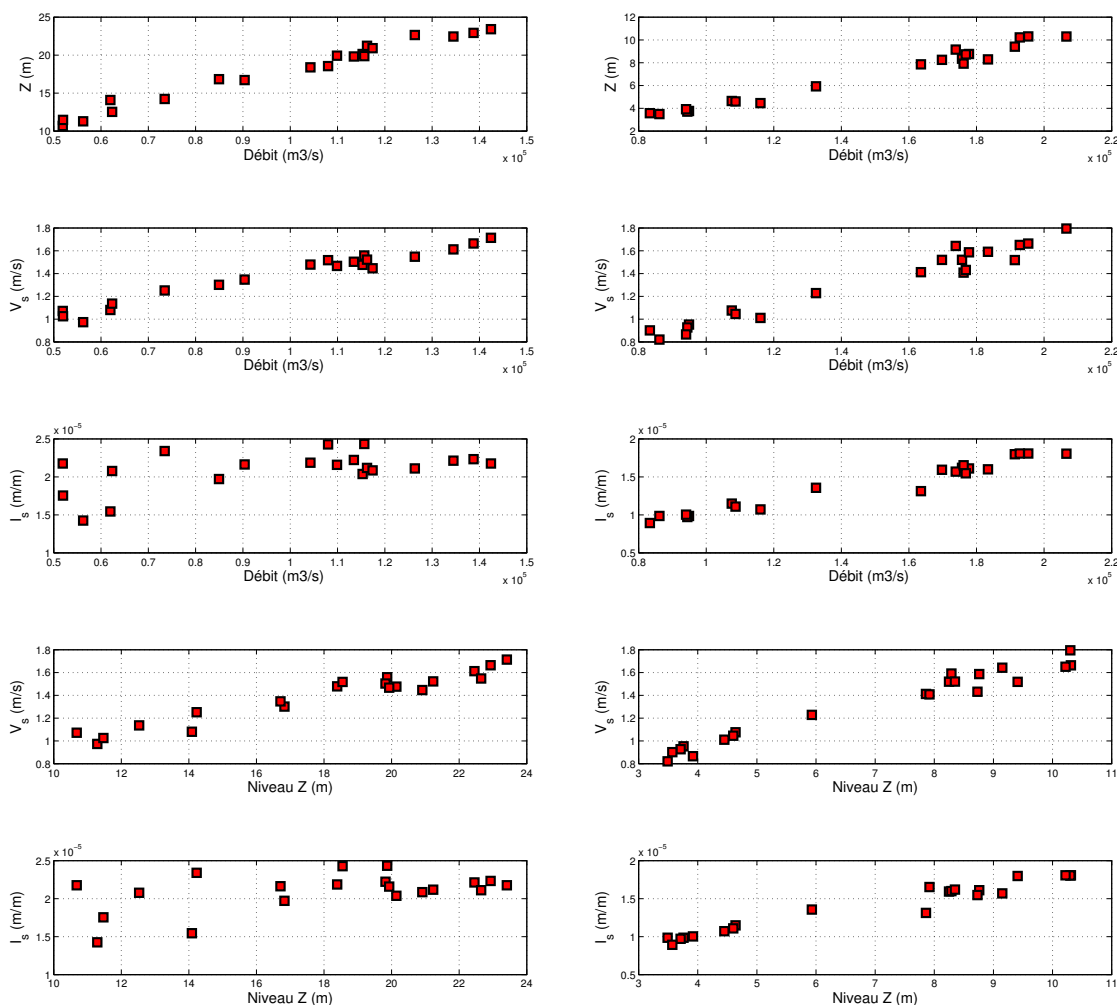
En supposant  $L$  constant, nous obtenons ici une relation débit-vitesse.

$$Q = \beta \cdot V_s^{5/2} \quad (1.9)$$

Les figures 1.9(a) et 1.9(b) illustrent ces relations sur des données issues de mesures sur l'Amazonie (stations de Manacapuru et Óbidos).

### 1.3.2.2 Relations multi-variables

En parallèle des approches par courbes de tarages, portant sur une variable hydraulique, des approches plus complexes prenant en compte plusieurs variables se sont développées. Porporato et Ridolfi [2001] montrent que l'utilisation de plusieurs variables (niveau, pente et variations temporelles) rend l'estimation du débit plus robuste aux erreurs de mesure et la construction de séries temporelles plus fiable [Callède *et al.*, 2001].



(a) Relations entre variables de surface et débit à la station de Manacapuru

(b) Relations entre variables de surface et débit à la station d'Óbidos

**FIGURE 1.9** – Illustration des relations existant entre les différentes variables de surface et le débit. Les graphiques illustrent successivement les relations du niveau en fonction du débit, la vitesse de surface en fonction du débit, la pente de la ligne d'eau en fonction du débit, ainsi que la vitesse de surface en fonction du niveau et la pente en fonction du niveau. Ces données sont issues de campagnes de mesures réalisées sur l'Amazone aux stations de Manacapuru (à gauche) et Óbidos (à droite)



L'intégration de plusieurs variables pour estimer le débit s'effectue aussi par la construction de modèles statistiques. Ces approches statistiques ont pour objectif de construire une formule, par approche empirique ou à partir des équations fondamentales, et de caler un ou plusieurs paramètres en utilisant un grand nombre de mesures in situ. Elles ont été motivées par la difficulté d'estimer empiriquement, de manière satisfaisante, les paramètres hydrauliques non mesurables, tel le coefficient de Strickler, ou difficilement mesurables, telles les pentes [Dingman et Sharma, 1997]. Ces formulations sont aussi motivées par la volonté de rendre l'estimation du débit généralisable, par application d'une même formule à un grand nombre de cours d'eau [Bjerklie *et al.*, 2005] et ainsi limiter le travail de terrain pour caractériser les écoulements [Bjerklie, 2007].

Finalement, les informations recueillies par imagerie haute résolution, couplées à des connaissances a priori (topographie, caractéristiques d'écoulement, mesures ponctuelles, etc.), peuvent être introduites dans des modèles d'assimilation de données pour l'estimation des paramètres hydrauliques et ainsi du débit [Roux, 2004].

### 1.3.3 Méthodes d'estimation des débits sans mesures in situ des débits

Une modélisation statistique a tout particulièrement retenu notre attention, car elle rejoint notre volonté d'estimation des débits à partir de techniques satellitaires sans mesures in situ [Bjerklie *et al.*, 2003, 2005]. Dans les faits, cette méthode statistique nécessite des mesures de terrain pour être ajustée, mais une fois cette étape effectuée, ses auteurs présentent ces modèles comme applicables en toute station de mesure. Bjerklie *et al.* [2003] ont proposé un groupe de cinq modèles définis par les équations suivantes :

$$Q = c_1 L^a P^b I_s^d \quad (1.10)$$

$$Q = c_2 L^e V^f I_s^g \quad (1.11)$$

$$Q = c_3 L^e V^f \quad (1.12)$$

$$Q = c_4 L_m^g P_m^h I_s^i P^j \quad (1.13)$$

$$Q = c_5 L_m^k P_m^l I_s^m L^n \quad (1.14)$$

où  $L$  représente la largeur (m),  $V$  la vitesse moyenne (m/s),  $I_s$  la pente de surface (m/m),  $P$  la profondeur moyenne (m) et  $L_m$  et  $P_m$  les largeurs et profondeurs maximales.  $c_{1..5}$  et  $a \dots n$  sont des paramètres réels.

Bjerklie *et al.* [2003] utilise un ensemble de 1 012 mesures de débit réalisées sur 106 cours d'eau (essentiellement Américains et Néo-Zélandais, auxquels s'ajoutent quatre mesures sur l'Amazone à Óbidos) pour optimiser et valider ces modèles. Le jeu de données est scindé en deux parties égales : la première pour estimer les paramètres, la seconde pour tester l'estimation du débit. Ces modèles présentent de très bons résultats, avec une erreur d'estimation des débits inférieure à 20% et même, à 10% avec les ajustements apportés aux paramètres dans [Bjerklie *et al.*, 2005].

Ces résultats apparemment excellents soulèvent toutefois deux problèmes :

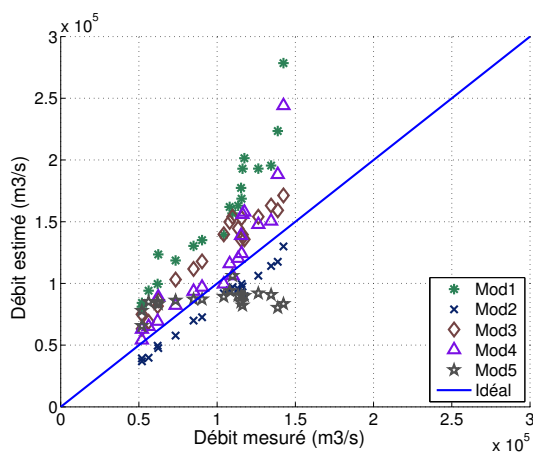


	Modèle 1	Modèle 2	Modèle 3	Modèle 4	Modèle 5
Largeur $L$	X	X	X		
Hauteur d'eau $P$	X			X	
Vitesse $V$		X	X		
Pente de surface $I_s$	X	X		X	X
Largeur plein bord $L_m$		X	X		
Hauteur d'eau plein bord $P_m$				X	X

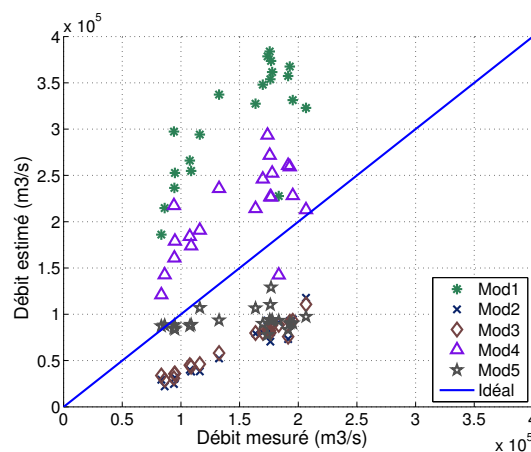
TABLE 1.1 – Répartition des variables hydrauliques dans les modèles de Bjerklie *et al.* [2005]

- trois des cinq modèles utilisent une variable non mesurable autrement que par des relevés terrain : la profondeur (Tab. 1.1),
- et surtout, l'erreur moyenne d'estimation du débit ne renseigne pas sur la capacité de ces modèles à estimer correctement le débit en un point donné et à une date donnée.

Afin de vérifier ce second point, nous avons utilisé deux jeux de données dont nous disposons (les jeux de données seront décrits en détail en 3.1.1) issus de mesures sur l'Amazonne à Óbidos et Manacapuru. Nous avons conservé la paramétrisation recommandée dans [Bjerklie *et al.*, 2005] (i.e. nous n'avons pas recalé les paramètres  $c_{1-5}$  et  $a \cdot \dots \cdot n$ ) pour nous assurer de la capacité de ces modèles à estimer le débit en l'état.



(a) Résultats d'estimation du débit sur les données issues de la station de Manacapuru



(b) Résultats d'estimation du débit sur les données issues de la station d'Óbidos

**FIGURE 1.10** – Résultats d'application des modèles de Bjerklie *et al.* [2003] sur un jeu de données issu de mesures sur l'Amazonne. La ligne bleue symbolise le cas idéal.

Les figures 1.10(a) et 1.10(b) présentent les débits estimés par les cinq modèles de Bjerklie *et al.* en fonction des débits mesurés pour les stations de Manacapuru et Óbidos. Comme nous pouvons le voir, les nuages de points gardent une certaine cohérence, le modèle 5 mis à part, et le modèle 2 montre même de très bons résultats (moins de 5% d'erreur avec un faible écart-type relatif : 0,1). Les modèles 1 et 4 donnent aussi de bons résultats tant que le débit n'excède pas 100 000 m<sup>3</sup>/s.

Au-delà, l'erreur d'estimation croît très fortement. Concernant les résultats provenant d'Óbidos, aucun modèle ne donne de résultats corrects : l'ensemble des points se trouve éloigné du cas idéal (débit estimé égal au débit mesuré) représenté par la ligne bleue. Nous noterons toutefois que les modèles 2 et 3, s'ils ne donnent pas de bons résultats, présentent une cohérence des estimations du débit. L'ensemble de ces résultats est synthétisé dans le tableau 1.2.

Modèle	Manacapuru		Óbidos	
	$\overline{e/Q}$ (%)	$\sigma_{(e/Q)}$	$\overline{e/Q}$ (%)	$\sigma_{(e/Q)}$
1	58	0,16	118	0,42
2	18	0,56	59	0,09
3	28	0,09	56	0,06
4	19	0,17	52	0,29
5	26	0,14	32	0,20

TABLE 1.2 – Erreur d'estimation du débit des modèles de Bjerklie *et al.* [2005] sur des données de l'Amazonie

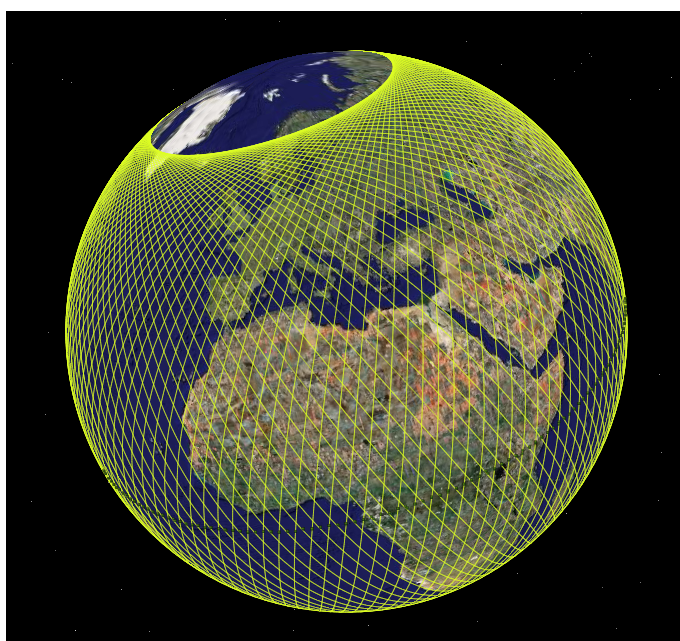
Finalement, nous notons que de nombreux efforts de recherche, soutenus par l'UNESCO, ont été réalisés ces dernières années [Sivapalan *et al.*, 2003] sur la prédiction des débits sur des bassins ne disposant pas de mesure de jaugeage (Predictions in Ungauged Basins, PUB). Les prédictions de débits se basent sur l'extrapolation des réponses aux entrants (précipitations) des bassins jaugeés vers les bassins non jaugeés. Les modèles statistiques utilisés se basent sur des mesures de télédétection et la combinaison de modèles météorologiques et hydrauliques. Ces approches présentent comme principales limites d'être dépendant de la précision des modèles (hydrologique, météorologiques et MNT) utilisés et de l'impossibilité de connaître les réponses de ces bassins aux entrants. La difficulté est donc de déterminer l'intervalle de confiance qui peut être accordé à ces prédictions. Sun *et al.* ont obtenu dans [Sun *et al.*, 2010] des mesures de débits proches des résultats calculés, dans un intervalle de confiance de 90%, sur le Mékong (à la station de Paksé) en utilisant un modèle basé sur l'estimation de la vraisemblance.

## 1.4 Synthèse de la mesure traditionnelle du débit

Les méthodes d'estimation du débit reposent aujourd'hui essentiellement sur des campagnes de mesure in situ du débit et sur l'établissement de courbes de tarage reliant la valeur du débit à une variable plus facilement mesurable de façon régulière, comme le niveau. Les seules méthodes applicables pour estimer le débit sur une section de fleuve où l'on ne dispose d'aucune mesure in situ du débit et des variables de profondeur sont les méthodes n° 2 et n° 3 de Bjerklie (utilisant largeur, vitesse et pente). Elles présentent toutefois des incertitudes très élevées comme illustrées sur les figure 1.10(a), 1.10(b) et dans la table 1.2.

## 1.5 Apports des techniques satellitaires

La mesure et le suivi du débit des fleuves par techniques traditionnelles (cf. chapitre 1) se trouvent limitées par le besoin en moyens humains et logistiques, et donc financiers. Pourtant, la connaissance du débit des fleuves, de même que la connaissance des stocks dans les zones humides et les lacs, représentent une donnée essentielle pour bien comprendre les flux, la distribution spatio-temporelle et la disponibilité de la ressource en eau douce à l'échelle globale. La capacité des moyens d'observation satellitaire à réaliser ce suivi à échelle globale et de manière régulière (Fig. 1.11) et le développement de techniques spatiales innovantes ouvrent de grandes perspectives tant sur le plan scientifique que pour la gestion de la ressource.



**FIGURE 1.11** – *Illustration de la couverture des missions altimétriques Topex/Poseidon, Jason-1 et Jason-2. L'orbite présente une distance inter-trace de 315 km à l'équateur, une inclinaison de 66° et une périodicité de 9,92 jours.*

Les besoins d'acquisition de données hydrologiques sur les eaux continentales se heurtent toujours actuellement à l'absence de capteurs dédiés à cette tâche [Alsdorf *et al.*, 2003]. Les plateformes satellitaires et les méthodes de traitement utilisées actuellement ont initialement été conçues à d'autres fins et, par conséquent, s'avèrent peu adaptées aux applications d'hydrologie fluviale qui en sont faites. C'est en particulier le cas des missions d'altimétrie radar qui ont été développées pour les milieux océaniques.

Nous proposons donc d'explorer les techniques et les capacités actuelles des satellites pour le suivi des cours d'eau.

## 1.6 Techniques de mesure optiques

### 1.6.1 Imagerie optique

De par leur gratuité et la couverture quasi quotidienne du globe, les images MODIS<sup>1</sup> (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) offrent une bonne approche pour le suivi des grands fleuves [Brakenridge *et al.*, 2005]. En effet, l'identification des zones en eau sur de telles images renseigne rapidement sur l'étendue d'une plaine d'inondation et permet d'envisager, grâce à la périodicité courte, une anticipation et un suivi des crues et des décrues [Brakenridge *et al.*, 2003; Sakamoto *et al.*, 2007].

Si les images MODIS se révèlent très utiles pour la prévision et le suivi des inondations, et même pour une estimation du débit [Smith et M., 2008], leur faible résolution les rendent cependant peu applicables pour un suivi généralisé des fleuves de taille moyenne. Des approches utilisant des images de plus haute résolution (Landsat ou Spot décamétriques et QuickBird-2<sup>2</sup> métrique) ont donc été envisagées [Zhang *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2004].

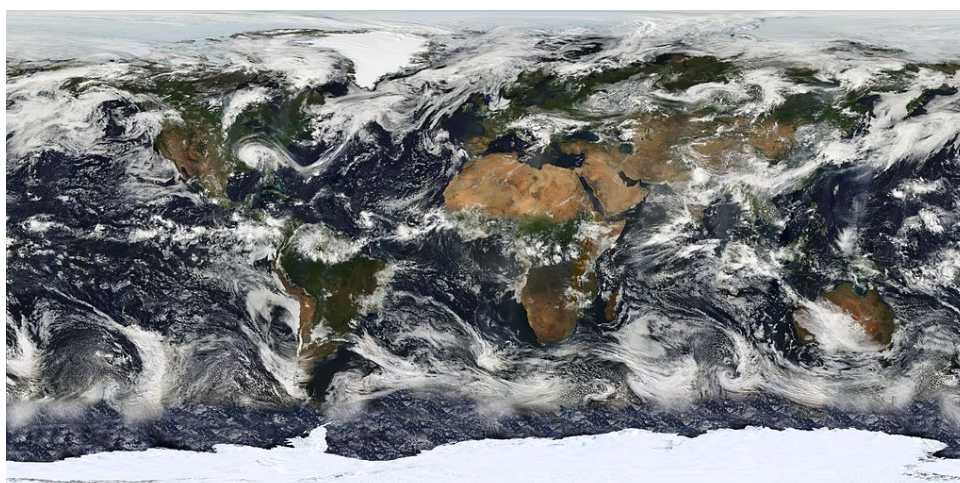
Quelle que soit la résolution utilisée, le principe d'estimation du débit reste cependant identique : la méthode repose sur une double relation largeur/niveau et niveau/débit. La première phase consiste en une estimation de la largeur de la surface en eau sur l'image satellitaire, une caractérisation du rapport existant entre le niveau du fleuve et cette largeur, le plus souvent à l'aide d'images satellitaires multitemporales et d'un modèle numérique de terrain [Rosgen, 1994; Miller et Ritter, 1996; Rosgen, 1996]. Cela suppose bien évidemment que le fleuve considéré ne soit pas trop encaissé et que sa largeur varie de manière significative lorsque le niveau change. La seconde phase repose sur la construction d'une courbe de tarage niveau/débit (cf. § 1.3.2.1) pour la section du fleuve considérée.

Cette méthode s'est révélée très satisfaisante sur le fleuve Yangtze à la station de Hankou avec une erreur inférieure à 10% par rapport aux mesures terrain. Zhang *et al.* [2004] ont estimé que la part de l'erreur d'estimation du débit générée par l'erreur d'estimation de la largeur du fleuve, compte tenu de la dimension des pixels de 60 cm, était de 0,58%. Cette contribution apparaît donc négligeable.

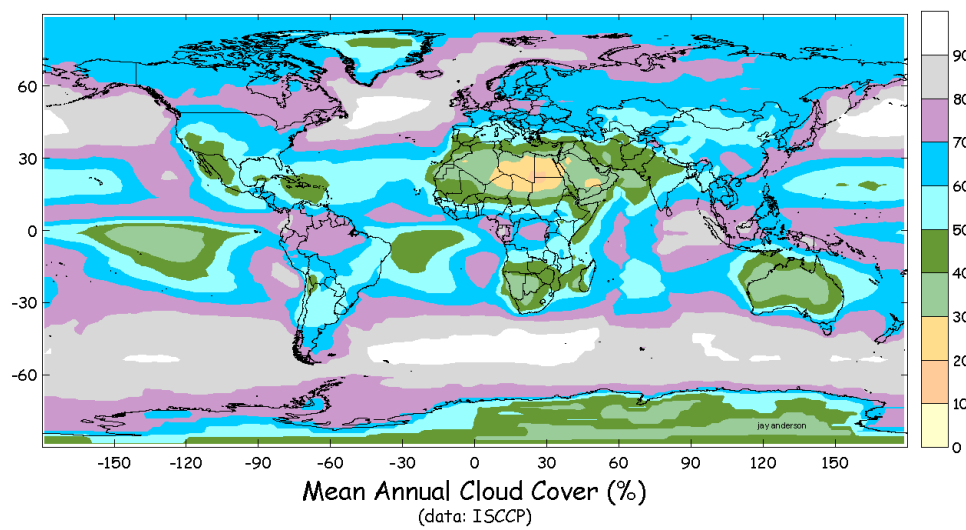
Ces très bons résultats de mise en œuvre locale doivent toutefois être tempérés par la principale limite des techniques satellitaires optiques que sont les nuages (Fig. 1.12) et par la précision des MNT. En effet, lorsque des nuages sont présents sur l'image acquise, toute information au sol est masquée et l'image est alors peu exploitable, voire non exploitable. De la même manière, la végétation peut aussi représenter un masque important pour identifier les limites des zones en eaux, et ceci tout particulièrement en période de crue.

1. Radiomètre imager porté par les satellites *Terra* (lancé en 1999) et *Aqua* (lancé en 2002). Les données de 36 bandes spectrales sont enregistrées avec une résolution de 250 m à 1000 m selon la bande. Les satellites sont en orbite héliosynchrone proche polaire à 705 km. Site : <http://modis.gsfc.nasa.gov/index.php>

2. Satellite optique commercial très haute résolution : de 2,4 m en multispectral à 60 cm en panchromatique. Il est en orbite héliosynchrone proche polaire à 450 km



(a) Composition d'images MODIS pour constituer un planisphère. Illustration du masque nuageux sur ce genre d'images. Image : NASA.



(b) Carte de nébulosité moyenne réalisée par Jay Anderson à partir des données mesurées entre juillet 1982 et 2001.

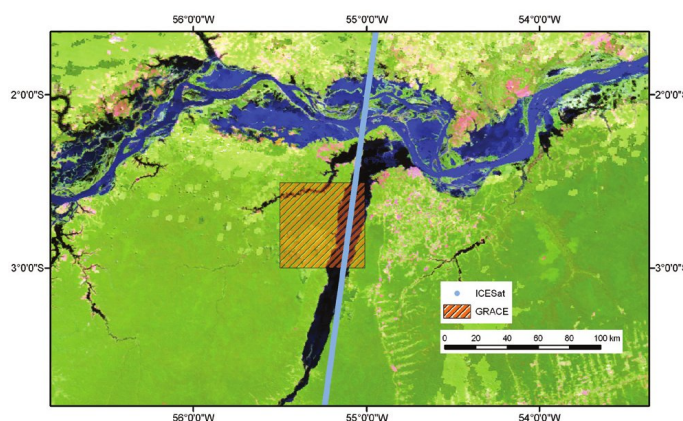
**FIGURE 1.12** – *Illustration de la couverture nuageuse sur le globe.*



### 1.6.2 Lidar

Le lidar est une technique dite active. Le capteur émet un signal, en l'occurrence un faisceau laser, qui est réfléchi par la cible et retourné au capteur. Le temps de trajet aller-retour de ce signal permet de connaître la distance des cibles par rapport au capteur.

Moins dépendant du problème présenté par la présence de nuages [Abshire *et al.*, 2005], le satellite altimétrique ICESat<sup>3</sup> (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite) offre d'intéressantes perspectives en matière d'altimétrie fluviale. Cette mission était initialement conçue pour le suivi de l'épaisseur des glaces polaires, l'impact de leur fonte sur le niveau des océans, ainsi que la mesure des concentrations d'aérosols dans l'atmosphère et l'étude de l'épaisseur des nuages [Zwally *et al.*, 2002; Schutz *et al.*, 2005]. La finesse du pinceau laser de l'altimètre (60 m) et les excellents résultats obtenus sur les lacs [Zhang *et al.*, 2011] permettraient aisément d'envisager son application sur les fleuves.



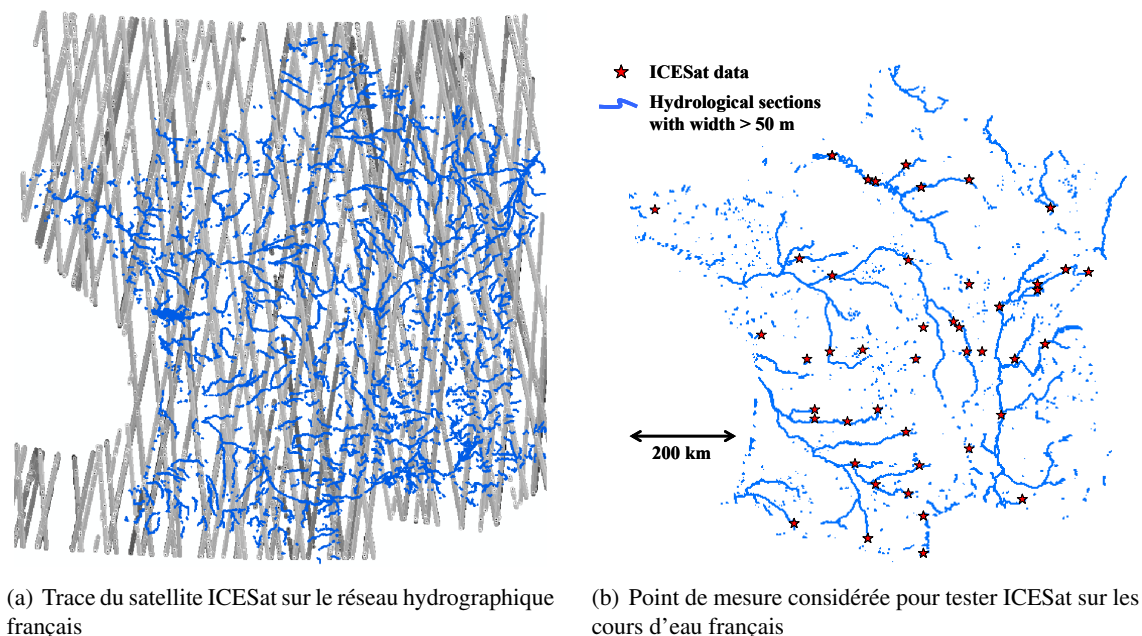
**FIGURE 1.13** – Trace du satellite ICESat sur la rivière Tapajós au Brésil. Extrait de [Urban *et al.*, 2008]

Ainsi, sur la rivière Tapajós, au Brésil, l'erreur d'estimation du niveau se révèle étonnamment faible : 3 cm en conditions claires et 25 cm sous d'épais nuages [Urban *et al.*, 2008]. Toutefois, si cette performance est révélatrice du potentiel de l'altimétrie LIDAR, elle doit être tempérée par les conditions idéales que représente le site du Tapajós (et généralement le bassin amazonien, Fig. 1.13) : la trace du satellite longe la rivière sur 50 km et à cet endroit la rivière constitue une plaine d'inondation de 10 km de large. Le capteur du satellite n'est donc pas perturbé par les changements terre/eau, et la mesure de niveau multiple permet de réduire l'écart-type de mesure.

L'utilisation des données d'ICESat sur 46 stations, réparties sur les principaux cours d'eau de France métropolitaine (Fig. 1.14), a fait apparaître des résultats nettement moins bons avec une erreur quadratique moyenne de 1,14 m [Baghdadi *et al.*, 2011]. Ces résultats s'expliquent, à l'inverse de ceux obtenus sur le Tapajós, par les petites dimensions des cours d'eau mesurés. Il est apparu que les capteurs ont besoin d'une dizaine de points pour s'adapter après un changement

3. Satellite altimétrique lancé par la NASA en 2003 sur une orbite polaire à une altitude de 600 km. Il a fonctionné 7 ans avant de tomber en panne en février 2010. Le seul instrument embarqué est un altimètre LIDAR : GLAS (Geoscience Laser Altimeter System). Une erreur de conception de l'instrument a imposé un fonctionnement discontinu du satellite (un mois tous les 4 mois) [Abshire *et al.*, 2005; Schutz *et al.*, 2005]. Site : <http://icesat.gsfc.nasa.gov/icesat/>

terre/eau, ce qui représente, dans le cas d'ICESat, jusqu'à 1,5 km. Ainsi, même si l'étude s'est limitée aux cours d'eau de plus de 50 m de large, cette largeur est insuffisante pour assurer des mesures correctes sur les fleuves. Cette technique est donc très prometteuse, mais de plus amples développements sont nécessaires avant de pouvoir généraliser cette technique pour le suivi hydrologique.



**FIGURE 1.14** – *Mesure du satellite ICESat sur les principaux cours d'eau de France métropolitaine. Extrait de [Baghdadi et al., 2011]*

On notera enfin le potentiel du LIDAR pour mesurer les profondeurs est limité par l'épaisseur optique de l'eau. Cette technique n'est toutefois utilisable que sur les eaux côtières peu chargées, ou sur les cours d'eau de faible profondeur (cf. § 1.7.2.1).

## 1.7 Techniques de mesure radar

Si les techniques optiques offrent d'intéressantes perspectives, le problème de précision et l'obstacle des nuages les limitent fortement. De plus, comme le note Smith [1997], la détection précise de la séparation terre/eau ne pose pas de problèmes dans les longueurs d'onde visibles ou infra-rouge, tant qu'aucun masque perturbateur n'apparaît. La présence de masques (végétation rivulaire ou flottante, charge sédimentaire) peut très fortement biaiser l'estimation des largeurs, tout particulièrement en période de crues. Si les radiomètres micro-ondes passifs ne sont pas gênés par ce genre de problèmes, leur résolution est généralement faible et la délimitation terre/eau pas toujours nette [Smith, 1997; De Groeve, 2010].

Contrairement à l'imagerie optique, les techniques radars sont dites actives, le capteur recevant l'écho d'un signal qu'il a émis. Le choix de la longueur d'onde et la configuration utilisée permettent de s'affranchir de l'obstacle que constituent les nuages et d'obtenir des résolutions élevées.

### 1.7.1 La rétrodiffusion radar sur les surfaces en eau

Le signal électromagnétique émis par le radar pour illuminer la cible étant parfaitement connu, la manière dont la cible le diffuse (rétrodiffuse) et le modifie informe sur les propriétés électriques et physiques de la cible. L'ensemble de ces propriétés constitue la constante diélectrique du matériau [Nicolson et Ross, 1970].

Ulaby *et al.* [1986] définissent la constante diélectrique et développent son lien avec l'humidité du milieu. Ainsi, plus un milieu est humide, plus sa constante diélectrique sera élevée et plus le milieu sera réfléchissant aux ondes radar. L'eau se comporte donc comme un miroir pour la plupart des ondes électromagnétiques. Une surface en eau rétrodiffusera peu de signal vers le capteur dès lors que l'onde arrivera avec un angle d'incidence non nul par rapport à la normale, comme le ferait un miroir pour une lampe torche. Cette propriété de l'eau rend aisée la caractérisation des zones inondées dans les images radar, par la faiblesse du signal rétrodiffusé. En revanche, cela peut aussi compliquer la tâche lors de l'acquisition d'image sur des zones de forêts tropicales, dont le feuillage est fortement chargé en eau [Binder *et al.*, 1995].

Nous ne rentrerons pas dans les détails des techniques d'imagerie radar ni des phénomènes de la rétrodiffusion. Ces techniques seront plus largement décrites dans le chapitre qui leur est consacré (cf. § 4.2 5.2).

### 1.7.2 La mesure radar des variables hydrauliques

La question de la mesure des variables des cours d'eau, voire de l'estimation du débit à partir de techniques satellitaires, a fait et fait toujours l'objet de nombreux travaux [Creutin, 2001; Bjerklie *et al.*, 2003, 2005; Alsdorf *et al.*, 2007; Plant *et al.*, 2009]. Les techniques radar sont particulièrement adaptées à cet objectif.

#### 1.7.2.1 Problème de la bathymétrie

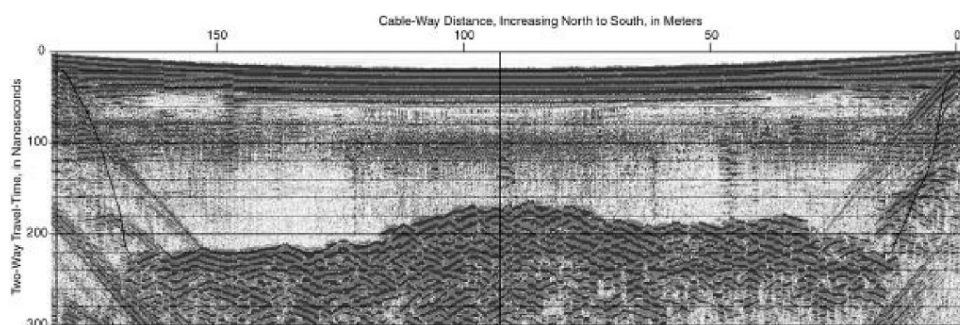
Nous venons de le voir, l'onde radar est très fortement réfléchi par l'eau. Il en découle que si l'onde ne peut traverser la surface, il est impossible de mesurer les caractéristiques bathymétriques des cours d'eau. Or, comme nous l'avons vu précédemment (cf. § 1.3.1), l'estimation du débit des fleuves requiert au minimum l'aire de la section où se produit l'écoulement (considérant que le profil vertical de vitesse est représenté par le paramètre  $\alpha = 0,85$  [Rantz, 1982]). Il existe plusieurs approches pour estimer la bathymétrie des cours d'eau par télédétection.

Une des premières approches est, paradoxalement, l'utilisation des radars sondeurs ou GPR (Ground Penetrating Radar). Ces radars fonctionnant avec des ondes basses fréquences (en VHF  $\sim 30 - 300$  MHz) permettent de pénétrer relativement profondément dans le sol et permettent même la pénétration dans l'eau [Conyers, 2002]. Costa *et al.* ont présenté dans [Costa *et al.*, 2000] les résultats d'application de telles techniques pour la mesure du lit d'un cours d'eau à l'aide de



moyens terrestres. Le profil du lit ainsi obtenu s'est révélé très similaire à celui mesuré par échosondeur acoustique. De plus, en couplant le radar sondeur à un radar Doppler pour mesurer la vitesse de surface, les débits estimés ont eux aussi été très proches des débits mesurés par ADCP.

Toutefois, ce type de radar produit des signaux complexes à traiter et coûteux en temps de calcul (Fig. 1.15). De plus, pour ces applications, le radar nécessite d'être positionné à proximité de la surface, c'est-à-dire 0,3 m dans le cas présent [Costa *et al.*, 2000, 2006].



**FIGURE 1.15** – Exemple d'enregistrement réalisé par radar sondeur pour la mesure de la bathymétrie fluviale. Extrait de [Costa *et al.*, 2000]

La seconde approche pour l'estimation de la bathymétrie utilise les LIDAR et la capacité du la longueur d'onde verte à pénétrer dans l'eau. D'importants efforts ont été réalisés dans ce sens [Irish et Lillycrop, 1999; Tulldahl et Steinvall, 1999; Kinzel *et al.*, 2007; Wang et Philpot, 2007; Bailly *et al.*, 2010] et bien que dépendante de la turbidité de l'eau, cette technique permet d'atteindre des précisions de l'ordre de la dizaine de centimètres. Mais toutes ces approches se heurtent à la limite de pénétration du faisceau dans l'eau. Ainsi, la technique d'utilisation du LIDAR se limite à des eaux peu profondes (de l'ordre de 6-7 m) et peu turbides.

Enfin, nous signalons l'utilisation de l'imagerie optique aéroportée pour la reconstruction 3D par stéréo-vision du fond [Feurer *et al.*, 2008].

### 1.7.2.2 Niveaux

La mesure de niveaux par altimétrie radar est probablement la technique spatiale de mesure de variables de surface la plus aboutie actuellement. Cela fait maintenant plus de trois décennies que ces techniques se développent sur les océans et elles sont à présent arrivées à maturité.

L'altimétrie radar satellitaire a débuté le 28 juin 1978 avec le lancement du satellite Seasat<sup>4</sup> (Seasat-A), développé par le JPL (Jet Propulsion Laboratory, NASA). Le but de cette première mission était non seulement de démontrer la possibilité d'observer les océans depuis l'espace à une altitude de 800 km, mais également de définir les besoins pour les futures missions.

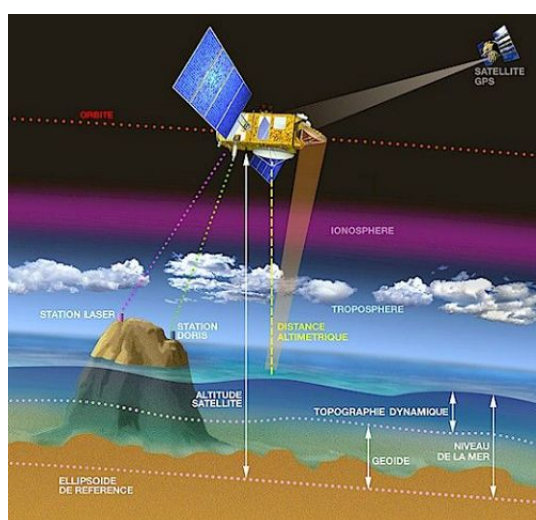
De nombreuses missions ont vu le jour par la suite (ERS-1 et 2, Topex/Poseidon, Envisat, Jason-1 et 2, Cryosat-2) et continuent à voir le jour (AltiKa, Sentinel, etc.). Les derniers lancements de

4. On pourra arguer que d'autres missions à composante altimétrique ont vu le jour avant la mission Seasat (dont GEOS-3), mais celle-ci a été la première exclusivement consacrée à l'étude océanographique, dont le suivi des niveaux.

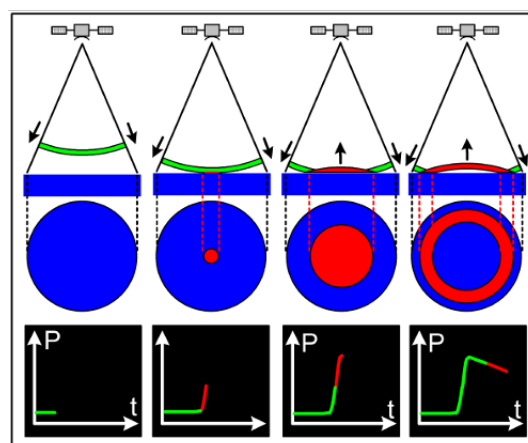
satellites altimétriques datent de juin 2008 pour Jason-2<sup>5</sup> et avril 2010 pour CryoSat-2<sup>6</sup>.

Depuis Seasat, le principe de l'altimétrie radar n'a pas changé et se base toujours sur l'analyse du temps de parcours de l'onde radar entre l'émetteur et le récepteur. De manière schématique, l'altimètre émet une impulsion radar au nadir, celle-ci se propage jusqu'à la surface de la mer/fleuve où elle se réfléchit et retourne à l'altimètre.

Le positionnement des satellites est parfaitement connu par rapport à un géoïde de référence, grâce aux systèmes de localisation DORIS<sup>7</sup> [Luthcke *et al.*, 2003] ou GPS. Le temps de parcours aller-retour de l'onde radar est mesuré précisément par l'altimètre et traduit la distance séparant l'altimètre de la surface de l'eau. L'élévation de cette surface par rapport au géoïde (Fig. 1.16(a)) est ainsi déduite.



(a) Schéma de principe de l'altimétrie radar satellitaire. Le satellite est localisé dans l'espace avec une très grande précision à l'aide de systèmes de localisation. L'onde radar est envoyée au nadir du satellite, l'écho se réfléchit à la surface de l'eau et est analysé par l'algorithme embarqué dit de « tracking » pour en déduire la distance satellite-plan d'eau. On en déduit la distance du plan d'eau à l'ellipsoïde. Document CNES



(b) Illustration de la formation au cours du temps du signal rétrodiffusé (ou « forme d'onde ») par l'illumination progressive de la surface par l'impulsion radar, matérialisée en rouge.

**FIGURE 1.16** – Schéma de principe de l'altimétrie radar satellitaire. Illustrations extraites de [Bercher, 2008]

Comme nous le voyons sur la figure 1.16(b), sur des surfaces marines, en l'absence de perturbateurs extérieurs, la forme d'onde suit un schéma connu et le temps séparant l'émission de la réception de la demi-hauteur du pic rétrodiffusé correspond au double de la distance altimètre-surface marine.

Les premières applications de ces mesures sur les fleuves sont apparues dès la fin des années 80 et début des années 90 apparaissent les premières études sur le sujet [Rapley *et al.*, 1987;

5. <http://smc.cnes.fr/JASON2/Fr/index.htm>

6. <http://www.esa.int/esaLP/LPcryosat.html>

7. Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite ou Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite

Guzkowska *et al.*, 1990; Koblinsky *et al.*, 1993]. Le principal problème, lors de l'application de cette technique sur les fleuves, réside dans la déformation de la forme d'onde du au caractère non plan, à l'échelle de l'empreinte radar, de la surface de rétrodiffusion (eau, sol, végétation, relief). Le développement de nouvelles procédures d'extraction du point de contact avec la surface en eau dans la forme d'onde est donc primordial [Birkett, 1998].

Une méthode de qualification des mesures d'altimétrie radar, par confrontation aux mesures limnimétriques terrain et de l'analyse statistique des résultats, a été développée par [Bercher, 2008] et appliquée aux différents produits altimétriques actuels. Cette méthode est par ailleurs complétée par des campagnes de validation des mesures altimétriques à l'aide de mesures terrain réalisées par GPS [Kosuth *et al.*, 2003; Crétaux *et al.*, 2011]. Il s'avère que les progrès dans les algorithmes de retraitement des formes d'onde (retracker) permettent désormais d'atteindre des précisions de l'ordre de 70 cm en altitude sur les fleuves d'une largeur supérieure à 500 m. Cette précision peut atteindre 20 cm dans des cas propices et notamment en période de hautes eaux [Bercher et Kosuth, 2011].

L'analyse fine des formes d'onde et le développement des algorithmes de retracking<sup>8</sup> [Garlick *et al.*, 2004; Legresy *et al.*, 2005; Berry *et al.*, 2007] permettent dorénavant, en tenant compte des limites de précision, d'envisager sérieusement l'intégration de l'altimétrie radar dans les méthodes de suivi des fleuves [Oliveira Campos *et al.*, 2001; Frappart *et al.*, 2006; Calmant *et al.*, 2008], de l'évolution de leurs régimes [Zakharova *et al.*, 2007], et même d'estimation de leurs débits [Zakharova *et al.*, 2006; Birkinshaw *et al.*, 2010]. La création de projets exclusivement dédiés au développement des mesures altimétriques pour les applications fluviales [Mercier et Zanife, 2006] démontre la maturation et les fortes attentes autour de cette technique.

### 1.7.2.3 Largeurs

On trouve peu de travaux utilisant les techniques radar satellitaires pour la mesure de la largeur des fleuves [Bjerklie *et al.*, 2003]. Malgré l'avantage indéniable de n'être dépendant ni des conditions météorologiques, ni des conditions lumineuses, ces techniques ont un coût élevé en comparaison des mesures optiques.

Le principal atout des techniques radar imageur SAR (Synthetic Aperture Radar) réside dans la mesure des aires d'inondation. En effet, la végétation inondée empêche les techniques optiques de délimiter correctement les zones inondées. Dans ce cas, les techniques radar, éventuellement couplées à des techniques optiques [Townsend et Walsh, 1998], offrent une alternative intéressante [Hess *et al.*, 1995; Smith *et al.*, 1995; Smith, 1997].

---

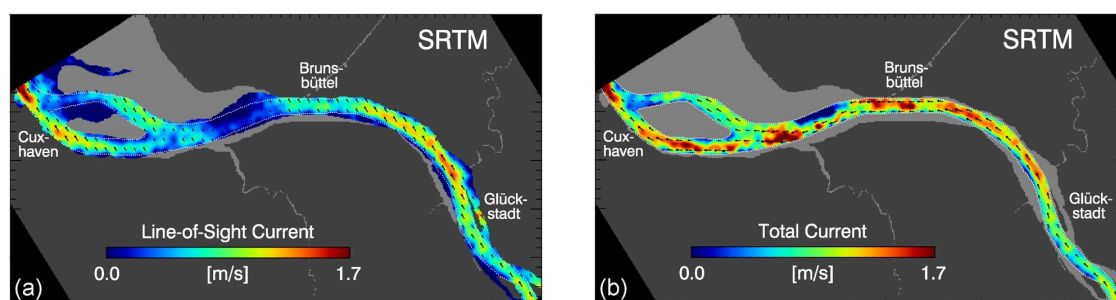
8. Le tracking est le traitement des formes d'onde en vue de l'extraction de la position de la surface. Il s'agit d'algorithmes embarqués sur les satellites. Le retracking est donc le traitement a posteriori des formes d'onde pour affiner l'identification de la position de la surface.

### 1.7.2.4 Vitesses

A l'instar de l'altimétrie radar il y a quelques années, la mesure de la vitesse de surface par technique radar est actuellement en phase de développement. Les détails de la technique d'interférométrie radar temporelle seront présentés dans la section 4.2.

Les premières mesures de vitesse d'eau par techniques d'interférométrie radar temporelle ont été appliquées à l'estimation des courants océaniques [Carande, 1994; Thompson *et al.*, 1994; Besson *et al.*, 2000; Frasier et Camps, 2001]. D'abord appliquées à partir de mesures radar aéroportées, les estimations des courants marins ont ensuite fait l'objet d'études à partir de mesures satellitaires [Romeiser et Hirsch, 2001; Romeiser *et al.*, 2002a]. Lors de la mission de mesure d'interférométrie radar spatiale topographique SRTM, les deux antennes radar ont présenté un léger décalage dans le sens de la trace (along-track), ce qui induisait un léger décalage temporel entre les deux acquisitions. Ce décalage, base de l'interférométrie radar temporelle, a permis une première étude de faisabilité d'estimation des courants marins depuis l'espace, les courants étant mesurés à 10 cm/s près.

Une fois prouvée la faisabilité de telles techniques, de nombreuses études ont pu être initiées sur les cours d'eau. Plant *et al.* [2005] dressent un large panel des mesures réalisées à partir de radars Doppler fixés sous des ponts, portés sur la rive, maintenus au-dessus de l'eau par hélicoptère ou encore aéroportés. Comparés à des mesures d'interférométrie SAR, il apparaît que, si les Doppler donnent de bons résultats, les mesures par interférométrie radar temporelle soulèvent des problèmes inhérents à la technique d'imageur SAR (introduction de biais dans les algorithmes de synthèse d'ouverture en premier lieu [Romeiser, 2005a]). Ces problèmes ne présentent toutefois pas une entrave au développement de cette technique et le lancement du satellite TerraSAR-X<sup>9</sup> a stimulé les recherches dans ce domaine [Romeiser, 2005b; Gruenler *et al.*, 2007; Romeiser *et al.*, 2007; Graber et Romeiser, 2010].



(a) Composante du champ de vitesse dans la ligne de visée du radar

(b) Champ de vitesse 2D obtenu par projection de 1.17(a) sur l'axe de l'embouchure

**FIGURE 1.17** – Courant sur l'embouchure de l'Elbe dérivé des mesures SRTM, extrait de [Romeiser et Runge, 2007].

9. Satellite imageur radar allemand lancé en juin 2007, orbitant à 514 km. Il effectue des acquisitions en bande X (9,65 GHz) avec une résolution de 1, 3 ou 16 m et une possibilité interférométrique temporelle. Depuis juin 2010, il fonctionne avec son jumeau TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurements) en interférométrie radar spatiale pour la génération d'un modèle numérique de terrain de la surface du globe avec une précision verticale de 2 m [Weber et Hörmann, 2006]. Site : [http://www.dlr.de/eo/en/desktopdefault.aspx/tabid-5725/9296\\_read-15979/](http://www.dlr.de/eo/en/desktopdefault.aspx/tabid-5725/9296_read-15979/)

Par ailleurs, à la suite d'efforts combinés et de retours d'expériences, tant en techniques optiques qu'en radar, la mesure d'un champ de vitesse 2D sur une section complète de fleuve, l'embouchure du Saint-Laurent et le fleuve Mackenzie, a pu être réalisée pour la première fois en 2011 [Kääb et Prowse, 2011]. Les résultats obtenus lors de cette expérience s'apparentent à la technique LSPIV, reposant sur le suivi de débris de glace à partir d'images :

- ASTER<sup>10</sup> à 10 m de résolution sol (couple d'images séparées de 55 secondes)
- PRISM<sup>11</sup> à 2,5 m de résolution sol (triplet d'images séparées de 45 et 90 secondes)
- IKONOS à 1 m de résolution sol (couple d'images séparées de 53 secondes)

Les auteurs estiment la précision globale de leurs estimations de vitesses de l'ordre de 0,03 à 0,07 m/s.

### 1.7.2.5 Penthes

La variable de pente est particulièrement difficile à caractériser du fait de ses faibles valeurs (de l'ordre de quelques centimètres par kilomètre). L'incertitude sur la mesure de niveau rend l'estimation de la pente difficilement envisageable.

#### A) Détermination de la pente à partir des niveaux

LeFavour et Alsdorf [2005] ont proposé une méthode, basée sur l'utilisation de séries temporelles de Topex/Poseidon et sur la dérivée d'un polynôme d'ordre 2 calé sur les mesures SRTM.

Bercher [2008] a également proposé une méthode d'estimation des pentes. Cette méthode utilise des mesures limnimétrique enregistrées à des stations nivelées [Kosuth *et al.*, 2006] pour caler un polynôme d'ordre 4 permettant de reconstituer à chaque date le profil de la ligne d'eau et donc sa pente (Fig. 1.18).

Ces deux approches donnent des résultats satisfaisants lors de l'utilisation des pentes pour l'estimation du débit, mais en l'absence de données in situ de pente et de méthodes de comparaisons, il semble difficile de conclure en faveur de l'une ou de l'autre.

#### B) Détermination directe de la pente

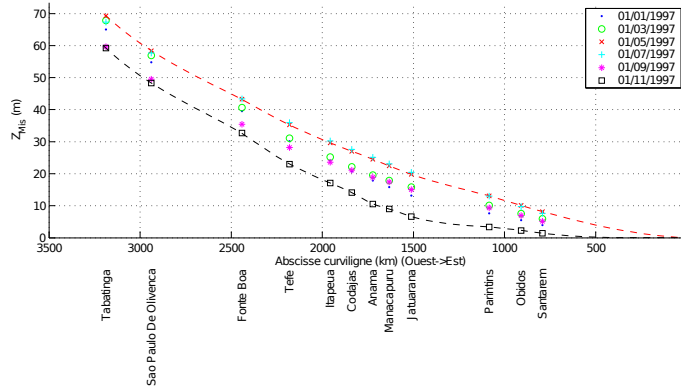
Le développement du programme SWOT<sup>12</sup> (Surface Water and Ocean Topography, projet NASA-CNES, Fig. 1.19) ouvre un nouveau champ de technique par la mesure directe de la pente au moyen de l'interférométrie radar spatiale (across-track). Tout d'abord cette mission apporte une mesure non plus linéaire (comme c'est le cas pour les techniques altimétriques) mais spatialisée des niveaux. Ainsi, il devient possible de mesurer directement, et localement, l'information de pente de la ligne d'eau. Basée sur l'interférométrie radar spatiale (cette technique sera présentée plus en

10. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, instrument de mesure embarqué sur le satellite Terra

11. Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping, instrument de mesure embarqué sur le satellite japonais ALOS

12. Satellite interférométrique SAR en bande Ka dont le principal objectif est de répondre à la fois aux besoins des océanographes pour le suivi des niveaux et pentes des océans et aux besoins des hydrologues pour le suivi des niveaux et pentes des fleuves. Lancement prévu pour 2019. <http://www.mira.fr/SWOT/>



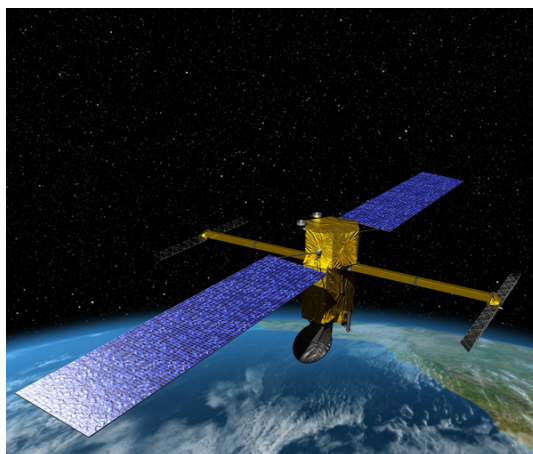


(a) Profil de la ligne d'eau en fonction de l'abscisse curviligne des fleuves Solimões et Amazone

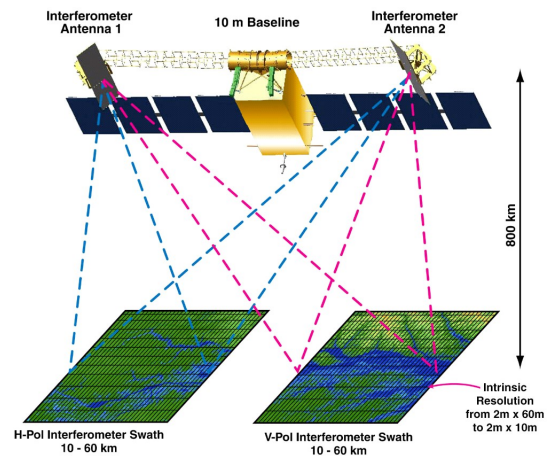


(b) Carte des stations limnimétriques utilisées pour l'illustration du profil de la ligne d'eau (carte GoogleEarth)

**FIGURE 1.18** – Illustration du profil (Fig. 1.18(a)) de la ligne d'eau, calculée par la méthode [Bercher, 2008], en fonction de l'abscisse curviligne des fleuves Solimões et Amazone à différentes dates de l'année 1997. Les mesures sont issues de douze stations limnimétriques (Fig. 1.18(b)) dont le nivellement a été réalisé à partir de mesures d'altimétrie radar [Kosuth et al., 2006]. Images issues de la thèse [Bercher, 2008]



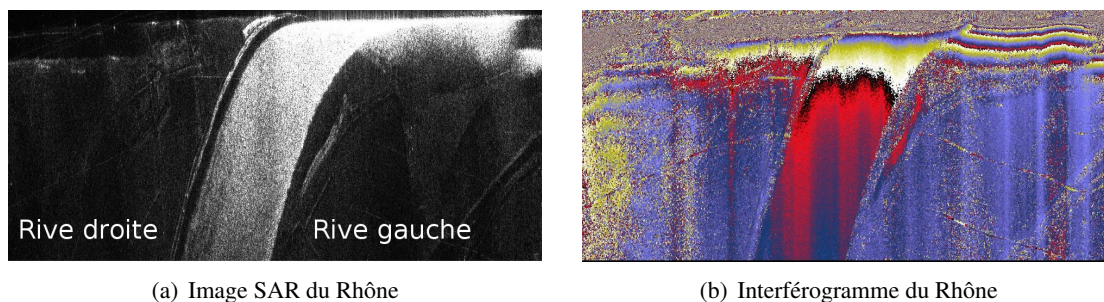
(a) Vue d'artiste du satellite SWOT



(b) Schéma de fonctionnement du capteur KaRIN de SWOT, graphique : Karen Rodriguez, NASA

**FIGURE 1.19** – Vue d'artiste du satellite et schéma de fonctionnement de SWOT (NASA-CNES), source : NASA

détail en 4.2.2), la pente de la ligne d'eau apparaît directement au travers des franges interférométriques (Fig. 1.20). La précision attendue pour la mesure de pente dans le cadre de cette mission est de 1 cm/ km, soit  $10^{-5}$  m/m [Alsdorf *et al.*, 2007; Durand *et al.*, 2010; Fu *et al.*, 2010].



**FIGURE 1.20** – Résultats préliminaires d’acquisitions en bande Ka sur le Rhône réalisées dans le cadre du programme SWOT [Fjørtoft *et al.*, 2011]. Le fleuve apparaît très brillant sur l’image SAR (1.20(b)) en raison du faible angle d’incidence radar (de  $0,6^\circ$  à  $4,1^\circ$ ). La zone brillante en haut de l’image correspond au début de fauchée ( $0,6^\circ$ ). La figure 1.20(b) représente les déphasages correspondants aux différences de hauteurs relatives.

La mission SWOT constitue donc à la fois une forte innovation en terme de techniques spatiales [Fjørtoft *et al.*, 2010, 2011] et un pas en avant dans les applications en hydrologie fluviale [Durand *et al.*, 2010; Nouvel *et al.*, 2011]. En effet, en plus de la mesure de niveau et pente, une ambition de la mission SWOT est l’estimation des débits. Cette estimation repose sur l’avantage de la spatialisation ainsi que la répétitivité de la mesure pour estimation des paramètres hydrauliques de fond. Une de ces méthodes repose sur l’utilisation de modèles d’écoulement (LISFLOOD-FP), de la formulation de Manning-Strickler et de la connaissance a priori du coefficient de frottement de Strickler [Durand *et al.*, 2010]. La méthode repose sur l’estimation de la cote et la pente du fond sont estimées à partir d’un ensemble de mesure de SWOT et de la spatialisation de la mesures, ensuite, le débit peut être estimé en utilisant la formulation de Manning-Strickler.

Cependant, coefficient de Strickler nécessite une connaissance a priori et n’est, pour l’instant, pas estimable par techniques satellitaires.

### 1.7.3 Synthèse

Nous voyons donc le potentiel des techniques satellitaires pour la mesure de l’ensemble des variables de surface des cours d’eau. La table 1.3 présente de manière synthétique les capacités de mesures actuelles et à venir des différentes techniques.

	Largeur	Niveau	Pente	Vitesse
Imagerie optique	★★★			
Imagerie radar	★★★			
Altimétrie radar		★*	★	
Altimétrie LIDAR		★★★	★★*	
Interférométrie spatiale		★★★	★★★	
Interférométrie temporelle				★★★

Opérationnel/Potentiel : ★\*

Précision : ★ ★★ ★★★★★

TABLE 1.3 – Synthèse des capacités de mesures des variables de surface des fleuves par techniques satellitaires

## 1.8 Objectifs du travail de thèse

Compte tenu des enjeux que représentent l'estimation du débit des fleuves et le besoin de suivi à l'échelle globale, les objectifs de cette étude sont au nombre de deux.

Tout d'abord, en supposant la mesure des variables de surface réalisable par techniques satellitaires avec une précision suffisante, le premier objectif du travail est de proposer une méthode d'estimation du débit des fleuves à partir des seules mesures satellitaires (chapitre 2). Cette méthode doit respecter la contrainte de l'absence totale de mesures in situ (pas de mesures in situ du débit ou des variables hydrauliques), et ne doit pas s'appuyer sur des connaissances a priori de la section de fleuve considérée. Notre objectif premier est de développer une méthode applicable en tout fleuve mesurable par techniques radar satellitaires, sans accès à des mesures terrain. Dans nos travaux, nous proposons d'éprouver cette méthode et de vérifier son applicabilité sur des données réelles. Une étude de la réponse aux bruits de mesure des variables de surface est conduite afin de s'assurer de la bonne robustesse au bruit de la méthode (chapitre 3).

Notre second objectif porte sur les techniques radar satellitaires de mesure des variables de surface sur les sections de fleuve. Nous avons vu que la mesure de largeur et de niveau ne posent pas de problèmes particuliers et font déjà l'objet de nombreuses études. Les mesures de bathymétrie ne sont pas réalisables, en l'état des techniques actuelles. Il s'agit donc de trouver un moyen de contourner cette lacune d'information. Finalement, la vitesse de surface ainsi que la pente de la ligne d'eau sont encore relativement peu documentées et de nombreuses inconnues subsistent quant à la qualité de leur mesure par techniques satellitaires. Le second objectif de ce travail porte donc sur l'étude des techniques satellitaires permettant leurs mesures, ainsi que les précisions et les biais que ces mesures injectent dans notre méthode d'estimation du débit. Nous nous focalisons plus particulièrement sur la mesure de la vitesse de surface par interférométrie radar temporelle (chapitre 4). Ceci nous conduit à une analyse particulière de la rugosité de la surface des eaux continentales (chapitre 5).





## **Deuxième partie**

# **Estimation du débit à partir des variables de surface sans mesures in situ**



# Chapitre 2

## MÉTHODE D'ESTIMATION DU DÉBIT À PARTIR DES VARIABLES DE SURFACE EN L'ABSENCE DE MESURES IN SITU.

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b> . . . . .	<b>43</b>
<b>2.2</b>	<b>Formulation du problème</b> . . . . .	<b>43</b>
<b>2.3</b>	<b>Bases théoriques hydrauliques</b> . . . . .	<b>44</b>
2.3.1	Relations expérimentales entre débit et variables de surface . . . . .	44
2.3.2	Relations théoriques entre débit et variables de surface . . . . .	46
2.3.3	Validation des hypothèses . . . . .	47
<b>2.4</b>	<b>Méthodes d'estimation des paramètres hydrauliques de fond (<math>Z_f, I_f, \alpha, K</math>) par minimisation de critère</b> . . . . .	<b>50</b>
2.4.1	Formulation des critères . . . . .	52
2.4.2	Méthodes de résolution . . . . .	56
<b>2.5</b>	<b>Mise en œuvre des méthodes d'estimation des débits sur des données non bruitées</b> . . . . .	<b>75</b>
<b>2.6</b>	<b>Synthèse sur la formulation des critères et les méthodes de résolutions</b> .	<b>77</b>

---



## 2.1 Introduction

Le chapitre précédent a montré l'intérêt de la télédétection dans l'estimation du débit des fleuves. Il a aussi montré que les progrès réalisés sur les capteurs permettront, dans un futur proche, de fournir des mesures des variables de surface des fleuves suffisamment précises pour des applications hydrauliques. C'est déjà le cas en ce qui concerne l'imagerie haute résolution et, dans certains cas, l'altimétrie radar [Oliveira Campos *et al.*, 2001; Calmant *et al.*, 2008; Bercher, 2008] (en particulier depuis le lancement de Jason-2<sup>1</sup>).

En supposant que les capteurs satellitaires soient en mesure de fournir des données suffisamment précises, le présent chapitre présente une méthode d'estimation du débit à partir de ces seules données de télédétection sans information in-situ. Dans un premier temps, nous formulons le problème et détaillons la démarche (2.2), ce qui nous amène à analyser les relations entre les variables de surface et le débit (2.3). Nous présentons ensuite la construction d'une méthode d'estimation des paramètres hydrauliques d'une section de cours d'eau à partir des mesures des variables de surface, en vue du calcul des débits et les voies de résolution numérique correspondantes (2.4).

## 2.2 Formulation du problème

L'estimation du débit des cours d'eau à partir des mesures de télédétection satellitaire est un domaine riche en travaux et en attentes [Alsdorf *et al.*, 2003; Bjerklie *et al.*, 2003; Cazenave *et al.*, 2004; Bjerklie, 2007] (cf. chapitre 1). Les recherches se concentrent essentiellement sur deux approches :

- l'utilisation de courbes de tarage liant la variable de débit à une ou plusieurs variables de surface, éventuellement mesurées par télédétection [Franchini *et al.*, 1999; Sivapragasam et Muttil, 2005; Dottori *et al.*, 2009],
- l'assimilation de variables mesurées par télédétection dans des modèles hydrauliques [Neal *et al.*, 2009].

Une contrainte majeure de ces approches réside dans le fait qu'elles nécessitent des mesures de terrain : mesures de débit pour le calage des courbes de tarage, mesures de bathymétrie pour la construction de modèles. Elles ne sont donc pas systématisables.

Nous proposons ici une troisième approche reposant sur l'estimation du débit d'une section de fleuve à partir des seules variables de surface mesurées par télédétection (vitesse de surface  $V_s$ , niveau  $Z$ , pente de la ligne d'eau  $I_s$  et largeur de surface des cours d'eau  $L$ ), sans mesures de terrain.

Cette approche inclut une phase d'estimation des paramètres hydrauliques de la section de fleuve considérée (cote du fond  $Z_f$ , pente du fond  $I_f$ , paramètre de forme du profil vertical de

---

1. Satellite altimétrie radar lancé en juin 2008 ayant pour principal objectif le suivi du niveau des mers et océans à haute précision (précision attendue : 2,5 cm). Il orbite à 1336 km, couvrant la surface du globe jusqu'à 66° de latitude avec une répétitivité de 10 jours. Son fonctionnement continu, sa précision et la recherche menée sur les algorithmes de traitement (retracker) le rendent prometteur pour des applications hydrologiques.

Site : <http://smc.cnes.fr/JASON2/Fr/>, site de l'AVISO, fournisseur des données, <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/missions/missions-actuelles/jason-2/index.html>

vitesse  $\alpha$ , rugosité du fond  $K$ ), paramètres que les techniques satellitaires actuelles ne peuvent mesurer directement.

Nous avons donc développé une méthode permettant, dans un premier temps, d'estimer les paramètres hydrauliques à partir de mesures des variables de surface puis d'estimer les débits. Dans un ce chapitre, nous développons et testons cette méthode sur des mesures simulées et non bruitées générées à partir de modèles simples et d'une hypothèse sur le profil vertical des vitesses. L'étude de la robustesse au bruit de mesure des variables de surface fera l'objet du chapitre 3.

La méthode est développée en trois étapes principales :

1. dans une première étape, à partir des équations fondamentales de Saint-Venant et d'un ensemble d'hypothèses simplificatrices dont le développement est décrit dans la section 2.3, nous établissons deux formulations du débit  $Q$ , sur une section de cours d'eau en fonction des seules variables de surface et de paramètres hydrauliques ( $Q_1$  et  $Q_2$ );
2. dans une seconde étape, nous utilisons la contrainte de cohérence des deux formulations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , au cours du cycle hydrologique ; La détermination des paramètres hydrauliques est réalisé par minimisation d'un critère d'écart entre les deux estimations du débit  $Q_{1i}$  et  $Q_{2i}$  ( $i = 1 \dots N$ ) en utilisant un jeu de  $N$  mesures des variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1 \dots N}$  réalisées sur la section de fleuve considérée sous différentes conditions de régime hydraulique. Nous développons plusieurs stratégies de minimisation et différentes formulations du critère.
3. enfin, dans une troisième étape, une fois les paramètres hydrauliques déterminés, les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  peuvent être fusionnées pour fournir une estimation du débit  $\hat{Q}$  pour chaque jeu de mesure des variables de surface obtenu sur la section considérée.  $\hat{Q}$  peut être défini, par exemple, comme la moyenne de  $Q_1$  et  $Q_2$ .

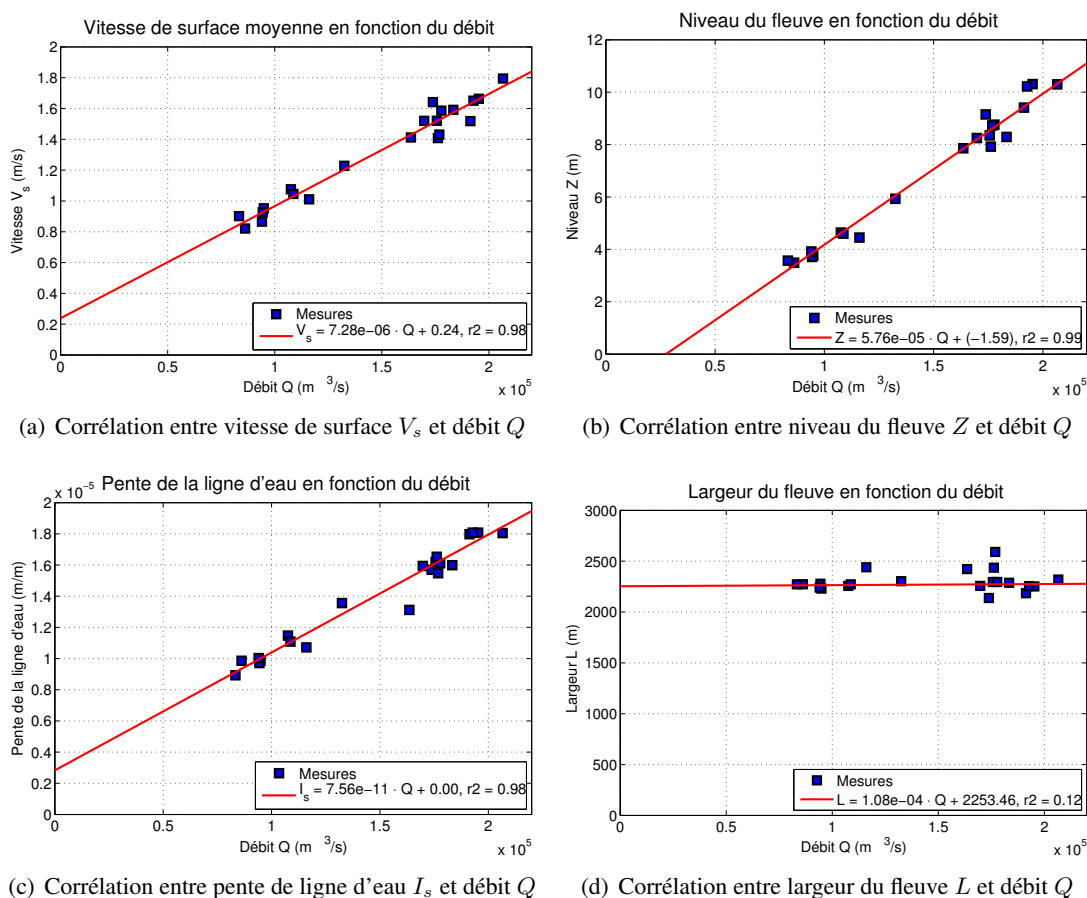
## 2.3 Bases théoriques hydrauliques

### 2.3.1 Relations expérimentales entre débit et variables de surface

Les liens existant entre le débit, la vitesse de surface et le niveau du cours d'eau ont fait l'objet de nombreux travaux [Franchini *et al.*, 1999; Kennedy, 1984; Sivapragasam et Muttil, 2005; Costa *et al.*, 2000, 2006].

Nous avons utilisé, pour les illustrer, différents jeux de données issus de campagnes de mesure de débit par sondeur acoustique (ADCP) régulièrement effectuées sur les stations du bassin amazonien (Projet HyBAM ANA-IRD). La figure 2.1 illustre ces relations expérimentales en une section donnée de l'Amazone à Óbidos.

On notera une absence de relation entre largeur et débit (Fig. 2.1(d)) liée à la topographie encaissée de la section et à l'absence de variation significative de la largeur qui en résulte (mesurée à partir des sondages ADCP donc avec une incertitude liée à l'estimation de la distance aux berges). Le débit et chacune des trois autres variables de surface semblent fortement corrélées.



**FIGURE 2.1** – Liens entre les variables de surface (vitesses de surface 2.1(a), le niveau 2.1(b), pente de la ligne d'eau 2.1(c), largeur 2.1(d)) et le débit sur le fleuve Amazone à la station d'Óbidos. Ces illustrations ont été produites à partir des mesures ADCP réalisées par l'ANA ainsi que l'ANA et l'IRD dans le cadre du projet HyBAM (cf. § 3.1.1)



### 2.3.2 Relations théoriques entre débit et variables de surface

L'expression du débit à partir des seules variables de surface mesurables par techniques satellitaires (largeur, niveau, pente de surface, vitesse de surface) et des paramètres hydrauliques de la section (le rapport entre vitesse moyenne et vitesse de surface  $\alpha$ , la cote du fond  $Z_f$ , la pente du fond  $I_f$  et le coefficient rugosité de Strickler  $K$ ) peut être obtenue à partir des équations de Saint-Venant (lois de conservation de la masse et de conservation de l'énergie) et d'hypothèses limitantes. Nous sommes amenés à formuler 5 hypothèses :

- H1 Régime permanent à chaque mesure (le débit ne varie pas, ou peu, durant les quelques jours ou heures précédant la mesure des variables de surface)
- H2 Hypothèse de section rectangulaire : nous approximations la section par un rectangle défini par la largeur en surface  $L$  et le tirant d'eau moyen (la différence en le niveau  $Z$  et la cote du fond moyenne  $Z_f$ ). Étant donné la différence d'échelle existant entre la largeur et le tirant d'eau (par exemple un rapport d'environ 50 d'après les données réalisées sur l'Amazone à Óbidos ou sur le Rhône en aval de Beaucaire), un cours d'eau peut raisonnablement être assimilé, au premier ordre, à une fine pellicule d'épaisseur constante.
- H3 Rapport ( $\alpha$ ) entre la vitesse moyenne de la section et la vitesse de surface constant au cours du temps.
- H4 Pente linéaire d'énergie formalisée par l'équation de Manning-Strickler avec coefficient de Strickler  $K$  constant au cours du temps
- H5 Largeur peu variable le long de l'axe du fleuve sur la section considérée  $\frac{\partial L}{\partial x} \approx 0$

Sur la base de ces cinq hypothèses, le débit peut être formulé de deux façons : (1) selon la définition du débit ; (2) selon la loi de conservation de l'énergie.

#### 1. Formulation de la définition du débit

Dans une section rectangulaire le débit est égal au produit de la superficie de la section par la vitesse moyenne

$$Q_1 = V_{moy} \cdot S = (\alpha \cdot V_s) \cdot (L \cdot (Z - Z_f)) = \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h \quad (2.1)$$

avec  $\alpha$  le rapport entre vitesse moyenne et vitesse de surface  $\alpha = \frac{V}{V_s}$  (adimensionnel) et  $h$  la profondeur  $h = (Z - Z_f)$  (m).

#### 2. Formulation du débit par la loi de conservation de l'énergie.

La pente d'énergie est donnée par  $J = \frac{\partial}{\partial x} \left( Z + \frac{V^2}{2g} \right)$ , avec  $Z$  la cote de la surface de l'eau et  $V$  la vitesse de l'écoulement. En notant  $I_s = \frac{\partial Z}{\partial x}$  la pente de la surface, nous avons :

$$J = I_s + \frac{V}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial x} \quad (2.2)$$

Nous considérons un axe des abscisses orienté de l'aval vers l'amont. La pente de surface  $I_s$  et la pente d'énergie  $J$  sont donc positives.

$$\frac{\partial V}{\partial x} = \frac{\partial(Q/S)}{\partial x} = -\frac{Q}{S^2} \cdot \frac{\partial S}{\partial x} = -\frac{Q \cdot L}{S^2} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{Q \cdot L}{S^2} \cdot (I_s - I_f) \quad (2.3)$$

$$J = I_s - \frac{Q^2 \cdot L}{g \cdot S^3} \cdot (I_s - I_f) \quad (2.4)$$

La relation de Manning-Strickler exprime la perte linéaire d'énergie de l'eau  $J$  en fonction des variables hydrauliques :

$$J = \frac{Q^2}{K^2 \cdot S^2 \cdot R^{4/3}} \quad (2.5)$$

$Q$  étant le débit ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $K$  le coefficient de rugosité de Strickler ( $\text{m}^{1/3}/\text{s}$ ),  $S$  la surface de la section ( $\text{m}^2$ ) et  $R$  le rayon hydraulique ( $\text{m}$ ).

Il en résulte la formulation  $Q_2$  du débit :

$$\begin{aligned} \frac{Q_2^2}{K^2 \cdot S^2 \cdot R^{4/3}} &= I_s - \frac{Q_2^2 \cdot L}{g \cdot S^3} \cdot (I_s - I_f) \\ \frac{Q_2^2}{K^2} + \frac{Q_2^2 \cdot L \cdot S^2 \cdot R^{4/3}}{g \cdot S^3} \cdot (I_s - I_f) &= S^2 \cdot R^{4/3} \cdot I_s \\ Q_2^2 \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{(Z - Z_f)^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right) &= L^2 \cdot (Z - Z_f)^{10/3} \cdot I_s \end{aligned}$$

L'intensité  $Q_2$  du débit (nous ne prenons pas ici en compte le signe négatif du débit orienté vers l'aval) peut ainsi être exprimé par :

$$\begin{aligned} Q_2 &= \frac{L \cdot (Z - Z_f)^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}{\sqrt{\frac{1}{K^2} + \frac{(Z - Z_f)^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f)}} \\ Q_2 &= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} \\ Q_2 &= L \cdot K \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} \quad (2.6) \end{aligned}$$

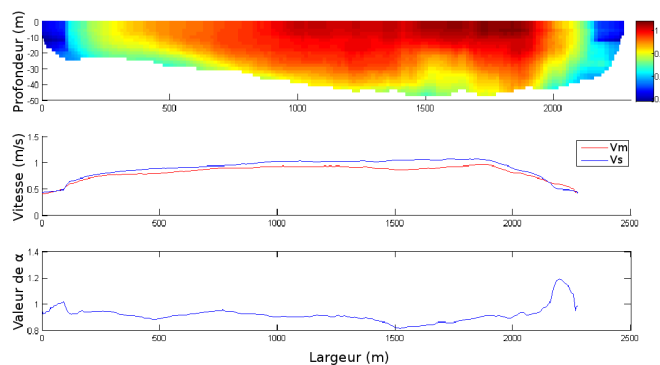
avec  $K$  le coefficient de Strickler,  $I_f$  la pente du fond ( $\text{m}/\text{m}$ ) et  $g$  la constante de gravité ( $g \approx 9.81\text{m}/\text{s}^2$ ). Les bases de cette équation sont fournies en annexes.

### 2.3.3 Validation des hypothèses

Pour analyser sur des données réelles les limites de validité des hypothèses, nous nous appuyons sur des mesures de débit réalisées régulièrement sur le bassin amazonien au cours du cycle hydrologique. Cela nous permet d'étudier nos hypothèses selon différentes configurations de débit. Nous nous sommes particulièrement intéressés aux hypothèses H3 et H4.

### 2.3.3.1 Analyse de la variabilité de $\alpha$ (hypothèse H3)

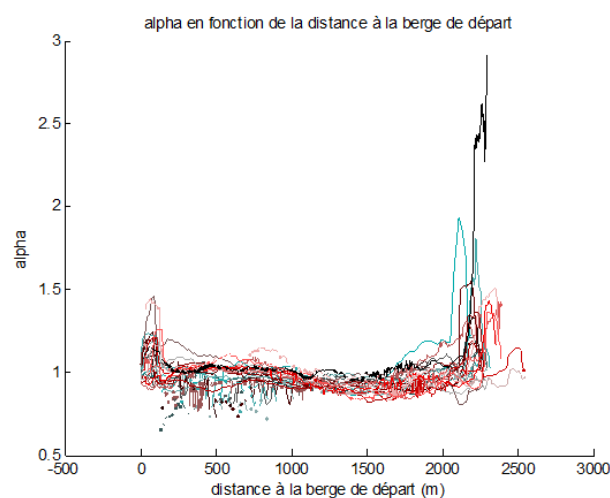
Dans un premier temps, nous avons calculé pour chaque transect (i.e. chaque mesure de champ de vitesse en coupe du fleuve) les paramètres  $\alpha$  correspondant à chaque ensemble (i.e. profil vertical). La figure 2.2 présente les valeurs de  $\alpha$ , pour un transect particulier, en fonction de l'éloignement aux berges.



**FIGURE 2.2** – Représentation du champ de vitesse d'un transect ADCP (en haut), de l'évolution de la vitesse moyenne et de la vitesse de surface en fonction de la distance à la berge (au centre) et de l'évolution du rapport  $\alpha = \frac{V_m}{V_s}$  en fonction de la distance (en bas) sur l'Amazone (mesures de l'ANA et de l'IRD à la station d'Óbidos, programme HyBAm).

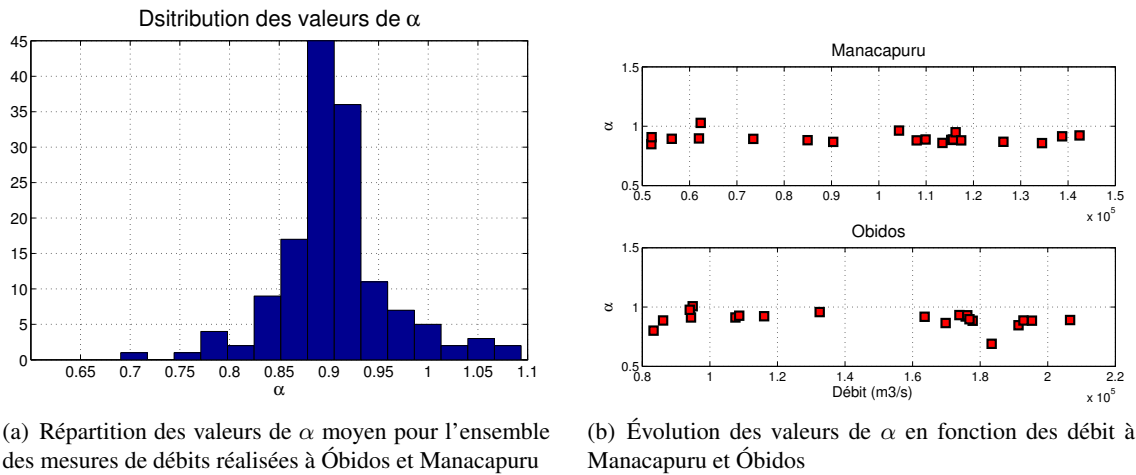
On constate sur cet exemple que  $\alpha$  est relativement homogène avec une valeur moyenne de 0,93 et un écart-type de 0,05. On constate également que les valeurs de  $\alpha$  près des berges s'écartent de cette moyenne, très probablement en raison de perturbations physiques sur les vitesses de surface (tourbillons) comme semble le montrer la figure 2.2 du haut.

La figure 2.3 présente sur un même graphique l'ensemble des  $\alpha$  pour 24 transects de mesure de débit réalisés à la station d'Óbidos, en fonction de la distance à la berge.



**FIGURE 2.3** – Évolution des valeurs de  $\alpha$  pour chacun des transects en fonction de la distance à la berge de départ.

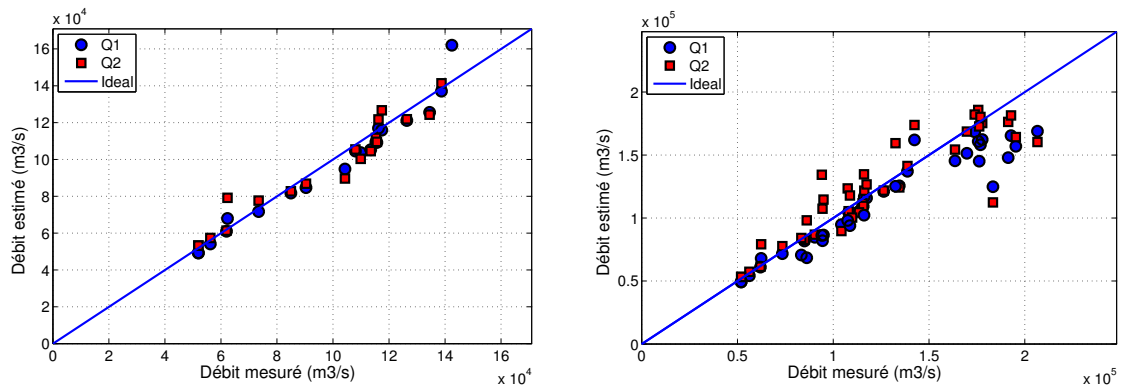
En étudiant la distribution des valeurs de  $\alpha$  en fonction de l'éloignement à la berge de départ nous pouvons remarquer que les valeurs au centre du fleuve sont regroupées alors que les valeurs près des berges présentent une plus grande dispersion.



(a) Répartition des valeurs de  $\alpha$  moyen pour l'ensemble des mesures de débits réalisées à Óbidos et Manacapuru

(b) Évolution des valeurs de  $\alpha$  en fonction des débit à Manacapuru et Óbidos

**FIGURE 2.4** – Répartition des valeurs de  $\alpha$  pour l'ensemble des mesures de débit



(a) Débit estimé avec  $\alpha$  constant en fonction du débit mesuré sur la station de Manacapuru

(b) Débit estimé avec  $\alpha$  constant en fonction du débit mesuré sur la station d'Óbidos

**FIGURE 2.5** – Influence sur l'estimation du débit de l'utilisation d'une valeur constante de  $\alpha$  sur les données de la station de Manacapuru (2.5(a)) et Óbidos (2.5(b)). Les erreurs quadratiques relatives sont respectivement de 5% et 13%

Le calcul des valeurs moyennes de  $\alpha = \frac{V_m}{V_s}$ , en ne considérant pas les ensembles proches des rives de départ et d'arrivée, fournit la distribution présentée sur la figure 2.4(a). Les valeurs de  $\alpha$  moyen sont comprises dans un intervalle allant de 0,7 à 1,1 avec une moyenne de 0,9 (écart-type de 0,06) et n'évoluent pas en fonction du débit (Fig. 2.4(b)). Les débits calculés avec une valeur moyenne de  $\alpha$  fixée à 0,9 présentent des erreurs relatives de 0,05 (écart-type de 0,03) pour Manacapuru et 0,13 (écart-type de 0,07) pour Óbidos (Fig. 2.5). Nous pouvons donc conclure que notre hypothèse  $\alpha$  constant au cours du temps est validée.

### 2.3.3.2 Analyse de la variabilité de $K$ (hypothèse H4)

Il est impossible d'obtenir une mesure directe du coefficient de Strickler  $K$ . En conséquence la validité de l'hypothèse  $K = \text{cte}$  peut difficilement être vérifiée. Cependant, il s'agit d'une hypothèse couramment adoptée [Fréché, 1985] lors de la création de modèles hydrauliques, par exemple. Nous avons toutefois voulu vérifier cette hypothèse, avec les données et les moyens que nous avons à disposition. Pour cela, nous avons calculé, pour chaque mesure réalisée en une station, le coefficient de Strickler  $K$ , en utilisant l'équation (2.6) dont nous avons négligé le second terme (hypothèse du régime uniforme,  $I_s - I_f \approx 0$  : nous ne disposons d'aucune information sur la pente du fond du lit du fleuve  $I_f$ ). Les données sont issues des mesures ADCP et des estimations de pente de surface  $I_s$  dérivées des mesures in-situ de niveau aux stations limnimétriques (cf. § 3.1.1) et d'un nivellement topographique par altimétrie radar [Kosuth *et al.*, 2006]. Ce travail a été réalisé sur les deux stations de l'Amazone Óbidos et Manacapuru (Fig. 2.6).

Les deux stations présentent un coefficient de Strickler  $K$  variable, avec des écarts-types similaires :

$$\bar{K} = 28 \text{ et } \sigma_K = 2,9 \text{ pour les mesures à Óbidos}$$

$$\bar{K} = 34 \text{ et } \sigma_K = 2,2 \text{ pour les mesures à Manacapuru}$$

Si les variations de  $K$  apparaissent non négligeables par rapport à la valeur moyenne (10% pour Óbidos, 6,5% pour Manacapuru) les débits estimés avec ces valeurs moyennes sont très satisfaisants avec des erreurs relatives moyennes d'estimation de 0,09 (écart-type de 0,05) pour Óbidos et 0,002 (écart-type de 0,06) pour Manacapuru. Si l'hypothèse  $K$  constant ne semble pas pleinement satisfaite, elle ne semble pas, dans ces deux cas, affecter l'estimation du débit.

On notera que la station d'Óbidos, à la différence de celle de Manacapuru, semble montrer une corrélation entre la valeur de  $K$  le débit ( $K = 6,89 \cdot 10^{-5} \cdot Q + 17,55$ ,  $r^2 = 0,86$ ). L'hypothèse a été formulée que les structures en dunes du fond du fleuve génèrent plus de perturbation à faible tirant d'eau (faible débit) qu'à fort tirant d'eau (fort débit). Ainsi la variabilité du coefficient de Strickler  $K$  à Óbidos ( $K = 20$  à  $80\,000 \text{ m}^3/\text{s}$  /  $K = 31$  à  $200\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) serait liée à la structure du fond.

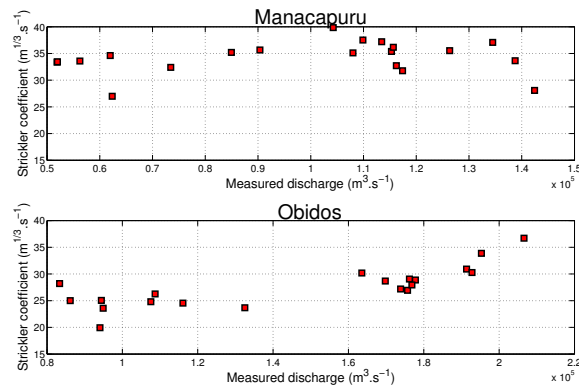
## 2.4 Méthodes d'estimation des paramètres hydrauliques de fond ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ) par minimisation de critère

Nous disposons ainsi de deux relations exprimant le débit :

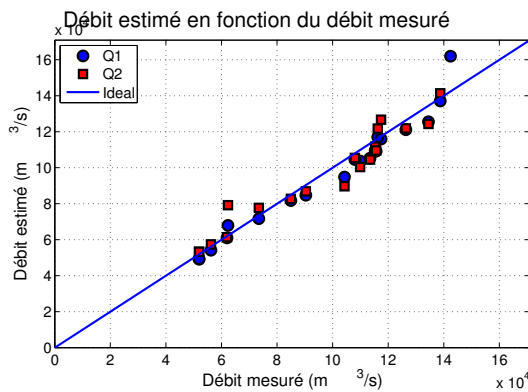
$$Q_1 = \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h \tag{2.7}$$

$$Q_2 = L \cdot K \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} \tag{2.8}$$

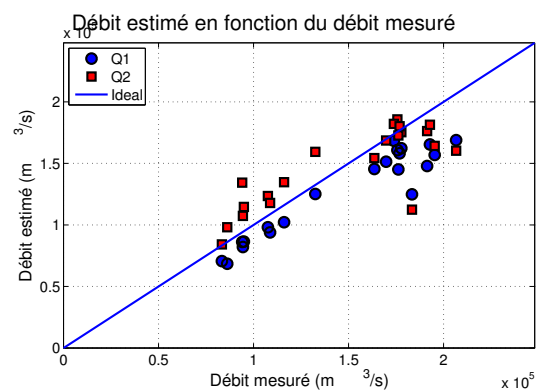
L'égalité entre ces deux formulations, pour un jeu de données de  $N$  mesures des variables de surface  $(V_{s_i}, Z_i, I_{s_i}, L_i)_{i=1 \dots N}$ , constitue une contrainte sur les valeurs des paramètres hydrauliques



(a) Évolution du coefficient de Strickler  $K$  en fonction du débit pour les stations de Manacapuru (en haut) et Óbidos (en bas)



(b) Débit estimé avec  $K$  constant en fonction du débit mesuré sur la station de Manacapuru



(c) Débit estimé avec  $K$  constant en fonction du débit mesuré sur la station d'Óbidos

**FIGURE 2.6** – Évolution du coefficient de Strickler  $K$  en fonction du débit (en haut). Influence sur l'estimation du débit de l'utilisation d'une valeur constante du coefficient de Strickler  $K$  (en bas) sur les données de la station de Manacapuru (à gauche) et Óbidos (à droite). Les erreurs quadratiques relatives sont respectivement de 6% et 13%

de fond  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$ . Les méthodes développées dans ce chapitre reposent sur la résolution de cette contrainte pour déterminer  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$ . Elles consistent en deux étapes

1. la définition d'un critère sur l'écart entre  $Q_1$  et  $Q_2$  (cf. § 2.4.1),
2. la minimisation de ce critère par une méthode analytique ou algorithmique (cf. § 2.4.2).

À partir d'une formulation classique d'un critère portant sur l'écart quadratique entre les séries  $Q_{1i}$  et  $Q_{2i}$  de débits estimés (cf. § 2.4.1.1), nous introduisons d'autres formulations de critères permettant soit de proposer des solutions analytiques (cf. § 2.4.1.2) ou semi-analytiques (cf. § 2.4.1.3), soit d'éviter des solutions mathématiques n'ayant pas de sens physique (cf. § 2.4.1.4). Nous introduirons ainsi successivement quatre critères.

## 2.4.1 Formulation des critères

### 2.4.1.1 Critère quadratique sur les écarts de débit estimé $J_1$

A partir du principe d'égalité entre la valeur de débit formulée par la définition du débit ( $Q_1$ , (2.7)) et la valeur de débit formulée par la loi de conservation de l'énergie ( $Q_2$ , (2.8)), moyennant les hypothèses H1 à H5, (cf. § 2.3.2), les paramètres hydrauliques de fond  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$  doivent être tels que l'écart quadratique entre  $Q_{1i}$  et  $Q_{2i}$  ( $i = 1 \dots N$  jeux de mesures) est minimum.

En considérant une distance euclidienne, ce critère  $J_1$  devient :

$$J_1 = \sum_{i=1}^N [Q_{1i} - Q_{2i}]^2 = \sum_{i=1}^N R_{1i}^2 \quad (2.9)$$

et sa version normée :

$$J_{1norm} = \frac{\sqrt{J_1}}{N} \quad (2.10)$$

On notera que :

$$R_{1i} = (Q_{1i} - Q_{2i}) \quad (2.11)$$

La détermination de  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$  se ramène donc au problème

$$\min_{(\alpha, Z_f, I_f, K)} \sum (R_{1i})^2 \quad (2.12)$$

Si le critère  $J_1$  est une fonction quadratique de  $Q_1$  et  $Q_2$ , il n'est pas une fonction quadratique des paramètres hydrauliques  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$ .

Nous devons donc mettre en œuvre des méthodes de résolution adaptées (cf. § 2.4.2).

### 2.4.1.2 Critère quadratique sur les écarts de niveau estimé avec approximation du régime uniforme $J_2$

L'expression de  $Q_2$  (eq.(2.8)) est constituée du produit de deux facteurs. Le second est lui-même constitué de la somme de deux termes dont le second peut s'avérer très faible par rapport au

premier. Par exemple pour une profondeur  $h$  de 20 m, une valeur  $K = 40$  et  $I_s - I_f \approx 10^{-4}$  m/m, le terme  $\frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \approx 0,05$  est très faible devant 1.

Supposer le second terme négligeable par rapport au premier revient à négliger l'effet de  $(I_s - I_f)$ , c'est-à-dire du caractère non uniforme de l'écoulement. L'estimation du débit  $Q_2$  prend alors la forme :

$$Q_{2RU} = L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot K \quad (2.13)$$

Cela permet d'exprimer un critère simplifié portant sur les niveaux.

$$\begin{aligned} Q_1 = Q_{2RU} &\Leftrightarrow \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h = L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot K \\ \frac{Q_1}{L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K} &= \frac{Q_{2RU}}{L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K} \Leftrightarrow \frac{\alpha \cdot V_s}{I_s^{1/2} \cdot K} = h^{2/3} \\ \left( \frac{Q_1}{L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K} \right)^{3/2} &= \left( \frac{Q_{2RU}}{L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K} \right)^{3/2} \Leftrightarrow \left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2} \cdot \left( \frac{V_s}{I_s^{1/2}} \right)^{3/2} = h \\ &\Leftrightarrow h + \left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2} \cdot \left( \frac{V_s}{I_s^{1/2}} \right)^{3/2} = 0 \\ &\Leftrightarrow Z = Z_f + \left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2} \cdot \left( \frac{V_s}{I_s^{1/2}} \right)^{3/2} \end{aligned} \quad (2.14)$$

La contrainte  $Q_1 = Q_2$  peut être remplacée par la contrainte (2.14) sur  $\left( \frac{Q_1}{L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K} \right)^{3/2} = \left( \frac{Q_{2RU}}{L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K} \right)^{3/2}$  ce qui amène à construire un critère sur les écarts de niveau :

$$J_2 = \sum_{i=1}^N \left[ Z_i - Z_f - \left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2} \cdot \left( \frac{V_{s_i}}{I_{s_i}^{1/2}} \right)^{3/2} \right]^2 = \sum_{i=1}^N R_{2_i}^2 \quad (2.15)$$

et sa version normalisée

$$J_{2norm} = \frac{\sqrt{J_2}}{N} \quad (2.16)$$

On notera que

$$R_{2_i} = \frac{1}{(L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K)^{3/2}} \cdot (Q_1^{3/2} - Q_{2RU}^{3/2}) \quad (2.17)$$

L'avantage de ce critère est d'être une fonction quadratique de  $Z_f$  et  $\left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2}$ . Il sera donc possible d'obtenir de façon analytique une solution de ces valeurs minimisant  $J_2$ .

### 2.4.1.3 Critère quadratique sur les paramètres hydrauliques $J_3$

Le critère  $J_2$  offrant une solution analytique pour la détermination des paramètres hydrauliques est tributaire de l'hypothèse du régime pseudo-uniforme<sup>2</sup>. Elle suppose que le second terme du

2. qui consiste à supposer  $\frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \ll 1$



facteur droit de  $Q_2$  (2.8) est négligeable par rapport à 1.

Il est possible de définir un critère quadratique par rapport aux paramètres hydrauliques recherchés tout en s'abstenant de cette hypothèse. Si nous développons cette égalité, nous obtenons :

$$\begin{aligned}
 Q_1 = Q_2 &\Leftrightarrow \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h = L \cdot K \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} \\
 \left( \frac{L \cdot h^{5/3} \cdot K \cdot I_s^{1/2}}{Q_1} \right)^2 &= \left( \frac{L \cdot h^{5/3} \cdot K \cdot I_s^{1/2}}{Q_2} \right)^2 \Leftrightarrow \frac{K^2 \cdot I_s \cdot h^{4/3}}{\alpha^2 \cdot V_s^2} = 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \\
 \left( \frac{L \cdot h^{5/3}}{Q_1} \right)^2 &= \left( \frac{L \cdot h^{5/3}}{Q_2} \right)^2 \Leftrightarrow \frac{h^{4/3}}{\alpha^2 \cdot V_s^2} = \frac{1}{K^2 \cdot I_s} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot \left( 1 - \frac{I_f}{I_s} \right) \\
 &\Leftrightarrow \left[ -\frac{1}{I_s} \right] \cdot \frac{1}{K^2} + \left[ \frac{h^{1/3}}{g \cdot I_s} \right] \cdot I_f + \left[ \frac{h^{4/3}}{V_s^2} \right] \cdot \frac{1}{\alpha^2} + \left[ -\frac{h^{1/3}}{g} \right] = 0
 \end{aligned} \tag{2.18}$$

La contrainte  $Q_1 = Q_2$  peut être remplacée par la contrainte (2.18)  $\frac{L^2 \cdot h^{10/3}}{Q_1^2} = \frac{L^2 \cdot h^{10/3}}{Q_2^2}$ , ce qui amène à construire un critère sur les écarts des racines cubiques des profondeurs :

$$J_3 = \sum_{i=1}^N \left( \left[ -\frac{1}{I_s} \right]_i \cdot \frac{1}{K^2} + \left[ \frac{h^{4/3}}{g \cdot I_s} \right]_i \cdot I_f + \left[ \frac{h^{4/3}}{V_s^2} \right]_i \cdot \frac{1}{\alpha^2} + \left[ -\frac{h^{1/3}}{g} \right]_i \right)^2 \tag{2.19}$$

$$= \sum_{i=1}^N R_{3i}^2 \tag{2.20}$$

et sa version normalisée

$$J_{3norm} = \frac{\sqrt{J_3}}{N} \tag{2.21}$$

On notera que

$$R_{3i} = L^2 \cdot h^{10/3} \left( \frac{1}{Q_1^2} - \frac{1}{Q_2^2} \right) \tag{2.22}$$

Pour  $Z_f$  fixé, le critère  $J_3$  s'écrit sous la forme :

$$J_3 = \sum_{i=1}^N \left( \left[ -\frac{1}{I_s} \right]_i \cdot \beta + \left[ \frac{h^{4/3}}{g \cdot I_s} \right]_i \cdot \gamma + \left[ \frac{h^{4/3}}{V_s^2} \right]_i \cdot \delta + \left[ -\frac{h^{1/3}}{g} \right]_i \right)^2 \tag{2.23}$$

avec  $\beta = \frac{1}{K^2}$ ,  $\gamma = I_f$  et  $\delta = \frac{1}{\alpha^2}$ .

Le critère  $J_3$  est donc une fonction quadratique de  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$ , eux-même directement liés au paramètres hydrauliques recherchés. En conséquence, il sera possible, pour  $Z_f$  donné, d'obtenir par solution analytique les paramètres hydrauliques  $\alpha$ ,  $K$  et  $I_f$  minimisant  $J_3(Z_f)$ . Il suffira alors d'identifier le  $Z_f$  fournissant la valeur minimale de  $J_3(Z_f)$  pour obtenir la solution du problème.

#### 2.4.1.4 Critère non quadratique sur les écarts de débit $J_4$

L'utilisation du critère quadratique  $J_1$  sur les écarts de débit présenté en 2.4.1.1, qui consiste à minimiser la somme des carrés des écarts entre les débits  $Q_1$  et  $Q_2$ , se heurte à deux difficultés :

1. l'existence d'une solution mathématique, mais non physique,  $\alpha = 0, K = 0$  pour laquelle  $Q_1 = Q_2 = 0$ <sup>3</sup>
2. le fait que, à même erreur relative, les erreurs sur les grandes valeurs de débit ont plus de poids dans le critère que les erreurs sur les faibles valeurs : la solution des paramètres hydrauliques risque donc d'être ajustée sur les fortes valeurs de débit et peu contraintes sur les faibles valeurs.

Une méthode pour éviter ces deux difficultés consiste à formuler différemment le critère

$$J_4 = \sum \left(1 - \frac{Q_1}{Q_2}\right)^2 \quad (2.24)$$

avec sa forme normalisée

$$J_{4norm} = \frac{\sqrt{J_4}}{N} \quad (2.25)$$

On notera que

$$R_{4i} = \left(1 - \frac{Q_{1i}}{Q_{2i}}\right) \quad (2.26)$$

#### 2.4.1.5 Synthèse des critères

Formulation des critères	Avantage	Inconvénient
$J_1 = \sum_{i=1}^N [Q_{1i} - Q_{2i}]^2$	minimise l'écart entre les deux estimations du débit $Q_1$ et $Q_2$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- résolution par descente de critère, longue</li> <li>- solution mathématique, non physique, en <math>Q_1 = Q_2 = 0</math></li> <li>- ajuste plutôt sur les forts débits que sur les faibles débits.</li> </ul>
$J_2 = \sum_{i=1}^N \left[ \frac{(Q_1^{3/2} - Q_2^{3/2})}{(L \cdot h \cdot I_s^{1/2} \cdot K)^{3/2}} \right]^2$	formulation analytique simple à résoudre	hypothèse de régime uniforme
$J_3 = \sum_{i=1}^N \left[ L^2 \cdot h^{10/3} \left( \frac{1}{Q_1^2} - \frac{1}{Q_2^2} \right) \right]^2$	résolution semi-analytique	-
$J_4 = \sum_{i=1}^N \left[ 1 - \frac{Q_{1i}}{Q_{2i}} \right]^2$	critère robuste	résolution par descente de critère, longue

3. une solution à cette difficulté consisterait à fixer  $\alpha = 0,9$  même si l'on sait que le paramètre  $\alpha$  n'est pas exactement identique d'une station à l'autre

## 2.4.2 Méthodes de résolution

Nous avons introduit en 2.4.1 différentes façons de formaliser le problème de recherche des paramètres hydrauliques  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$  à partir des mesures des variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1\dots N}$ , sous forme de minimisation de critères s'appuyant sur les deux expressions du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ . Nous allons développer dans cette partie des méthodes pour la résolution de ces problèmes de minimisation.

Après une analyse de la topographie de ces critères (cf. § 2.4.2.1), nous distinguons et développons trois familles de méthodes :

méthode 0 : Minimum de grille (cf. § 2.4.2.2)

méthodes 1 et 2 : résolution analytique et semi-analytique (cf. § 2.4.2.3 et 2.4.2.4)

méthode 3 : résolution par algorithme itératif de descente de critère. (cf. § 2.4.2.5)

### 2.4.2.1 Analyse de la topographie des critères

**A) Objectif** Si les critères  $J_2$  et  $J_3$  permettent la mise en œuvre de solutions analytiques ou semi-analytiques, le cas général ( $J_1$  et  $J_4$ ) requiert des démarches itératives de descente du critère.

Préalablement au développement de telles démarches, il nous est paru nécessaire d'analyser la topographie de chaque critère, c'est-à-dire la valeur qu'il prend pour différentes valeurs de paramètres hydrauliques. Nous avons pour cela créé, à partir de valeurs fixées des paramètres hydrauliques  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$ , des jeux de données synthétiques  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1\dots N}$  vérifiant les équations  $Q_{1i}$  (2.7) et  $Q_{2i}$  (2.8). Ces jeux de données ont ensuite été utilisés pour analyser la variabilité du critère selon les valeurs des paramètres  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$  choisies. Pour fournir une représentation visuelle interprétable, nous avons réalisé des coupes 2D de l'espace à 4 dimensions, en fixant deux de ces quatre paramètres hydrauliques et en faisant varier les deux autres.

**B) Jeu de données** Afin d'étudier la forme du critère  $J$  indépendamment de tout bruit lié aux techniques de mesure, nous avons, dans un premier temps, généré des jeux de données simulés exacts.

Une première série de jeux de données à été générée en utilisant un quadruplet  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$  fixé et les équations des deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (Eq.(2.7) et Eq.(2.8)). La méthode consiste à considérer un bief imaginaire de largeur  $L$  et de niveau  $Z_{av}$  fixé, à une distance  $x_{av}$  fixée.  $I_s$  est alors défini comme la différence entre le niveau  $Z$  de la section et le niveau aval, divisée par la distance  $x_{av}$  ( $I_s = \frac{Z-Z_{av}}{x_{av}}$ ) et  $Q_2$  (2.8) ne s'exprime plus alors qu'en fonction du niveau  $Z$ . Pour une valeur  $q$  du débit, il s'agit alors de calculer le  $Z$  résolvant  $Q_2 = q$ . Une fois ce niveau obtenu, nous déterminons  $I_s$ , ainsi que la vitesse moyenne  $V = \frac{q}{L(Z-Z_f)}$ . En utilisant plusieurs valeurs  $q_i$ , on obtient un jeu de variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1\dots N}$  vérifiant les équations  $Q_1$  et  $Q_2$  pour  $(Z_f, I_f, \alpha, K)$ . Le tableau 2.1 présente un exemple de jeu de mesures  $(Q_i, L_i, Z_i, I_{si}, V_{si})_{i=1\dots N}$  généré par la méthode décrite ci-dessus. Nous avons généré de cette façon 5 jeux de données indépendants comportant différents nombres de mesures (de 10 à 500) et couvrant différentes plages de débits (de 80 à 2000 m<sup>3</sup>/s).

Une seconde série de jeux de données, plus réaliste, à été générée en utilisant un modèle hydrodynamique 1D (SIC [Malaterre et Baume, 1997]). Ce modèle nécessite la description de la géométrie du lit du cours d'eau et du coefficient de Strickler. Une simulation de ligne d'eau est obtenue en imposant les conditions hydrauliques de niveau aval et de débit amont entrant dans la section. Le modèle se charge de calculer le niveau et la vitesse moyenne en chaque section du bief. Ainsi comme précédemment, nous définissons les paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ) et pour différentes valeurs de débit  $Q_i$  et de condition aval  $Z_{av_i}$ , nous obtenons le niveau, la largeur, la vitesse de surface (à partir de la vitesse moyenne et du coefficient  $\alpha$ ) et la pente de surface (à partir des niveaux). Le tableau 2.2 présente un exemple de jeu de mesures  $(Q_i, L_i, Z_i, I_{si}, V_{si})_{i=1 \dots N}$ . Nous avons généré de cette façon deux jeux de données (par exemple Tab. 2.2). On constate un léger résidu entre les valeurs de  $Q_1$  et  $Q_2$  ( $\sim 1\%$ ,  $Q_2 > Q_1$ ), qui peut être imputable au mode de détermination de la pente  $I_s$ .

L'ensemble des jeux de données générés sont présentés en annexe C.

Au final, nous disposons de 5 jeux générés à partir des équations de débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (méthode 1) et 2 jeux générés à partir du modèle hydrodynamique SIC (méthode 2).

**C) Topographie du critère  $J_1$  en fonction des paramètres hydrauliques pour un jeu de données fixé** Le critère  $J_1$  est, pour un jeu de données  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1 \dots N}$  fixé, fonction de quatre paramètres ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ). La représentation graphique de cette fonction est difficile. On peut cependant l'analyser en fixant deux des quatre paramètres et en représentant les valeurs prises par le critère lorsque l'on fait varier les deux autres paramètres. Cela forme les cartes 2.7(a) à 2.7(f) présentant la topographie globale du critère.

Au sein d'un espace de valeur physiquement réaliste des paramètres, le critère apparaît concave et présente un minimum unique figuré par un point blanc.

Cependant, ces cartes font apparaître une forme en sillon dont le fond ne présente pas de variations importantes. Il est possible, sur chacune de ces cartes, de trouver une infinité de couples de paramètres, le long du sillon, correspondant à une valeur de critère  $J_1$  proche du minimum minimorum. Les paramètres hydrauliques sont donc fortement liés deux à deux et toute erreur d'estimation d'un paramètre se répercute sur son paramètre associé.

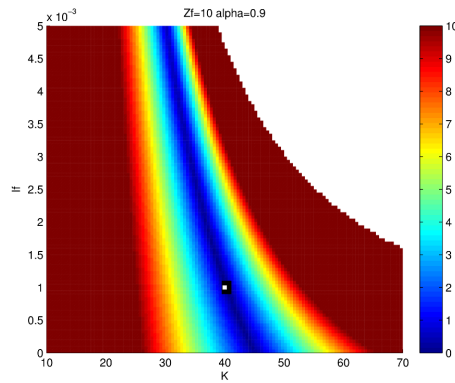
**D) Comparaison des topographies des différents critères** Le travail précédent a été répété pour chacun des quatre critères. De manière synthétique, nous avons obtenu l'ensemble des cartes de critères suivant (Fig. 2.8). Tous les critères présentent une forme concave avec un sillon nettement marqué reflétant les liens entre les différents paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ). Il apparaît difficile de déterminer quel critère présente la solution la plus marquée et donc quel critère sera le plus efficace dans sa résolution.

Le critère  $J_2$  se démarque cependant par trois points :

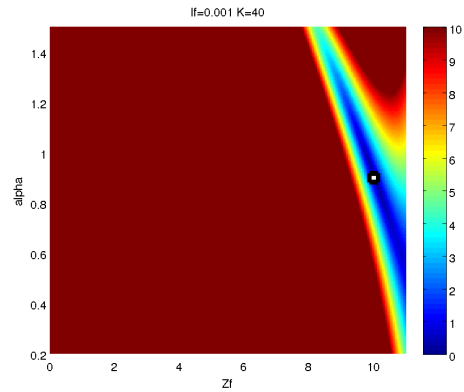
1. son indépendance du paramètre  $I_f$  apparaît clairement sur le graphique Fig. 2.8(c) : la solution de  $K$  forme un sillon très net. On notera que la valeur de  $K$  ( $K = 44$ ) pour laquelle le critère prend sa valeur minimum pour les bonnes valeurs de  $Z_f$  et  $\alpha$  ne correspond pas à la

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	183	100	12,15	0,95	$1,34 \cdot 10^{-4}$	182,67	182,67
2	179	100	12,68	0,74	$5,91 \cdot 10^{-5}$	178,75	178,75
3	115	100	11,33	0,97	$2,82 \cdot 10^{-4}$	115,36	115,36
4	162	100	12,96	0,61	$3,40 \cdot 10^{-5}$	162,28	162,28
5	95	100	11,76	0,60	$6,97 \cdot 10^{-5}$	95,04	95,04
6	158	100	12,26	0,78	$8,34 \cdot 10^{-5}$	158,28	158,28
7	113	100	11,70	0,74	$1,12 \cdot 10^{-4}$	112,74	112,74
8	195	100	11,65	1,31	$3,94 \cdot 10^{-4}$	194,81	194,81
9	130	100	11,35	1,07	$3,44 \cdot 10^{-4}$	129,83	129,83
10	150	100	11,61	1,04	$2,46 \cdot 10^{-4}$	149,92	149,92
11	164	100	11,76	1,04	$2,17 \cdot 10^{-4}$	164,19	164,19
12	115	100	11,45	0,88	$2,02 \cdot 10^{-4}$	114,52	114,52
13	96	100	12,50	0,43	$2,14 \cdot 10^{-5}$	96,10	96,10
14	183	100	12,68	0,76	$6,19 \cdot 10^{-5}$	183,40	183,40
15	117	100	12,12	0,61	$5,56 \cdot 10^{-5}$	116,89	116,89
16	181	100	12,85	0,70	$4,85 \cdot 10^{-5}$	180,85	180,85
17	145	100	11,49	1,08	$3,03 \cdot 10^{-4}$	145,12	145,12
18	99	100	11,37	0,80	$1,83 \cdot 10^{-4}$	99,13	99,13
19	128	100	12,25	0,63	$5,44 \cdot 10^{-5}$	127,51	127,51
20	89	100	12,57	0,38	$1,65 \cdot 10^{-5}$	88,64	88,64

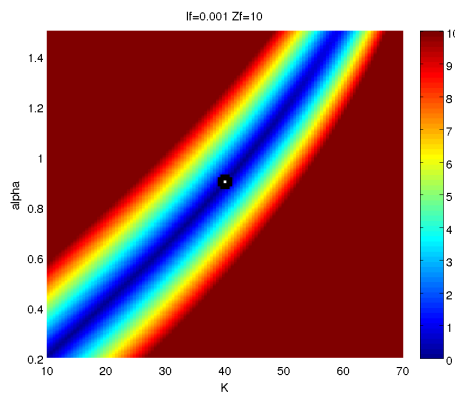
TABLE 2.1 – Exemple de jeu de variables de surface simulées à partir des équations  $Q_1$  et  $Q_2$  (méthode 1) pour les paramètres hydrauliques  $Z_f = 10$  m,  $I_f = 10^{-3}$  m/m,  $\alpha = 0,9$  et  $K = 40$



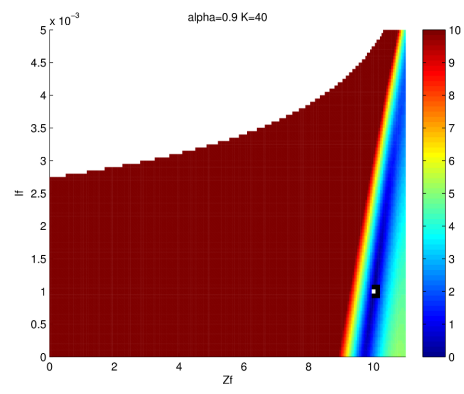
(a) Carte du critère d'écart quadratique entre les deux séries de débits reconstitués en fonction de  $K$  et  $I_f$  ( $Z_f = 10$  m et  $\alpha = 0.9$  fixés)



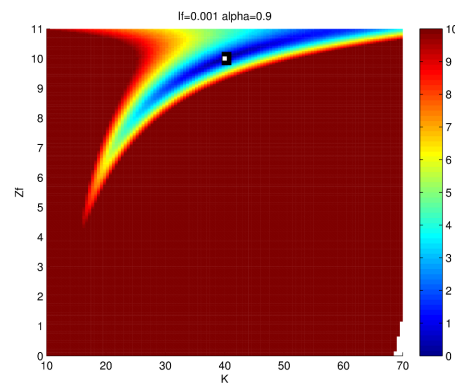
(b) Carte du critère d'écart quadratique entre les deux séries de débits reconstitués en fonction de  $\alpha$  et  $I_f$  ( $Z_f = 10$  m et  $K = 40$  fixés)



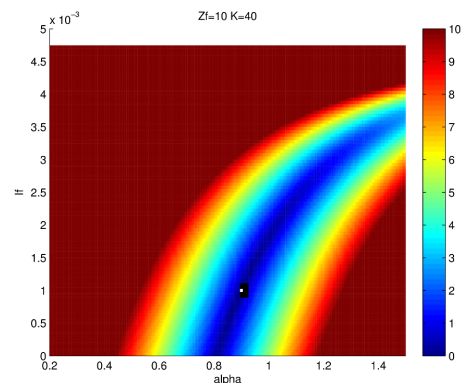
(c) Carte du critère d'écart quadratique entre les deux séries de débits reconstitués en fonction de  $\alpha$  et  $K$  ( $Z_f = 10$  m et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)



(d) Carte du critère d'écart quadratique entre les deux séries de débits reconstitués en fonction de  $Z_f$  et  $I_f$  ( $\alpha = 0.9$  et  $K = 40$  fixés)

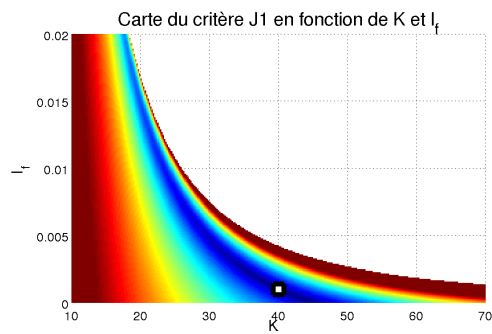


(e) Carte du critère d'écart quadratique entre les deux séries de débits reconstitués en fonction de  $Z_f$  et  $K$  ( $\alpha = 0.9$  et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)

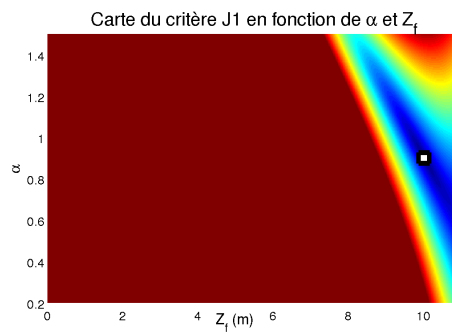


(f) Carte du critère d'écart quadratique entre les deux séries de débits reconstitués en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  ( $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)

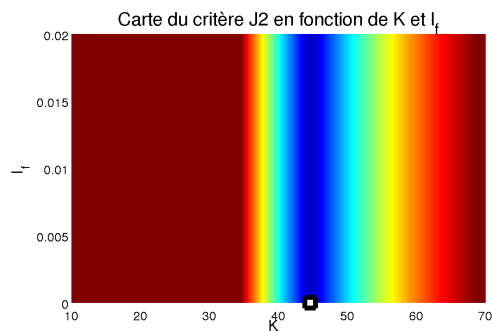
**FIGURE 2.7** – Représentation de différentes cartes du critère  $J_1$  pour 2 paramètres fixés et 2 paramètres variables, pour un jeu des variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1 \dots N}$  fixé (jeu de données n° 2). Il a été généré avec les paramètres  $Z_f = 10$  m,  $I_f = 10^{-3}$  m/m,  $\alpha = 0,9$  et  $K = 40$  pour lesquels  $J_1 = 0$ . Le point noir et blanc matérialise le minimum de la grille.



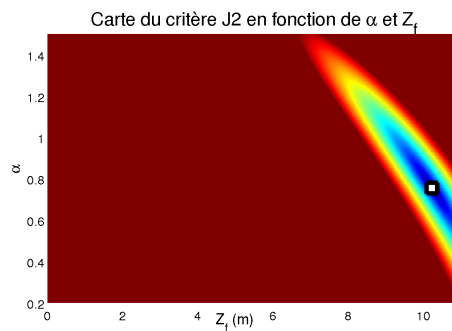
(a) Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $K$  et  $I_f$  ( $Z_f = 10$  m et  $\alpha = 0.9$  fixés)



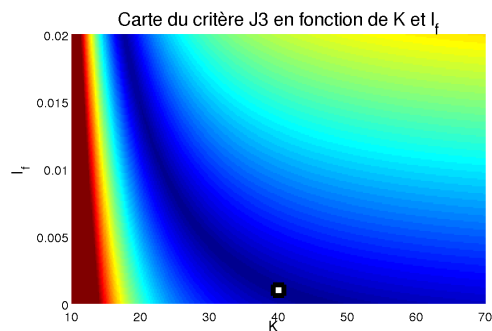
(b) Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  ( $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)



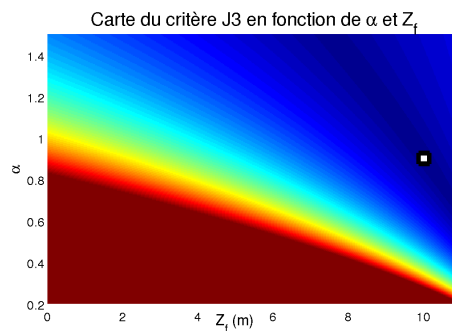
(c) Carte du critère  $J_2$  en fonction de  $K$  et  $I_f$  ( $Z_f = 10$  m et  $\alpha = 0.9$  fixés)



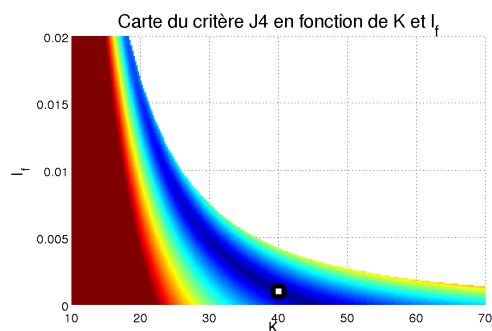
(d) Carte du critère  $J_2$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  ( $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)



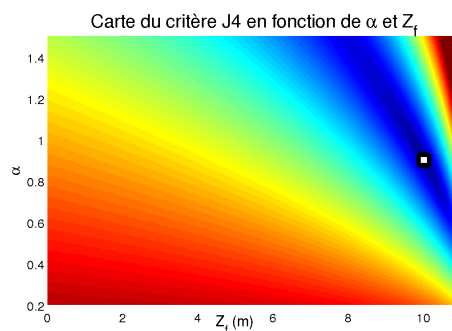
(e) Carte du critère  $J_3$  en fonction de  $K$  et  $I_f$  ( $Z_f = 10$  m et  $\alpha = 0.9$  fixés)



(f) Carte du critère  $J_3$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  ( $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)



(g) Carte du critère  $J_4$  en fonction de  $K$  et  $I_f$  ( $Z_f = 10$  m et  $\alpha = 0.9$  fixés)



(h) Carte du critère  $J_4$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  ( $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m fixés)

**FIGURE 2.8** – Comparaison des coupes 2D (selon  $\alpha$ ,  $Z_f$  et  $K$ ,  $I_f$ ) de l'espace des paramètres hydrauliques pour chacun des quatre critères d'optimisation des paramètres hydrauliques ( $Z_f$ ,  $I_f$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ) (utilisation du jeu de données n° 2).  
Les points noirs et blancs matérialisent le minimum de grille.

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	200	250	12,08	0,33	$1,88 \cdot 10^{-5}$	200,00	202,88
2	180	250	12,03	0,30	$1,63 \cdot 10^{-5}$	180,00	182,54
3	170	250	12,00	0,29	$1,50 \cdot 10^{-5}$	170,00	172,38
4	160	250	11,98	0,28	$1,37 \cdot 10^{-5}$	160,00	162,22
5	190	250	12,05	0,32	$1,75 \cdot 10^{-5}$	190,00	192,71
6	150	250	11,95	0,26	$1,24 \cdot 10^{-5}$	150,00	152,05
7	140	250	11,93	0,25	$1,12 \cdot 10^{-5}$	140,00	141,89
8	130	250	11,90	0,23	$9,97 \cdot 10^{-6}$	130,00	131,74
9	110	250	11,85	0,20	$7,63 \cdot 10^{-6}$	110,00	111,44
10	100	250	11,83	0,18	$6,52 \cdot 10^{-6}$	100,00	101,29

TABLE 2.2 – Exemple de jeu de variables de surface généré à partir du modèle d'écoulement SIC (méthode 2). Les paramètres fixés pour la génération du jeu de données sont :  $Z_f = 9,40$  m,  $I_f = 8,0 \cdot 10^{-5}$ ,  $\alpha = 0,9$  et  $K = 36$

valeur réelle du jeu de données ( $K = 40$ ). L'hypothèse de régime uniforme introduit donc un biais.

2. Le critère ne forme pas un sillon très allongé en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  et une solution apparait de manière plus discernable.
3. Les paramètres hydrauliques  $\alpha$  et  $K$  étant liés dans la formulation de ce critère (terme  $(\alpha/K)^{3/2}$ ), lors de la résolution, on adopte pour paramètre  $\alpha$  la valeur admise, pour les « grands » fleuves, de 0,9 [Rantz, 1982; Costa *et al.*, 2000].

#### 2.4.2.2 Méthode 0 : recherche de minimum sur une matrice de valeurs de paramètres

Une méthode de base pour identifier les paramètres hydrauliques minimisant le critère consiste à rechercher le point de grille fournissant la valeur minimale du critère. Nous pouvons échantillonner les quatre dimensions ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ), par  $N$  valeurs chacune, en calculant  $N^4$  points. Ensuite nous pouvons rechercher parmi ces  $N^4$  points celui qui fournit la valeur minimum du critère.

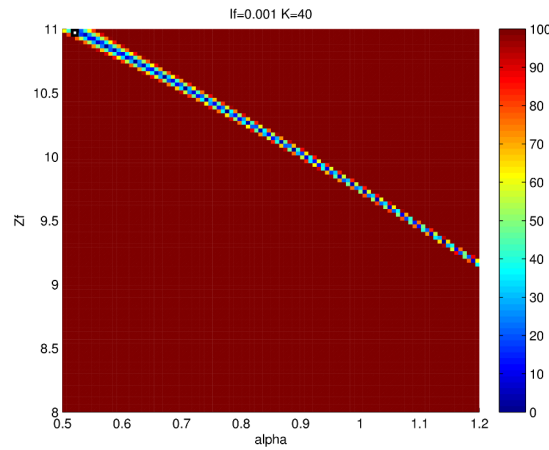
L'expérience montre que cette méthode n'est pas adaptée pour identifier les paramètres minimisant le critère. En effet, en raison de la topographie en sillon très fin du critère et du pas d'échantillonnage, la localisation du couple « minimal » sur une coupe 2D est entachée d'incertitude. La grille régulière de l'échantillonnage peut « passer à côté » du minimum du canyon en donnant des valeurs relativement fortes de critère pour des valeurs de paramètres variables proches de la solution réelle. On trouvera comme minimum apparent du canyon un couple de valeurs de paramètres éloignées des valeurs recherchées.

La figure 2.9 illustre ce phénomène. La grille d'échantillonnage ne comporte pas le point ( $\alpha = 0,9$ ;  $Z_f = 10$  m) qui constitue le minimum réel ( $J = 0$ ). Elle passe par les valeurs  $\alpha = 0,899$



et  $\alpha = 0,906$  et par les valeurs  $Z_f = 9,98$  m et  $Z_f = 10,01$  m très proches de la solution réelle, mais pour lesquelles le critère prend des valeurs entre  $J_1 = 8$  (pour  $\alpha = 0,906$  et  $Z_f = 9,98$  m) et  $J_1 = 63$  (pour  $\alpha = 0,906$  et  $Z_f = 10,01$  m). Le point de critère minimum sur la grille d'échantillonnage se trouve localisé en  $\alpha = 0,52$  et  $Z_f = 10,97$  m avec une valeur de critère  $J_1 = 1$ .

Ainsi ces cartes sont informatives pour illustrer la topographie générale du critère, mais ne peuvent en aucun cas être utilisées pour rechercher la valeur minimale du critère. Seule une méthode de descente du critère sera pertinente pour cette recherche de minimum.



**FIGURE 2.9** – Effet de la grille d'échantillonnage sur la localisation apparente du minimum du critère. Dans ce cas, l'échantillonnage ne passe pas par le point solution. On constate que le minimum de la grille est localisé loin de la solution.

### 2.4.2.3 Méthode 1 : solution analytique du critère $J_2$ en régime pseudo-uniforme

Le critère  $J_2$  a la forme :

$$J_2 = \sum_{i=1}^N \left[ Z_i - Z_f - \left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2} \cdot \left( \frac{V_{s_i}}{I_{s_i}^{1/2}} \right)^{3/2} \right]^2 \quad (2.27)$$

assimilable à la forme

$$J_2 = \sum_{i=1}^N [Z_i - Z_f - X_i \cdot A]^2 \quad (2.28)$$

avec  $A = \left( \frac{\alpha}{K} \right)^{3/2}$  et  $X_i = \left( \frac{V_{s_i}}{I_{s_i}^{1/2}} \right)^{3/2}$ .

Le critère a donc une forme quadratique par rapport aux paramètres  $Z_f$  et  $A$  recherchés. Les valeurs des paramètres  $A$  et  $Z_f$  pour lesquelles  $J_2$  est minimal sont celles pour lesquelles les

dérivées partielles par rapport à  $A$  et  $Z_f$  s'annulent. On obtient ainsi une solution analytique :

$$\frac{\partial J_2}{\partial Z_f} = -2 \sum_{i=1}^N (Z_i - Z_f - A \cdot X_i) = 0 \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial J_2}{\partial A} = -2 \sum_{i=1}^N X_i (Z_i - Z_f - A \cdot X_i) = 0 \quad (2.30)$$

La première équation nous permet d'exprimer  $Z_f$  :

$$Z_f = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_i - A \cdot X_i) \quad (2.31)$$

Puis en remplaçant ce  $Z_f$  dans l'équation  $\frac{\partial J}{\partial A}$ , nous obtenons (le développement pourra être trouvé en annexes B.2) :

$$A = \frac{\left( \sum_{i=1}^N Z_i \right) \cdot \left( \sum_{i=1}^N X_i \right) - N \left( \sum_{i=1}^N X_i Z_i \right)}{\left( \sum_{i=1}^N X_i \right)^2 - N \left( \sum_{i=1}^N X_i^2 \right)} \quad (2.32)$$

À partir de  $A = \frac{\alpha}{K}$ , en considérant que  $\alpha = 0,9$ , nous pouvons estimer  $K$ . Connaissant les paramètres  $\alpha, Z_f$  et  $K$ , nous sommes à présent en mesure de calculer des estimations de  $Q$  en utilisant des valeurs mesurées de  $Z, I_s, L$  et  $V_s$ . Rappelons que le paramètre  $I_f$  n'a plus d'influence en raison de l'hypothèse du régime pseudo-uniforme. On ne détermine donc pas la valeur de  $I_f$ .

#### 2.4.2.4 Méthode 2 : résolution semi-analytique de la minimisation du critère $J_3$ sur les paramètres hydrauliques

Le critère  $J_3$  a la forme :

$$J_3 = \sum_{i=1}^N \left[ -\frac{1}{I_{s_i}} \cdot \frac{1}{K^2} + \frac{(Z_i - Z_f)^{1/3}}{g \cdot I_{s_i}} \cdot I_f + \frac{(Z_i - Z_f)^{4/3}}{V_{s_i}^2} \cdot \frac{1}{\alpha^2} - \frac{(Z_i - Z_f)^{1/3}}{g} \right]^2 \quad (2.33)$$

assimilable à la forme :

$$J_3 = \sum_{i=1}^N (A_i \beta - B_i \gamma - C_i \delta + D_i)^2 \quad (2.34)$$

avec  $A_i = -\frac{1}{I_{s_i}}$ ,  $B_i = \frac{(Z_i - Z_f)^{1/3}}{g \cdot I_{s_i}}$ ,  $C_i = \frac{(Z_i - Z_f)^{4/3}}{V_{s_i}^2}$ ,  $D_i = -\frac{(Z_i - Z_f)^{1/3}}{g}$ ,  $\beta = \frac{1}{K^2}$ ,  $\gamma = I_f$  et  $\delta = \frac{1}{\alpha^2}$ .

Pour  $Z_f$  fixé, le critère  $J_3$  est une fonction quadratique de  $\beta, \gamma, \delta$  (liés respectivement à  $K, I_f$  et  $\alpha$ ) et l'on peut obtenir de façon analytique les valeurs de ces paramètres minimisant  $J_3$  et la valeur  $J_{3min}(Z_f)$  associée.

En prospectant sur  $Z_f$ , on peut alors déterminer la valeur de  $Z_f$  fournissant le minimum minimum du critère  $J_3$ .

### 2.4.2.5 Méthode 3 : résolution algorithmique par descente de critère

Au-delà du cas particulier des critères  $J_2$  et  $J_3$  permettant de mettre en œuvre des méthodes de résolution analytiques ( $J_2$ ) ou semi-analytiques ( $J_3$ ), dans le cas général des critères  $J_1$  et  $J_4$ , la recherche doit être effectuée de manière algorithmique par la minimisation itérative du critère. Dans un premier temps, la minimisation des critères a été effectuée à l'aide d'un algorithme de recuit simulé, comme préconisé pour des problèmes de petites dimensions [Mongeau *et al.*, 2000]. Il s'est avéré que les différences d'échelles de valeurs entre les paramètres a mis en échec, la plupart du temps, l'algorithme, rendant les résultats obtenus trop incertains. Nous avons donc développé une méthode de minimisation itérative du critère nous assurant un contrôle et une analyse du processus. Nous allons l'illustrer pour le critère  $J_1$ , la même démarche étant appliquée pour le critère  $J_4$ .

Nous allons successivement présenter l'algorithme de descente itérative du critère (A)), tester et illustrer sa convergence sur deux paramètres (B)), puis sur quatre paramètres (C)). Nous développons ensuite différentes voies d'optimisation de cet algorithme d'une part par la sélection de la direction de descente (D)) puis par une approche pyramidale optimisant le choix de la zone d'initialisation de la descente (E)).

#### A) Algorithme de descente du critère

Les cartes de la topographie du critère en fonction de deux paramètres variables (Fig. 2.7) illustrent, sans toutefois le démontrer au sens strict, le caractère concave du critère et l'absence de minima locaux secondaires au sein du sous-espace ayant un sens physique. Ceci nous amène à penser qu'il existe un seul minimum et qu'une méthode itérative de descente du gradient devrait permettre de l'identifier.

Pour sa facilité de développement et de suivi d'évolution, nous avons adopté un mode de descente itérative qui consiste à fixer successivement les valeurs de 3 paramètres et à déterminer la valeur du quatrième paramètre minimisant le critère. Nous sommes ainsi assurés de la descente progressive du critère et nous bénéficions du fait que nous pouvons exprimer la dérivée partielle du critère par rapport à chacun des 4 paramètres : la recherche du minimum du critère est ainsi effectuée par l'annulation successive des dérivées partielles du critère en fonction des quatre paramètres ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ). Rappelons que les définitions de  $Q_1, Q_2$  et  $J_1$  :

$$\begin{aligned}
 Q_1 &= \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h \\
 Q_2 &= L \cdot K \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} \\
 J_1 &= \sum_1^N (Q_1 - Q_2)_i^2 \\
 &= \sum_1^N \left( \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h - L \cdot K \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} \right)_i^2
 \end{aligned}$$

L'annexe B.2 fournit les développements permettant d'obtenir l'expression analytique des dérivées partielles de ce critère par rapport à chacun des paramètres ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ). Les dérivées sont donc :

$$\frac{\partial J_1}{\partial \alpha} = \frac{2}{\alpha} \cdot \sum_i Q_1 \cdot (Q_1 - Q_2) \quad (2.35)$$

$$\frac{\partial J_1}{\partial Z_f} = -2 \sum_i \left( \frac{Q_1}{h} - \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} + \frac{(I_s - I_f)}{6 \cdot g} \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \quad (2.36)$$

$$\frac{\partial J_1}{\partial I_f} = -\frac{1}{g} \sum_i \left( \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \quad (2.37)$$

$$\frac{\partial J_1}{\partial K} = -\frac{2}{K^3} \sum_i \left( \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^{10/3} \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \quad (2.38)$$

### B) Analyse de la convergence sur deux paramètres hydrauliques

Une première phase de notre analyse se porte sur la manière dont converge notre algorithme de descente du critère pour deux des quatre paramètres hydrauliques fixés. Cela présente l'avantage d'être rapide en temps de calcul et de permettre de visualiser, sur les cartes du critère, le parcours suivi par l'algorithme de descente.

**Convergence de l'algorithme de descente sur  $\alpha$  et  $Z_f$**  Dans un premier temps, nous avons fixé  $K$  et  $I_f$  à leurs valeurs exactes (respectivement 40 et 0.001). Nous calculons donc le critère normé  $J_{1norm}(\alpha, Z_f, I_f = 0.001, K = 40)$  en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  uniquement. Cela nous permet de générer la carte présentée en figure Fig. 2.10(a). Cette carte présente le minimum du critère  $J_{1norm} = 0 \text{ m}^3/\text{s}$  pour  $Z_f = 10 \text{ m}$  et  $\alpha = 0.9$ , ce qui correspond à la solution exacte. En plus d'une information sur la forme du critère en fonction de deux paramètres, cette carte permet de visualiser le parcours suivi par l'algorithme de descente du critère à partir d'un point d'initialisation  $\alpha_{ini}$  et  $Z_{f,ini}$  jusqu'à la solution.

En partant d'un point de départ, par exemple  $Z_f = 9 \text{ m}$  et  $\alpha = 0.8$ , pour lequel le critère normé vaut  $J_{1norm} = 96.65 \text{ m}^3/\text{s}$ , l'algorithme converge en 102 itérations (en utilisant un seuil d'arrêt sur l'évolution de la valeur du critère  $\Delta J = 10^{-4}$ ) vers la solution ( $Z_f = 10.0005 \text{ m}$ ;  $\alpha = 0.8999$ ), ce qui nous donne un critère  $J = 0.0135$ . Cette solution est extrêmement proche de la solution exacte et correspond à un écart moyen entre  $Q_1$  et  $Q_2$  de  $J_{1norm} = 0.0058 \text{ m}^3/\text{s}$ . La figure Fig. 2.10(b) représente, par un trait blanc, le parcours suivi par l'algorithme. Les points de départ et d'arrivée sont présentés respectivement par les étoiles rouges et bleues. La couleur de fond de la carte correspond aux valeurs du critère  $J_{1norm}(\alpha, Z_f, I_f = 0.001, K = 40)$  de la figure Fig. 2.10(a). On peut constater que la trajectoire suit parfaitement la pente du relief en descendant directement dans le canyon formé par les valeurs du critère puis en suivant le « sillon » jusqu'à la solution idéale, représentée par le point noir et blanc.

Dans un second temps, les valeurs fixées pour  $I_f$  et  $K$  sont différentes des valeurs exactes, par exemple  $I_f = 0.0008 \text{ m/m}$   $K = 35$ . Comme précédemment, il est possible de calculer une carte des valeurs du critère normé  $J_{1norm}(\alpha, Z_f, I_f = 0.00008 \text{ m/m}, K = 35)$  en fonction de  $\alpha$  et

$Z_f$  présenté sur la figure Fig. 2.10(c). Nous avons repéré la valeur minimale du critère  $J_{1norm} = 0.455 \text{ m}^3/\text{s}$  sur cette carte pour des valeurs de  $Z_f = 10.1 \text{ m}$  et  $\alpha = 0.73$ . Cependant comme cela a été expliqué en 2.4.2.2 cette localisation dépend fortement du pas d'échantillonnage et n'est donnée qu'à titre informatif. Seule la descente du critère nous permettra de déterminer la position du minimum. Cette fois encore, les paramètres  $Z_f$  et  $\alpha$  sont initialisés à des valeurs arbitraires et l'algorithme est mis en œuvre pour trouver la solution minimisant le critère. Le point d'initialisation choisi pour la descente est le même que précédemment :  $Z_f = 9 \text{ m}$  et  $\alpha = 0.8$  avec une valeur de critère  $J_{1norm} = 51.02 \text{ m}^3/\text{s}$ . L'algorithme converge (toujours avec le critère d'arrêt  $\Delta J = 10^{-4}$ ) en 85 itérations sur la solution ( $Z_f = 10.0934 \text{ m}$ ;  $\alpha = 0.7303$ ). La solution atteinte est très proche de la solution recherchée et l'écart moyen entre  $Q_1$  et  $Q_2$  est de  $J_{1norm} = 0.4187 \text{ m}^3/\text{s}$ . Le parcours suivi par l'algorithme est présenté sur la figure Fig. 2.10(d).

Le même travail est effectué pour un autre couple de paramètres  $I_f$  et  $K$  et un couple d'initialisation de  $Z_f$  et  $\alpha$  plus éloigné de la solution. Les figures Fig. 2.10(e) et Fig. 2.10(f) illustrent les parcours de descente respectivement pour les couples ( $I_f = 0.0002 \text{ m/m}$ ;  $K = 20$ ) et ( $Z_f = 5 \text{ m}$ ;  $\alpha = 1.3$ )

**Discussion :** L'algorithme permet donc de déterminer la valeur minimale du critère atteignable pour chaque couple ( $I_f$ ;  $K$ ). Nous avons itéré le processus de recherche de minimum de critère pour un grand nombre de valeurs de  $I_f$  et  $K$  échantillonnées au sein d'un espace réaliste. Ceci permet de représenter la carte Fig. 2.11(a) des valeurs minimum du critère  $J_{1norm}$  atteignable en fonction de  $I_f$  et  $K$  ainsi que sa représentation 3D Fig. 2.11(c). On remarque sur la carte une zone blanche, pour les fortes valeurs de  $K$  et de  $I_f$ , où l'algorithme n'a pas convergé (carte Fig. 2.11(b)). Cette zone représente des valeurs de  $K$  et  $I_f$  pour lesquelles le critère prend des valeurs complexes avec le point de départ choisi ( $Z_f = 10 \text{ m}$ ;  $\alpha = 0.9$ ). Cela vient de la formulation du débit  $Q_2$  qui présente une racine carrée et peut donc prendre des valeurs complexes si le terme sous la racine devient négatif :

$$Q_2 = L \cdot K \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2}$$

est complexe si

$$\frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f < 0$$

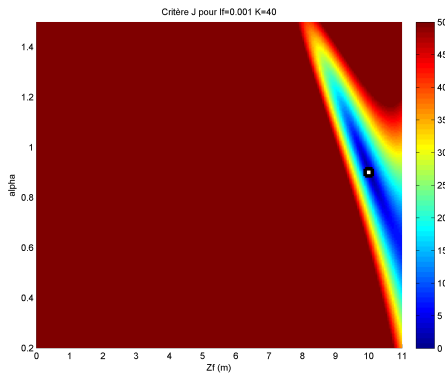
donc si

$$I_f > I_s + \frac{1}{K^2} \cdot \frac{g}{h^{1/3}}$$

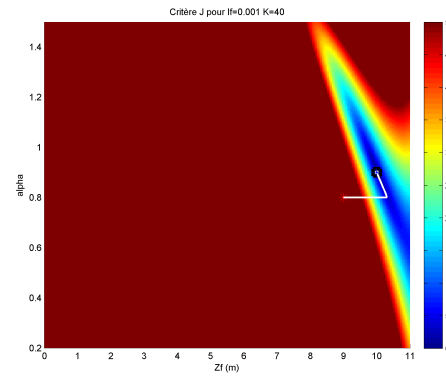
On peut aussi constater que la carte présente deux zones de minima :

- la première se trouve autour de la solution réelle ( $I_f = 0.0001$ ;  $K = 40$ )
- la seconde apparaît pour les valeurs de  $K < 25$

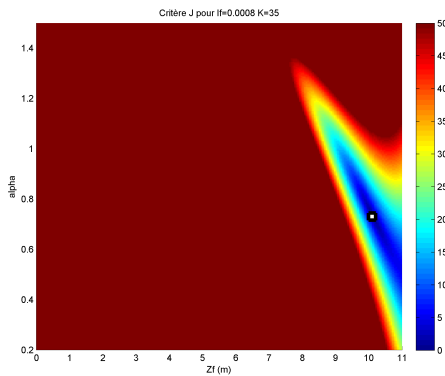
La première zone s'explique puisqu'elle correspond aux valeurs exactes des paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ) qui minimisent le critère  $J_1$  d'écart quadratique entre les deux estimations du



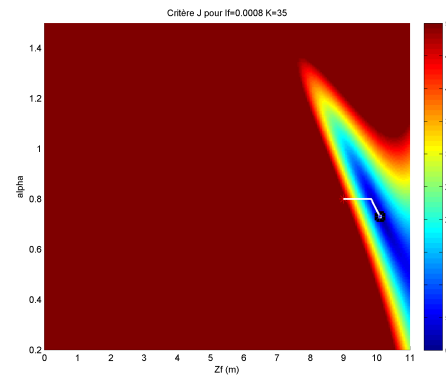
(a) Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  pour  $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m



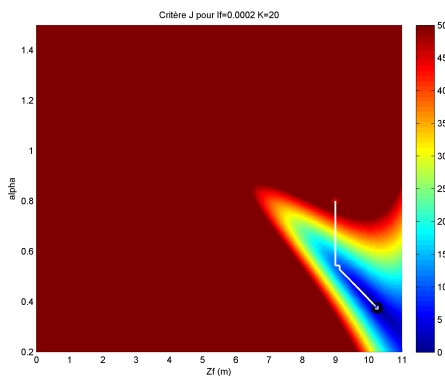
(b) Trajectoire de descente de  $Z_f$  et  $\alpha$  pour  $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m (point de départ  $Z_f = 9$  m et  $\alpha = 0.8$ )



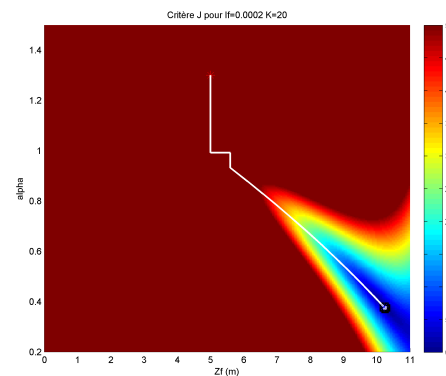
(c) Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  pour  $K = 35$  et  $I_f = 0.0008$  m/m



(d) Trajectoire de descente de  $Z_f$  et  $\alpha$  pour  $K = 35$  et  $I_f = 0.0008$  m/m (point de départ  $Z_f = 9$  m et  $\alpha = 0.8$ )



(e) Trajectoire de descente de  $Z_f$  et  $\alpha$  pour  $K = 20$  et  $I_f = 0.0002$  m/m partant du point ( $Z_f = 9$  m;  $\alpha = 0.8$ ) avec un critère à  $J_{1norm} = 61.16$  m<sup>3</sup>/s et convergeant en 82 itérations en ( $Z_f = 10.2195$  m;  $\alpha = 0.3785$ ) pour un critère valant  $J_{1norm} = 0.5174$  m<sup>3</sup>/s

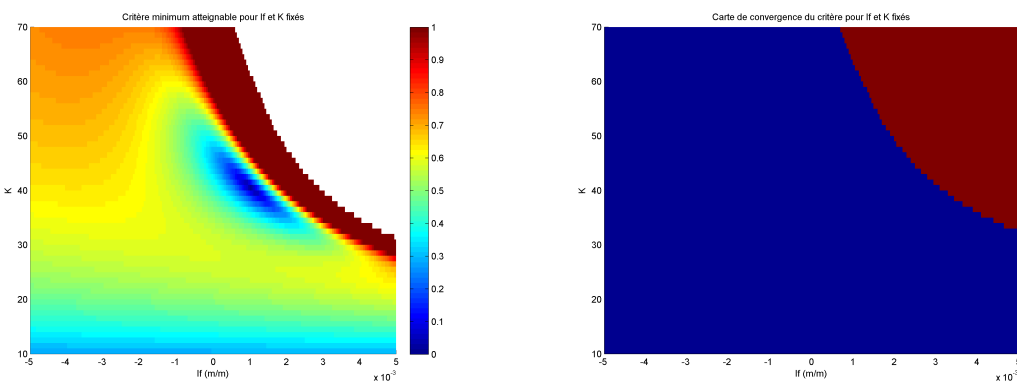


(f) Trajectoire de descente de  $Z_f$  et  $\alpha$  pour  $K = 40$  et  $I_f = 0.001$  m/m partant du point ( $Z_f = 5$  m;  $\alpha = 1.3$ ) avec un critère à  $J_{1norm} = 187.89$  m<sup>3</sup>/s et convergeant en 95 itérations en ( $Z_f = 10.2196$  m;  $\alpha = 0.3785$ ) pour un critère valant  $J_{1norm} = 0.5174$  m<sup>3</sup>/s

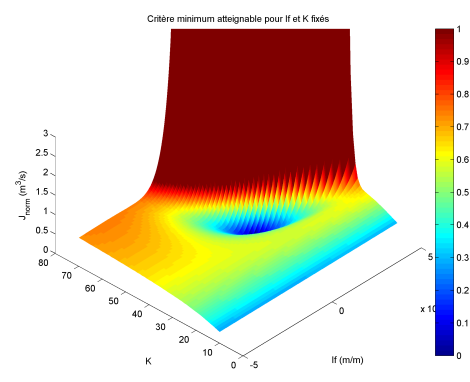
**FIGURE 2.10** – Représentation des différentes cartes de critère en fonction des paramètres fixés

débit  $Q_1$  et  $Q_2$ . Nous verrons au chapitre suivant que la cuvette formée par cette solution n'est pas très profonde et risque de disparaître en cas de bruit trop important sur les mesures des variables de surfaces.

La seconde zone correspond aux valeurs de  $K$  et  $\alpha$  qui permettent de minimiser l'écart entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  en les faisant tendre respectivement vers zéro. Le paramètre  $K$  étant fixé à une valeur faible, la série  $Q_2$  se trouve systématiquement forcée à de faibles valeurs. L'algorithme réussit donc à minimiser le critère  $J_1$  en réduisant  $Q_1$  par l'affaiblissement de  $\alpha$ . Cette solution n'a bien évidemment aucun sens physique et nous devons prendre garde, en sélectionnant correctement le point de départ et en suivant la trajectoire de descente, à ce que l'algorithme ne converge pas vers cette zone.



(a) Carte de minimum de critère atteignable en fonction de  $K$  et  $I_f$  (b) Carte de convergence du critère en fonction de  $K$  et  $I_f$ . La zone bleue correspond à l'ensemble des quadruplets de départ ayant permis à l'algorithme de converger vers une solution réelle



(c) Représentation 3D de la carte de minimum de critère atteignable en fonction de  $K$  et  $I_f$

FIGURE 2.11 – Carte de minimum de critère  $J_1$  atteignable en fonction de  $K$  et  $I_f$  fixés

**Convergence sur  $I_f$  et  $K$**  Le même travail d'analyse de convergence peut être effectué en fixant les paramètres  $Z_f$  et  $\alpha$  et en recherchant  $I_f$  et  $K$  minimisant le critère. Il est à noter que dans cette partie les deux paramètres hydrauliques fixés reviennent à fixer les valeurs de la série de débit  $Q_1$ . Ainsi les valeurs minimales du critère normé  $J_{1norm}$  représentent la distance à laquelle

la série  $Q_2$  peut être rapprochée de la série  $Q_1$  en jouant sur  $I_f$  et  $K$ .

De la même manière que précédemment, nous fixons dans un premier temps les valeurs des paramètres  $Z_f$  et  $\alpha$  aux valeurs exactes  $Z_f = 10$  m et  $\alpha = 0.9$ . Nous pouvons alors calculer la carte du critère  $J_{1norm}(Z_f = 10 \text{ m}, \alpha = 0.9, I_f, K)$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  qui servira de support pour illustrer le parcours de descente du critère  $J_1$  sur les paramètres  $K$  et  $I_f$ . La carte présente son minimum  $J_1 = 0$  en ( $I_f = 0.001$  m/m ;  $K = 40$ ) qui correspond à la solution exacte des paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ). À partir d'un point d'initialisation de la descente arbitrairement choisi en ( $\alpha = 0.9, Z_f = 10, I_f = 0.002, K = 30$ ) pour lequel le critère normé vaut  $J_{1norm} = 33.29$  m<sup>3</sup>/s. L'algorithme converge vers la solution ( $I_f = 0.0010$  m/m ;  $K = 39.95$ ), pour  $J_1 = 0.0182$  m<sup>3</sup>/s, en 616 itérations. Le parcours suivi par la descente est présenté sur la figure Fig. 2.12(a).

Nous pouvons constater, comme précédemment, la présence d'une zone, pour les fortes valeurs de  $I_f$  et  $K$ , où l'estimation du débit  $Q_2$  prend des valeurs complexes ce qui rend le critère  $J_1$  invalide.

La procédure de recherche de minimum est reproduite pour d'autres couples ( $\alpha, Z_f$ ), par exemple ( $\alpha = 1.1 ; Z_f = 10$  m) et ( $\alpha = 0.8 ; Z_f = 9$  m) présentés respectivement sur les figures Fig. 2.12(b) et Fig. 2.12(c).

**Discussion** Comme précédemment, nous pouvons générer une carte des valeurs de critère minimales atteignables pour un couple  $\alpha, Z_f$ . Cette fois, les paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  sont fixés par l'échantillonnage de l'espace et l'algorithme recherche les paramètres  $I_f$  et  $K$  minimisant le critère  $J_1$ . La carte est présentée en figure Fig. 2.13(a).

La carte présente une vallée nettement marquée autour de  $Z_f = 10$  m. Nous pouvons donc en déduire que  $Z_f$  influence fortement la convergence du critère et que celui-ci est conditionné pour rester à proximité de la solution sur ce paramètre. Nous présentons donc un zoom de la carte, sur la figure 2.13(b), autour de la zone d'intérêt, entre  $Z_f = 8$  m et  $Z_f = 11$  m. Il apparaît alors clairement que la vallée autour de  $Z_f = 10$  m ne présente pas une topographie très marquée en fonction de  $\alpha$ , avec cependant deux minima identifiables à ce pas d'échantillonnage :

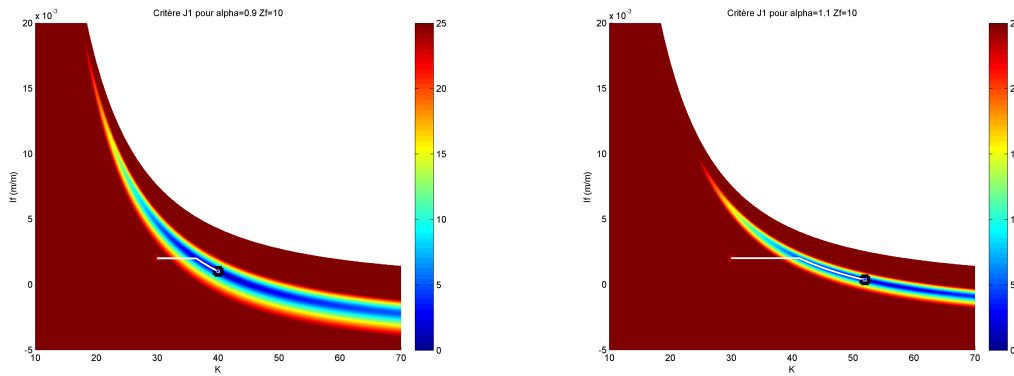
- en  $\alpha = 0.9$ , qui correspond à la solution exacte,
- pour les faibles valeurs de  $\alpha$  ( $\alpha < 0.5$ ).

Ce second minimum du critère est analogue à ce que nous avons constaté précédemment, en analysant la convergence sur  $Z_f$  et  $\alpha$ . De faibles valeurs de  $\alpha$  forcent la série  $Q_1$  à de faibles valeurs de débit. Afin de minimiser l'écart quadratique entre les deux séries, l'algorithme réduit la valeur de  $K$  afin de réduire les débits  $Q_2$  et ainsi  $J_1$ , l'erreur quadratique entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ .

### C) Analyse de la convergence sur les quatre paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ )

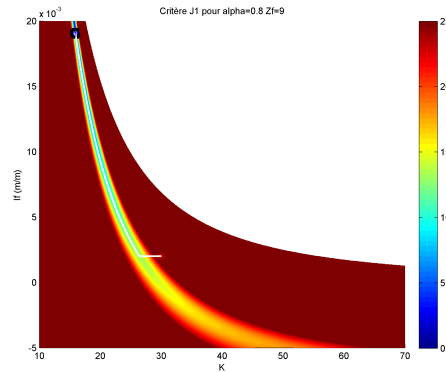
Nous avons vu comment se comporte l'algorithme de descente du critère avec des couples de paramètres hydrauliques séparés (un couple fixé, l'autre variable) et quelles sont les précautions à prendre pour assurer la convergence de la descente du critère vers une solution physique. La





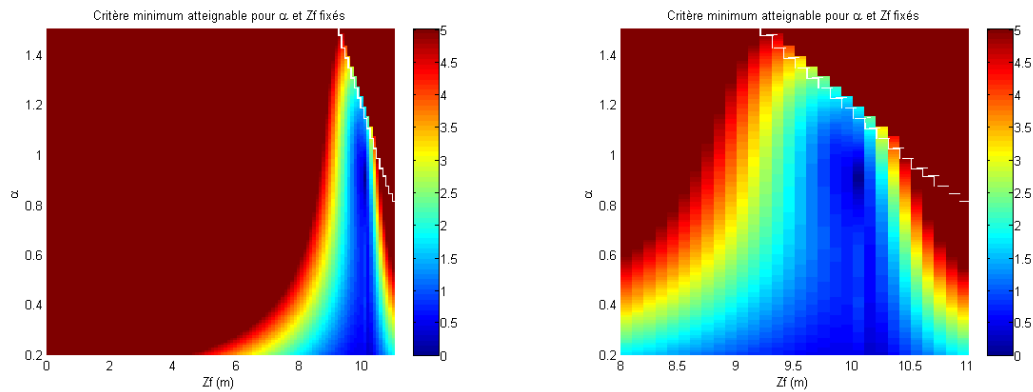
(a) Trajectoire de descente de  $I_f$  et  $K$  pour  $\alpha = 0.9$  et  $Z_f = 10\text{ m}$  partant du point ( $I_f = 0.002\text{ m/m}$ ;  $K = 30$ ) avec un critère à  $J_{norm} = 33.29\text{ m}^3/\text{s}$  et convergeant en 616 itérations en ( $I_f = 0.0010\text{ m/m}$ ;  $K = 39.95$ ) pour un critère valant  $J_{norm} = 0.0182\text{ m}^3/\text{s}$

(b) Trajectoire de descente de  $I_f$  et  $K$  pour  $\alpha = 1.1$  et  $Z_f = 10\text{ m}$  partant du point ( $I_f = 0.002\text{ m/m}$ ;  $K = 30$ ) avec un critère à  $J_{norm} = 65.24\text{ m}^3/\text{s}$  et convergeant en 774 itérations en ( $I_f = 0.0004\text{ m/m}$ ;  $K = 51.85$ ) pour un critère valant  $J_{norm} = 0.6609\text{ m}^3/\text{s}$



(c) Trajectoire de descente de  $I_f$  et  $K$  pour  $\alpha = 0.8$  et  $Z_f = 9\text{ m}$  partant du point ( $I_f = 0.002\text{ m/m}$ ;  $K = 30$ ) avec un critère à  $J_{norm} = 35.99\text{ m}^3/\text{s}$  et convergeant en 1750 itérations en ( $I_f = 0.0191\text{ m/m}$ ;  $K = 15.93$ ) pour un critère valant  $J_{norm} = 2.4253\text{ m}^3/\text{s}$

FIGURE 2.12 – Différentes trajectoires de descente du critère selon  $K$  et  $I_f$  en fonction de  $Z_f$  et  $\alpha$  fixés



(a) Carte de minimum de critère atteignable en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$   
 (b) Carte de minimum de critère atteignable en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  zoomée sur la zone d'intérêt

**FIGURE 2.13** – Carte de minimum de critère atteignable en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$

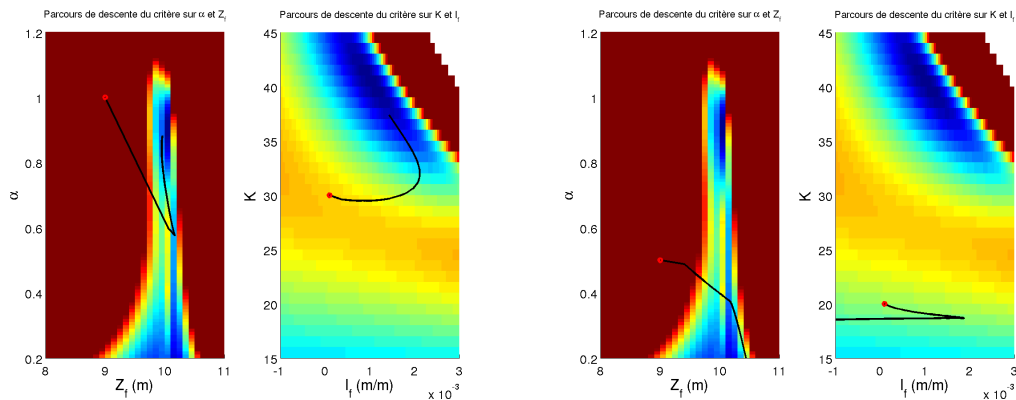
seconde phase de cette étude consiste donc à analyser la manière dont l'algorithme de descente du critère se comporte lorsque les quatre paramètres hydrauliques ( $Z_f$ ,  $I_f$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ) sont pris en compte dans la procédure de descente du critère. Le processus de minimisation effectue la recherche successive des points annulant chacune des dérivées partielles du critère en fonction des variables ( $Z_f$ ,  $I_f$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ).

La figure Fig. 2.14(a) présente un exemple de parcours suivi par l'algorithme pour un point de départ donné ( $\alpha = 1$ ,  $Z_f = 9$  m,  $I_f = 1.10^{-4}$  m/m,  $K = 30$ ). L'algorithme converge bien vers la solution attendue, sans toute fois l'atteindre du fait d'une précision d'arrivée limitée (le critère d'arrivée est  $\Delta J = 10^{-4}$ ), en ( $\alpha = 0.883$ ,  $Z_f = 9.966$  m,  $I_f = 1.434.10^{-3}$  m/m,  $K = 37.39$ ) après 17485 itérations. Nous pouvons noter que malgré la proximité du point de départ avec la solution recherchée, l'algorithme s'écarte dans un premier temps de la solution pour y revenir ensuite. Ce parcours se révèle très coûteux en temps de calcul. Par ailleurs cela soulève le problème des faibles valeurs de  $\alpha$  et  $K$  comme discuté précédemment (cf. § 2.4.1.4). L'algorithme pourrait tomber dans une solution faisant tendre  $\alpha$  et  $K$  vers 0. La figure Fig. 2.14(b) présente un exemple de convergence n'ayant pas abouti : l'algorithme est arrivé sur une solution mathématique n'ayant aucun sens physique.

#### D) Optimisation de l'algorithme de descente du critère par choix de la direction de descente

Afin d'optimiser notre algorithme, nous avons ajouté une procédure de choix de la dérivée à suivre.

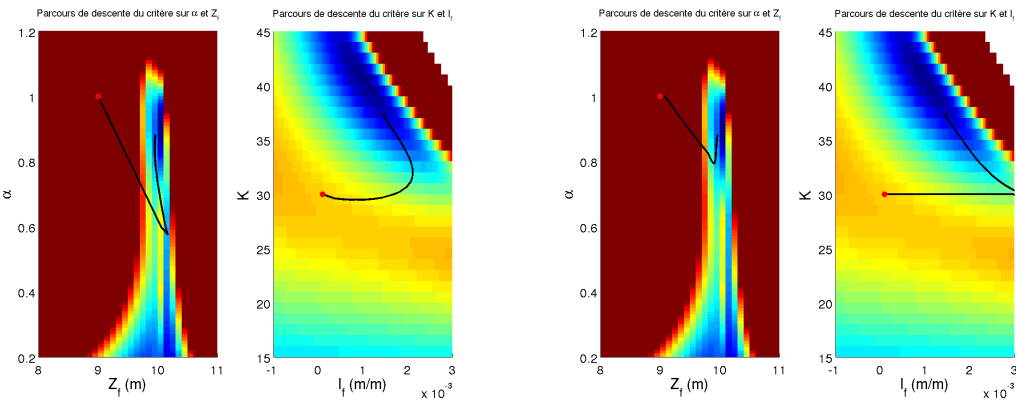
Lors des  $n$  premières itérations ( $n$  arbitrairement choisi à 4), nous avons choisi de privilégier le paramètre dont l'annulation de la dérivée amène au critère le plus faible (les trois autres paramètres étant fixes). En effet, les cartes présentées précédemment montrent que l'algorithme rejoint les sillons des valeurs du critère en peu d'itérations et que l'évolution des paramètres est ensuite fortement ralentie lorsque ceux-ci se trouvent au fond des sillons. Ainsi, choisir le paramètre que nous faisons évoluer lors des premières itérations permet de rejoindre les sillons au plus proche de la solution. Le parcours en fond de sillon est ainsi réduit et nous gagnons fortement en temps de



(a) Exemple de parcours de l’algorithme de descente du critère pour un point de départ donné ( $\alpha = 1, Z_f = 9 \text{ m}, I_f = 1.10^{-4} \text{ m/m}, K = 30$ ) (b) Exemple de parcours de l’algorithme de descente du critère n’ayant pas pu atteindre la solution. Le point de départ choisi était ( $\alpha = 1, Z_f = 9 \text{ m}, I_f = 1.10^{-4} \text{ m/m}, K = 30$ )

**FIGURE 2.14** – Exemple de parcours de l’algorithme de descente selon deux quadruplet de départ différents, l’un permettant de converger vers la solution physique (à gauche) l’autre (à droite) vers la solution mathématique.

calcul. La figure Fig. 2.15 présente une comparaison des parcours avec (à droite) et sans (à gauche) choix du paramètre à faire évoluer lors des premières itérations. Cette fonctionnalité s’avère jouer un rôle très important pour la rapidité de convergence.



(a) Parcours de l’algorithme de descente du critère sans optimisation, arrivée en 17486 itérations (b) Parcours de l’algorithme de descente du critère avec optimisation, arrivée en 12795 itérations

**FIGURE 2.15** – Comparaison du parcours de descente du critère avec et sans le choix initial de la dérivée pour un même point de départ : ( $\alpha = 1, Z_f = 9 \text{ m}, I_f = 1.10^{-4} \text{ m/m}, K = 30$ )

**E) Optimisation de l’algorithme de descente par analyse pyramidale de la zone de convergence**

Comme nous l’avons vu précédemment, le point de départ choisi influence directement la capacité de l’algorithme à converger vers une solution physiquement valable. Les solutions mathématiques consistant à réduire les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  en convergeant vers les valeurs de paramètres  $\alpha = 0$  et  $K = 0$  ne présentent aucun sens physique et doivent être évitées. Le

problème qui se pose donc est de déterminer si un quadruplet de départ donné permet de converger vers une solution physiquement significative ou s'il emmène l'algorithme vers une solution mathématique annulant les séries de débits. Notons qu'il est impossible de contraindre notre algorithme de descente du critère dans un espace où les paramètres auraient une réalité physique étant donné que, lors du parcours de descente du critère, l'algorithme peut sortir de cet espace avant d'y retourner et de finalement converger vers une solution viable. Une première idée consiste à tester un quadruplet de départ en effectuant une descente du critère et en vérifiant si cela nous a permis de trouver une solution intéressante. Si cela ne nous permet pas d'atteindre une solution physique, nous recommençons l'opération sur un nouveau quadruplet de départ. Cela revient donc à cartographier la pertinence physique des points d'initialisation. Cette méthode pose toutefois deux problèmes majeurs :

- le choix des quadruplets de départ,
- le temps de calcul nécessaire à chaque descente.

Le choix des quadruplets de départ ne peut être réalisé que selon deux méthodes :

- par choix déterministe. On pourrait, par exemple, prendre comme quadruplet de départ la solution analytique du critère en régime uniforme  $J_2$ ,
- par tirage arbitraire,
- ou par échantillonnage de l'espace des paramètres.

Si l'on veut éviter un trop grand nombre de tirages aléatoires des quadruplets de départ, une connaissance à priori des valeurs « réalistes » des paramètres hydrauliques serait utile. Dans la pratique, ce ne peut être le cas, puisque nous souhaitons que la méthode soit applicable sans données ni connaissances de terrain et nous risquons de multiplier les descentes de critères n'aboutissant pas à une solution physique. La solution de l'échantillonnage de l'espace des paramètres nécessite aussi une connaissance à priori des valeurs réalistes des paramètres hydrauliques : moins nous avons de connaissances, plus l'espace et le nombre d'échantillons doit être grand pour s'assurer un point d'arrivée sur une solution physique et plus le temps de calcul sera long.

Malgré l'inconvénient du temps de calcul, nous avons choisi d'opter pour la solution de l'échantillonnage de l'espace des paramètres. Cela nous semble plus robuste que la recherche aveugle de quadruplets de départ valides. Étant donné qu'il est très difficile de trouver un compromis satisfaisant entre le nombre de points de départ, la dimension de l'espace échantillonné et le temps de calcul, nous avons opté pour une méthode inspirée des techniques d'analyse multiéchelle, couramment utilisées en traitement d'image. Le processus est itératif et permet l'affinement des résultats à chaque boucle. Ainsi le système se comporte comme pour la construction d'une pyramide : une première itération (appelée « étage » par analogie) porte sur un sous-domaine large de l'espace des paramètres et l'analyse qui y est faite est suffisamment grossière pour ne pas être trop coûteuse en temps de calcul, tout en permettant l'obtention de résultats valables. Pour le premier étage, nous avons arbitrairement fixé les dimensions de l'espace pour couvrir, de manière générale, le domaine physique des paramètres et chaque axe est échantillonné avec 3 points, soit un total de 81 quadruplets de départ. Ensuite, à chaque étage supplémentaire, cet espace est resserré (dans notre cas, l'intervalle de recherche est divisé par deux sur chacun des axes) et ré-échantillonné (toujours

avec 3 points par axes) autour du point identifié comme la solution la meilleure (le point ayant atteint la valeur de critère  $J_1$  la plus faible) de l'étage précédent.

Le critère d'arrêt de cette montée d'étage a été, dans un premier temps, fixé à 5 étages. Le critère d'arrêt de recherche pour chaque quadruplet de départ est quant à lui fixé à  $\Delta J_1 < 1.10^{-3}$  sauf pour le dernier étage où la descente est réalisée avec un  $\Delta J_1 < 1.10^{-8}$ , considérant que l'espace de cet étage est suffisamment resserré autour de la solution pour que l'algorithme puisse y converger correctement. Ne pouvant contraindre l'algorithme à rester dans un espace de paramètres hydrauliques physiquement réaliste lors du processus de descente de critère, nous avons choisi de le contraindre dans la validation des quadruplets d'arrivée, lorsque nous choisissons le point autour duquel l'espace est resserré. En effet, nous l'avons vu précédemment, certains points offrent de très bonnes solutions mathématiques, mais ne doivent pas être sélectionnés pour rééchantillonner l'espace pour l'étage suivant. Nous avons donc contraint la sélection des points de départ à ceux dont les quadruplet d'arrivée appartiennent à un espace dont nous sommes certains qu'il a un sens physique et que la solution peut s'y trouver.

Le paramètre  $I_f$  ne peut faire l'objet d'aucune contrainte. Nous ne connaissons rien de ce paramètre a priori, hormis sa limite inférieure qui doit être supérieure ou égale à celle de la pente de surface la plus forte ( $I_{fmin} \geq I_{smax}$ ). Ceci vient de notre hypothèse du régime permanent fluvial.

De la même manière, nous ne pouvons pas avoir de connaissance a priori suffisante sur  $Z_f$ , hormis la limite supérieure de  $Z_f$  qui est nécessairement inférieure au plus faible niveau de surface observé ( $Z_{fmax} \leq Z_{min}$ ) : la cote du fond ne peut être au-dessus de la ligne d'eau. Finalement les deux seuls paramètres pour lesquels nous pouvons avec certitude imposer des contraintes fortes sont  $\alpha$  et  $K$  :

$\alpha$  caractérise le rapport entre vitesse moyenne de l'écoulement et vitesse de surface. Ce rapport ne peut en aucun cas être trop faible ou trop fort, cela signifierait une très grande différence entre la vitesse de l'eau à la surface et sous la surface, ce qui n'est physiquement pas réaliste. Nous avons donc fixé les limites de  $\alpha$  telles que :  $0.5 \leq \alpha \leq 1.5$ .

$K$  représente le coefficient de rugosité du lit (coefficient de Strickler). Il est connu et décrit largement. Nous avons décidé de limiter  $K$  à  $20 \leq K \leq 70$ , ce qui correspond au lit majeur ( $K = 20$  rugueux) en plaine et au béton lisse ( $K = 70$  lisse). Cela nous laisse une plage suffisamment large tout en limitant les dérives possibles de l'algorithme.

La recherche pyramidale du quadruplet d'arrivée ( $\hat{\alpha}$ ,  $\hat{Z}_f$ ,  $\hat{I}_f$ ,  $\hat{K}$ ) solution, est cependant très gourmande en temps de calcul, particulièrement les étages 2 et 3 dont la majorité des quadruplets de départ convergent correctement, mais en restant loin de la solution et en prenant beaucoup de temps pour s'en rapprocher peu. Afin de limiter ce problème, nous avons adopté un système de précision d'arrivée ( $\Delta J_1$ ) variable. La recherche est initialisée avec un critère d'arrêt sur  $\Delta J_1$  volontairement élevé ( $1.10^{-2}$ ) et il est amélioré au fur et à mesure de la montée des étages de la pyramide. L'amélioration du critère d'arrêt n'est appliquée, à la fin du calcul d'un étage, que lorsque la recherche de solution est saturée, c'est-à-dire dès qu'au moins un quadruplet de départ n'évolue plus (la recherche s'arrête après moins de 4 itérations de l'algorithme de descente du critère). Nous améliorons alors le critère d'arrêt, en le divisant par 10 (par exemple  $\Delta J_1$  passant

alors de  $1.10^{-2}$  à  $1.10^{-3}$ ), puis nous relançons la descente sur l'étage suivant. Ainsi cela nous permet de resserrer l'espace autour de la solution avec le moins de calculs possible.

Finalement, une dernière étape est ajoutée à cette analyse en pyramide afin de pouvoir arrêter les calculs dès que nous considérons avoir trouvé la solution. Pour cela nous utilisons les contraintes physiques évoquées précédemment. Dès que tous les 81 quadruplets de départ permettent de converger vers des quadruplets d'arrivée appartenant au domaine de validité physique, l'algorithme de descente est lancé sur le point ayant atteint la valeur de critère la plus faible avec un critère d'arrêt très fin  $\Delta J_1 < 1.10^{-10}$ . Le point d'arrivée de cette descente est considéré comme le quadruplet solution  $(\alpha; Z_f; I_f; K)$  de la minimisation du critère  $J_1$ . En parallèle, les sommets du dernier hypercube de départ sont eux aussi relancés avec un critère d'arrêt moindre  $\Delta J_1 < 1.10^{-8}$  afin de représenter une zone d'incertitude autour de la solution trouvée : ceci permet de vérifier que le point central mène à la solution optimale.

Cependant, un problème peut apparaître avec cette analyse pyramidale du critère d'erreur  $J_1$ . Dans le cas d'un échantillonnage particulièrement défavorable : tous les quadruplets de départ conduisent, lors du calcul du premier étage, à des points physiquement invalides. Si un tel cas se présente, il n'y a que deux paramètres qui peuvent être modifiés :

- la dimension de l'espace de départ,
- l'échantillonnage de cet espace.

L'espace de départ étant défini suffisamment large pour contenir avec certitude la solution exacte ( $\alpha$  et  $K$  aux bornes physiquement valable,  $Z_f$  défini à partir de  $Z_{min}$  et  $Z_{min} - L/10$  et  $I_f$  entre 0 et une valeur très forte, ici  $5.10^{-3}$ ), il n'est pas utile de le modifier. Nous avons donc choisi d'augmenter l'échantillonnage de l'espace. Au départ celui-ci est de trois points par axes, ce qui nous fait  $3^4$  quadruplets de départ. Si aucun de ces 81 points de départ ne converge vers une valeur physiquement valable, l'espace est ré-échantillonné avec deux points de départ supplémentaires par axe ( $5^4$ ), et cela jusqu'à ce qu'au moins un point converge dans la zone physiquement réaliste.

## 2.5 Mise en œuvre des méthodes d'estimation des débits sur des données non bruitées

Finalement, l'ensemble des quatre critères a été testé sur les quatre jeux de données simulées sans bruit. Les données issues du modèle SIC présentant un léger biais sur  $Q_2$  sont considérées bruitées : il ne s'agit en réalité pas d'un bruit de mesure, mais d'un biais des hypothèses de départ  $Q_1 = Q_2$  (cf. Tab. 2.2).

Nous avons ainsi vérifié la bonne convergence de nos méthodes sur les données non bruitées avant d'ajouter du bruit de mesure et d'analyser la sensibilité des critères. L'ensemble des résultats est présenté dans la table Tab. 2.3.

Les erreurs relatives sur les estimations des débits représentent la moyenne des erreurs quadra-

	Critère	$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	Erreur relative (%)	
						$Q_1$	$Q_2$
Jeu de données 1	$J_1$	0,89	10,00	0,001	39,77	-1,20	-1,21
	$J_2$	0,90	10,21	-	47,75	-11,10	-11,11
	$J_3$	0,90	10,00	0,0099	40,00	-0,02	-0,02
	$J_4$	0,93	10,01	0,0008	42,06	2,64	2,64
Jeu de données 2	$J_1$	0,90	10,00	0,001	40,07	0,40	0,40
	$J_2$	0,90	10,21	-	47,84	-10,52	-10,53
	$J_3$	0,90	10,00	0,001	40,00	0	0
	$J_4$	0,82	10,00	0,0014	35,85	-8,68	-8,68
Jeu de données 3	$J_1$	0,90	10,00	0,001	40,07	0,40	0,40
	$J_2$	0,90	10,21	-	47,78	-10,52	-10,53
	$J_3$	0,90	10,00	0,001	40,00	0,03	0,03
	$J_4$	0,82	10,00	0,0014	35,85	-8,68	-8,68
Jeu de données 4	$J_1$	0,90	10,00	0,001	40,09	0,58	0,59
	$J_2$	0,90	10,21	-	47,74	-11,01	-11,03
	$J_3$	0,90	10,00	0,0099	40,00	-0,02	0
	$J_4$	0,88	10,01	0,0092	39,98	-2,56	-2,65

TABLE 2.3 – Résultat d'estimation des différents critères pour les quatre jeux de données simulées.

tiques relatives de chacune des mesures :

$$e_{\hat{Q}_i} = \frac{\sqrt{(\hat{Q}_i - Q_i)^2}}{Q_i} \quad (2.39)$$

$$\bar{e} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e_{\hat{Q}_i} \quad (2.40)$$

Les critères  $J_1$  et  $J_3$  convergent parfaitement et donnent des erreurs relatives négligeables.

Le critère  $J_4$  présente une erreur relative plus importante, que nous pensons liée au critère d'arrêt. Nous avons choisi d'arrêter la recherche lorsque l'évolution du critère entre deux itérations est inférieure à  $10^{-12}$ . Ce paramètre n'a pas été poussé plus loin pour éviter d'augmenter de manière trop pénalisante les temps de calcul sur des données bruitées. Ce point sera discuté au chapitre suivant.

Finalement, comme nous pouvions nous y attendre, le critère  $J_2$  présente une erreur relative plus importante que les autres critères (environ 10%). Cela est lié à l'hypothèse de régime pseudo-uniforme  $\frac{K^2 \cdot h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \ll 1$  qui n'est pas validée sur les jeux de données. Ce point fera l'objet d'une attention particulière lors de l'ajout de bruit sur les variables de surface.

Ainsi, le critère  $J_3$  apparaît à ce stade de test comme la plus performante sur des mesures non bruitées des variables de surface, tant en terme de précision que de temps de calcul.

## 2.6 Synthèse sur la formulation des critères et les méthodes de résolutions

Nous avons, dans ce chapitre, proposé une méthode d'estimation du débit d'une section de fleuve à partir des seules variables de surface mesurées par techniques satellitaires, sans information sur les données terrain.

Cette méthode s'appuie sur la définition du débit et la simplification des équations fondamentales de Saint-Venant pour fournir deux expressions du débit en fonction des seules variables de surface ( $V_s, Z, I_s, L$ ) et des paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ). Utilisant un ensemble de mesures des variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1 \dots N}$ , réalisées à différentes phases du cycle hydrologique, nous déterminons les paramètres hydrauliques des équations précédentes assurant la cohérence de ces jeux de variables de surface avec les deux équations hydrauliques. Une fois ces paramètres hydrauliques calés, pour tout nouveau jeu de mesures des variables de surface ( $V_s, Z, I_s, L$ ), il est alors possible d'estimer le débit correspondant.

Notre méthode peut être mise en œuvre sur quatre critères  $J_1, J_2, J_3$  et  $J_4$  dépendant de l'écart entre les deux estimations du débit. Ces critères ont fait l'objet de développement de méthodes de minimisation spécifiques : analytique ( $J_2$ ), semi-analytique ( $J_3$ ) et par descente de critère ( $J_1$  et  $J_4$ ).

Les liens existant entre les différents paramètres hydrauliques ont confronté la recherche de solution à des minima mathématiques dépourvus de sens physique. La méthode de descente de



critère a donc fait l'objet d'une attention particulière lors du développement. Après une étude des topographies que prennent les critères, en fonction des valeurs des paramètres hydrauliques, nous nous sommes assurés, par le développement d'un algorithme de descente adapté au problème, de la bonne convergence vers la solution physique lorsque celle-ci existe.

Ces méthodes ont été appliquées sur des jeux de données simulés non bruités, i.e. vérifiant de façon exacte l'égalité des deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , ceci afin de vérifier la bonne convergence des algorithmes.

Les critères  $J_1$  et  $J_3$  apparaissent précis alors que le critère  $J_4$  est sensible au critère d'arrêt de la recherche algorithmique et que le critère  $J_2$  manque de précision en raison d'une hypothèse de régime pseudo-uniforme trop éloignée de la réalité. A ce stade, sur des mesures de variables de surface non bruitées, le critère  $J_3$  apparaît comme le plus performant en précision et temps de calcul.

La phase suivante de cette étude est l'analyse des modifications que ces critères subissent lors de l'ajout de bruit de mesures sur chacune des variables de surface ( $V_s, Z, I_s, L$ ).

# Chapitre 3

## ROBUSTESSE AU BRUIT DE MESURE DES MÉTHODES D'ESTIMATION DU DÉBIT À PARTIR DES VARIABLES DE SURFACE

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Application sur données réelles . . . . .</b>	<b>81</b>
3.1.1	Données issues de mesures sur le bassin Amazonien . . . . .	81
3.1.2	Mise en œuvre des méthodes d'estimation des débits sur les données d'Óbidos et Manacapuru (Amazone) . . . . .	84
<b>3.2</b>	<b>Sensibilité aux erreurs de mesure des variables de surface . . . . .</b>	<b>86</b>
3.2.1	Bruit sur une seule des variables de surface . . . . .	87
3.2.2	Bruit sur l'ensemble des variables de surface . . . . .	104
3.2.3	Synthèse de l'analyse de sensibilité . . . . .	110
<b>3.3</b>	<b>Voies d'amélioration de la robustesse . . . . .</b>	<b>111</b>
3.3.1	Piste 1 : amélioration de la robustesse de $J_3$ , résolution analytique de quadruplets de mesure et identification de mesures problématiques	111
3.3.2	Piste 2 : amélioration de la robustesse de $J_1$ et $J_4$ , ajout de contraintes sur les paramètres $\alpha$ et $I_f$ . . . . .	112
3.3.3	Piste 3 : amélioration de la robustesse de $J_2$ , isolation de mesures trop bruitées . . . . .	112
<b>3.4</b>	<b>Synthèse . . . . .</b>	<b>114</b>

---



### 3.1 Application sur données réelles

Le chapitre 2 précédent a présenté les différents critères d'estimation du débit des fleuves à partir des mesures des variables de surface ( $V_s$ ,  $Z$ ,  $I_s$ ,  $L$ ) par télédétection sans mesures in situ. Ces critères ont été testés sur des jeux de données simulés vérifiant exactement les hypothèses H1 à H5 (cf. § 2.3.2) et l'égalité entre les deux formulations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (Eq.(2.7) et Eq.(2.8)). Ceci nous a permis de vérifier la forme convexe que prennent les différents critères et la capacité que nous avons à déterminer les solutions physiques par des méthodes analytiques ou par des méthodes algorithmiques de descente de critère.

Ces résultats étant satisfaisants, nous avons testé ces méthodes sur des données réelles.

#### 3.1.1 Données issues de mesures sur le bassin Amazonien

Pour tester notre méthode sur des données réelles, l'idéal serait de disposer sur un tronçon de fleuve de jeux de mesures satellitaires synchrones de la largeur, du niveau, de la pente et de la vitesse de surface. Comme nous l'avons évoqué précédemment, seules deux variables ( $L$  et  $Z$ ) sont aujourd'hui mesurées par satellite, les techniques interférométriques permettant de mesurer  $I_s$  (interférométrie spatiale ou across-track interferometry) et  $V_s$  (interférométrie temporelle ou along-track interferometry) n'étant pas encore opérationnelles sur satellites.

Nous avons donc fait appel à des mesures des variables de surface ( $V_s$ ,  $Z$ ,  $I_s$ ,  $L$ ), effectuées sur le terrain. Les valeurs réelles du débit, et des paramètres hydrauliques ( $Z_f$  et  $\alpha$ ), ont été utilisées exclusivement pour la validation de nos résultats d'estimation.

Les jeux de données ont été construits à partir de mesures ADCP et de relevés limnimétriques réalisés sur le bassin amazonien dans le cadre de l'observatoire de recherche en environnement (ORE) HyBAM<sup>1</sup> (programme en partenariat ANA<sup>2</sup>-IRD<sup>3</sup>).

Les relevés limnimétriques sont réalisés sur une base journalière, sur l'ensemble des stations. Les enregistrements ADCP, quant à eux, sont occasionnels et leur fréquence varie selon la station. Nous avons effectué une première sélection de six stations limnimétriques : Borba, Jatuarana, Manacapuru, Óbidos, Paricatuba et Parintins.

Les stations de Jatuarana, Paricatuba et Borba ne disposent que de cinq enregistrements ADCP, ce qui n'est pas suffisant pour estimer correctement les paramètres hydrauliques par notre méthode. Nous avons donc écarté ces stations. Les enregistrements de Parintins sont, quant à eux, trop dégradés pour être utilisables (Fig. 3.1), probablement à cause de la charge sédimentaire perturbant la mesure ADCP.

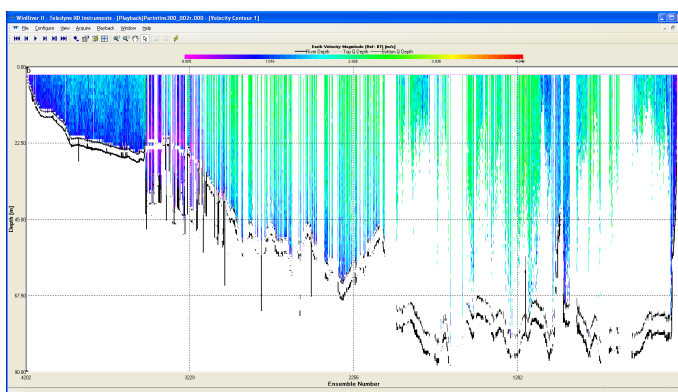
Finalement, nous avons concentré nos efforts sur deux stations présentant le plus grand nombre de mesures (20 mesures) ainsi que la meilleure qualité de ces mesures :

- Manacapuru (cf. annexe C, Tab. C.1)

1. Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazonie. <http://www.ore-hybam.org>

2. ANA : Agência Nacional de Águas, Brésil, site : <http://www.ana.gov.br>

3. IRD : Institut de Recherche pour le Développement, France, site : <http://www.ird.fr/>



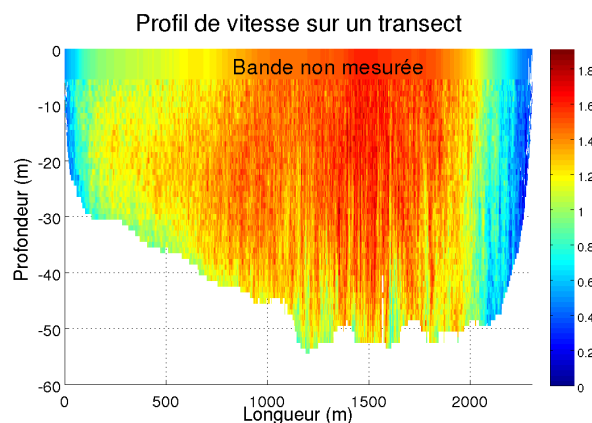
**FIGURE 3.1** – Exemple de mesure ADCP réalisée à Parintins sur le fleuve Amazone (17 aout 2001)

– and Obidos (cf. annexe C, Tab. C.2)

Les variables de surface, à ces stations, sont obtenues de différentes manières. La largeur  $L$  et la vitesse de surface  $V_s$  sont directement issues de traitements des enregistrements ADCP, le niveau  $Z$  et la pente de surface  $I_s$  proviennent des enregistrements limnimétriques et altimétriques effectués aux stations.

### 3.1.1.1 Largeur et vitesse de surface à partir des mesures ADCP

Les données issues de l'ADCP sont exploitées à l'aide du logiciel WinRiver [Win, 2007] qui convertit les fichiers (format texte). Les données se présentent sous la forme de cellules de hauteur fixée (1 m dans le cas des mesures de l'Amazone) et de longueur variable pour chaque ensemble<sup>4</sup>. La longueur dépend de la période d'échantillonnage et de la vitesse du bateau.



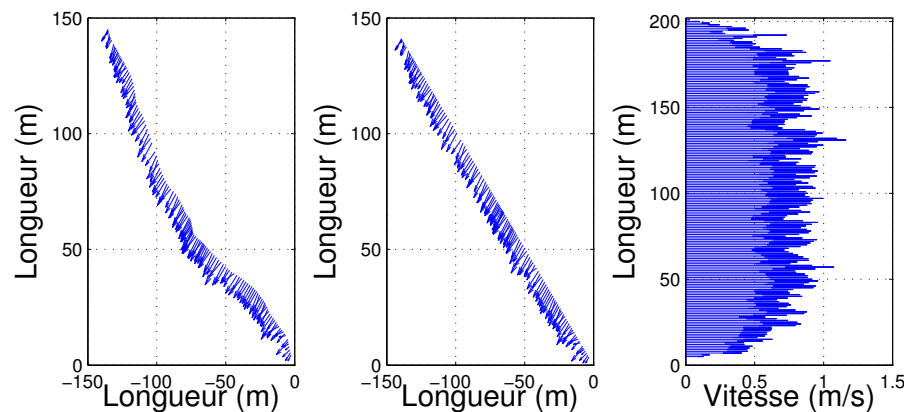
**FIGURE 3.2** – Profil de vitesse sur un transect de l'Amazone à la station d'Obidos avec extrapolation de la vitesse à la surface (mesure du 13 octobre 2000)

Pour des raisons de limitations techniques, l'ADCP ne peut pas mesurer les cellules proches de la surface (5 m dans le cas des mesures de l'Amazone, Fig. 3.2). Ainsi, pour obtenir les vitesses à

4. Le logiciel WinRiver appelle ensemble de mesure une colonne de cellules. Nous adopterons la même terminologie.

la surface de l'eau, nous déterminons pour chaque ensemble de mesure le profil vertical de vitesse et nous l'extrapolons jusqu'à la surface [Smart, 1999]. La moyenne des vitesses de surface ainsi obtenue est alors considérée comme la vitesse de surface  $V_s$  de la mesure. La moyenne des vitesses des cellules ADCP fournit la vitesse moyenne  $V_m$  de l'écoulement. La valeur réelle du paramètre  $\alpha$  (cf. § 2.3.3.1) est obtenue en utilisant ces deux variables.

La trajectoire du bateau n'étant pas rectiligne, il est important de corriger les effets induits sur les vitesses apparentes. L'ADCP enregistre le déplacement relatif du bateau par rapport au fond du fleuve, le lit étant identifié par le fort écho du signal sur l'interface de changement de milieu entre l'eau et le fond. L'écoulement du fleuve est parallèle aux rives. Connaissant la direction du vecteur vitesse moyen  $V_m$ , nous projetons chaque ensemble sur la droite normale au vecteur  $V_m$  et son vecteur vitesse sur la direction du vecteur  $V_m$ . La distance séparant les extrémités de ces mesures représente la largeur  $L$  du fleuve lors de la mesure. La figure 3.3 présente les principales étapes de ce processus.



**FIGURE 3.3** – Étapes du traitement des champs de vitesses de surface (données issues de mesures réalisées sur le Rhône en aval de Beaucaire le 30 octobre 2007). Le champ de vitesses de surface mesuré sur la trajectoire du bateau (à gauche) est projeté sur la trajectoire droite orthogonale au vecteur vitesse moyen (au milieu) puis interpolé et ré-échantillonné, par pas de un mètre (à droite). La longueur entre le premier et le dernier vecteur donne la largeur du fleuve (dans ce cas 202 m). Il convient d'estimer la distance aux berges pour estimer la largeur exacte.

Cette méthode présente une limite liée au protocole de mesure : si l'enregistrement ADCP est démarré ou arrêté trop loin des berges, nous risquons de sous-estimer la largeur du fleuve. Il convient d'estimer ces distances aux berges pour estimer la largeur exacte.

### 3.1.1.2 Niveau et pente de surface à partir des mesures limnimétriques et altimétriques

Le niveau du fleuve est issu des enregistrements limnimétriques quotidiens aux stations. Il est aisé de faire correspondre une mesure limnimétrique à une mesure ADCP. Pour cela, nous recherchons le point du limnigramme le plus proche temporellement (dans une limite de 18h d'écart) de l'enregistrement ADCP. De la même façon, à chaque mesure limnimétrique correspond une

estimation de la pente de la ligne d'eau, à partir de son interpolation polynomiale entre stations amont et aval, ce qui nous fournit la pente de surface  $I_s$  (cf. § C.1) [Bercher, 2008].

Nous avons construit, pour chaque mesure ADCP, un jeu de variables de surface ( $V_s, Z, I_s, L$ ). Nous obtenons ainsi un jeu de mesures des quatre variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1\dots N}$  complet pour la station de mesure, avec  $N$  le nombre de mesures ADCP retenues.

### 3.1.2 Mise en œuvre des méthodes d'estimation des débits sur les données d'Óbidos et Manacapuru (Amazonie)

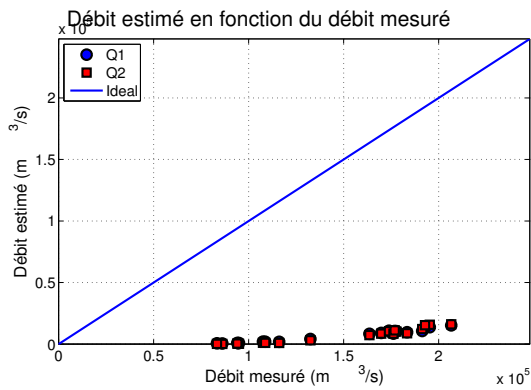
La table 3.1 présente les résultats d'estimation des paramètres hydrauliques par les quatre critères développés au chapitre précédent pour les deux jeux de données issus des mesures de l'Amazonie à Óbidos et Manacapuru.

	Critère	Paramètres estimés				Erreur (%)			$J_{1\text{norm}}$
		$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	$Q_1$	$Q_2$	$\hat{Q}$	
Óbidos	exact	0,9	-39,5	—	28,5	13	9	7	21586
	$J_1$	0,5	3,0	$-1,2 \cdot 10^{-9}$	59,8	96	96	96	936
	$J_2$	0,9	-4,7	-	61,6	79	79	79	1965
	$J_3$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$J_4$	1,1	-6,1	0	70,0	71	71	71	2421
Manacapuru	exact	0,9	-5,6	—	34,3	4	4	3	3888
	$J_1$	0,5	10,2	$-1,2 \cdot 10^{-9}$	34,6	83	84	84	1834
	$J_2$	0,9	-3,9	-	35,0	10	10	10	2230
	$J_3$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$J_4$	1,5	-12,3	$2,1 \cdot 10^{-3}$	30,0	109	109	109	4864

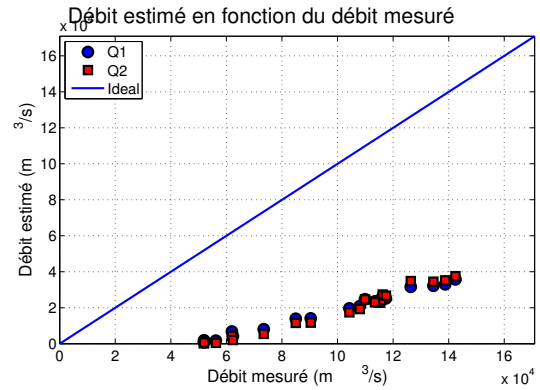
TABLE 3.1 – Synthèse des paramètres hydrauliques estimés par les différents critères pour les jeux de mesures d'Óbidos et Manacapuru, ainsi que des erreurs d'estimation du débit associées. La ligne « exact » représente les valeurs des paramètres réels que nous recherchons. Les cases grisées représentent une absence de résultat de convergence (paramètre estimé complexe). Dans les deux cas, le critère  $J_3$  ne converge pas.

La figure 3.4 montre que seul le critère  $J_2$  pour les données de Manacapuru présente des estimations des débits cohérentes avec les mesures. Nous allons successivement analyser les résultats de chaque critère sur les deux stations.

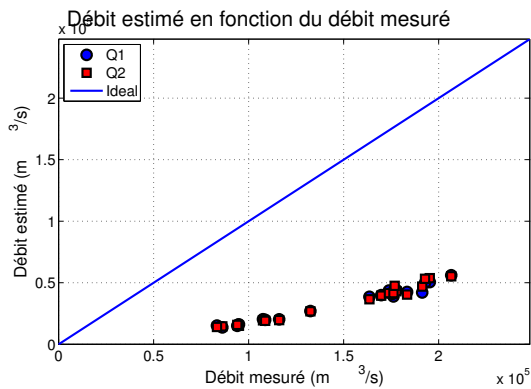
Dans le cas du critère  $J_2$  à Manacapuru, les paramètres hydrauliques prennent des valeurs réalistes. La cote du fond estimée  $\hat{Z}_f = -3,9$  est proche de la cote du fond moyenne estimée à partir des mesures ADCP :  $-6,3$  m, sachant que le tirant d'eau (la profondeur) varie entre 20 m et 33 m. Le coefficient de Strickler  $\hat{K} = 35,0$  est, lui aussi, cohérent avec celui estimé à partir des mesures



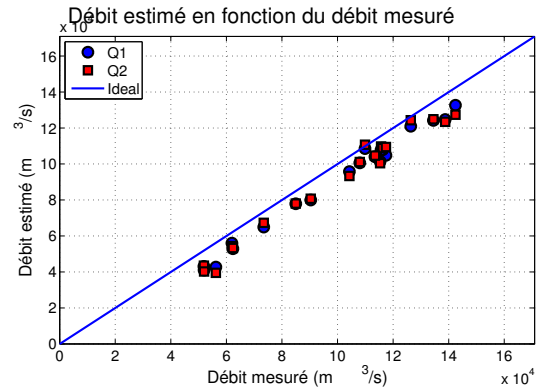
(a) Résultat des estimations des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  par le critère  $J_1$  sur les données d'Óbidos



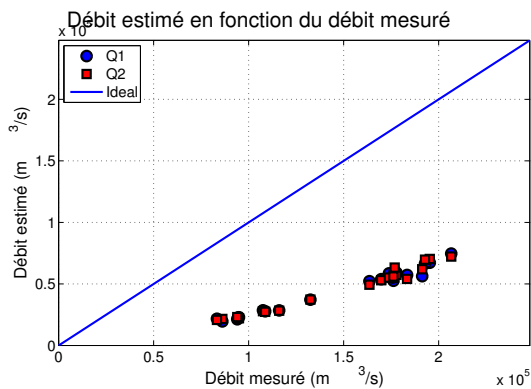
(b) Résultat des estimations des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  par le critère  $J_1$  sur les données d'Manacapuru



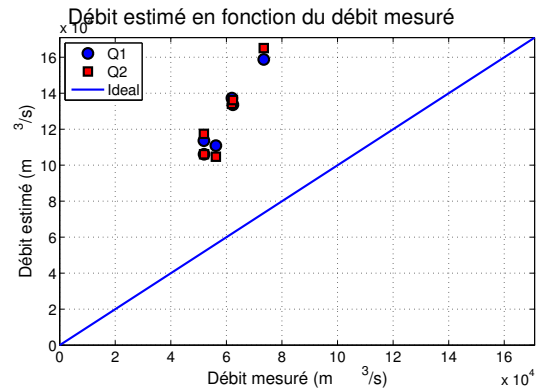
(c) Résultat des estimations des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  par le critère  $J_2$  sur les données d'Óbidos



(d) Résultat des estimations des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  par le critère  $J_2$  sur les données d'Manacapuru



(e) Résultat des estimations des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  par le critère  $J_4$  sur les données d'Óbidos



(f) Résultat des estimations des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  par le critère  $J_4$  sur les données d'Manacapuru

**FIGURE 3.4** – Synthèse des estimations des débits sur les données de l'Amazonie à Óbidos (à gauche) et Manacapuru (à droite) pour les critères  $J_1$  (en haut),  $J_2$  (au milieu) et  $J_4$  (en bas).  $J_3$  n'ayant pas convergé, il n'y a aucun résultat à présenter.



de terrain ( $\bar{K} = 34,3$ , calculé en utilisant l'équation de Manning-Strickler en régime uniforme (2.13)). Le débit ainsi estimé est donc très proche de la réalité, avec une erreur relative moyenne de 10% (Fig. 3.4(d)).

En revanche, les paramètres hydrauliques estimés par le critère  $J_2$  pour le jeu de mesures d'Óbidos sont très éloignés des valeurs réelles. Les estimations des débits sont donc très éloignées des débits réels (Fig. 3.4(c)).

Le critère  $J_1$  fournit aussi une estimation correcte du coefficient de Strickler  $K$ , à Manacapuru, mais l'estimation de  $\hat{Z}_f = 10,19$  m est très nettement supérieure à la valeur réelle et l'estimation de  $\alpha$  (0,5 au lieu de 0,9) très inférieure. L'estimation du débit s'en trouve fortement modifiée dans le sens d'une sous-estimation (Fig. 3.4(b)).

Pour le jeu de mesures d'Óbidos, le quadruplet d'arrivée atteint par ce critère  $J_1$  est très éloigné des valeurs réelles pour chaque paramètres hydrauliques :  $Z_f$  et  $K$  sont très supérieurs à leurs valeurs, tandis que  $\alpha$  et  $I_f$  sont fortement sous-estimés, à tel point qu' $I_f$  est négative. Les débits ainsi estimés sont tous proches de zéro (Fig. 3.4(a)).

Le critère  $J_4$  converge à Manacapuru vers un quadruplet de paramètres hydrauliques dont les valeurs de  $K$  et  $Z_f$  ne sont pas très éloignées de valeurs réelles, mais le paramètre  $\alpha$  est très nettement supérieur à sa valeur réelle et la pente de fond  $I_f$  semble, elle aussi, très forte (bien qu'en l'absence de mesure terrain, nous ne puissions comparer  $I_f$  à une valeur de référence). Les débits résultants sont très fortement surestimés (Fig. 3.4(e)).

De la même manière, ce critère converge vers un quadruplet de paramètres hydrauliques irréaliste sur les données d'Óbidos. Les débits estimés se trouvent comparables à ceux obtenus avec le critère  $J_2$  (Fig. 3.4(e)).

Enfin, le critère  $J_3$ , qui donnait les meilleurs résultats sur les données non bruitées, ne converge pas sur des valeurs physiques des paramètres hydrauliques (convergence sur des valeurs complexes).

De manière générale, les critères suivent certaines tendances communes sur les deux jeux de données. La cote du fond estimée avec  $J_1$  apparaît plus forte qu'avec  $J_2$  ou  $J_4$ . De même,  $J_1$  tend à surestimer  $\alpha$ , alors que  $J_4$  tend plutôt à le sous-estimer.

Finalement,  $J_1$  et  $J_2$  restent cohérents dans leur estimation de  $K$ . Cela inciterait à supposer une faible influence de l'hypothèse de régime pseudo-uniforme.

En conclusion le test des méthodes d'estimation du débit sur des données réelles, donc bruitées et s'écartant des hypothèses posées au chapitre 2, montre qu'elles dérivent fortement par rapport aux valeurs réelles des paramètres hydrauliques et du débit.

## 3.2 Sensibilité aux erreurs de mesure des variables de surface

Les résultats des méthodes d'estimation des paramètres hydrauliques et du débit à partir des variables de surface ne donnent donc pas de résultats satisfaisants sur les données réelles à Óbidos et Manacapuru. L'incertitude sur ces variables de surface, notamment sur la pente dont la mesure est indirecte, peut être à l'origine de ces résultats.

Nous allons explorer l'influence des bruits de mesure des variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1\dots N}$  sur les résultats de minimisation des critères. Cette étude de sensibilité se base sur l'ajout de bruit de mesure sur les jeux de données issus des modèles (vérifiant exactement les égalités des deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ ). Dans un premier temps, nous vérifierons comment le bruit sur une seule des variables de surface influence la convergence des différents critères et les valeurs de débit en résultant (cf. § 3.2.1). Ensuite l'ensemble des variables de surface seront bruitées simultanément (cf. § 3.2.2).

### 3.2.1 Bruit sur une seule des variables de surface

Des bruits de mesure ont été générés pour chaque variable et pour chaque jeu de mesures. La génération de bruit a été réalisée de manière aléatoire en supposant que les bruits suivent des lois normales centrées (et donc sans biais) avec des écarts-types de référence égaux à :

- 10 cm/s pour  $V_s$  ce qui correspond à l'erreur généralement admise pour cette mesure [Romeiser *et al.*, 2002a; Plant *et al.*, 2005],
- 20 cm pour  $Z$ , ce qui correspond à la moyenne d'erreur de Jason 2 sur l'Amazone en hautes eaux [Bercher et Kosuth, 2011],
- 1 cm/km pour  $I_s$ , ce qui correspond à la précision espérée pour SWOT [Fu *et al.*, 2010],
- 10 m pour  $L$ , ce qui correspond à la haute résolution de SPOT 5.

Ces bruits de référence ont ensuite été amplifiés, ou atténués, pour fournir des bruits correspondant à un pourcentage de la variable mesurée.

#### 3.2.1.1 Bruit sur la vitesse de surface $V_s$

Nous analysons ici l'impact, sur les estimations du débit, d'un bruit de mesure sur la variable  $V_s$ . Nous étudions notamment comment l'intensité de ce bruit affecte les performances d'estimation du débit.

##### A) Impact de bruit sur $V_s$ sur l'écart entre $Q_1$ et $Q_2$

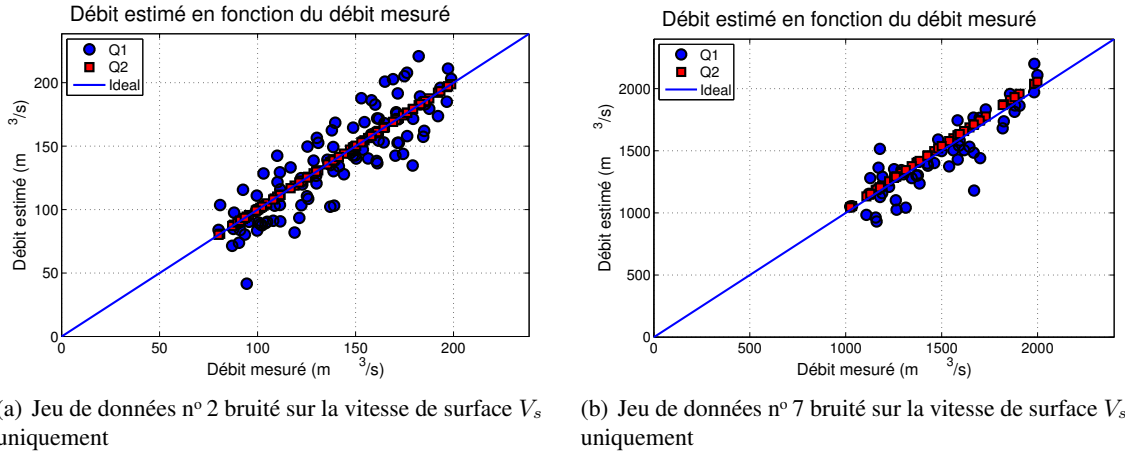
Dans un premier temps, nous allons analyser comment l'intensité de bruit de mesure sur  $V_s$  affecte les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculées à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts. Le bruit sur  $V_s$  est exprimé en pourcentage de la vitesse de surface moyenne. Ainsi un bruit de 10 cm/s sur une vitesse moyenne de 1 m/s correspond à un bruit relatif de 10% sur la variable  $V_s$ .

Pour cela, pour chaque jeu de données bruitées (jeux de données 1 à 7), nous calculons les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ .

Les figures 3.5(a) et 3.5(b) montrent deux exemples pour les deux jeux de données n° 2 et n° 7. L'estimation du débit  $Q_1$  s'éloigne de la valeur exacte de débit en raison du bruit sur  $V_s$ , mais le nuage de points garde une cohérence. Pour un bruit d'écart-type 10 cm/s sur  $V_s$  (13% de la vitesse de surface moyenne pour le jeu de données n° 2 et 10% pour le jeu de données n° 7), les

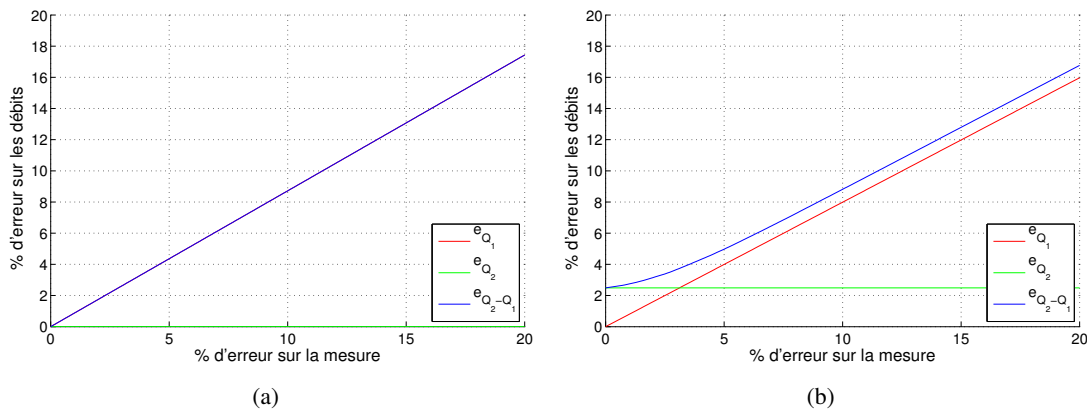
écarts-types de ces nuages de points de  $Q_1$  sont de  $19 \text{ m}^3/\text{s}$  (15%) sur le jeu de données n° 2 et de  $144 \text{ m}^3/\text{s}$  (10%) sur le jeu de données n° 7.

L'estimation du débit  $Q_2$  n'est pas affectée par ce bruit de mesure puisque  $V_s$  n'entre pas en compte dans l'équation de  $Q_2$  Eq.(2.8).



**FIGURE 3.5** – Représentation des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  calculés à partir des vitesses de surface  $V_s$  bruitées et des paramètres hydrauliques exacts, en fonction des débits réels pour les jeux de données n° 2 et n° 7

La figure 3.6 illustre, pour les jeux de données n° 2 et n° 7, la façon dont l'intensité relative du bruit sur  $V_s$  génère une erreur quadratique relative (par rapport au débit réel  $Q$ ) sur les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  et un écart quadratique relatif ( $Q_2 - Q_1$ ) entre ces deux estimations. Dans le cas du jeu de données n° 2, une erreur relative de 10% sur  $V_s$  (10% de la vitesse moyenne) génère une erreur relative de 9% sur  $Q_1$ , aucune erreur sur  $Q_2$  et un écart quadratique relatif de 9% sur ( $Q_2 - Q_1$ ) (identique à l'erreur sur  $Q_1$ ). C'est cet écart quadratique relatif ( $Q_2 - Q_1$ ) que les méthodes d'estimation du débit développées au chapitre 2 cherchent à minimiser en jouant sur les paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ).



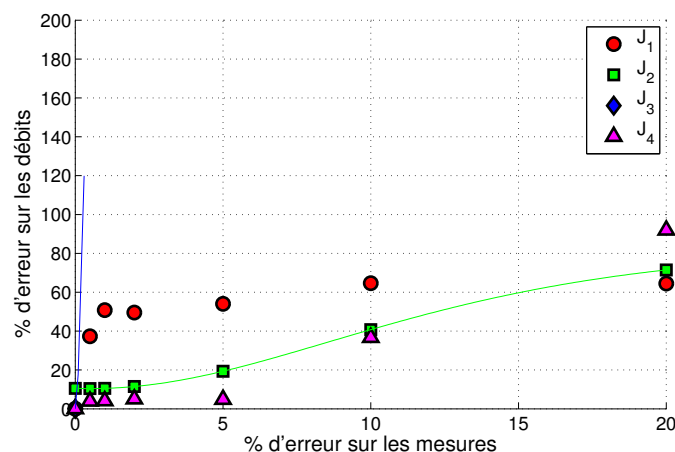
**FIGURE 3.6** – Évolution de l'erreur quadratique relative sur  $Q_1$  (rouge) et  $Q_2$  (vert) et de l'écart quadratique relatif  $Q_2 - Q_1$  (bleu) en fonction de l'intensité relative du bruit sur  $V_s$  (exprimé en pourcentage de la vitesse  $V_s$  moyenne) sur les jeux de données n° 2 (à gauche) et n° 7 (à droite)

La figure 3.6 montre sur les deux jeux de données que l'erreur quadratique sur  $Q_1$  et écart relatif ( $Q_1 - Q_2$ ) croissent linéairement avec le bruit de mesure sur  $V_s$ . On note, dans le cas du jeu de données n° 7, une erreur initiale sur  $Q_2$ , en l'absence de bruit sur  $V_s$  liée, comme expliqué précédemment, au mode d'estimation de la pente.

A ce stade, on constate que l'erreur sur  $V_s$  (bruit) génère une erreur sur  $Q_1$  et donc un écart entre  $Q_1$  et  $Q_2$ .

### B) Impact du bruit sur $V_s$ sur la convergence des méthodes d'estimation des débits

Dans un second temps, nous mettons en œuvre les quatre critères  $J_1$ ,  $J_2$ ,  $J_3$  et  $J_4$  d'estimation des paramètres hydrauliques et des débits sur les jeux de données bruités en  $V_s$ , pour différentes intensités relatives du bruit. Le but est d'analyser la capacité de ces critères à converger, malgré le bruit sur  $V_s$ , vers des valeurs réalistes des paramètres hydrauliques et des débits. Nous avons testé les critères sur le jeu de données n° 2 pour sept intensités différentes du bruit relatif sur  $V_s$  : 0%, 0,5%, 1%, 2%, 5%, 10% et 20%.



**FIGURE 3.7** – Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur  $V_s$  (0% 0,5%, 1%, 2%, 5% et 10% et 20%) pour le jeu de données n° 2. Les temps de calcul réduits des critères  $J_2$  et  $J_3$  ont permis un échantillonnage plus fin des niveaux de bruit relatif sur  $V_s$ , dont les résultats sont représentés par les lignes verte et bleue. La ligne bleue s'interrompt à 0,4% de bruit relatif sur  $V_s$  car la solution de ce critère devient complexe au-delà.

La figure 3.7 montre, pour chaque critère, l'évolution de l'erreur relative sur l'estimation des débits en fonction des niveaux de bruits appliqués à  $V_s$ .

$J_2$  et  $J_4$  font apparaître une erreur croissante en fonction du bruit sur  $V_s$ . Ainsi, si nous souhaitons une estimation du débit à 20% près, nous devons mesurer la vitesse de surface avec une précision de 5%.

Le critère  $J_1$ , dès l'ajout d'un faible bruit (0,5%), présente de fortes erreurs d'estimation du débit (36%). Les erreurs d'estimation du débit restent ensuite entre 55% et 65% et ne semblent pas présenter de corrélation avec l'intensité du bruit. Il semble que l'algorithme de recherche se

stabilise autour d'une solution présentant de faibles valeurs de  $I_f$  et  $\alpha$ , par rapport aux valeurs réelles.

Finalement, le critère  $J_3$  présente de fortes erreurs relatives sur l'estimation du débit dès que de faibles erreurs de mesure sur  $V_s$  sont introduites. Il présente des solutions complexes avant même 0,5% de bruit relatif ajouté sur  $V_s$ .

La table 3.2 présente l'ensemble des résultats de convergence des différents critères pour les différentes intensités de bruit sur le jeu de données n° 2. Il y apparaît que les critères minimisent toujours effectivement l'écart entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (colonne de droite  $J_{1\text{norm}}$ ) au prix de fortes erreurs sur l'estimation du débit et de certains paramètres hydrauliques.

Il est intéressant d'illustrer comment le bruit de mesure sur  $V_s$  affecte la forme du critère  $J_1$ . Les figures 3.8(a) et 3.8(c) représentent les cartes du critère  $J_1$  en l'absence de bruit de mesure sur  $V_s$ , les figures 3.8(b) et 3.8(d) en présence d'un bruit sur  $V_s$  d'intensité relative 20%.

On constate que le quadruplet de paramètres  $Z_f = 10$  m,  $\alpha = 0,9$ ,  $I_f = 10^{-3}$ ,  $K = 40$  qui constituait un minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données non bruité, n'est plus le minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données bruité. Sur les cartes de la figure 3.8, le minimum apparaît désormais en bordure, en limite d'une zone de valeurs complexes (Fig. 3.8(b)), et faisant tendre la pente  $I_f$  vers une valeur négative (Fig. 3.8(d)).

### C) Conclusion d'analyse du bruit sur $V_s$

La présence d'un bruit de mesure sur la seule variable  $V_s$  modifie l'estimation du débit  $Q_1$ .  $Q_2$  n'apparaît pas sensible au bruit de mesure sur  $V_s$ , alors que  $Q_1$  est modifié proportionnellement au bruit de mesure.  $(Q_1 - Q_2)$  est donc modifié de manière identique à  $Q_1$ . Cette modification de l'écart quadratique est compensée par les algorithmes de minimisation de critère ( $J_1$  à  $J_4$ ) qui déterminent des valeurs des paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ) minimisant le critère et par conséquent différentes des valeurs exactes.

Les critères  $J_2$  et  $J_4$  répondent de manière cohérente, le bruit sur  $V_s$  se répercutant progressivement en erreur sur l'estimation du débit  $Q$  alors que le critère  $J_1$  ne suit aucunement les intensités du bruit de mesure sur  $V_s$ . Le critère  $J_3$  est extrêmement sensible au bruit de mesure sur  $V_s$  et génère de très fortes erreurs sur l'estimation du débit.

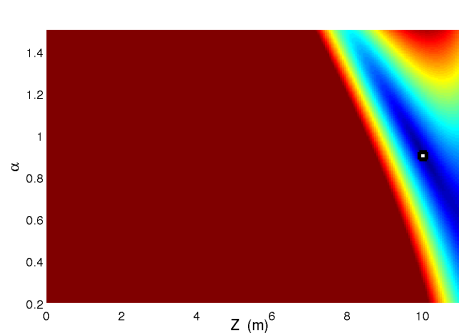
Ainsi, seuls les critères  $J_2$  et  $J_4$  permettent une estimation du débit à 20% près avec une tolérance de 5% de bruit de mesure sur la vitesse de surface.

#### 3.2.1.2 Bruit sur le niveau du fleuve $Z$

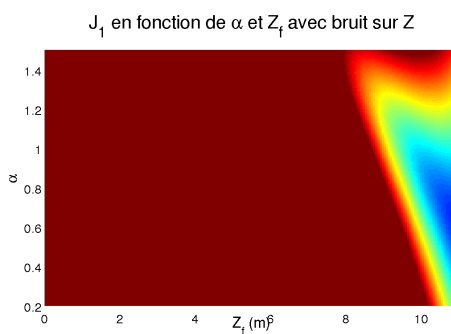
Nous analysons ici l'impact sur les estimations du débit d'un bruit de mesure sur la variable  $Z$ . Nous étudions notamment comment l'intensité de ce bruit affecte les performances d'estimation du débit.

		Paramètres estimés				Erreur (%)			
	Critère	$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	$Q_1$	$Q_2$	$\hat{Q}$	$J_{1\text{norm}}$
	exact erreur	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
Critère $J_1$	$\sigma_{V_s} : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_{V_s} : 0,5\%$	0,6	10,2	0	32,4	37	37	37	0
	$\sigma_{V_s} : 1\%$	0,5	10,2	$-1,1 \cdot 10^{-3}$	28,6	51	51	51	0
	$\sigma_{V_s} : 2\%$	0,5	10,3	$-2,3 \cdot 10^{-4}$	29,2	49	50	50	0
	$\sigma_{V_s} : 5\%$	0,5	10,3	$-8,9 \cdot 10^{-4}$	29,1	54	54	54	0
	$\sigma_{V_s} : 10\%$	0,5	10,8	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	38,8	67	62	65	1
	$\sigma_{V_s} : 20\%$	0,5	10,8	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	38,6	67	62	64	1
Critère $J_2$	$\sigma_{V_s} : 0\%$	0,9	11,5	-	95,6	11	11	11	0
	$\sigma_{V_s} : 0,5\%$	0,9	10,2	-	47,7	10	10	10	0
	$\sigma_{V_s} : 1\%$	0,9	10,2	-	47,7	11	11	11	0
	$\sigma_{V_s} : 2\%$	0,9	10,2	-	47,9	11	12	11	0
	$\sigma_{V_s} : 5\%$	0,9	10,4	-	50,5	19	20	19	1
	$\sigma_{V_s} : 10\%$	0,9	10,8	-	60,4	41	41	41	1
	$\sigma_{V_s} : 20\%$	0,9	11,5	-	95,6	74	69	71	2
Critère $J_3$	$\sigma_{V_s} : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_{V_s} : 0,5\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{V_s} : 1\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{V_s} : 2\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{V_s} : 5\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{V_s} : 10\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{V_s} : 20\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
Critère $J_4$	$\sigma_{V_s} : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_{V_s} : 0,5\%$	0,9	10,0	$9,0 \cdot 10^{-4}$	41,5	4	4	4	0
	$\sigma_{V_s} : 1\%$	0,9	10,0	$8,8 \cdot 10^{-4}$	41,5	4	4	4	0
	$\sigma_{V_s} : 2\%$	0,9	10,0	$9,8 \cdot 10^{-4}$	38,4	5	5	5	0
	$\sigma_{V_s} : 5\%$	0,9	10,0	$3,3 \cdot 10^{-4}$	42,3	6	5	5	1
	$\sigma_{V_s} : 10\%$	1,1	9,7	$2,1 \cdot 10^{-3}$	37,7	36	38	37	2
	$\sigma_{V_s} : 20\%$	1,3	9,4	$2,1 \cdot 10^{-3}$	41,1	89	97	92	5

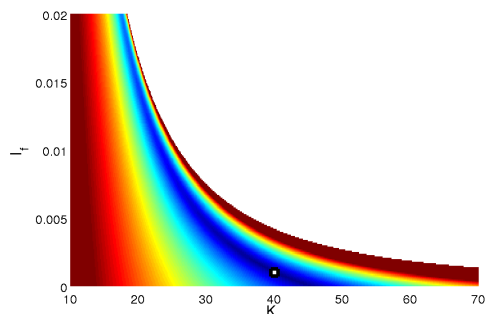
TABLE 3.2 – Synthèse des paramètres hydrauliques estimés à partir de différentes intensités relatives de bruit de mesure sur  $V_s$  [jeu de données n° 2]. Les cases grisées représentent une absence de résultat de convergence (convergence vers des valeurs complexes des paramètres).



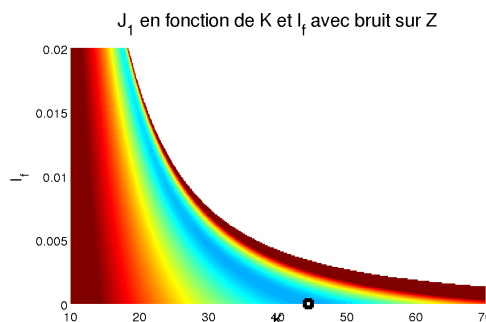
(a) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  ( $K = 40$ ;  $I_f = 10^{-3}$  m/m)



(b) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  avec ajout de 20% de bruit sur la variable  $V_s$  ( $K = 40$ ;  $I_f = 10^{-3}$  m/m)



(c) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  ( $\alpha = 0,9$ ;  $Z_f = 10$  m)



(d) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  avec ajout de 20% de bruit sur la variable  $V_s$  ( $\alpha = 0,9$ ;  $Z_f = 10$  m)

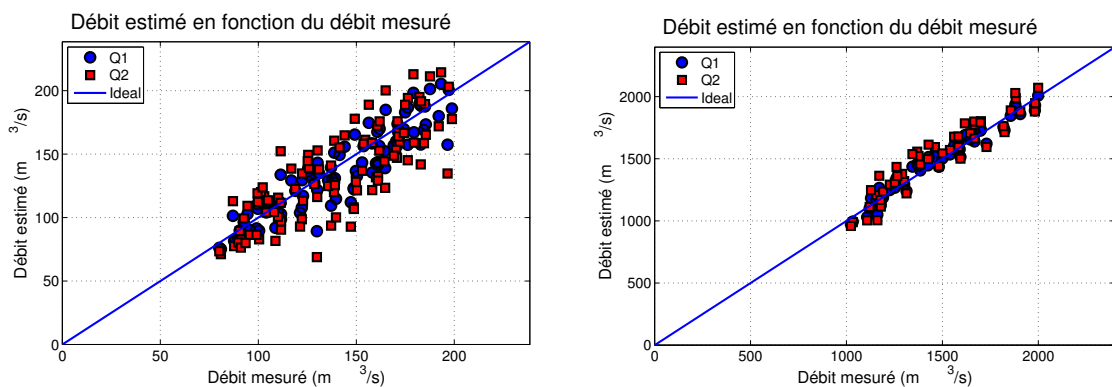
**FIGURE 3.8** – Cartes du critère  $J_1$  en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  (en haut) et de  $K$  et  $I_f$  (en bas) avant (à gauche) et après (à droite) ajout de bruit sur  $V_s$

### A) Impact du bruit sur $Z$ sur l'écart entre $Q_1$ et $Q_2$

Dans un premier temps, nous analysons comment l'intensité de bruit de mesure sur les niveaux affecte les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculées à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts. Le bruit sur  $Z$  est exprimé en pourcentage du tirant d'eau moyen. Ainsi, un bruit de 20 cm sur un tirant d'eau moyen de 2 m correspond à un bruit relatif de 10% sur la variable  $Z$ .

Pour cela, nous calculons les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  pour chaque jeu de données bruitées.

Les figures 3.9(a) et 3.9(b) montrent deux exemples pour les deux jeux de données n° 2 et n° 7. Les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  s'éloignent de la valeur exacte de débit, mais les nuages de points gardent une cohérence. Pour un bruit d'écart-type 20 cm sur  $Z$  (9% du tirant d'eau moyen pour le jeu de données n° 2 et 3% pour le jeu de données n° 7), les écarts-types de ces nuages de points sont de 13 m<sup>3</sup>/s (9%) pour  $Q_1$  et de 22 m<sup>3</sup>/s pour  $Q_2$  (16%) sur le jeu de données n° 2 et de 55 m<sup>3</sup>/s pour  $Q_1$  (4%) et de 93 m<sup>3</sup>/s pour  $Q_2$  (7%) sur le jeu de données n° 7. Ainsi, sur les deux jeux de données,  $Q_2$  est plus sensible que  $Q_1$  au bruit de mesure sur  $Z$ .



(a) Jeu de données n° 2 bruité sur le niveau  $Z$  uniquement, bruit d'écart-type 20 cm (9% du tirant d'eau moyen)

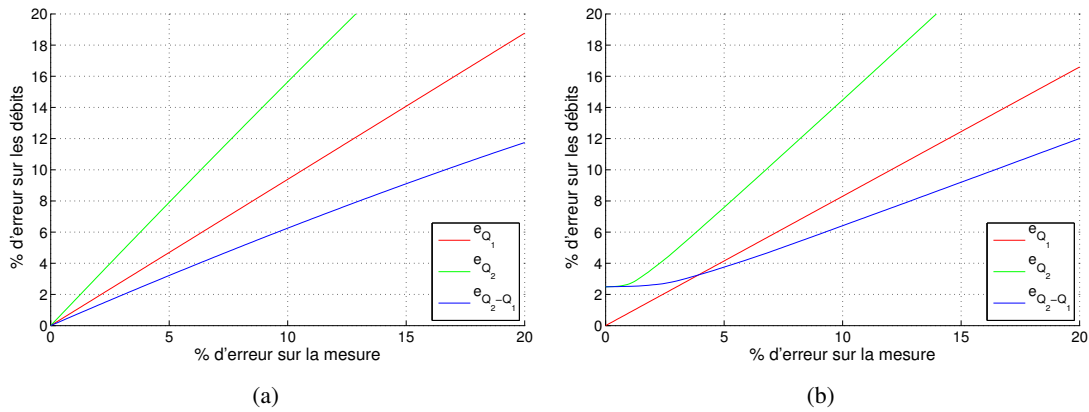
(b) Jeu de données n° 7 bruité sur le niveau  $Z$  uniquement, bruit d'écart-type 20 cm (3% du tirant d'eau moyen)

**FIGURE 3.9** – Représentation des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  calculés à partir de niveaux bruités et des paramètres hydrauliques exacts, en fonction des débits réels pour les jeux de données n° 2 (à gauche) et n° 7 (à droite)

La figure 3.10 illustre pour les jeux de données n° 2 et n° 7 la façon dont l'intensité relative du bruit sur  $Z$  génère une erreur quadratique relative (par rapport au débit réel  $Q$ ) sur les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  et un écart quadratique relatif ( $Q_2 - Q_1$ ) entre ces deux estimations. Dans le cas du jeu de données n° 2, une erreur relative de 10% sur  $Z$  (10% du tirant d'eau moyen) génère une erreur relative de 10% sur  $Q_1$ , de 16% sur  $Q_2$  et un écart quadratique relatif de 6% sur ( $Q_2 - Q_1$ ). C'est cet écart quadratique relatif ( $Q_2 - Q_1$ ) que les méthodes d'estimation du débit développées au chapitre précédent vont chercher à minimiser en jouant sur les paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ).

La figure 3.10 montre sur les deux jeux de données que les erreurs et écarts relatifs croissent linéairement avec le bruit de mesure sur  $Z$ . On note dans le cas du jeu de données n° 7 un écart ini-



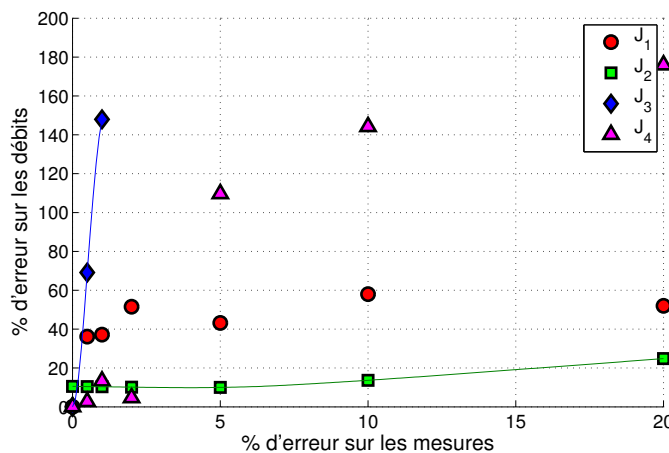


**FIGURE 3.10** – Évolution de l’erreur quadratique relative sur  $Q_1$  (rouge) et  $Q_2$  (vert) et de l’écart quadratique relatif  $Q_2 - Q_1$  (bleu) en fonction de l’intensité relative du bruit sur  $Z$  (exprimé en pourcentage du tirant d’eau moyen) sur les jeux de données n° 2 (à gauche) et n° 7 (à droite)

tial sur  $Q_2$  (en l’absence de bruit sur  $Z$ ) lié, comme expliqué précédemment, au mode d’estimation de la pente lors de la génération de ce jeu de données.

**B) Impact du bruit sur  $Z$  sur la convergence des méthodes d’estimation des débits**

Dans un second temps, nous mettons en œuvre les quatre critères  $J_1, J_2, J_3$  et  $J_4$  d’estimation des paramètres hydrauliques et des débits sur les jeux de données bruités en  $Z$ , pour différentes intensités relatives du bruit. Le but est d’analyser la capacité de ces critères à converger, malgré le bruit sur  $Z$ , vers des valeurs réalistes des paramètres hydrauliques et des débits. Nous avons testé les critères sur le jeu de données n° 2 pour six intensités différentes du bruit relatif sur  $Z$  : 0%, 0,5%, 1%, 2%, 5%, 10% et 20%.



**FIGURE 3.11** – Évolution de l’erreur quadratique relative sur l’estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur  $Z$  (0% 0,5%, 1%, 2%, 5% et 10% et 20%) pour le jeu de données n° 2. Les temps de calcul réduits des critères  $J_2$  et  $J_3$  ont permis un échantillonnage plus fin des niveaux de bruit relatif sur  $Z$ , dont les résultats sont représentés par les lignes verte et bleue. La ligne bleue s’interrompt après 1% de bruit relatif sur  $Z$ , car la solution de ce critère devient complexe au-delà.

La figure 3.11 montre pour chaque critère l'évolution de l'erreur relative sur l'estimation des débits en fonction des niveaux de bruits appliqués à  $Z$ .

$J_2$  apparaît très stable et robuste au bruit sur  $Z$ . Malgré un biais, en absence de bruit, dû à l'hypothèse de régime uniforme, ce critère génère une erreur faible d'estimation du débit, alors que le bruit augmente. À 20% de bruit sur  $Z$  (une erreur en  $Z$  de 40 cm sur ce jeu de mesures), le débit est estimé avec 25% d'erreur.

Le critère  $J_1$ , dès l'ajout d'un faible bruit (0,5%), présente de fortes erreurs d'estimation du débit (36%). Les erreurs d'estimation du débit restent toujours inférieures à 60% et ne semblent pas présenter de corrélation avec l'intensité du bruit. Il semble que l'algorithme de recherche se stabilise autour d'une solution présentant de faibles valeurs de  $K$  et  $\alpha$ , par rapport aux valeurs réelles.

Le critère  $J_4$  fait rapidement apparaître une erreur d'estimation très forte ( $\geq 60\%$ ) et, à l'inverse du critère  $J_1$ , il tend à fortement surestimer  $K$  et  $\alpha$ .

Finalement, le critère  $J_3$  croît très vite en erreur et présente des solutions complexes au delà de 1% de bruit relatif sur  $Z$ .

La table 3.3 présente l'ensemble des résultats de convergence des différents critères pour les différentes intensités de bruit relatif sur  $Z$  pour le jeu de données n° 2. Il y apparaît que les critères minimisent toujours effectivement l'écart entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (colonne de droite  $J_{1\text{norm}}$ ) au prix de fortes erreurs sur l'estimation du débit et de certains paramètres hydrauliques.

Il est intéressant d'illustrer comment le bruit de mesure sur  $Z$  affecte la forme du critère  $J_1$ . Les figures 3.12(a) et 3.12(c) représentent les cartes du critère  $J_1$  en l'absence de bruit de mesure sur  $Z$ , les figures 3.12(b) et 3.12(d) en présence d'un bruit sur  $Z$  d'intensité relative 20%.

On constate que le quadruplet de paramètres  $Z_f = 10$  m,  $\alpha = 0,9$ ,  $I_f = 10^{-3}$ ,  $K = 40$  qui constituait le minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données non bruité, n'est plus le minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données bruité. Sur les cartes de la figure 3.12, le minimum apparaît désormais en bordure, en limite d'une zone de valeurs complexes (Fig. 3.12(b)) et faisant tendre la pente  $I_f$  vers une valeur négative (Fig. 3.12(d)).

### C) Conclusion d'analyse du bruit sur $Z$

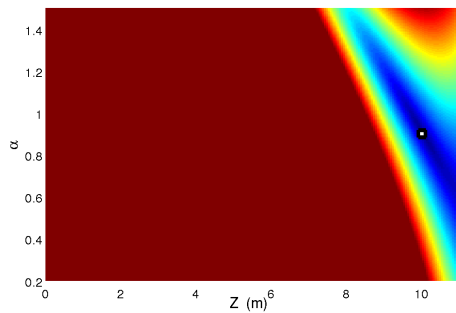
La présence d'un bruit de mesure sur la seule variable  $Z$  modifie les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ .  $Q_2$  apparaît plus sensible que  $Q_1$  au bruit de mesure sur  $Z$ . L'amplification de  $(Q_1 - Q_2)$  qui en résulte est compensée par les algorithmes de minimisation de critère ( $J_1$  à  $J_4$ ) qui déterminent des valeurs des paramètres hydrauliques ( $Z_f$ ,  $I_f$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ) différentes des valeurs exactes.

Le critère  $J_2$  s'avère plus robuste que le critère  $J_1$ . Les critères  $J_3$  et  $J_4$  sont très sensibles au bruit de mesure sur  $Z$  et génèrent de fortes erreurs sur l'estimation du débit.

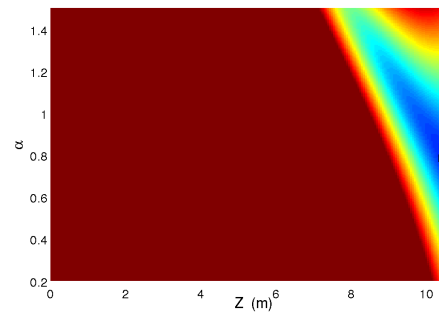
Ainsi, pour une estimation du débit à 20%, le critère  $J_2$  est le seule à tolérer jusqu'à 10% de bruit de mesure sur le niveau.

		Paramètres estimés				Erreur (%)			
		$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	$Q_1$	$Q_2$	$\hat{Q}$	$J_{1norm}$
Critère $J_1$	exact	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	erreur								
	$e_Z : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$e_Z : 0,5\%$	0,6	10,1	$5,6 \cdot 10^{-4}$	30,9	36	36	36	0
	$e_Z : 1\%$	0,6	10,2	0	32,4	37	37	37	0
	$e_Z : 2\%$	0,5	10,3	$-9,1 \cdot 10^{-4}$	28,3	51	52	52	0
	$e_Z : 5\%$	0,6	10,1	$-7,8 \cdot 10^{-5}$	29,2	43	43	43	0
	$e_Z : 10\%$	0,5	10,5	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	30,0	58	58	58	1
$e_Z : 20\%$	0,5	10,2	$-2,1 \cdot 10^{-3}$	29,9	52	52	52	1	
Critère $J_2$	$e_Z : 0\%$	0,9	10,2	-	47,82	11	11	0	0
	$e_Z : 0,5\%$	0,9	10,2	-	47,79	10	10	10	0
	$e_Z : 1\%$	0,9	10,2	-	47,75	10	10	10	0
	$e_Z : 2\%$	0,9	10,2	-	47,69	10	10	10	0
	$e_Z : 5\%$	0,9	10,2	-	47,50	10	11	10	1
	$e_Z : 10\%$	0,9	10,1	-	47,18	11	16	14	1
	$e_Z : 20\%$	0,9	10,0	-	46,56	19	31	25	2
	Critère $J_3$	$e_Z : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0
$e_Z : 0,5\%$		1,4	9,9	$5,9 \cdot 10^{-4}$	58,8	70	69	69	0
$e_Z : 1\%$		2,1	9,8	$1,0 \cdot 10^{-4}$	95,3	150	145	148	1
$e_Z : 2\%$		-	-	-	-	-	-	-	-
$e_Z : 5\%$		-	-	-	-	-	-	-	-
$e_Z : 10\%$		-	-	-	-	-	-	-	-
$e_Z : 20\%$		-	-	-	-	-	-	-	-
Critère $J_4$		$e_Z : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0
	$e_Z : 0,5\%$	0,9	10,0	$9,5 \cdot 10^{-4}$	40,8	3	3	3	0
	$e_Z : 1\%$	0,8	10,1	$5,7 \cdot 10^{-4}$	38,8	13	13	13	0
	$e_Z : 2\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	38,3	5	5	5	0
	$e_Z : 5\%$	1,4	9,4	$1,8 \cdot 10^{-3}$	43,8	109	110	110	1
	$e_Z : 10\%$	1,5	9,0	$1,6 \cdot 10^{-3}$	43,8	142	146	144	2
	$e_Z : 20\%$	1,5	8,6	$-5,5 \cdot 10^{-4}$	65,9	170	182	176	5

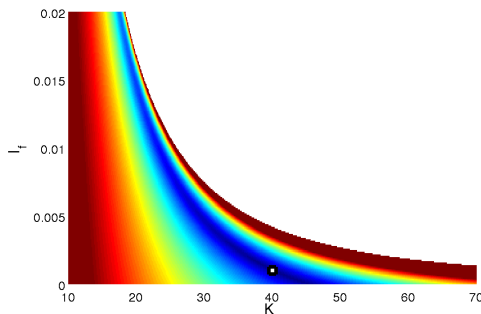
TABLE 3.3 – Synthèse des paramètres hydrauliques estimés à partir de différentes intensités de bruit de mesure sur  $Z$  [jeu de données n° 2]. Les cases grisées représentent une absence de résultat de convergence (valeur de paramètres complexe).



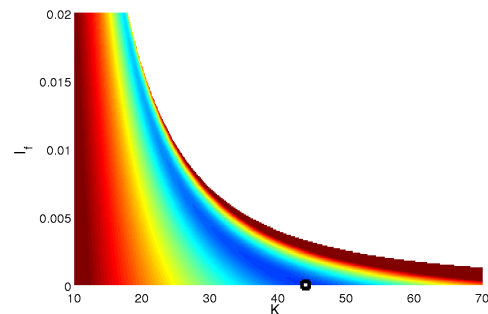
(a) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  ( $K = 40$ ;  $I_f = 10^{-3}$  m/m)



(b) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  avec ajout de 20% de bruit sur la variable  $Z$  ( $K = 40$ ;  $I_f = 10^{-3}$  m/m)



(c) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  ( $\alpha = 0, 9$ ;  $Z_f = 10$  m)



(d) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  avec ajout de 20% de bruit sur la variable  $Z$  ( $\alpha = 0, 9$ ;  $Z_f = 10$  m)

**FIGURE 3.12** – Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  (en haut) et de  $K$  et  $I_f$  (en bas) avant et après ajout de bruit sur  $Z$

### 3.2.1.3 Bruit sur la pente de la ligne d'eau $I_s$

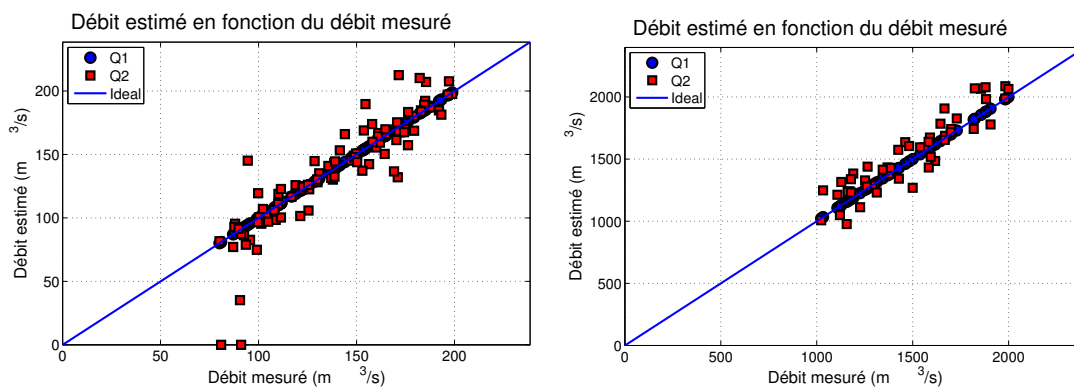
Nous analysons ici l'impact d'un bruit de mesure sur la variable  $I_s$ .

#### A) Impact du bruit sur $I_s$ sur l'écart entre $Q_1$ et $Q_2$

Dans un premier temps, nous analysons comment l'ajout de bruit de mesure sur les pentes affecte les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculées à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts. Pour les deux jeux de données, les estimations du débit  $Q_2$  s'éloignent de la valeur exacte du débit. Le nuage de points ( $Q_{\text{mesuré}}; Q_2$ ) garde une cohérence autour de la diagonale.

Pour un bruit d'écart-type 1 cm/km sur  $I_s$  (soit 9% de la pente moyenne pour le jeu de données n° 2 et de 17% pour le jeu de données n° 7), les écarts-types de ces nuages de points sont de 18 m<sup>3</sup>/s pour  $Q_2$  (soit 18%) sur le jeu de données n° 2 et de 113 m<sup>3</sup>/s (soit 8%) pour  $Q_2$  sur le jeu de données n° 7.

En revanche, l'estimation du débit  $Q_1$  n'est pas affectée par ce bruit de mesure, puisque  $I_s$  n'entre pas en compte dans l'équation Eq.(2.7).



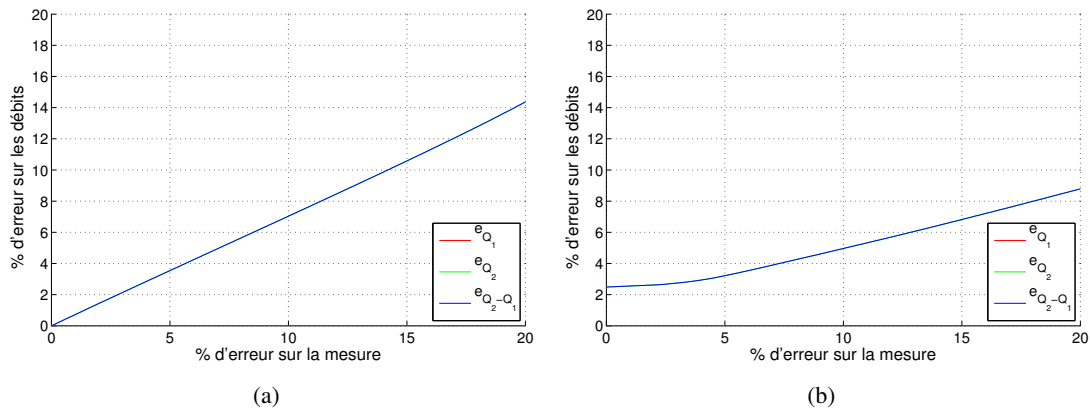
(a) Jeu de données n° 2 bruité sur la pente de surface  $I_s$  uniquement (b) Jeu de données n° 7 bruité sur la pente de surface  $I_s$  uniquement

**FIGURE 3.13** – Représentation des débits  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculés à partir des pentes de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts, en fonction des débits simulés pour les jeux de données n° 2 et n° 7

On notera sur la figure 3.13(a) que la pente bruitée peut dans certains cas devenir négative. Nous avons filtré les valeurs négatives pour les ramener à 0, ce qui correspond à  $Q_2 = 0$ .

La figure 3.14 illustre pour les jeux de données n° 2 et n° 7 la façon dont l'intensité relative du bruit sur  $I_s$  génère une erreur quadratique relative (par rapport au débit réel  $Q$ ) sur l'estimation du débit  $Q_2$  et un écart quadratique relatif  $(Q_2 - Q_1)$  entre ces deux estimations. Dans le cas du jeu de données n° 2, une erreur relative de 10% sur  $I_s$  (10% de la pente moyenne) génère une erreur relative de 7% sur  $Q_2$  et un écart quadratique relatif de 7% sur  $(Q_2 - Q_1)$ . Dans le cas du jeu de données n° 7, une erreur de 10% sur  $I_s$  génère une erreur de 7% sur  $Q_2$  et sur l'écart quadratique relatif  $(Q_2 - Q_1)$ .

L'estimation du débit  $Q_1$  n'est pas affectée par ce bruit de mesure puisque  $I_s$  n'entre pas en compte dans l'équation de  $Q_1$  Eq.(2.7).



**FIGURE 3.14** – Évolution de l'erreur quadratique relative sur  $Q_1$  (rouge) et  $Q_2$  (vert, non visible car confondu avec la ligne bleue) et de l'écart quadratique relatif  $Q_2 - Q_1$  (bleu) en fonction de l'intensité relative du bruit sur  $I_s$  (exprimé en pourcentage de la pente moyenne) sur les jeux de données n° 2 (à gauche) et n° 7 (à droite)

La figure 3.14 montre sur les deux jeux de données que l'erreur quadratique sur  $Q_2$  et écart relatif ( $Q_1 - Q_2$ ) croissent linéairement avec le bruit de mesure sur  $I_s$ . On note dans le cas du jeu de données n° 7 on retrouve l'erreur initiale sur  $Q_2$ , en l'absence de bruit sur  $I_s$ .

A ce stade, on constate que l'erreur sur  $I_s$  (bruit) génère une erreur sur  $Q_2$  et donc un écart entre  $Q_1$  et  $Q_2$ .

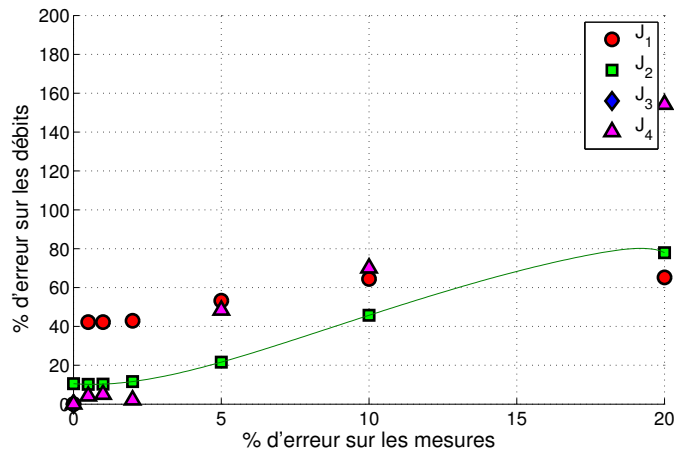
### B) Impact du bruit sur $I_s$ sur la convergence des méthodes d'estimation des débits

Dans un second temps, nous mettons en œuvre les quatre critères ( $J_1, J_2, J_3, J_4$ ) d'estimation des paramètres hydrauliques et des débits sur les jeux de données bruités en  $I_s$ . On notera que les bruits d'intensité les plus élevées rendent certaines valeurs de pentes de surface  $I_s$  négatives. Outre le fait que cela correspondrait à un reflux du cours d'eau, cela rend certaines valeurs de débits complexes dans les équations (2.7), (2.8) et (2.13). Nous avons donc fait le choix de retirer du jeu de données toutes les mesures qui présentent des pentes  $I_s$  négatives lors de l'ajout du bruit de mesure d'intensité la plus élevée. Ainsi, les résultats des différentes intensités de bruit sont obtenus sur un jeu de mesures identique et ne sont pas perturbés artificiellement par des valeurs de débit complexes. Les résultats portent donc sur un jeu de 96 mesures (au lieu des 100 dans le jeu de données complet).

La figure 3.15 montre, pour chaque critère, l'évolution de l'erreur relative sur l'estimation des débits en fonction des niveaux de bruits appliqués à  $I_s$ .

$J_2$  et  $J_4$  font apparaître une erreur croissante en fonction du bruit sur  $I_s$ . Ainsi si nous souhaitons une estimation du débit à 20% près, nous devons mesurer la pente de surface avec une précision de 5% en utilisant le critère  $J_2$  et 2% en utilisant le critère  $J_4$ .

Le critère  $J_1$ , dès l'ajout d'un faible bruit (0,5%), présente de fortes erreurs d'estimation du débit (42%). Les erreurs d'estimation du débit restent ensuite entre 55% et 65% et ne semblent



**FIGURE 3.15** – Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur  $I_s$  (0% 0,5%, 1%, 2%, 5% et 10% et 20%) pour le jeu de données n° 2. Les temps de calcul réduits des critères  $J_2$  et  $J_3$  ont permis un échantillonnage plus fin des niveaux de bruit relatif sur  $I_s$ , dont les résultats sont représentés par les lignes verte et bleue. La ligne bleue s'interrompt à 0,2% de bruit relatif sur  $I_s$  car la solution de ce critère devient complexe au-delà.

pas présenter de corrélation avec l'intensité du bruit. Il semble que l'algorithme de recherche se stabilise autour d'une solution présentant de faibles valeurs de  $I_f$  et  $\alpha$ , par rapport aux valeurs réelles.

Finalement, le critère  $J_3$  présente de fortes erreurs relatives sur l'estimation du débit dès que de faibles erreurs de mesure sur  $I_s$  sont introduites. Il présente des solutions complexes avant même 0,5% de bruit relatif ajouté sur  $I_s$ .

La table 3.4 présente l'ensemble des résultats de convergence des différents critères pour les différentes intensités de bruit sur le jeu de données n° 2. Il y apparaît que les critères minimisent toujours effectivement l'écart entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (colonne de droite  $J_{1norm}$ ) au prix de fortes erreurs sur l'estimation du débit et de certains paramètres hydrauliques.

Il est intéressant d'illustrer comment le bruit de mesure sur  $I_s$  affecte la forme du critère  $J_1$ . Les figures 3.16(a) et 3.16(c) représentent les cartes du critère  $J_1$  en l'absence de bruit de mesure sur  $I_s$ , les figures 3.16(b) et 3.16(d) en présence d'un bruit sur  $I_s$  d'intensité relative 20%.

On constate que le quadruplet de paramètres  $Z_f = 10$  m,  $\alpha = 0,9$ ,  $I_f = 10^{-3}$ ,  $K = 40$  qui constituait un minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données non bruité, n'est plus le minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données bruité. Sur les cartes de la figure 3.16, le minimum apparaît désormais en bordure, en limite d'une zone de valeurs complexes (Fig. 3.16(b)) et faisant tendre la pente  $I_f$  vers une valeur négative (Fig. 3.16(d)).

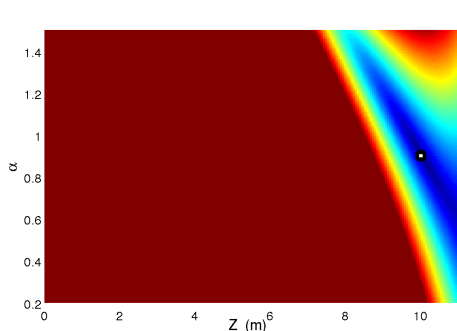
### C) Conclusion d'analyse du bruit sur $I_s$

La présence d'un bruit de mesure sur la seule variable  $I_s$  modifie l'estimation du débit  $Q_1$ .  $Q_1$  n'apparaît pas sensible au bruit de mesure sur  $I_s$  alors que  $Q_2$  est modifié proportionnellement au bruit de mesure.  $(Q_1 - Q_2)$  est donc modifié de manière identique à  $Q_2$ . Cette modification de l'écart quadratique est compensée par les algorithmes de minimisation de critère ( $J_1$  à  $J_4$ ) qui

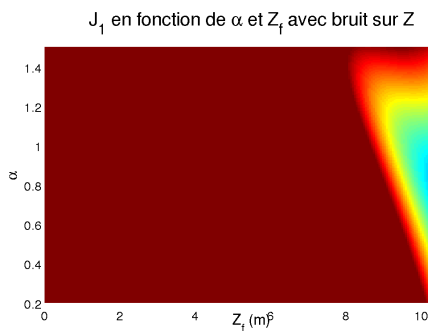
		Paramètres estimés				Erreur (%)			
		$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	$Q_1$	$Q_2$	$\hat{Q}$	$J_{1\text{norm}}$
Critère $J_1$	exact	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	erreur								
	$\sigma_{I_s} : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_{I_s} : 0,5\%$	0,6	10,2	0	30,0	42	42	42	6
	$\sigma_{I_s} : 1,0\%$	0,6	10,2	0	30,0	42	42	42	10
	$\sigma_{I_s} : 2,0\%$	0,6	10,2	0	30,0	43	43	43	19
	$\sigma_{I_s} : 5,0\%$	0,5	10,3	$-9,0 \cdot 10^{-4}$	28,8	53	53	53	39
	$\sigma_{I_s} : 10,0\%$	0,5	10,8	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	38,4	66	62	64	112
$\sigma_{I_s} : 20,0\%$	0,5	10,8	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	36,9	66	64	65	154	
Critère $J_2$	$\sigma_{I_s} : 0,0\%$	0,9	10,2	-	47,8	11	11	11	0
	$\sigma_{I_s} : 0,5\%$	0,9	10,2	-	47,6	10	10	10	0
	$\sigma_{I_s} : 1,0\%$	0,9	10,2	-	47,6	10	10	10	0
	$\sigma_{I_s} : 2,0\%$	0,9	10,2	-	48,1	12	12	12	1
	$\sigma_{I_s} : 5,0\%$	0,9	10,4	-	51,8	22	22	22	3
	$\sigma_{I_s} : 10,0\%$	0,9	10,9	-	65,8	46	46	46	9
	$\sigma_{I_s} : 20,0\%$	0,9	11,9	-	286,3	98,0	63,7	78	21
Critère $J_3$	$\sigma_{I_s} : 0,0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_{I_s} : 0,5\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{I_s} : 1,0\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{I_s} : 2,0\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{I_s} : 5,0\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{I_s} : 10,0\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_{I_s} : 20,0\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
Critère $J_4$	$\sigma_{I_s} : 0\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_{I_s} : 0,5\%$	0,9	10,0	$9,0 \cdot 10^{-4}$	41,5	4	4	4	8
	$\sigma_{I_s} : 1,0\%$	0,9	10,1	$1,1 \cdot 10^{-4}$	45,3	5	5	5	15
	$\sigma_{I_s} : 2,0\%$	0,9	10,1	$2,0 \cdot 10^{-5}$	47,5	2	3	2	31
	$\sigma_{I_s} : 5,0\%$	1,3	10,0	$2,5 \cdot 10^{-4}$	61,0	48	49	48	112
	$\sigma_{I_s} : 10,0\%$	1,5	10,0	$2,9 \cdot 10^{-4}$	70,2	68	72	70	261
	$\sigma_{I_s} : 20,0\%$	1,5	9,2	$1,1 \cdot 10^{-2}$	23,2	131	178	154	1650

TABLE 3.4 – Synthèse des paramètres hydrauliques estimés à partir de différentes intensités relatives de bruit de mesure sur  $I_s$  [jeu de données n° 2]. Les cases grisées représentent une absence de résultat de convergence (convergence vers des valeurs complexes des paramètres).

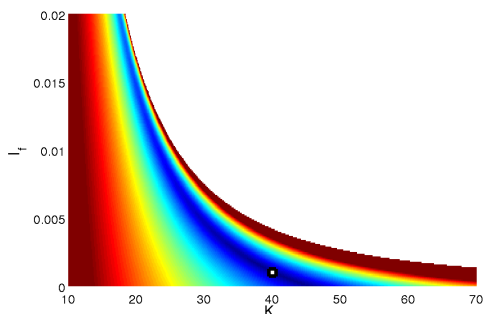




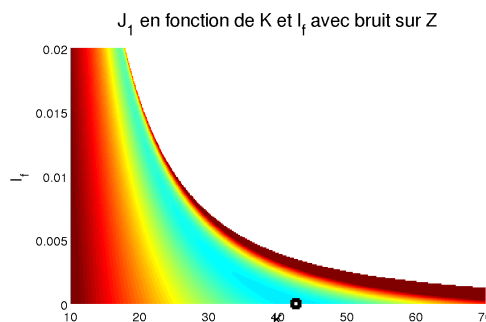
(a) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  ( $K = 40; I_f = 10^{-3}$  m/m)



(b) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  avec ajout de 20% de bruit sur la variable  $I_s$  ( $K = 40; I_f = 10^{-3}$  m/m)



(c) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  ( $\alpha = 0,9; Z_f = 10$  m)



(d) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  avec ajout de 20% de bruit sur la variable  $I_s$  ( $\alpha = 0,9; Z_f = 10$  m)

**FIGURE 3.16** – Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  (en haut) et de  $K$  et  $I_f$  (en bas) avant (à gauche) et après (à droite) ajout de bruit sur  $I_s$

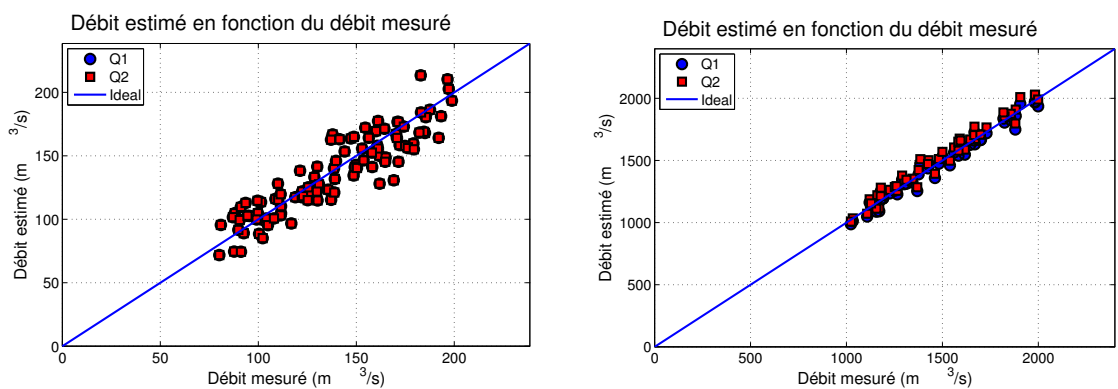
déterminent des valeurs des paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ) minimisant le critère et par conséquent différentes des valeurs exactes.

Les critères  $J_2$  et  $J_4$  répondent de manière cohérente, le bruit sur  $I_s$  se répercutant progressivement en erreur sur l'estimation du débit  $Q$  alors que le critère  $J_1$  ne suit aucunement les intensités du bruit de mesure sur  $I_s$ . Le critère  $J_3$  est extrêmement sensible au bruit de mesure sur  $I_s$  et génère de très fortes erreurs sur l'estimation du débit. Ainsi, seuls les critères  $J_2$  et  $J_4$  permettent une estimation du débit à 20% près avec une tolérance de 2% de bruit de mesure sur la vitesse de surface.

### 3.2.1.4 Bruit sur la largeur du fleuve $L$

Nous analysons ici l'impact d'un bruit de mesure sur la variable  $L$ . Nous allons analyser comment l'ajout de bruit de mesure sur les largeurs affecte les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculées à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts. Pour cela, nous calculons les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  pour chaque jeu de données.

Les figures 3.9(a) et 3.9(b) montrent deux exemples pour les deux jeux de données n° 2 et n° 7. Les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  s'éloignent de la valeur exacte de débit, mais les nuages de points gardent une cohérence. Pour un bruit d'écart-type 10 m sur  $L$  (soit 10% de la largeur pour le jeu de données n° 2 et de 3,33% pour le jeu de données n° 7). Les écarts-types de ces nuages de points sont de  $12 \text{ m}^3/\text{s}$  pour  $Q_1$  (9%) et  $12 \text{ m}^3/\text{s}$  pour  $Q_2$  (9%) sur le jeu de données n° 2 et de  $36 \text{ m}^3/\text{s}$  (2%) pour  $Q_1$  et  $45 \text{ m}^3/\text{s}$  (3%) pour  $Q_2$  sur le jeu de données n° 7. Logiquement, l'erreur sur la largeur se traduit en une erreur identique sur le débit.



(a) Jeu de données n° 2 bruité sur la largeur  $L$  uniquement      (b) Jeu de données n° 7 bruité sur la largeur  $L$  uniquement

**FIGURE 3.17** – Représentation des débits  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculés à partir des largeurs bruitées et des paramètres hydrauliques exacts, en fonction des débits exacts (jeu de données n° 2 à gauche et jeu de données n° 7 à droite)

Cette variable de surface ne rentrant pas en compte dans les calculs de minimisation des critères (la variable se simplifie dans tous les cas), le bruit sur  $L$  ne fait que fausser les valeurs du débit et ne modifie pas l'estimation des paramètres hydrauliques. Nous n'avons donc pas appliqué les critères de minimisation dans ce cas.

### 3.2.1.5 Synthèse de l'impact des bruits sur une seule variable

L'ajout de bruit sur une seule variable de surface fait apparaître en premier résultat la robustesse du critère  $J_2$ . Ce critère présente un biais initial de 10% sur l'estimation du débit, provoqué par une de ses hypothèses (régime uniforme) non validée par les mesures, mais lorsque l'intensité du bruit de mesure augmente, ce critère présente des résultats généralement plus satisfaisants que les trois autres critères.

Le critère  $J_1$  donne des résultats similaires dans toutes les configurations de bruit : dès l'ajout d'une faible intensité du bruit de mesure, une forte erreur apparaît. Ce critère donne ensuite des erreurs d'estimation du débit entre 40% et 60%, sans corrélation avec l'intensité du bruit de mesure appliqué aux variables de surface.

Le critère  $J_4$  donne des résultats contrastés. Lors de l'ajout de bruit de mesure sur  $V_s$  les estimations du débit sont très bonnes pour les faibles intensités du bruit et se dégradent progressivement ensuite avec l'augmentation de l'intensité du bruit de mesure. En revanche, sur  $Z$ , la mesure à 0,5% de bruit mise à part, l'erreur d'estimation du débit montre une tendance à l'augmentation très rapide. De même sur  $I_s$ , ce critère présente une augmentation de l'erreur d'estimation du débit non régulière (avec une augmentation très importante entre 2% et 5% de bruit et une seconde entre 10% et 20%).

Finalement, le critère  $J_3$  ne réussit pas à converger vers une solution que dans le cas de faibles bruits ( $\leq 1\%$ ) sur  $Z$ . En affinant le pas d'échantillonnage des intensités des bruits de mesure, il est apparu que dans tous les cas, le critère présente une augmentation très forte de l'erreur d'estimation du débit. Le critère aboutit donc très rapidement sur des solutions complexes, en particulier sur le terme en  $\beta = 1/K^2$  (Eq.(2.23)), ce que nous considérons comme une non-convergence.

Si nous cherchons une estimation du débit avec un maximum de 20% d'erreur, les intensités du bruit de mesure doivent être inférieures à :

- 5% sur  $V_s$  en utilisant le critère  $J_2$  [ $J_4$ ,  $J_1$  et  $J_3$  ne donnant aucun résultat],
- 15% sur  $Z$  en utilisant  $J_2$ , 5% en utilisant  $J_4$  [ $J_1$  et  $J_3$  ne donnant aucun résultat],
- 5% sur  $I_s$  en utilisant le critère  $J_2$ , 2% en utilisant  $J_4$  [ $J_1$  et  $J_3$  ne donnant aucun résultat].

En conclusion, il apparaît donc que  $J_2$  donne les meilleurs résultats et surtout les plus cohérents avec les intensités des bruits de mesure sur chacune des variables de surface. Ce critère se montre très sensible au bruit de mesure sur  $V_s$  et  $I_s$ .

$J_4$  présente aussi des résultats corrects, pour des intensités moindres de bruit de mesure, et se montre, lui aussi, sensible au bruit sur  $V_s$  et  $I_s$  (avec toutefois une sensibilité plus forte pour le bruit sur  $I_s$ ).

L'étape suivante est l'ajout de bruit de mesure sur l'ensemble des variables de surface de manière simultanée.

## 3.2.2 Bruit sur l'ensemble des variables de surface

Nous analysons ici l'impact sur les estimations du débit de bruits de mesure simultanés sur l'ensemble des variables de surface ( $V_s$ ,  $Z$ ,  $I_s$ ,  $L$ ). Nous étudions notamment comment l'intensité

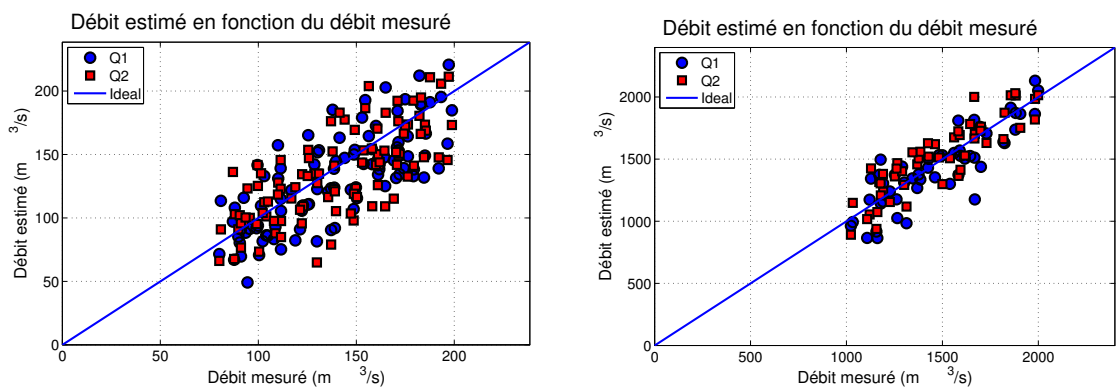
de ces bruits affecte les performances d'estimation du débit.

### A) Impact du bruit sur les variables de surface sur l'écart entre $Q_1$ et $Q_2$

Dans un premier temps, nous allons analyser comment l'intensité de bruit de mesure affecte les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , calculées à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts. Le bruit sur les variables de surface est, comme précédemment, exprimé en pourcentage des variables correspondantes. De plus, comme pour le cas du bruit sur  $I_s$ , le jeu de données a été réduit de manière à ce que les mesures comportant une pente négative ne soient pas prises en compte.

Pour cela, nous calculons les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  pour chaque jeu de données bruitées.

Les figures 3.18(a) et 3.18(b) montrent deux exemples pour les deux jeux de données n° 2 et n° 7. Les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  s'éloignent de la valeur exacte de débit, mais les nuages de points gardent une cohérence. L'estimation du débit  $Q_2$  apparaît plus affectée par ce bruit de mesure que l'estimation du débit  $Q_1$ , ce qui est cohérent avec les résultats précédemment obtenus.



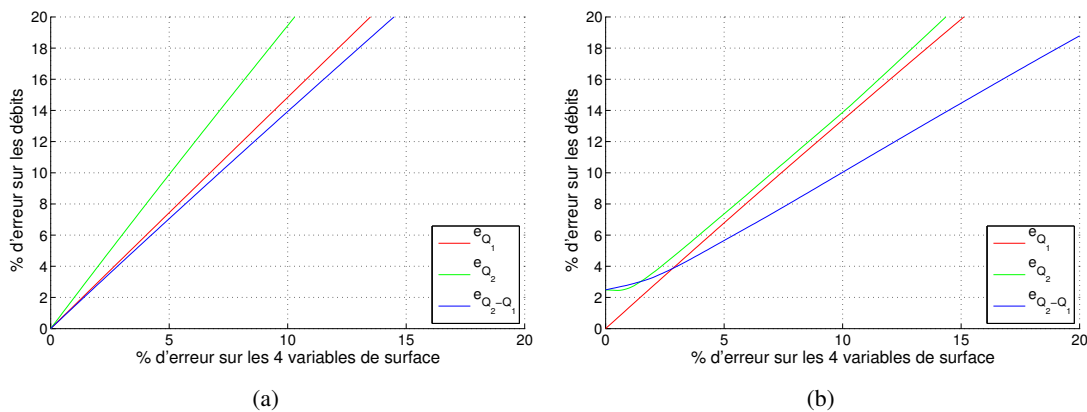
(a) Jeu de données n° 2 bruité sur l'ensemble des variables de surface

(b) Jeu de données n° 7 bruité sur l'ensemble des variables de surface

**FIGURE 3.18** – Représentation des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  calculés à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts, en fonction des débits réels pour les jeux de données n° 2 et n° 7

La figure 3.19 illustre pour les jeux de données n° 2 et n° 7, la façon dont l'intensité relative du bruit sur les variables de surface génère une erreur quadratique relative (par rapport au débit réel  $Q$ ) sur les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  et un écart quadratique relatif ( $Q_2 - Q_1$ ) entre ces deux estimations.

Dans le cas du jeu de données n° 2, une erreur relative de 10% sur les variables de surface génère une erreur relative de 15% sur  $Q_1$ , de 20% sur  $Q_2$  et un écart quadratique relatif de 14% sur ( $Q_2 - Q_1$ ). C'est cet écart quadratique relatif ( $Q_2 - Q_1$ ) que les méthodes d'estimation du débit développées au chapitre 2 cherchent à minimiser en jouant sur les paramètres hydrauliques ( $Z_f, I_f, \alpha, K$ ).



**FIGURE 3.19** – Évolution de l'erreur quadratique relative sur  $Q_1$  (rouge) et  $Q_2$  (vert) et de l'écart quadratique relatif  $Q_2 - Q_1$  (bleu) en fonction de l'intensité relative du bruit sur les variables de surface pour les jeux de données n° 2 (à gauche) et n° 7 (à droite)

La figure 3.19 montre sur les deux jeux de données, que les erreurs et écarts relatifs croissent linéairement avec le bruit de mesure sur les variables de surface. On note dans le cas du jeu de données n° 7, l'écart initial sur  $Q_2$  (en l'absence de bruit de mesure), lié comme expliqué précédemment, au mode d'estimation de la pente lors de la génération du jeu de données.

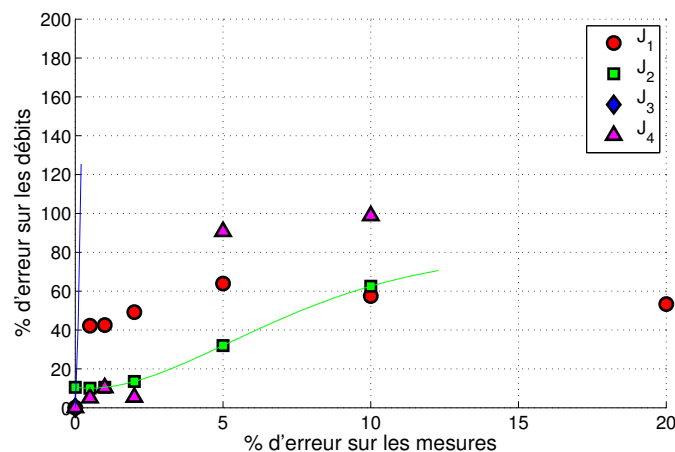
### B) Impact du bruit sur les variables de surface sur la convergence des méthodes d'estimation du débit

Dans un second temps, nous mettons en œuvre les quatre critères  $J_1$ ,  $J_2$ ,  $J_3$  et  $J_4$  d'estimation des paramètres hydrauliques et des débits sur les jeux de données bruités sur toutes les variables de surface, pour différentes intensités relatives du bruit. Le but est d'analyser la capacité de ces critères à converger, malgré les bruits de mesure, vers des valeurs réalistes des paramètres hydrauliques et des débits. Nous avons testé les critères sur le jeu de données n° 2 pour sept intensités différentes du bruit relatif : 0%, 0,5%, 1%, 2%, 5%, 10% et 20%.

La figure 3.20 montre, pour chaque critère, l'évolution de l'erreur relative sur l'estimation du débit en fonction des niveaux de bruits appliqués aux variables de surface.  $J_2$  ne trouve pas de solution réelle pour les bruits supérieurs à 12% : cela s'explique par la surestimation de la cote du fond conjuguée au bruit de mesure sur  $Z$  : certains niveaux se retrouvent inférieurs à  $\hat{Z}_f$ . Ainsi,  $Q_1$  produit des débits négatifs et  $Q_2$  des débits complexes pour les plus faibles valeurs de  $Z$ .

Comme précédemment, le critère  $J_1$ , dès l'ajout d'un faible bruit (0,5%), présente de fortes erreurs d'estimation du débit (42%). Cependant, les erreurs d'estimation du débit restent toujours inférieures à 65% et ne semblent pas présenter de corrélation avec l'intensité du bruit. Il semble que l'algorithme de recherche se stabilise autour d'une solution présentant de faibles valeurs de  $K$ ,  $\alpha$  et  $I_f$ , par rapport aux valeurs réelles.

Le critère  $J_4$  apparaît le meilleur pour les faibles valeurs de bruit, mais rapidement (à partir de 5% de bruit), l'erreur d'estimation devient très forte (>90%) et, à l'inverse du critère  $J_1$ , il tend à fortement surestimer  $K$  et  $\alpha$  (à l'exception de l'estimation de 20% où  $K$  est fortement sous-estimé  $k = 25, 32$ ).



**FIGURE 3.20** – Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur les quatre variables de surface ( $V_s$ ,  $Z$ ,  $I_s$ ,  $L$ ) (0% 0,5%, 1%, 2%, 5% et 10% et 20%). Les temps de calcul réduits des critères  $J_2$  et  $J_3$  ont permis un échantillonnage plus fin des niveaux de bruit relatif, dont les résultats sont représentés par les lignes verte et bleue. La ligne bleue s'interrompt très rapidement, car la solution de ce critère devient complexe au-delà. De même, la ligne verte s'interrompt au-delà de 12% de bruit pour la même raison.

Finalement, le critère  $J_3$  croît très vite en erreur et présente des solutions complexes au-delà de 0,1% de bruit relatif ajouté sur les variables de surface.

La table 3.5 présente l'ensemble des résultats de convergence des différents critères pour les différentes intensités de bruit sur le jeu de données n° 2. Il y apparaît que, malgré de fortes erreurs d'estimation du débit, les critères minimisent toujours effectivement l'écart entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  (colonne de droite  $J_{1\text{norm}}$ ) au prix de fortes erreurs sur l'estimation du débit et de certains paramètres hydrauliques.

Il est intéressant d'illustrer comment le bruit de mesure affecte la forme du critère  $J_1$ . Les figures 3.21(a) et 3.21(c) représentent les cartes du critère  $J_1$  en l'absence de bruit de mesure, les figures 3.21(b) et 3.21(d) en présence d'un bruit de mesure d'intensité relative 20%.

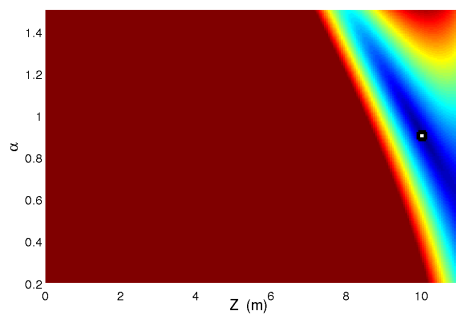
On constate que le quadruplet de paramètres  $Z_f = 10$  m,  $\alpha = 0,9$ ,  $I_f = 10^{-3}$ ,  $K = 40$  qui constituait le minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données non bruité, n'est plus le minimum du critère  $J_1$  sur le jeu de données bruité. Sur les cartes de la figure 3.21, le minimum apparaît désormais en bordure, en limite d'une zone de valeurs complexes (Fig. 3.21(b)) et faisant tendre la pente  $I_f$  vers une valeur négative (Fig. 3.21(d)).

### C) Conclusion d'analyse du bruit sur l'ensemble des variables de surface

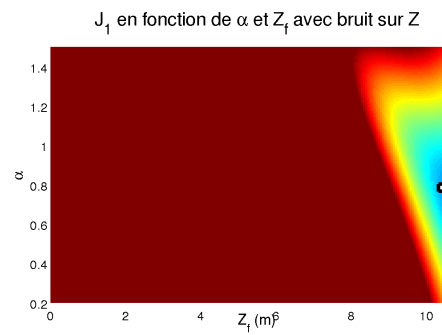
La présence de bruits de mesure simultanés sur l'ensemble des variables de surface modifie les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ .  $Q_2$  apparaît plus sensible que  $Q_1$  au bruit de mesure, ce qui est logique, cette expression du débit étant déjà plus sensible sur la variable  $Z$  et fortement sensible sur  $I_s$ . L'amplification de  $(Q_1 - Q_2)$  qui en résulte est compensée par les algorithmes de minimisation de critère ( $J_1$  à  $J_4$ ), qui déterminent des valeurs des paramètres hydrauliques ( $Z_f$ ,  $I_f$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ), différentes des valeurs exactes.

		Paramètres estimés				Erreur (%)			
	Critère	$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	$Q_1$	$Q_2$	$\hat{Q}$	$J_{1norm}$
	exact	0,9	10,00	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,00	0	0	0	0
	erreur	0,9	10,00	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,00	0	0	0	0
Critère $J_1$	$\sigma_b : 0,00\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_b : 0,50\%$	0,6	10,2	0	30,0	42	42	42	0
	$\sigma_b : 1,00\%$	0,6	10,2	0	30,0	43	43	43	0
	$\sigma_b : 2,00\%$	0,5	10,3	$-6,3 \cdot 10^{-4}$	30,0	49	49	49	0
	$\sigma_b : 5,00\%$	0,5	10,7	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	37,1	66	62	64	1
	$\sigma_b : 10,00\%$	0,5	10,5	$-2,4 \cdot 10^{-9}$	31,8	59	56	57	2
	$\sigma_b : 20,00\%$	0,5	10,2	$-1,7 \cdot 10^{-3}$	30,0	55	54	53	3
Critère $J_2$	$\sigma_b : 0,00\%$	0,9	10,2	-	47,8	11	11	11	0
	$\sigma_b : 0,50\%$	0,9	10,2	-	47,5	10	10	10	0
	$\sigma_b : 1,00\%$	0,9	10,2	-	47,6	11	11	11	0
	$\sigma_b : 2,00\%$	0,9	10,2	-	48,4	13	14	14	0
	$\sigma_b : 5,00\%$	0,9	10,6	-	55,8	32	33	32	1
	$\sigma_b : 10,00\%$	0,9	11,2	-	82,5	65	61	63	2
	$\sigma_b : 20,00\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
Critère $J_3$	$\sigma_b : 0,00\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_b : 0,50\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_b : 1,00\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_b : 2,00\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_b : 5,00\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_b : 10,00\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma_b : 20,00\%$	-	-	-	-	-	-	-	-
Critère $J_4$	$\sigma_b : 0,00\%$	0,9	10,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,0	0	0	0	0
	$\sigma_b : 0,50\%$	0,9	10,0	$9,9 \cdot 10^{-4}$	38,4	5	5	5	0
	$\sigma_b : 1,00\%$	0,9	10,0	0	43,7	10	10	10	0
	$\sigma_b : 2,00\%$	0,9	10,0	$1,9 \cdot 10^{-4}$	46,4	5	6	5	1
	$\sigma_b : 5,00\%$	1,5	9,7	$1,9 \cdot 10^{-4}$	65,9	89	92	91	2
	$\sigma_b : 10,00\%$	1,5	9,6	$-3,9 \cdot 10^{-5}$	71,5	93	105	99	5
	$\sigma_b : 20,00\%$	1,5	8,5	$8,7 \cdot 10^{-3}$	25,3	170	293	231	32

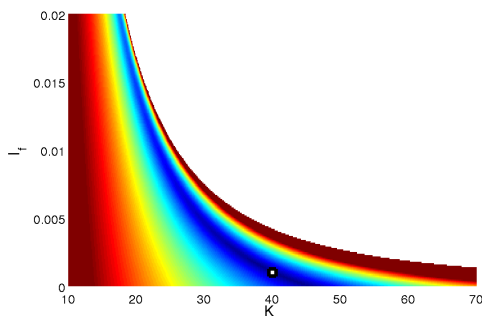
TABLE 3.5 – Synthèse des paramètres hydrauliques, et des erreurs d'estimation du débit associées, estimés par les différents critères pour les jeux de mesures simulés et bruités sur l'ensemble des variables de surface. Les cases grisées représentent une absence de résultat de convergence (paramètre estimé complexe).



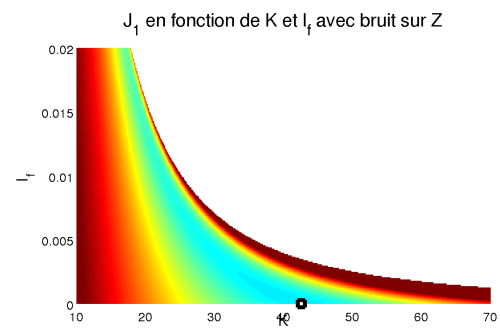
(a) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  ( $K = 40$ ;  $I_f = 10^{-3}$  m/m)



(b) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $\alpha$  et  $Z_f$  avec ajout de 20% de bruit sur les variables de surface ( $K = 40$ ;  $I_f = 10^{-3}$  m/m)



(c) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  ( $\alpha = 0,9$ ;  $Z_f = 10$  m)



(d) Carte du critère  $J_{1norm}$  en fonction des paramètres  $K$  et  $I_f$  avec ajout de 20% de bruit sur les variables de surface ( $\alpha = 0,9$ ;  $Z_f = 10$  m)

**FIGURE 3.21** – Carte du critère  $J_1$  en fonction de  $\alpha$  et  $Z_f$  (en haut) et de  $K$  et  $I_f$  (en bas) avant et après ajout de bruit de mesure sur les variables de surface



Le critère  $J_2$ , qui s'est avéré le plus robuste lors de l'ajout de bruit sur une seule variable, est cette fois limité par quelques mesures rendant les débits complexes. Ainsi, à partir de 12% de bruit sur les variables de surface, plus aucun résultat n'est obtenu. Le critère  $J_1$  apparaît toujours aussi peu corrélé au bruit et reste stable autour de 60% d'erreur d'estimation du débit. Le critère  $J_4$  présente rapidement des erreurs d'estimation très importantes (à 10% de bruit, près de 100% d'erreur et à 20% de bruit, plus de 200% d'erreur). Finalement, le critère  $J_3$  présente très rapidement des valeurs complexes et ne donne donc aucun résultat.

### 3.2.3 Synthèse de l'analyse de sensibilité

L'ensemble des résultats de convergence des quatre critères pour les différentes intensités des bruits de mesure sur  $V_s$ ,  $Z$ ,  $I_s$  et l'ensemble des variables de surface, est synthétisé dans la table 3.6. Le critère  $J_2$  est globalement le plus robuste au bruit. Cependant l'hypothèse d'écoulement uniforme sur laquelle il repose, engendre un biais initial important.

Bruit sur $Z$	$J_1$	$J_2$	$J_3$	$J_4$	Bruit sur $V_s$	$J_1$	$J_2$	$J_3$	$J_4$
$e_Z : 0\%$	***	***	***	***	$e_{V_s} : 0\%$	***	**	***	***
$e_Z : 0,5\%$	*	***	*	***	$e_{V_s} : 0,5\%$	*	***	-	***
$e_Z : 1\%$	*	***	*	**	$e_{V_s} : 1\%$	*	**	-	***
$e_Z : 2\%$	*	***	-	***	$e_{V_s} : 2\%$	*	**	-	***
$e_Z : 5\%$	*	***	-	*	$e_{V_s} : 5\%$	*	**	-	***
$e_Z : 10\%$	*	**	-	*	$e_{V_s} : 10\%$	*	*	-	*
$e_Z : 20\%$	*	*	-	*	$e_{V_s} : 20\%$	*	*	-	*
Bruit sur $I_s$	$J_1$	$J_2$	$J_3$	$J_4$	Bruit complet	$J_1$	$J_2$	$J_3$	$J_4$
$e_{I_s} : 0\%$	***	**	***	***	$e_b : 0\%$	***	**	***	***
$e_{I_s} : 0,5\%$	*	***	-	***	$e_b : 0,5\%$	*	***	-	***
$e_{I_s} : 1\%$	*	***	-	***	$e_b : 1\%$	*	**	-	***
$e_{I_s} : 2\%$	*	**	-	***	$e_b : 2\%$	*	**	-	***
$e_{I_s} : 5\%$	*	*	-	*	$e_b : 5\%$	*	*	-	*
$e_{I_s} : 10\%$	*	*	-	*	$e_b : 10\%$	*	*	-	*
$e_{I_s} : 20\%$	*	*	-	*	$e_b : 20\%$	*	-	-	*

TABLE 3.6 – Synthèse des convergences des différents critères sur les différents jeux de données pour chaque configuration de bruit. \*\*\* correspond à une convergence très bonne ( $e_{\hat{Q}} \leq 10\%$ ), \*\* à une convergence bonne ( $10 < e_{\hat{Q}} \leq 20\%$ ), \* à une convergence mauvaise ( $e_{\hat{Q}} > 20\%$ ) et - à une non-convergence.

### 3.3 Voies d'amélioration de la robustesse

Les quatre critères que nous avons développés convergent très bien sur les mesures exactes. Cependant, il est apparu que ces critères ne permettent pas, lors de l'ajout de bruit de mesure sur les variables de surface, de converger vers une estimation des paramètres hydrauliques satisfaisante. La construction des critères à partir des deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$  rend certains paramètres hydrauliques interdépendants. La topographie des critères présente ainsi des sillons, résultants de ces relations, dans lesquels peuvent apparaître des minimums locaux pouvant empêcher une convergence correcte.

Afin de contourner ce mauvais conditionnement des critères, nous avons envisagé trois voies d'amélioration de notre méthode.

#### 3.3.1 Piste 1 : amélioration de la robustesse de $J_3$ , résolution analytique de quadruplets de mesure et identification de mesures problématiques

Cette voie d'amélioration se base sur la supposition que, dans un jeu de mesures donné, une ou plusieurs mesures peuvent se révéler aberrantes, en raison du bruit et attirer l'algorithme de recherche vers une solution non valable. Un exemple d'une telle aberration serait une vitesse de surface et une pente de signes opposés.

Nous savons que le critère  $J_3$  présente une solution analytique, pour un  $Z_f$  donné. Il est donc possible, pour 3 mesures données, de trouver le triplet de paramètres hydrauliques  $\alpha$ ,  $K$  et  $I_f$ , solution de l'équation :

$$-\frac{1}{I_s} \cdot \frac{1}{K^2} + \frac{h^{4/3}}{g \cdot I_s} \cdot I_f + \frac{h^{4/3}}{V_s^2} \cdot \frac{1}{\alpha^2} + -\frac{h^{1/3}}{g} = 0 \quad (3.1)$$

Cette équation présente une infinité de solutions en  $Z_f$ . Une quatrième mesure ajoute une contrainte sur ce paramètre et permet d'obtenir le quadruplet de paramètres hydrauliques, solution du quadruplet de mesures.

À la manière du Jackknife, nous avons appliqué, sur un ensemble de jeux de mesures, cette résolution sur l'ensemble de quadruplets bruités. Ainsi, nous pensons pouvoir isoler les mesures qui provoquent une convergence vers des solutions non physiques.

Malheureusement, il s'est avéré que le problème de convergence de cette méthode ne provient pas de quelques mesures, mais que la grande majorité de celles-ci donnent des solutions complexes (195 sur 210 combinaisons de quatre mesures issues d'un jeu de 10 mesures,  $C_{10}^4$ ). Ainsi, même en isolant les mesures ayant pour solution un  $K$  ou un  $\alpha$  aberrant, tenant compte de l'expertise que nous pouvons apporter, il est impossible de trouver une solution satisfaisante.

### 3.3.2 Piste 2 : amélioration de la robustesse de $J_1$ et $J_4$ , ajout de contraintes sur les paramètres $\alpha$ et $I_f$

Suivant la logique de construction du critère  $J_2$ , nous pouvons contraindre notre recherche de paramètres hydrauliques. L'équation du critère  $J_2$  impose d'adopter une valeur du paramètre  $\alpha$  pour pouvoir estimer le paramètre  $K$ . Ce rapport  $\alpha$  définissant la relation entre la vitesse de surface et la vitesse moyenne de la section est bien connu [Rantz, 1982; Costa *et al.*, 2000] et conserve des valeurs similaires d'une section à l'autre (cf. § 2.3.3.1).

Nous savons, par ailleurs, que l'expression  $Q_1 - Q_2$  présente une solution mathématique en  $\alpha = K = 0$ . En adoptant une valeur fixe pour ce paramètre  $\alpha$ , l'équation  $Q_1$  (Eq.(2.7)) ne dépend alors plus que de la cote du fond  $Z_f$ . Cela impose donc une contrainte forte sur  $Q_1$ .

De plus, il est aussi possible d'ajouter une contrainte forte sur l'équation  $Q_2$  en fixant le paramètre  $I_f$ . Nous avons pu noter dans les tables de résultats (Tab. 3.2, Tab. 3.3, Tab. 3.4, Tab. 3.5) que la pente du fond estimée  $\hat{I}_f$  est presque systématiquement erronée lors de l'ajout de bruit de mesure. Pratiquement, nous savons que cette pente est plus importante que la pente de surface la plus forte. Dans le cas contraire, le régime est accéléré, ce qui d'une part n'est pas réaliste pour les sections de fleuves auquel nous nous intéressons, et d'autre part non compatible avec nos hypothèses. Il est donc possible de fixer  $I_f = \max(I_s)$ .

Les résultats de convergence en adoptant cette méthode sont synthétisés dans la table 3.7. Nous pouvons constater qu'imposer les valeurs fixes pour  $\alpha$  et  $I_f$  améliore très significativement les résultats.

Le critère  $J_4$  converge très bien vers des valeurs de  $Z_f$  et  $K$  proches des valeurs exactes jusqu'à 10% de bruit sur l'ensemble des variables de surface. Il apparaît aussi que la valeur de  $I_f$  imposée est plus faible que la valeur réelle, ce qui se répercute en une surestimation du Strickler  $K$ .

Le critère  $J_1$  ne présente plus de très fortes erreurs d'estimation du débit dès l'ajout de bruit. Cependant, ce critère garde un comportement sans aucune corrélation avec l'intensité du bruit sur les variables de surface : entre 2 et 5% de bruit, l'erreur d'estimation du débit explose à plus de 60% pour ensuite se réduire à 33%, alors que le bruit sur les variables de surface augmente à 20%.

Finalement, nous avons appliqué ces deux critères modifiés sur les données réelles dont nous disposons : Óbidos et Manacapuru. Les résultats se retrouvent comparables à ceux obtenus avec le critère  $J_2$  (cf. § 3.1) et même meilleurs en utilisant le critère  $J_4$ . Les données de la station d'Óbidos présentent toujours une très forte sous-estimation du débit, ce qui nous incite à penser que ce sont les hypothèses hydrauliques (notamment  $K$  constant) qui ne sont pas vérifiées à Óbidos.

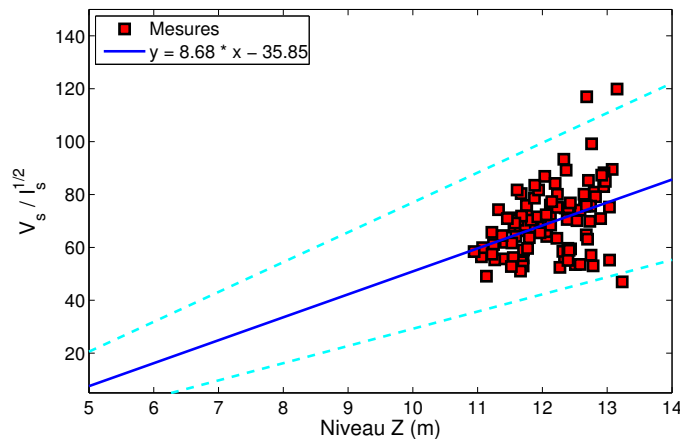
### 3.3.3 Piste 3 : amélioration de la robustesse de $J_2$ , isolation de mesures trop bruitées

Lors de l'ajout de bruit de mesure sur les variables de surface, nous avons constaté que certaines mesures de  $I_s$  peuvent devenir négatives. D'une manière plus générale, la formulation du critère  $J_2$  (Eq.(2.15)) nous montre que nous pouvons exprimer, par une droite de tendance,  $V_s/\sqrt{I_s}$  en

		Paramètres estimés				Erreur (%)			
	Critère	$\hat{\alpha}$	$\hat{Z}_f$	$\hat{I}_f$	$\hat{K}$	$Q_1$	$Q_2$	$\hat{Q}$	$J_{1\text{norm}}$
	exact	0,9	10,00	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40,00	0	0	0	0
	erreur								
Critère $J_1$	$\sigma_b : 0,00\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	40,0	0	6	3	1
	$\sigma_b : 0,50\%$	0,9	10,1	$5,3 \cdot 10^{-4}$	50,3	8	7	3	2
	$\sigma_b : 1,00\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	42,6	2	3	2	0
	$\sigma_b : 2,00\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	42,7	4	5	4	1
	$\sigma_b : 5,00\%$	0,9	11,2	$5,3 \cdot 10^{-4}$	60,5	60	64	62	1
	$\sigma_b : 10,00\%$	0,9	10,9	$5,2 \cdot 10^{-4}$	52,5	47	53	49	2
	$\sigma_b : 20,00\%$	0,9	10,1	$5,1 \cdot 10^{-4}$	38,3	31	40	33	5
	Manacapuru	0,9	-2,7	$2,4 \cdot 10^{-5}$	36,1	15	16	16	483
	Óbidos	0,9	-3,2	$1,8 \cdot 10^{-5}$	65,7	81	82	82	402
Critère $J_4$	$\sigma_b : 0,00\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	42,8	2	2	2	0
	$\sigma_b : 0,50\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	42,6	2	2	2	0
	$\sigma_b : 1,00\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	42,4	2	2	2	0
	$\sigma_b : 2,00\%$	0,9	10,0	$5,3 \cdot 10^{-4}$	41,9	3	4	3	1
	$\sigma_b : 5,00\%$	0,9	9,9	$5,3 \cdot 10^{-4}$	40,7	8	11	9	1
	$\sigma_b : 10,00\%$	0,9	9,6	$5,2 \cdot 10^{-4}$	39,7	17	25	20	3
	$\sigma_b : 20,00\%$	0,9	9,9	$5,1 \cdot 10^{-4}$	56,9	29	56	36	10
	Manacapuru	0,9	-5,1	$2,4 \cdot 10^{-5}$	33,7	5	6	5	530
	Óbidos	0,9	-6,3	$1,8 \cdot 10^{-5}$	56,6	76	75	76	439

TABLE 3.7 – Synthèse des paramètres hydrauliques et des erreurs d'estimation du débit associées, estimés par les critères  $J_1$  et  $J_4$  avec les contraintes sur  $\alpha$  et  $I_f$  pour les jeux de mesures bruités sur l'ensemble des variables de surface.

fonction du niveau  $Z$ . Nous pouvons donc calculer un faisceau de « valeurs acceptables » de part et d'autre de cette droite. Considérant que la mesure sur  $Z$  est plus précise que celle de  $I_s$  (et moins sensible au bruit compte tenu des valeurs prises par ces deux variables de surface), nous pouvons ramener la variable  $V_s/\sqrt{I_s}$  à une borne réaliste de l'intervalle de validité (Fig. 3.22). Ainsi, au lieu de retirer du jeu de mesures les mesures qui présentent une pente  $I_f$  négative, nous pouvons les « corriger ».



**FIGURE 3.22** – Représentation de  $V_s/\sqrt{I_s}$  en fonction du niveau  $Z$  avec 10% de bruit sur l'ensemble des variables de surface. Les points se situant à l'extérieur du fuseau (choisi arbitrairement) peuvent être ramenés sur les limites du fuseau en ajustant la valeur du rapport  $V_s/\sqrt{I_s}$ .

Cette méthode offre par ailleurs l'avantage supplémentaire d'identifier et modifier d'éventuelles mesures trop bruitées, sans que la pente de surface soit négative. Il est bien évident que cette méthode repose sur la bonne mesure de la majorité des variables de surface. En cas contraire, le faisceau considéré comme acceptable serait faussé et des mesures correctes pourraient être considérées comme fausses.

La mise en œuvre et la validation de cette méthode n'a pas pu être réalisée dans le cadre de ce travail.

### 3.4 Synthèse

Nous avons proposé et développé au chapitre précédent une méthode d'estimation du débit à partir des seules variables de surface et sans connaissance a priori de la section de fleuve considérée. Cette méthode peut être mise en œuvre sur la base de quatre critères dont la minimisation permet l'estimation des paramètres hydrauliques ( $Z_f$ ,  $I_f$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ). Nous avons appliqué ces critères sur différentes intensités des bruits de mesure. Le critère  $J_2$  s'est détaché du lot et, bien que présentant un biais initial provoqué par l'hypothèse d'écoulement en régime uniforme, a présenté la meilleure robustesse au bruit, y compris sur les données réelles. Après une modification consistant à fixer la pente du fond  $I_f$  et le paramètre  $\alpha$ , le critère  $J_4$  s'est montré capable de résultats similaires.

Globalement, notre méthode répercute de manière importante le bruit de mesure des variables de surface sur l'estimation du débit : les meilleurs critères,  $J_2$  et  $J_4$  trouvent leurs limites (erreur d'estimation du débit <20%) dès 5% de bruit de mesure.

Contrairement à nos attentes, le critère  $J_3$  qui s'était montré le plus efficace, tant en terme de temps de calcul qu'en exactitude du résultat atteint, sur des données non bruitées, s'est révélé incapable d'aboutir à une solution correcte d'estimation des paramètres hydrauliques dès l'ajout d'un faible bruit de mesure. Ce critère est donc définitivement abandonné. Il convient de plus d'envisager le développement de nouveaux critères de minimisation s'affranchissant des différences d'échelles entre les paramètres hydrauliques ou d'intégrer de l'information a priori dans le processus afin de contraindre la zone de recherche des valeurs.

Appliqués sur des données issues de mesures réelles, les trois critères ont donné des résultats satisfaisants sur le jeu de données issu de la station de Manacapuru. En revanche, les mesures issues de la station d'Óbidos conduisent à une estimation des paramètres hydrauliques cohérente entre les différents critères, mais très éloignée des valeurs que nous pouvons tirer des mesures ADCP. Il nous faut donc envisager que ce problème est issu du jeu de données et des hypothèses hydrauliques et non de notre méthode intrinsèquement.

Des études menées sur la modélisation hydraulique de ce tronçon ont montré que le coefficient de Strickler variait en cours de cycle hydraulique notamment du fait que les structures de dunes du fond perturbent différemment l'écoulement selon le tirant d'eau [Callède *et al.*, 2001].

Notre méthode présente la contrainte de nécessiter des mesures synchrones des quatre variables de surface ( $V_s$ ,  $Z$ ,  $I_s$ ,  $L$ ). Cette contrainte rend l'obtention de jeux de données de validation difficile et seuls deux jeux de données ont pu être utilisés durant cette étude. Il nous est donc impossible de valider plus avant la méthode, ne pouvant, pour l'instant, l'appliquer sur d'autres jeux de données réels. Elle semble toutefois prometteuse, compte tenu des résultats obtenus sur les données de simulation et sur les données de Manacapuru et une étude plus approfondie des particularités hydrauliques à la station d'Óbidos serait nécessaire pour expliquer la sous-estimation systématique du débit à cette station.

Ce travail d'estimation du débit a fait l'objet d'une présentation [Negrel *et al.*, 2010] au symposium *Living Planet* de l'ESA qui s'est tenu à Bergen (Norvège) du 28 juin au 2 juillet 2010, ainsi que d'une publication [Negrel *et al.*, 2011] dans le journal *Hydrology and Earth System Sciences*. L'article pourra être trouvé en annexe E.



**Troisième partie**

**Techniques de mesures radar**





# Chapitre

# 4

## MESURE DES VITESSES DE SURFACE PAR TECHNIQUE D'INTERFÉROMÉTRIE TEMPORELLE RADAR

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>121</b>
<b>4.2</b>	<b>Bases théoriques du principe de l'interférométrie</b>	<b>121</b>
4.2.1	Imagerie radar	121
4.2.2	Interférométrie radar spatiale	126
4.2.3	Interférométrie radar temporelle	127
<b>4.3</b>	<b>Mesure expérimentale de la vitesse de surface par interférométrie temporelle aéroportée</b>	<b>128</b>
4.3.1	Objectifs de la campagne de mesure	128
4.3.2	Déroulement de la campagne de mesure	129
4.3.3	Résultats des mesures ADCP et ATI	133
<b>4.4</b>	<b>Modélisation de la mesure de vitesses ATI</b>	<b>135</b>
4.4.1	Le modèle M4S	136
4.4.2	Mise en œuvre du modèle	138
<b>4.5</b>	<b>Synthèse et voies d'amélioration</b>	<b>149</b>

---



## 4.1 Introduction

Le précédent chapitre a montré que l'estimation du débit à partir des seules variables de surface ( $V_s, Z, I_s, L$ ) est très fortement sensible à la précision de mesure de ces variables de surface, tout particulièrement des vitesses et des pentes de surface. Le présent chapitre s'intéresse à la première de ces variables de surface. Dans un premier temps, nous rappellerons les bases de la mesure par techniques radar, notamment les techniques de radar à synthèse d'ouverture et d'interférométrie radar (cf. § 4.2). Dans un second temps, nous présenterons les résultats d'une campagne de mesure réalisée sur le Rhône fin 2007 (cf. § 4.3), afin de vérifier la faisabilité de la mesure par interférométrie radar temporelle aéroportée, confrontée aux mesures simultanées par technique ADCP. Finalement, nous présenterons les résultats d'application d'un modèle de rétrodiffusion radar (cf. § 4.4) calculant la signature radar et le champ de courant d'une surface en eau. Nous concluons en 4.5 sur la faisabilité et les contraintes de cette technique de mesure des vitesses de surface.

## 4.2 Bases théoriques du principe de l'interférométrie

Les données de phases contenues dans les pixels d'images radar apportent des informations supplémentaires sur les caractéristiques des cibles et en particulier une information liée à leur distance à l'antenne. Les techniques d'exploitation de ces informations sont appelées interférométrie. Cette appellation vient du parallèle avec l'étude des franges d'interférence en optique.

Les techniques d'interférométrie radar se divisent selon deux types : l'interférométrie radar spatiale et l'interférométrie radar temporelle. Toutes deux reposent sur l'acquisition et le traitement de deux images SAR, le couple d'images étant acquis selon deux configurations différentes. De nombreuses revues détaillées de ces techniques existent dans la littérature [Allen, 1995; Polidori, 1997; Rosen *et al.*, 2000]. Nous ne présentons ici que les grandes lignes de ces techniques.

### 4.2.1 Imagerie radar

On appelle radar imageur [Cutrona *et al.*, 1966] un système embarqué sur une plateforme mobile, aéroportée ou satellitaire, composé d'un dispositif d'émission et de réception d'ondes électromagnétiques centimétriques (de  $\lambda = 15 \text{ cm} \sim 30 \text{ cm}$  en bande L à  $\lambda = 0,75 \text{ cm} \sim 1,11 \text{ cm}$  en bande Ka), illuminant une bande de terrain (appelée « fauchée ») à l'aide d'un faisceau d'ondes émis périodiquement et perpendiculairement à sa trajectoire (Fig. 4.1). La répétition des échos couplée au déplacement de la plateforme permet ainsi la construction de l'image bidimensionnelle du terrain.

Ces systèmes se partagent généralement en deux configurations principales :

- des systèmes dits mono-statiques lorsqu'une seule et même antenne fonctionne en émission et réception ;

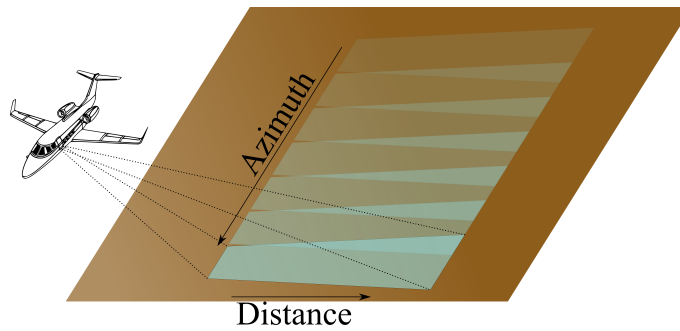


FIGURE 4.1 – Schéma d'acquisition radar d'une scène

- Dds systèmes dits bi-statiques lorsque les antennes d'émission et de réception sont séparées. Bien que le système bi-statique ajoute des contraintes de traitements, il apporte aussi de nombreux avantages (augmentation de la fréquence d'émission des pulses, ou possibilité de multiplier les antennes réceptrices, par exemple) [Jackson, 1986].

Contrairement aux systèmes d'imagerie optique qui sont passifs, le radar est un système dit actif. Le signal reçu est la composante du signal émis rétrodiffusée par la cible et par conséquent ses caractéristiques sont conditionnées par la nature de la cible, sa rugosité, ainsi que l'angle d'incidence de l'émission (cf. § 5). Les images ainsi acquises permettent d'extraire de nombreuses informations sur les cibles capturées.

Dans un système classique de radar aéroporté à visée latérale (Side-Looking Airborne Radar ou SLAR), l'antenne émet une impulsion qui se propage jusqu'à toucher la cible avant d'être réfléchi. Plus la cible est éloignée de la plateforme plus le temps aller-retour sera grand. L'écho reçu est échantillonné en temps, ce qui permet la génération d'une ligne de pixels de l'image. La seconde dimension de l'image est obtenue par le déplacement latéral de l'antenne [Polidori, 1997] (Fig. 4.1).

Les coordonnées des pixels de l'image se placent dans un repère cylindrique dont l'axe suit la trajectoire de l'antenne [Graham, 1974]. Par analogie avec les radars circulaires, les coordonnées conservent les termes distance et azimuth [Polidori, 1997; Oliver et Quegan, 2004]. Ainsi, le premier terme est lié à la propagation de l'onde entre l'émetteur et la cible, le second est lié au déplacement de l'antenne (rotation dans le cas d'un radar circulaire, translation pour les radars aéroportés ou satellitaires).

#### 4.2.1.1 Amélioration de la résolution en distance : compression d'impulsion

La résolution, c'est à dire la capacité à séparer deux objets séparés d'une distance donnée, dans l'axe de distance (perpendiculairement à la trajectoire) est proportionnelle à la durée de l'impulsion  $\tau$  [Polidori, 1997] :

$$\delta_r = \frac{c \cdot \tau}{2} \quad (4.1)$$

où  $c$  représente la célérité de l'onde dans le vide et le facteur 2 traduit le temps aller-retour.

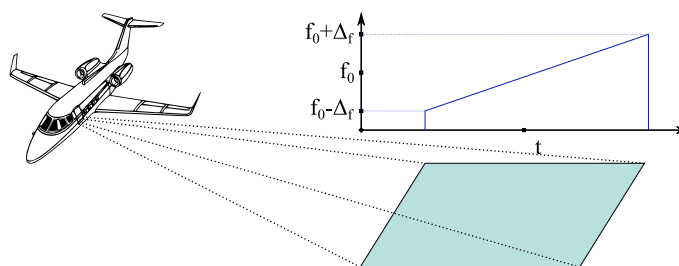
Ainsi, une meilleure résolution nécessite une impulsion plus brève. Cependant, en réduisant la durée de l'impulsion, l'énergie transmise par le signal diminue. Or, il est impératif d'émettre suffisamment d'énergie pour que le signal en retour soit suffisamment puissant pour être détecté.

Sachant que la puissance s'affaiblit proportionnellement à l'inverse du carré de la distance, il n'est pas physiquement envisageable d'augmenter la puissance émise afin de compenser cet affaiblissement. Afin de contourner ces limites techniques et d'améliorer la résolution en distance, une impulsion de très courte durée est simulée, tout en conservant l'énergie totale du signal. Pour cela, on applique une forte modulation linéaire de la fréquence de l'onde porteuse émise [Cook, 1960; Rihaczek, 1996]. Ainsi, deux objets proches illuminés sur la scène le sont avec une fréquence différente. Ils peuvent donc être discriminés dans le signal rétrodiffusé.

Cette impulsion se caractérise par une largeur de bande de fréquence  $\Delta_f$  autour de la fréquence centrale d'émission  $f_0$  Fig. 4.2. Le signal ainsi modulé s'écrit sous la forme :

$$f(t) = \cos(2\pi(f_0 + \alpha \cdot t^2)) \quad (4.2)$$

où  $\alpha$  est le coefficient de modulation :  $\alpha = \frac{\tau \cdot \Delta_f}{2}$



**FIGURE 4.2** – Application de la modulation de la fréquence porteuse. La fréquence du radar est modulée de  $\Delta_f$  sur la durée de l'émission. Les cibles les plus éloignées sont illuminées par une fréquence plus élevée que les cibles les plus proches.

Le signal reçu est alors corrélé avec le signal de référence, correspondant au signal émis. Dans le cas d'un réflecteur ponctuel, le résultat de cette corrélation correspond à un sinus cardinal dont le pic central est atteint à un instant  $t_0$  correspondant exactement au temps de parcours aller et retour du signal à la cible. La résolution en distance est alors déterminée par la largeur de ce pic à -3 dB et est inversement proportionnelle à la largeur de bande  $\Delta_f$ . Cette technique permet, dans le cas du radar du satellite ERS-1, de réduire la résolution de 14km, sans traitement, à 26m. Ainsi, la résolution est plus de 500 fois plus fine pour la même puissance d'émission [Polidori, 1997; Lasne, 2005].

#### 4.2.1.2 Amélioration de la résolution en azimut : synthèse d'ouverture

De même que la résolution en distance est limitée, dans le cas d'un SLAR classique, par la durée des impulsions émises, la résolution en azimut est proportionnelle à l'ouverture angulaire du lobe d'antenne  $\frac{\lambda}{L_a}$  ( $\lambda$  étant la longueur d'onde émise et  $L_a$  la longueur de l'antenne dans le

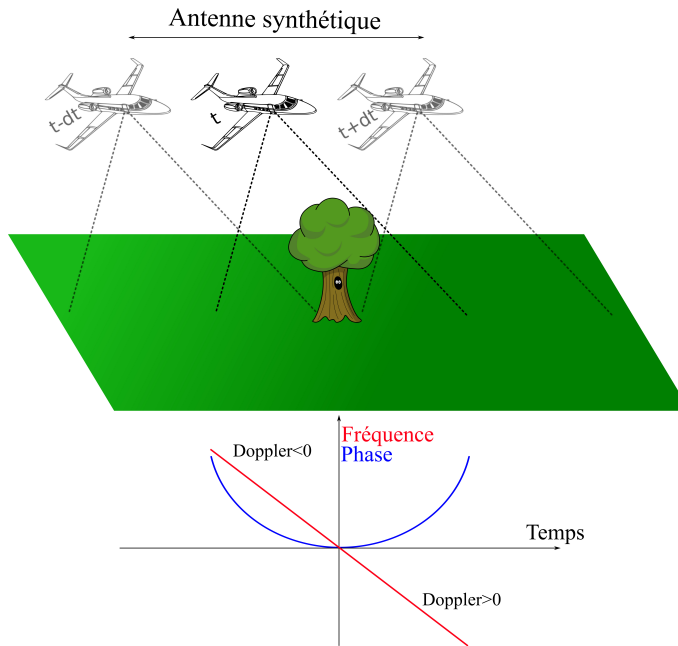
sens de la trajectoire). A une distance  $d_0$ , la résolution est donnée par :

$$\delta_{Az} = \frac{\lambda \cdot d_0}{L_a} \tag{4.3}$$

Une résolution fine exige donc une antenne très longue. Dans le cas d'ERS-1, il faudrait une antenne de plusieurs kilomètres pour obtenir une résolution décimétrique ; ce qui n'est bien évidemment pas envisageable.

Cette fois encore, la contrainte physique et technique peut être contournée par le traitement des signaux émis. De même que précédemment, une antenne très longue est alors simulée à l'aide d'une antenne physique relativement courte.

Ce traitement est réalisé, non plus par une modulation de la fréquence émise, mais par le traitement de l'effet Doppler du signal rétrodiffusé par une cible ponctuelle lors de sa traversée du faisceau d'onde. En effet, lorsque la cible est en avant de l'émetteur, la fréquence qu'elle renvoie est comprimée et donc légèrement supérieure à la fréquence d'émission  $f_0$ . A contrario, lorsque la cible passe en arrière du radar, la fréquence retournée est alors étirée et donc légèrement inférieure à  $f_0$ . Tout point de la fauchée se situant successivement à l'avant, à la hauteur et à l'arrière de l'antenne, sa fréquence Doppler, définie comme l'écart à la fréquence émise  $f_0$ , est successivement positive, nulle et négative (Fig. 4.3).



**FIGURE 4.3** – Schéma de la synthèse d'ouverture d'antenne. La cible traversant le faisceau radar présente un signal rétrodiffusé de fréquence plus élevée au début de l'illumination qu'à la fin, par effet Doppler. De même, la phase du signal évolue avec la distance antenne-cible.

Schématiquement, la distance  $R(t)$  séparant une cible ponctuelle et le radar peut être approximée, supposant  $v \cdot t \ll d_0$ , par :

$$R(t) = \sqrt{d_0^2 + (v \cdot t)^2} \approx d_0 + \frac{(v \cdot t)^2}{2 \cdot d_0} \tag{4.4}$$

où  $d_0$  est la distance minimale séparant la cible de l'antenne,  $v$  la vitesse de déplacement du radar et  $t = 0$  l'instant où la distance est minimale (l'antenne passe à hauteur de la cible).

La fréquence Doppler peut se définir par la variation de la phase au cours du temps [Polidori, 1997] :

$$f_D = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{d\phi}{dt} \quad (4.5)$$

or la phase  $\phi$  est proportionnelle à la distance parcourue par l'onde pour réaliser l'aller-retour :

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot R(t) \quad (4.6)$$

donc en remplaçant l'expression de  $\phi$  (4.6) dans l'équation (4.5), nous exprimons la fréquence Doppler en fonction de la variation de la distance :

$$f_D = \frac{2}{\lambda} \cdot \frac{dR}{dt} \quad (4.7)$$

Si nous reprenons l'expression de  $R$  (4.4), sa dérivée s'exprime :

$$\frac{dR}{dt} = \frac{v^2 \cdot t}{d_0} \quad (4.8)$$

En remplaçant dans Eq.(4.7), la fréquence Doppler s'écrit finalement :

$$f_D = \frac{2}{\lambda} \cdot \frac{v^2 \cdot t}{d_0} \quad (4.9)$$

De la même manière que pour la compression d'impulsion, la compression en azimuth dépend de la largeur de la bande de fréquence  $\Delta_{f_D}$ . Cette largeur de bande est directement liée au temps  $T = t_2 - t_1$  durant lequel la cible est éclairée, qui est déterminé par la largeur de l'empreinte du faisceau au sol (Eq.(4.3)), divisé par la vitesse de déplacement :

$$T = \frac{\lambda \cdot d_0}{L_a \cdot v} \quad (4.10)$$

donc  $\Delta_{f_D}$  se définit :

$$\begin{aligned} \lambda_{f_D} &= f_{D2} - f_{D1} \\ &= \frac{2}{\lambda} \cdot \frac{v^2}{d_0} \cdot (t_2 - t_1) \\ &= \frac{2}{\lambda} \cdot \frac{v^2}{d_0} \cdot T \\ &= \frac{2}{\lambda} \cdot \frac{v^2}{d_0} \cdot \frac{\lambda \cdot d_0}{L_a \cdot v} \\ \lambda_{f_D} &= \frac{2 \cdot v}{L_a} \end{aligned} \quad (4.11)$$

La résolution spatiale en azimuth  $\delta'_{Az}$  est obtenue à partir de la résolution temporelle  $1/\Delta_{f_D}$  en



multipliant Eq.(4.11) par la vitesse de la plateforme. Nous obtenons ainsi la résolution :

$$\delta'_{Az} = \frac{L_a}{2} \quad (4.12)$$

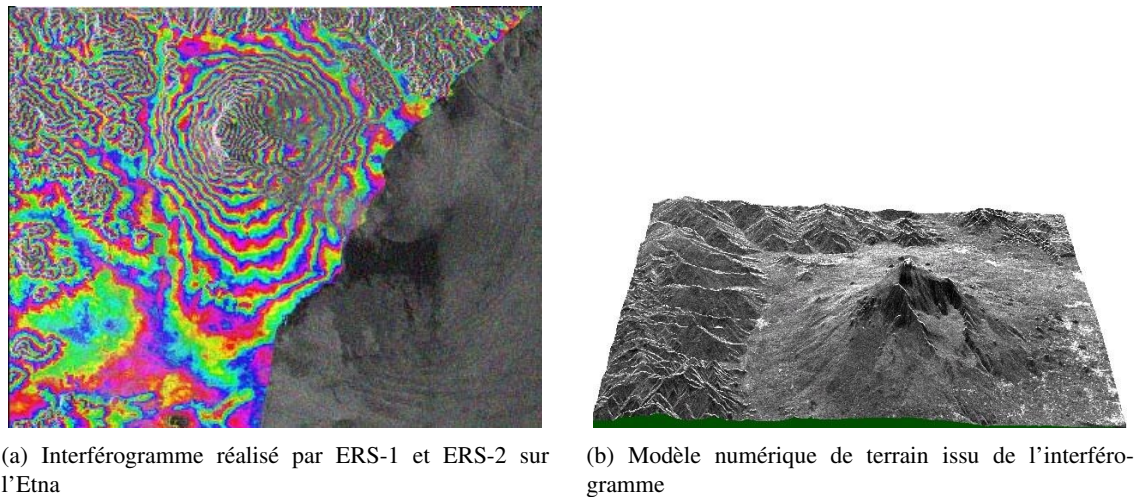
Ainsi, la synthèse d'ouverture permet non seulement de simuler une antenne de très grande taille (appelée antenne synthétique), mais l'équation (4.12) montre que cette antenne synthétique est inversement proportionnelle à l'antenne réelle  $L_{synth} = \frac{2\lambda \cdot d_0}{L_a}$ . Donc, si dans le cas d'un SLAR classique l'antenne doit être la plus grande possible, dans le cas d'un SAR celle-ci doit être la plus petite possible. La réduction de la dimension de l'antenne se heurte évidemment à des limites physiques liées au potentiel de puissance transmissible par une petite antenne. Nous ne développerons pas ce point ici, il est largement discuté dans la littérature [Ulaby *et al.*, 1982; Polidori, 1997; Freeman *et al.*, 2000; Spencer *et al.*, 2003; Freeman, 2006] sur la conception d'antennes et ne fait pas l'objet de notre étude.

#### 4.2.2 Interférométrie radar spatiale

Schématiquement, l'interférométrie radar spatiale est le pendant, en imagerie radar, de la stéréovision en photogrammétrie. Il s'agit d'acquérir deux images simultanément (pour s'affranchir de toute ambiguïté provoquée par le mouvement des cibles), mais selon des géométries différentes, d'où l'appellation d'interférométrie radar spatiale. Les deux acquisitions sont donc réalisées par deux récepteurs situés perpendiculairement au sens de déplacement de la plateforme, la trace (across-track interférométrie, XTI). On notera que l'acquisition peut aussi être réalisée avec un seul récepteur et deux passes, selon des géométries différentes [Polidori, 1997]. Les contraintes liées à ce type d'acquisition ne seront pas abordées ici.

A l'exception des applications pour l'observation du système solaire [Goldstein, 1965], la première utilisation de l'interférométrie radar pour la mesure de topographie a été réalisée par [Graham, 1974]. La différence entre les distances de la cible à chacun des deux récepteurs se traduit par une différence de phase entre les deux images. La carte résultant de la différence des deux images est appelée interférogramme. Le traitement pour retrouver la hauteur des points de la carte consiste à « dérouler » les franges interférométriques [Massonnet et Rabaute, 1993], c'est-à-dire transformer les différences de phases connues modulo  $2\pi$  en déphasage proportionnel à la différence de hauteur des points. Fig. 4.4. La distance séparant les deux récepteurs est appelée ligne de base et doit répondre à certaines contraintes de distances offrant le meilleur compromis entre précision de la mesure de déphasage et décorrélation [Massonnet et Rabaute, 1993]. [Rodriguez et Martin, 1992] présentent un bilan détaillé des performances théoriques de l'interférométrie radar spatiale SAR.

Cette technique repose sur l'hypothèse que la scène est parfaitement figée durant les acquisitions. En effet, le déplacement d'objet entre les deux acquisitions dans la scène, même d'une distance d'une fraction de longueur d'onde, entraîne une modification de la phase et donc une erreur importante dans l'estimation du dénivelé.



**FIGURE 4.4** – *Mesure interférométrie radar du Mont Etna, réalisée par les satellites ERS-1 et ERS-2 (1 et 2 août 1995). Le déroulement des franges d'interférences (4.4(a)) permet la génération d'un MNT (4.4(b)). Sources : ESA*

Cette erreur peut toutefois être facilement identifiée à l'aide d'un MNT ou d'une troisième image [Gabriel *et al.*, 1989]. Elle est par ailleurs utilisée pour quantifier des modifications de la topographie d'un terrain, à la suite d'un séisme par exemple [Massonnet *et al.*, 1993], avec une très grande précision. Cette application est appelée interférométrie différentielle [Polidori, 1997]

### 4.2.3 Interférométrie radar temporelle

Si l'interférométrie différentielle est très efficace pour la quantification de déplacements ou déformations, elle ne peut que se cantonner à des phénomènes lents en regard de la fréquence de passage du capteur. Pour des phénomènes plus rapides, tels que les courants marins, d'autres techniques doivent être mises en œuvre.

Nous avons vu précédemment que le déplacement relatif d'une cible par rapport à une cible voisine, même faible, génère une modification de la phase du signal. L'idée est d'acquérir la scène non plus simultanément selon deux géométries différentes, mais selon la même géométrie, avec un décalage temporel. Goldstein et Zebker [Goldstein et Zebker, 1987] furent les premiers à appliquer l'interférométrie radar temporelle pour la mesure des courants de surface des marées dans la baie de San Fransisco.

Pour cela, deux antennes sont disposées le long du déplacement de la plateforme (along-track interferometry, ATI). Ainsi, une première acquisition est réalisée par la première antenne, puis on attend que la seconde soit à la position de la première pour réaliser la seconde acquisition. Dans ce cas, la différence de phase entre les deux images est directement proportionnelle à la vitesse apparente de la cible selon l'axe des distances [Ainsworth *et al.*, 1995] :

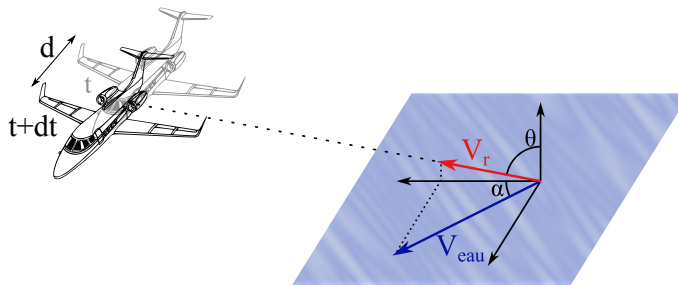
$$\Delta\phi = \frac{2\pi \cdot d}{V \cdot \lambda} \cdot V_r \quad (4.13)$$

où  $d$  est la ligne de base entre les deux antennes,  $V$  la vitesse de déplacement de la plateforme et  $V_r$  la composante de la vitesse de la cible dans l'axe des distances (Fig. 4.5). Pour retrouver la vitesse réelle de la cible, il faut :

- soit plusieurs passages selon des axes de survols différents,
- soit une connaissance a priori forte sur l'orientation du vecteur vitesse de la cible.

Dans le cas de fleuves, l'orientation du vecteur vitesse réel peut logiquement être orientée parallèlement aux berges (dans les lignes droites) ou tangent à l'abscisse curviligne (dans une courbe). Ainsi, connaissant l'angle  $\alpha$  entre l'axe du fleuve et l'axe de survol, la vitesse réelle peut être obtenue par la relation :

$$V_{eau} = \frac{V_r}{\cos \alpha \cdot \sin \theta} \quad (4.14)$$



**FIGURE 4.5** – Schéma de principe de l'interférométrie radar temporelle. L'avion porte une antenne à l'avant et une à l'arrière, séparées de la distance  $d$ . La cible est illuminée à  $t$  et  $t + dt$ , le déphasage entre les deux images acquises est directement proportionnelle à la vitesse apparente  $V_r$

### 4.3 Mesure expérimentale de la vitesse de surface par interférométrie temporelle aéroportée

#### 4.3.1 Objectifs de la campagne de mesure

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, l'utilisation des techniques d'interférométrie radar temporelle pour la mesure des courants est en plein développement [Goldstein *et al.*, 1989; Romeiser *et al.*, 2002b]. Initialement développées pour l'océanographie, ces techniques font peu à peu leurs preuves dans le domaine fluvial [Plant *et al.*, 2005; Romeiser *et al.*, 2007]. La campagne de mesure de vitesses, entreprise le 30 octobre 2007, s'inscrit dans le cadre d'une collaboration ONERA-Cemagref (proposition DREAM à l'ANR) visant à explorer le potentiel de l'interférométrie radar pour le suivi des cours d'eau. Deux sites test ont été considérés simultanément sur le Rhône :

1. à hauteur de la station hydrométrique de Beaucaire - Tarascon (point kilométrique 269.600)
2. à l'embouchure du fleuve.

Dans ce cas, il s'agissait d'explorer les capacités de systèmes aéroportés pour la quantification rapide et à grande échelle, de variables hydrodynamiques telles que la vitesse de surface. Cette

étude visait donc à évaluer la fiabilité des données issues des techniques de télédétection par comparaison avec des mesures locales et précises réalisées simultanément sur le terrain.

Pour ce faire, nous avons eu recours, sur le premier site, à trois techniques de mesure des vitesses de surface :

- des acquisitions d'imagerie optique (photographie numérique) pour la technique LSPIV,
- des acquisitions radar (technique ATI),
- des mesures locales de vitesses d'écoulement réalisées au moyen de courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP).

Les acquisitions aéroportées ont été réalisées par ULM (l'Avion Jaune, Montpellier) pour le domaine visible et par l'ONERA (Salon de Provence) pour les acquisitions radars à l'aide du système RAMSES<sup>1</sup> [Dubois-Fernandez *et al.*, 2002]. La réalisation des mesures de débit par technique ADCP a été mise en œuvre par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR, Lyon) mettant à disposition 3 embarcations. Le Cemagref-TETIS a coordonné les mesures ADCP et les mesures ULM.

Des mesures de débits à l'embouchure du Rhône par technique ADCP ont également été entreprises par l'Institut de Recherche et Développement (IRD, Montpellier), mais se sont heurtées à de très mauvaises conditions de navigation, qui ont empêché leur réalisation. Nous ne développerons donc pas cette phase de la campagne (site 2).

### 4.3.2 Déroulement de la campagne de mesure

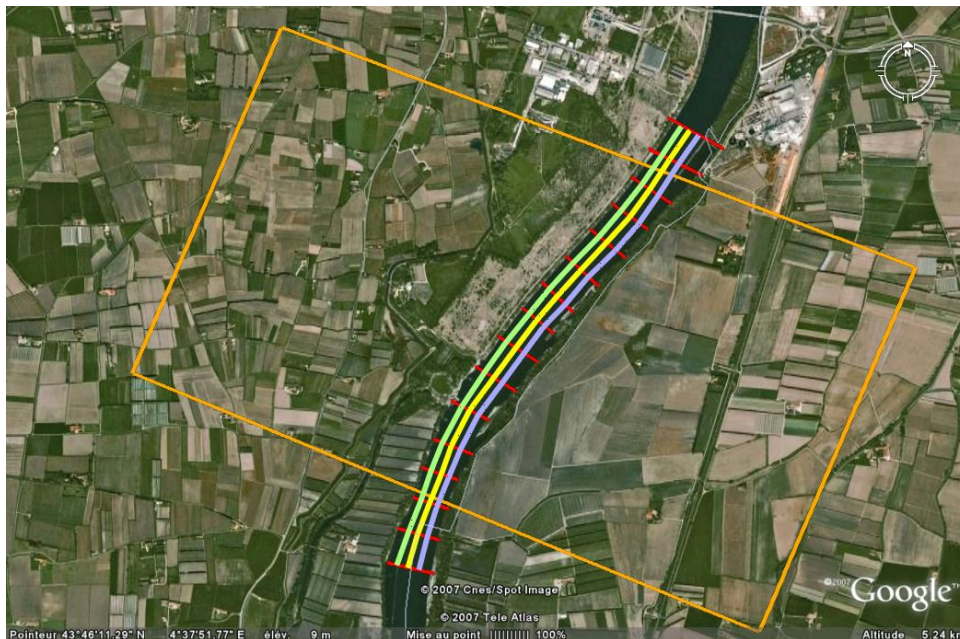
La zone de mesure couvre un tronçon de 3 200 m du Rhône entre Arles et Beaucaire, entre les points kilométriques PK 270,400 et PK 273,600 selon les références CNR (Fig. 4.6).

#### 4.3.2.1 Mesure de champ de vitesses de surface par technique ATI

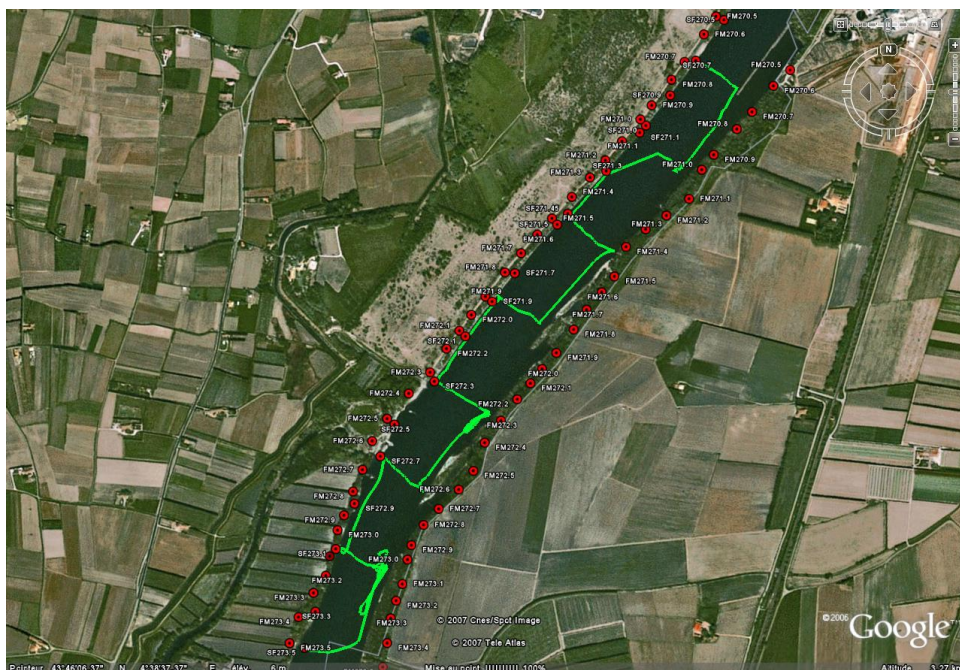
Les mesures radars ont été acquises au moyen du capteur RAMSES de l'ONERA embarqué sur une plate-forme aéroportée Transall C160 opérée par le Centre d'Essais en Vol (CEV) de l'Armée de l'Air. Le système RAMSES est un radar imageur développé par l'ONERA et financé par la Délégation Générale pour l'Armement (DGA), proposant un large éventail de bandes de fréquences. Les données radars enregistrées lors de la campagne ont été réalisées en bande C (5.3 GHz) avec une résolution au sol de l'ordre de 50 cm. Dans le cadre de cette campagne, le capteur RAMSES étant un système composé de deux antennes décalées dans le sens longitudinal (sens de déplacement du radar), le décalage temporel entre les deux acquisitions est conditionné par la ligne de base (distance séparant les antennes, 50 cm) et la vitesse de la plateforme aéroportée (90 m/s). Deux survols ont été réalisés. Le premier passage (à 11h43) a été effectué à une altitude de 3 000 m selon une section croisant le Rhône perpendiculairement dans la direction Sud-Est/Nord-Ouest. Le deuxième passage a eu lieu à 12h10 à une altitude de 1 000 m selon la même trajectoire. Dans les

1. Radar Aéroporté Multi-Spectral d'Etude des Signatures. Antenne SAR initialement conçue en tant que banc de test pour l'imagerie radar dans différentes bandes spectrales (de P à W, X et Ku offrant la possibilité de mesures interférométriques) avec des incidences allant de 30° à 80°





(a) Situation géographique de la zone de mesure située entre Beaucaire (au nord) et Arles (au sud)



(b) Parcours effectif du bateau de l'équipe CNR2 réalisant les mesures transversales

**FIGURE 4.6** – Situation géographique de la zone de mesure située entre Beaucaire (au nord) et Arles (au sud). La géométrie des profils transversaux est indiquée en rouge, celle des profils longitudinaux étant repérée en vert, jaune et violet. Le rectangle jaune correspond à la fenêtre d'acquisition radar.

La figure 4.6(b) représente le trajet effectivement réalisé par le bateau portant l'ADCP de l'équipe CNR2 pour les mesures transversales. (Images GoogleEarth)

deux cas, la zone imagée couvre une surface de 2.4km x 4.3km, s'étendant de 1.6km à 4.2km en aval du pont de Beaucaire.

La présence d'éoliennes le long de la zone d'étude (rive droite, Fig. 4.7), constitue un élément de détérioration de la qualité des données radars. En effet, en interférométrie, le traitement radar utilise l'information Doppler (intrinsèque au mouvement de l'avion) pour positionner chaque objet dans la direction de déplacement du capteur (cf. § 4.2). Les pales d'éoliennes étant animées d'un mouvement propre, leur vitesse de rotation génère donc une confusion dans la procédure de traitement se traduisant par des traînées sur l'image résultante. L'objectif étant de déterminer les champs de vitesse à la surface du fleuve, il apparaît clairement que la rotation des éoliennes induit un biais dans les mesures interférométriques.



**FIGURE 4.7** – Photo des éoliennes présentes le long du Rhône à proximité de Beaucaire

Afin d'éviter toute interférence des éoliennes dans les acquisitions radar, une demande a été formulée auprès de la société NORDEX (en charge de l'entretien des éoliennes) pour étudier la possibilité de l'arrêt momentané des éoliennes, le temps des survols du capteur RAMSES. NORDEX a accédé à notre demande en arrêtant les éoliennes dans la tranche horaire de 11h10 à 14h10.

#### 4.3.2.2 Relevés par transect ADCP pour les mesure de débit

Pour réaliser les profils de vitesses, nous disposons de 3 embarcations mises à disposition par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) :

- 1 Zodiac de 25 cv (équipe CNR1, ADCP 1 200 WorkHorse)
- 1 Neptune de 115 cv (bateau à coque rigide, équipe CNR2, ADCP 600 WorkHorse)
- 1 Aigoual de 95 cv (bateau à coque rigide, équipe CNR3, ADCP 600 BroadBand)

Dans un premier temps, l'équipe CNR1 (dirigée par Thierry Pantel), a procédé dès 8h00 aux opérations de contrôle du niveau du Rhône à la station hydrométrique de Beaucaire (contrôle des limnimètres à enregistrement automatique et lecture des échelles limnimétrique), avant la mise à l'eau des embarcations et la réalisation du jaugeage de référence. Sept transects ADCP ont été effectués de 8h08 à 8h43, au niveau de la section de contrôle du Pont de Beaucaire (à 200 mètres en aval du pont) pour obtenir la mesure de débit de référence. Les transects ont été réalisés

en alternant rive droite et rive gauche selon un départ en rive gauche et une valeur moyenne de  $800 \text{ m}^3/\text{s}$  a été adoptée comme référence. Afin de s'assurer de l'homogénéité temporelle des profils mesurés, une opération de jaugeage supplémentaire a été effectuée par la même équipe en fin de campagne au point kilométrique PK272,25 (sur la plage horaire de 15h19 à 16h12), selon douze transects alternants rive droite et rive gauche avec un départ en rive droite. La valeur moyenne pour ce jaugeage est estimée à  $757 \text{ m}^3/\text{s}$ .

L'opération de relevé des profils de vitesse a été mesurée selon deux types de transects ADCP : transversaux et longitudinaux.

**Profils transversaux :** à la demande de l'équipe du Cemagref, 17 transects transversaux ont été réalisés par les équipes CNR1 et CNR2 (Serge Françon), équipées respectivement d'un ADCP WorkHorse 1200KHz et WorkHorse 600KHz, raccordés à un GPS de type Garmin assurant un positionnement à quelques mètres près (précision  $\sim 10 \text{ m}$ ). Chaque équipe a réalisé des relevés de profils tous les 400 m, d'amont en aval, les 2 équipes étant distantes de 200 m. Cela revient à des sections régulièrement espacées de 200 m afin de couvrir une distance de 3 200 m assurant une zone de sécurité de 350 m de part et d'autre de la zone imagée.

À l'issue de chaque profil, la mesure de débit obtenue a été comparée à la mesure de référence. Pour tout écart supérieur à 5% de la mesure de référence (des études antérieures ont montré que les mesures ADCP convergent vers une incertitude de  $\pm 5\%$  [Morlock, 1996; Callède *et al.*, 2000]), la mesure de débit sur la section a été reconsidérée. Afin de s'assurer de la cohérence entre données terrain et aéroportées, les profils transversaux ont été réalisés simultanément aux acquisitions aéroportées dans la tranche horaire 11h49-13h02, entre les points kilométriques PK270,5 et PK273,5.

**Profils longitudinaux :** afin d'aider à la spatialisation des champs de vitesses de surface, les 3 équipes nautiques de la CNR ont réalisé 2 jeux de 3 transects longitudinaux sur 2 tranches horaires encadrant les profils transversaux et les acquisitions aéroportées. Le premier a été réalisé avant l'opération des transects transversaux, d'amont en aval, dans la tranche horaire 10h57-11h27. Le second a été réalisé d'aval en amont dans la tranche horaire de 13h16-14h04.

Pour chaque série, les profils ont été assurés selon 3 trajectoires parallèles situées à une distance d'environ  $1/4$  de la largeur par rapport à la rive gauche (équipe CNR3), au centre (équipe CNR1) et à  $1/4$  de distance de la rive droite (équipe CNR2), respectivement selon la configuration présentée en figure 4.6. Les acquisitions ont été réalisées entre les points kilométriques PK270,5 et PK273,5.

#### 4.3.2.3 Mesure de champ de vitesses de surface par technique LSPIV

Les mesures de vitesses de surface par technique LSPIV (Large Scale Particle Imagery Velocity) reposent sur l'analyse de séries temporelles d'images acquises après une procédure d'ensemencement avec des flotteurs. La dérive des flotteurs reflétant la vitesse de surface, la prise d'images numériques successives et géoréférencées au sol, permet de quantifier le déplacement des flotteurs entre deux instants de prise de vue et ainsi de remonter à une information de vitesse. Trois cents flotteurs ont été confectionnés par l'équipe du Cemagref, constitués de plaquettes de bois clair de



10cm x 15cm. Pour aider au repérage des sections d'ensemencement sur les acquisitions aéroportées, les flotteurs ont été peints selon 3 couleurs : jaune, orange et couleur naturelle (Fig. 4.8(a)).



**FIGURE 4.8** – Photos des flotteurs utilisés pour les mesures par LSPIV pris depuis le bateau (4.8(a)) et photo du Rhône réalisée depuis l'ULM (4.8(b))

Les images du tronçon d'étude sur le Rhône pour la technique LSPIV ont été acquises au moyen d'un appareil photo numérique par le responsable de la société l'Avion Jaune (Bruno Roux) à bord d'un appareil ultraléger motorisé (ULM, Fig. A.2(a)).

De nombreux problèmes sont apparus à la mise en œuvre de cette méthode dont les principaux sont :

- repères pour le géoréférencement des images non discernables sur les photos
- passage de péniches lors de l'ensemencement des flotteurs et du survol de l'ULM
- vent avec des rafales à près de 100 km/h en fin d'acquisition

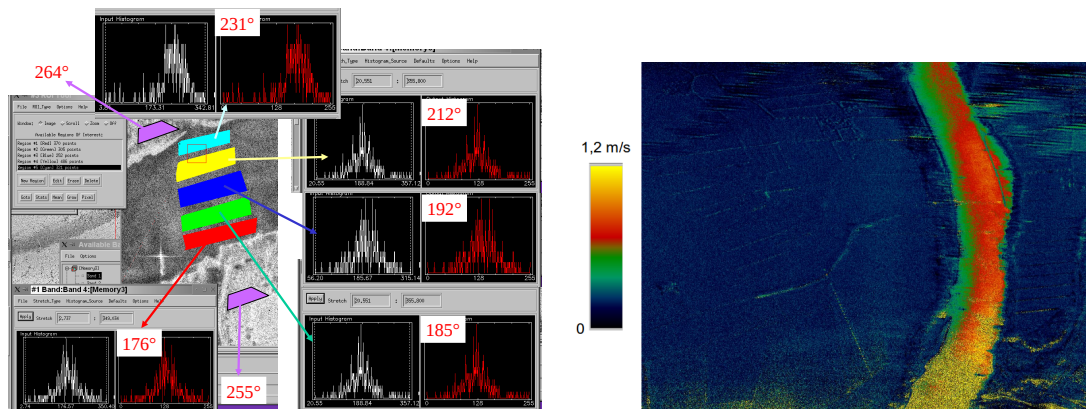
En raison de ces incertitudes, les mesures n'ont pas été dépouillées. Le détail du protocole, du déroulement et des limites de ces mesures pourra être trouvé en annexes A. La vitesse de surface obtenue à partir des mesures ADCP a été considérée comme vérité terrain.

### 4.3.3 Résultats des mesures ADCP et ATI

Les figures 4.9(a) et 4.9(b) présentent les résultats des traitements interférométriques des acquisitions SAR par l'ONERA. La première figure montre les résultats préliminaires. Des différences de phase significatives apparaissent entre les parties de l'image en eau et la terre, ces différences s'avèrent même variables sur l'eau (ce qui suit la logique des profils de vitesse le long d'un transect de fleuve). La seconde image présente une carte de vitesse issue des résultats traités par l'ONERA.

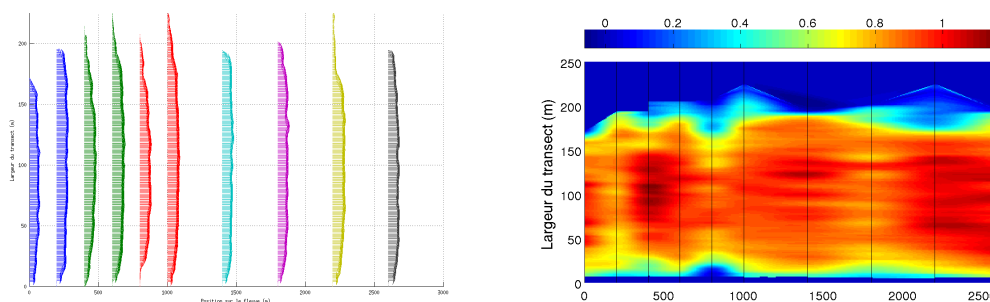
La figure 4.10(a) présente les résultats des traitements des mesures ADCP. Plusieurs transects n'ont pas été exploitables. Dix mesures correctement réparties sur la longueur du fleuve restent valides. Les résultats sont donc représentatifs de la surface acquise par le radar. La carte 4.10(b) montre une interpolation entre les mesures ADCP pour reconstituer la surface du Rhône.





(a) Prétraitement de l'image SAR acquise par RAMSES (b) Carte des vitesses extraites des déphasages interférométriques

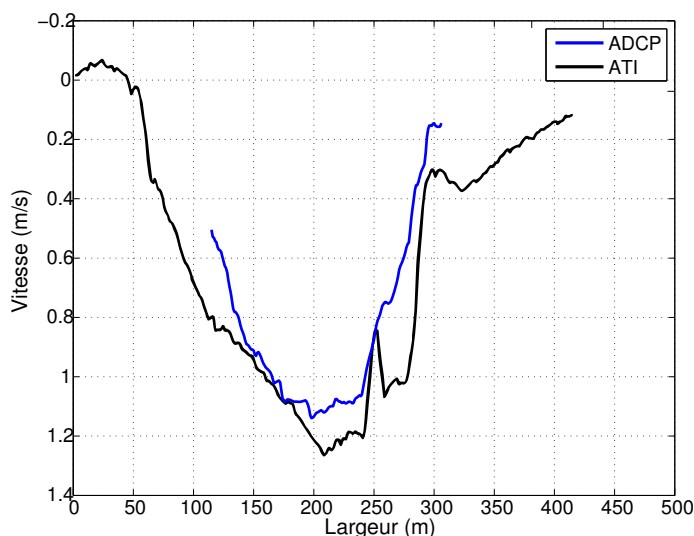
**FIGURE 4.9** – *Le prétraitement de l'image SAR acquise lors du survol de RAMSES (4.9(a)) a permis de faire apparaître des différences de phase importantes sur l'image. L'interférogramme traité par l'ONERA permet d'extraire la carte des vitesses de surface (4.9(b))*



(a) Ensemble des transects

(b) Carte de vitesse de surface interpolée (les lignes noires représentent les emplacements des transects mesurés)

**FIGURE 4.10** – *Résultats issus des mesures ADCP*



**FIGURE 4.11** – Comparaison des vitesses enregistrées par ADCP (ligne bleue) et des vitesses extraites des déphasages interférométriques (ligne noire)

Si l'on compare les mesures issues des deux techniques (Fig. 4.11), nous pouvons constater que les deux profils de vitesses sont tout à fait comparables. La technique ATI semble légèrement sous-estimer les vitesses de surface par rapport aux mesures ADCP.

La technique ATI pour la mesure de vitesses sur les fleuves est une application récente dans le domaine radar et le comportement des ondes sur les surfaces des fleuves, contrairement aux surfaces océaniques, n'est pas très bien connu. De nombreux paramètres caractérisant la surface sont spécifiques au milieu fluvial. Ces caractéristiques de surface sont discutées au chapitre 5.

#### 4.4 Modélisation de la mesure de vitesses ATI

La modélisation de la rétrodiffusion radar en mode ATI sur les cours d'eau est une étape clef pour étudier, suivant un large panel de configurations, la précision que l'on peut attendre de cette technique. Couplée à la modélisation hydraulique (prenant en compte la morphologie du cours d'eau et les conditions d'écoulement) et à une modélisation de la micro-topographie de surface (rugosité et auto-corrélation de la micro-topographie), elle doit permettre de simuler le signal enregistré par le capteur, d'en déduire les champs de vitesses de surface mesurés et donc d'analyser la qualité de la mesure simulée, en la confrontant aux vitesses de surface des modèles hydrauliques. Sur cette base il sera possible d'optimiser les paramètres de la mesure ATI (longueur d'onde, ligne de base, angle d'incidence).

Initialement, notre objectif à moyen terme était de mettre en œuvre les modèles de rétrodiffusion radar de l'ONERA sur des modèles d'écoulements et de micro-topographie réalistes des cours d'eau (cf. § 5). En préparation, nous avons exploité un modèle existant (M4S [Romeiser *et al.*, 1997; Romeiser et Alpers, 1997]), développé et mis en œuvre par une équipe de l'Université de Hambourg, pour simuler des mesures ATI réalisées sur l'Elbe par la navette spatiale de la NASA

[Romeiser *et al.*, 2002b] (SRTM<sup>2</sup> [Farr et Kobrick, 2000; Hennig *et al.*, 2001; Jakob et Zyl, 2001; Farr *et al.*, 2007]).

#### 4.4.1 Le modèle M4S

Ce modèle a été initialement développé pour la modélisation de la mesure radar du courant océanique de surface [Romeiser et Thompson, 1999, 2000]. Le programme M4S comporte deux parties étroitement liées : la première génère les caractéristiques de la surface de rétrodiffusion sous la forme d'un spectre de vagues et la seconde effectue le calcul de la réponse radar de la surface selon la configuration de la mesure ATI.

##### 4.4.1.1 Modèle de rugosité de la surface

Le modèle de génération de la rugosité de surface, décrit dans [Romeiser *et al.*, 1997], se base sur le calcul de spectre de vagues, afin d'estimer une distribution des hauteurs des vagues, par transformée de Fourier inverse. Ce modèle se base sur les spectres de vagues existants et en particulier ceux issus des travaux de [Valenzuela, 1978], [Apel, 1994] et du projet JONSWAP<sup>3</sup> [Hasselmann *et al.*, 1973].

Ce modèle s'efforce de se rapprocher de la physique des interactions ondes électromagnétiques/surface en eau. Il diffère en particulier des modèles existants par l'approche prise pour représenter les composantes des vagues de nombre d'onde élevé (longueur d'onde courte). [Romeiser *et al.*, 1997] considèrent cette partie du spectre comme directement liée à la force du vent, pour des vents inférieurs à 20 m/s, et non représentée par le spectre de [Apel, 1994]. L'importance dans le signal rétrodiffusé des fréquences de Bragg [Valenzuela, 1978] (fréquences des ondes de surface en résonance avec l'onde radar émise), est aussi augmentée par rapport aux modèles existants.

Pour générer une telle surface virtuelle, la première phase du programme nécessite en entrée deux fichiers

- le premier décrivant un champ de vitesse de la surface en eau (direction et intensité)
- le second décrivant le vent (direction et intensité) auquel est soumise cette surface en eau.

Des informations optionnelles peuvent être ajoutées pour rendre la scène plus réaliste [Romeiser, 2008] :

- informations de bathymétrie décrivant les éventuelles variations du fond dans le cadre d'eau peu profonde,
- topographie de la surface. Cette option n'est réellement utile que pour des scènes océaniques, représentant les grandes vagues et permettant une modulation de la pente locale de la surface,

2. Shuttle Radar Topography Mission, mission d'acquisition en interférométrie across-track pour la réalisation d'un modèle numérique de terrain de la surface du globe, à une précision métrique. La seconde antenne réceptrice du dispositif était déportée de la navette par un mât de 60 m. Pour des raisons techniques, les antennes présentaient un décalage de 7 m dans le sens de déplacement, ce qui a permis des acquisitions en interférométrie radar temporelle (une différence de 0,5 m/s compensant les 7 m de décalage spatial). Site : <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

3. JOint North Sea Wave Project

- des ajustements des paramètres de descriptions de la physique des vagues (seuil de déferlement, ou largeur de la direction de propagation des différents types d’ondes par exemple),
- masque de la surface terrestre signalant au modèle les pixels représentant les berges.

Seule cette dernière option a été utilisée dans le cadre de nos travaux et n’a pas semblé présenter un apport significatif dans les résultats.

À l’issue du calcul, le programme enregistre les informations de descriptions de la surface, sous la forme d’un spectre de nombre d’onde et de sa modulation selon vingt-quatre directions, pour chaque cellule de la surface virtuelle d’entrée.

#### 4.4.1.2 Modèle de rétrodiffusion

La seconde phase du modèle effectue le calcul de la rétrodiffusion proprement dit. Le programme prend en entrée le fichier de description de la surface, ainsi que la configuration géométrique et électromagnétique de la prise de vue radar (altitude, vitesse et sens de déplacement, angle d’incidence, ligne de base entre les deux antennes, fréquence et polarisation). Pour chaque facette de la scène, le coefficient de rétrodiffusion (NRCS Normalized Radar Cross-Section [Knott *et al.*, 2004]) est calculé en appliquant [Romeiser et Thompson, 2000] :

$$\sigma = w(H, \zeta, s_p, s_n) \cdot T(f_e, \theta, s_p, s_n) \cdot [\Psi(k_B) + \Psi(-k_B)] \quad (4.15)$$

où :

$w$  représente les variations géométriques de la facette vue depuis le radar avec  $\zeta$  l’élévation de la facette et  $s_p$  et  $s_n$  la pente locale parallèle et normale (respectivement) à la ligne de visée du radar et  $H$  la hauteur du radar par rapport ( $\zeta = 0$ ). Le détail de cette fonction est explicité dans [Romeiser *et al.*, 1997].

$T$  est une fonction des contributions électromagnétiques et hydrodynamiques avec  $f_e$  la fréquence de l’onde et  $\theta$  l’angle d’incidence. Le détail de cette fonction est explicité dans [Barrick, 1972; Valenzuela, 1978].

$[\Psi(k_B) + \Psi(-k_B)]$  représentent la densité spectrale des hauteurs de vague,  $k_B$  représentant le nombre d’onde de Bragg.

Le programme génère en sortie un certain nombre de fichiers contenant chacun un résultat de calcul (suivant les options choisies lors de l’initialisation du programme). De manière non exhaustive, le programme peut produire :

- Le coefficient de rétrodiffusion correspondant aux contributions de Bragg du modèle de surface.
- Le coefficient de rétrodiffusion complet de la surface.
- La composante de la vitesse de surface projetée dans le sens de visée du radar.
- La composante de la vitesse de surface issue des Doppler induits dans le signal SAR par le déplacement des cibles.
- L’intensité des pixels de l’image SAR calculée (incluant les artefacts des traitements SAR).

- La composante de la vitesse de surface issue des déphasages interférométriques entre les deux images SAR (le modèle réalise en mode interférométrie deux images, mais nous n'avons que la moyenne des deux dans le fichier contenant l'image SAR).

La composante de vitesse issue des Doppler (que nous appellerons par la suite *vitesse Doppler*) est calculée à partir de « l'artefact » (un léger décalage en fréquence) que provoque le déplacement de la cible sur l'onde rétrodiffusée [Chapron *et al.*, 2004; Chapron, 2005; Johannessen *et al.*, 2006]. À l'inverse, la composante de vitesse issue des déphasages interférométriques (que nous appellerons *vitesse InSAR*) résulte, comme son nom l'indique, du traitement interférométrique des différences de phase entre les deux acquisitions.

De plus amples détails sur la théorie, la validation et les applications de ces modèles, pourront être trouvés dans [Romeiser et Alpers, 1997; Romeiser *et al.*, 2002b]

#### 4.4.2 Mise en œuvre du modèle

Nous avons exploité le modèle M4S d'une part sur des données synthétiques et d'autre part sur un champ de vitesses généré à partir des données mesurées sur Rhône lors de la campagne ONERA-Cemagref de novembre 2007, en simulant différentes conditions de vent. Nous présentons ci-après les résultats du modèle et analysons les champs de vitesses de surface calculés(i) à partir du Doppler du signal et de l'image SAR et (ii) à partir du déphasage entre les deux images InSAR.

Les simulations ont été réalisées en utilisant les paramètres de configuration de vol radar de la campagne de mesure ATI sur le Rhône de novembre 2007. Ainsi, sauf indication contraire, toutes les scènes ont été générées sur un radar ATI simulé suivant les caractéristiques :

- vitesse de vol 90 m/s,
- altitude de vol 3 433 m,
- orientation de vol perpendiculaire au sens d'écoulement du cours d'eau,
- fréquence radar 8 GHz,
- ligne de base entre les 2 antennes : 0,488 m (en mode ATI),
- orientation du radar perpendiculaire au sens de déplacement de la plateforme,
- angle d'incidence de 40°, visée en direction de l'aval du fleuve,
- polarisation VV,

et le fleuve synthétique est défini par :

- largeur du cours d'eau 200 m,
- longueur du tronçon : 100 m,
- vitesse de surface moyenne 0,78 m/s,
- vitesse de surface maximale (au milieu du fleuve) 1,0 m/s,
- vitesse de surface aux berges 0,0 m/s.

Le champ de vitesses représenté est ainsi proche des mesures terrain lors de la campagne.

Pour évaluer l'incertitude liée à la mesure de vitesse, nous avons réalisé deux groupes de simulations : le premier groupe était destiné à tester le modèle sur des configurations simples (champ de vitesses constant, champ de vitesses en échelon), le second était destiné à simuler la mesure

ATI sur une scène réelle selon différentes conditions hydrauliques (différents champs de vitesses de surface et différentes conditions de vent).

#### 4.4.2.1 Test du modèle sur les champs de vitesse constants

**Simulation n° 1 : Champ de vitesses constant** Dans un premier temps, nous avons mis en œuvre le modèle M4S sur un champ de vitesse constant correspondant à un fleuve de largeur 1 000 m considéré sur une longueur de 100 m (la trajectoire de l'avion est perpendiculaire à la direction du fleuve, de la rive droite à la rive gauche, avec une visée vers l'amont). La vitesse de surface est fixée à 1 m/s et le vent est nul.

**A) Influence de la résolution** Quatre simulations de ce système sont faites avec une longueur du pixel de 10 m ( $\delta y = 10$  m) et une largeur ( $\delta x$ ) respectivement de 1, 2, 5 et 10 m.

La figure 4.12 présente les résultats pour  $\delta x = 1$  m. Les résultats montrent du haut vers le bas :

- le champ de vitesses en entrée (constant  $V = 1$  m/s),
- le coefficient de rétrodiffusion (NRCS),
- l'intensité de l'image SAR,
- la vitesse déduite du Doppler,
- la vitesse déduite des déphasages interférométriques.

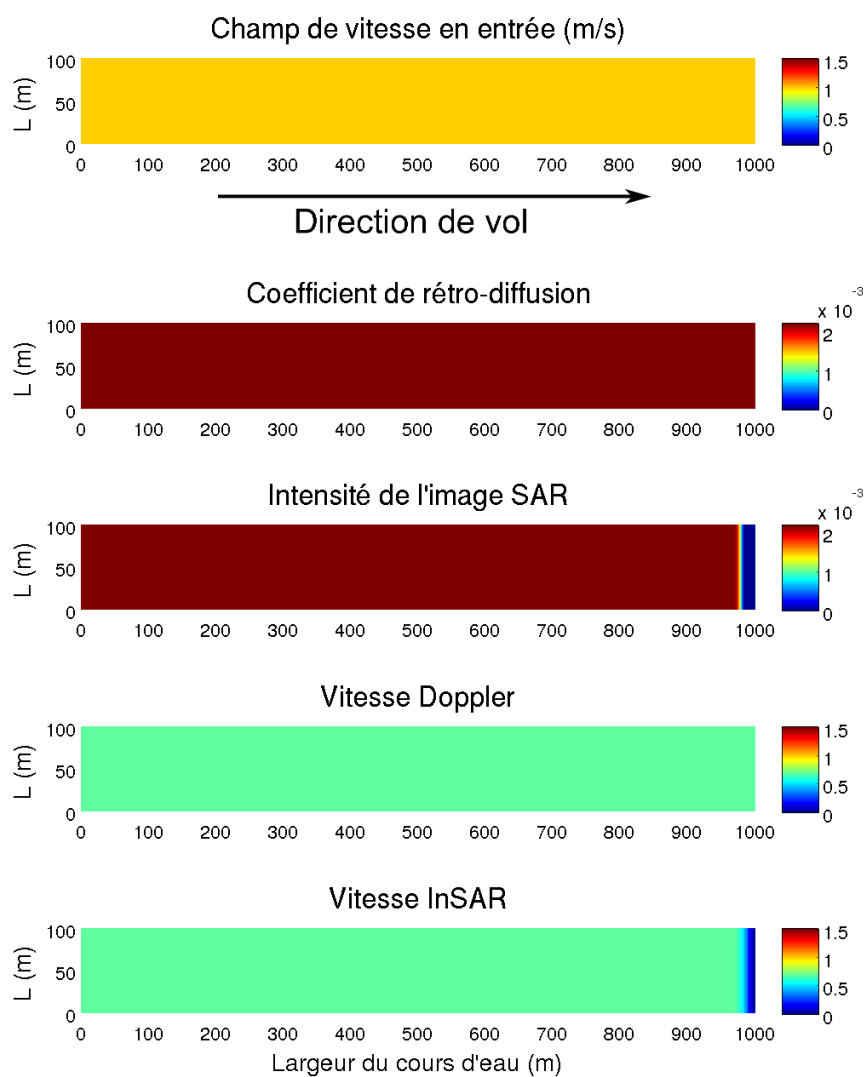
On observe essentiellement deux phénomènes :

- un effet de bord apparaît sur l'extrémité droite des figures d'intensité de l'image SAR et de vitesse déduite des déphasages interférométriques : la largeur de cet effet de bord est de 30 m ;
- la vitesse estimée par Doppler ou par déphasages interférométriques (sur la partie gauche de l'image non affectée par les effets de bords) est de 0,68 m/s et présente un biais par rapport au champ de vitesses d'entrée (1 m/s).

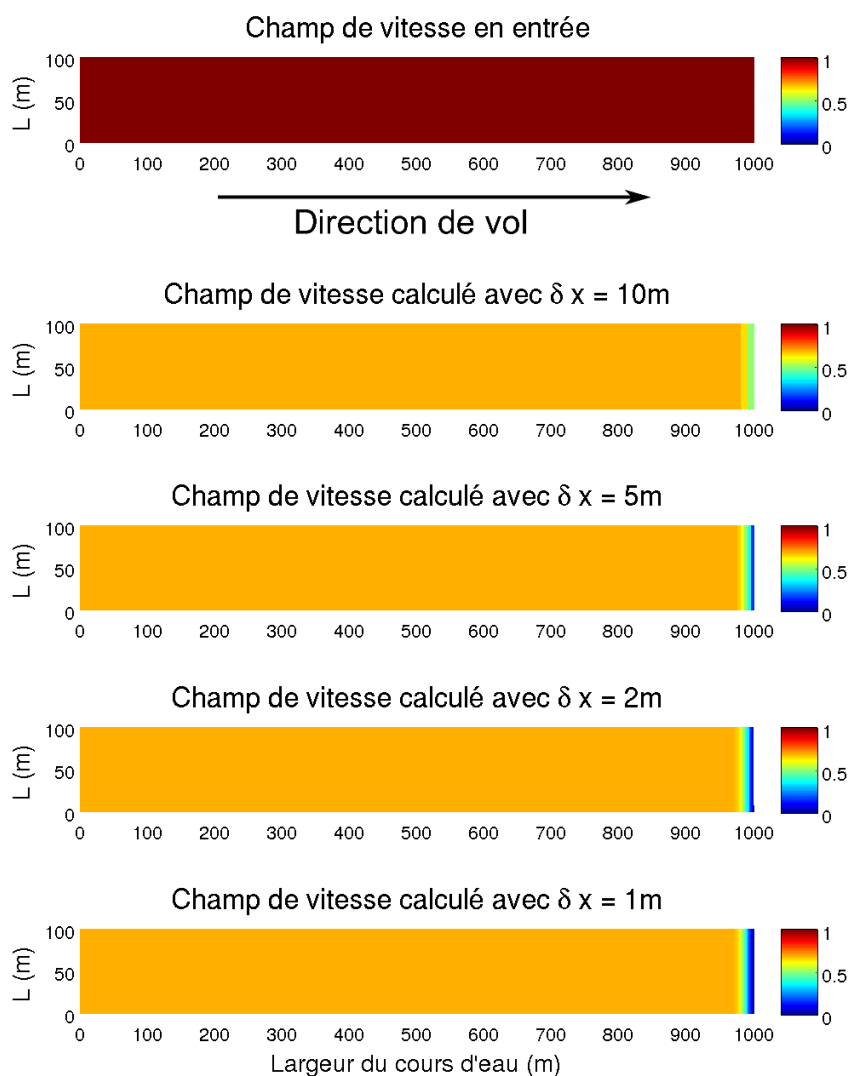
$\delta x$	$\Delta L_{SAR}$	$\sigma_0$	$\Delta L_{V_{Dop}}$	$V_{Dop}$	$\Delta L_{V_{InSAR}}$	$V_{InSAR}$
1	30 m	$2, 2 \cdot 10^{-3}$	0	0,69 m/s	33 m	0,69 m/s
2	32 m	$2, 2 \cdot 10^{-3}$	0	0,69 m/s	30 m	0,69 m/s
5	30 m	$2, 2 \cdot 10^{-3}$	0	0,69 m/s	35 m	0,69 m/s
10	30 m	$2, 2 \cdot 10^{-3}$	0	0,69 m/s	34 m	0,69 m/s

TABLE 4.1 – Simulation 1 : Largeur de l'effet de bord, coefficient de rétrodiffusion, vitesse Doppler et vitesse InSAR pour différentes valeurs de la résolution en largeur  $\delta x$ . La largeur de l'effet de bord est définie comme la largeur sur laquelle les valeurs sont inférieures à 99% de la valeur stabilisée.

Le tableau 4.1 et la figure 4.14 présentent les résultats de vitesses Doppler et InSAR et d'intensité de l'image SAR pour les différentes valeurs de  $\delta x$ . On constate que la résolution n'influence pas les résultats.

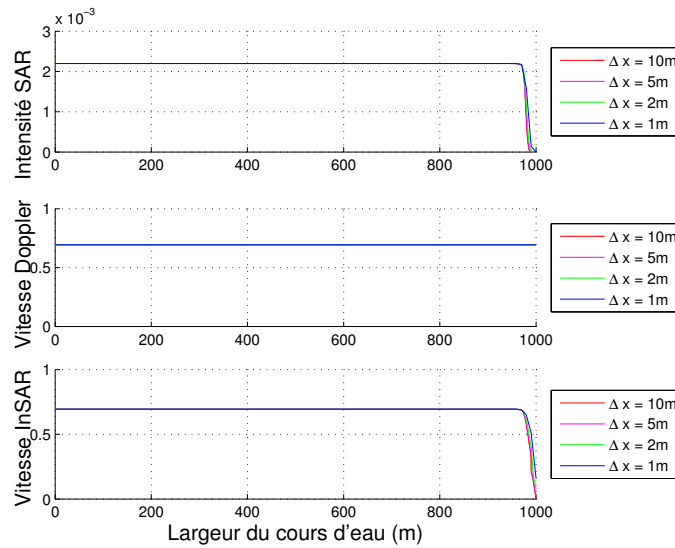


**FIGURE 4.12** – Différents résultats issus du modèle M4S pour un fleuve simulé de 1000 m de large avec une résolution de 1 m en x



**FIGURE 4.13** – Résultats de l'estimation de la vitesse par déphasage interférométrique appliquée sur un fleuve de 1000 m de large pour différentes résolutions : du haut vers le bas le champ de vitesses en entrée, la vitesse calculée avec  $\delta x$  égale 10 m, 5 m, 2 m et 1 m en bas.





**FIGURE 4.14** – Évolution des valeurs de coefficient de rétrodiffusion (en haut), des vitesses Doppler (au milieu) et des vitesses InSAR (en bas) pour chacune des résolutions

**B) Analyse du biais sur les vitesses** Nous avons reproduit ces tests pour différentes valeurs du champ de vitesses constant ( $V_0 = -1$  m/s, 0 m/s, 0,1 m/s, 0,2 m/s, 0,3 m/s, 0,5 m/s, 1 m/s, 1,5 m/s, 2 m/s, 2,5 m/s et 3 m/s) en l'absence de vent.

La figure 4.15 illustre les résultats pour les vitesses Doppler et les vitesses InSAR et montre des résultats similaires pour les deux. Nous analysons ci-dessous les résultats pour les vitesses Doppler.

La vitesse mesurée pour un champ de vitesses nulles est effectivement nulle. En revanche, dès que la vitesse est non nulle, un biais apparaît et la vitesse mesurée peut être estimée par :

$$V_{\text{simulée}} = 0,91 \cdot V_{\text{réel}} - 0,22 \quad (4.16)$$

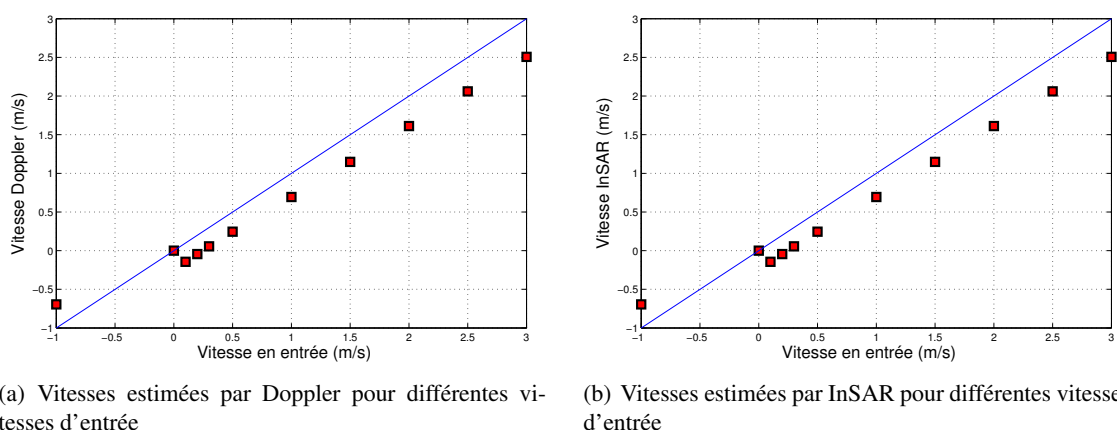
Pour les vitesses négatives, la mesure est symétrique des vitesses positives (illustration pour  $V_0 = -1$  m/s  $V_D = -0,69$  m/s).

Les vitesses sont sous-estimées d'environ 9% pour la configuration de mesure radar, avec vent nul, cette sous-estimation devenant très forte pour les faibles vitesses.

**Simulation n° 2 : Champ de vitesses en échelon** Dans un second temps, nous avons simulé la mesure ATI sur un fleuve virtuel de 150 m de large constitué de trois veines liquides de 50 m de large : la première avec une vitesse de 0,5 m/s, la seconde avec une vitesse de 1 m/s et la troisième avec une vitesse de 2 m/s. La simulation se fait en l'absence de vent.

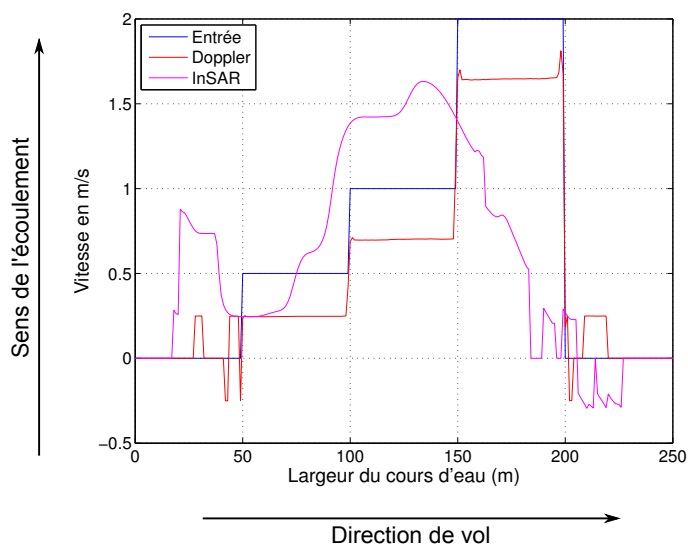
Le champ de vitesses Doppler calculées correspond bien au champ d'entrée moyennant l'équation (4.16).

En revanche, le champ de vitesses InSAR est fortement déformé, avec un apparent décalage vers la gauche du champ de vitesses (anticipation). Il semble que l'effet de bord que nous avons détecté dans les simulations n° 1 apparaisse pour tout changement brutal du champ de vitesses. On



**FIGURE 4.15** – Différentes vitesses mesurées par M4S à partir de champs de vitesse constante sans vent

retrouve en effet sur le graphique des perturbations 40 m avant les changements de veine liquide. Toutefois, comme les champs de vitesses réelles ne présentent pas de forts gradients des vitesses de surface, l'impact de tels effets de bord « internes » devrait être limité dans le cas de simulation de scènes réalistes.



**FIGURE 4.16** – Vitesses Doppler (rouge) et vitesse InSAR (magenta) calculées à partir de vitesses d'entrée en échelon (bleue).

Nous pouvons tirer de ces deux jeux de simulations les conclusions provisoires suivantes :

- la configuration de la mesure ATI simulée par le programme M4S amène à une sous-estimation de 30% (1 m/s) à 9% ( $V > 3$  m/s) des vitesses de surface en l'absence de vent,
- les mesures de vitesses Doppler suivent bien les variations des vitesses de surface (moyennant cette sous-estimation),
- les mesures de vitesses InSAR sont fortement perturbées par les gradients de vitesses de surface.

Sur cette base, nous allons simuler des champs de vitesses réalistes (Rhône, novembre 2007) et étudier, à l'aide du modèle M4S, l'incertitude sur les vitesses mesurées par ATI pour différentes conditions de vitesse de l'eau et de vitesse et orientation du vent.

#### 4.4.2.2 Test du modèle sur fleuve synthétique

**Simulation n° 3** Nous considérons ici un fleuve similaire au tronçon du Rhône (campagne novembre 2007) avec une largeur de 200 m. Le champ de vitesses de surface est supposé de forme elliptique comme illustré sur la figure 4.17, pour cinq valeurs de la vitesse maximale (0,5 m/s, 1 m/s, 1,5 m/s, 2 m/s et 2,5 m/s). Ce tronçon de fleuve est soumis à différentes conditions de vent

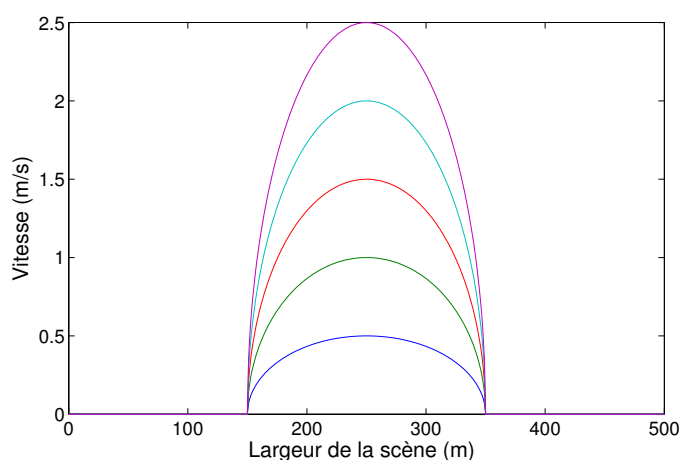


FIGURE 4.17 – Différents champs de vitesses en entrée du modèle

selon cinq directions (nord, nord-ouest, ouest, sud-ouest et sud) et quatre intensités (0 m/s, 3 m/s, 5 m/s et 10 m/s).

Nous avons donc au total seize conditions de vent différentes appliquées à six conditions d'écoulement, soit quatre-vingt-seize configurations de mesure. Pour chacune des ces configurations, nous pouvons quantifier la vitesse moyenne Doppler et la vitesse moyenne InSAR simulées par M4S et les confronter à la vitesse moyenne réelle pour estimer l'erreur de mesure ATI.

Nous illustrons ci-dessous la démarche pour une configuration de mesure particulière (vitesse de l'eau 1 m/s et un vent d'ouest de 5 m/s). Nous présenterons ensuite les résultats sur les quatre-vingt-seize configurations de mesures.

**A) Simulation d'une configuration particulière (écoulement et vent)** La figure 4.18 (haut) représente le champ de vitesses d'entrée correspondant à une vitesse maximum de l'eau de 1 m/s et une vitesse moyenne 0,78 m/s. Le fleuve de 200 m de large est entouré de deux rives de 150 m de large où la vitesse est nulle.

Les deux figures du bas indiquent le champ de vitesses de surface obtenu à partir des vitesses Doppler ( $V_{\max} = 0,84$  m/s et  $V_{\text{moy}} = 0,65$  m/s) et des vitesses InSAR ( $V_{\max} = 0,81$  m/s et  $V_{\text{moy}} = 0,59$  m/s). La figure 4.19 présente les résultats dans des graphiques vitesse moyenne réelle/vitesse moyenne simulée. La figure 4.20 présente les résultats de simulation pour les vingt



configurations de vent d'ouest (quatre vitesses de vent et cinq vitesses d'écoulement de l'eau). La tendance générale est une sous-estimation des vitesses de l'ordre de 10 % pour la vitesse Doppler et de 20% pour la vitesse InSAR, l'erreur relative étant plus forte pour les faibles vitesses. Dans le cas de la vitesse InSAR, l'accroissement de la force du vent augmente l'erreur. Dans le cas de la vitesse Doppler, aucune relation nette n'est observée entre force du vent et erreur.

**B) Résultats des quatre-vingt-seize configurations de vitesses de l'eau et du vent** La figure 4.22 présente les résultats sur l'ensemble des simulations d'écoulement et de conditions de vent. Pour une configuration donnée de l'écoulement, nous constatons une forte dispersion des vitesses Doppler et InSAR. Cette dispersion apparaît fortement liée à la direction du vent :

un vent orienté nord (de sens apparent opposé au sens du courant) augmente les vitesses Doppler et InSAR dans tous les cas. Le vent orienté nord-ouest augmente aussi la vitesse mesurée, mais dans une moindre mesure.

Un vent orienté sud (opposé à l'écoulement) diminue fortement les vitesses Doppler et InSAR, au point de les rendre négatives (apparentes inverse au courant) pour les plus faibles vitesses d'entrée.

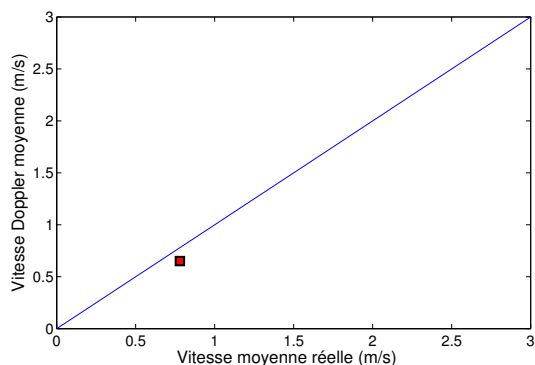
Finalement, comme vu précédemment, le vent d'ouest (perpendiculaire au courant) entraîne une sous-estimation des champs de vitesses, peu différente de celle observée sans vent pour les vitesses Doppler.

En moyenne, les vitesses Doppler représentent entre 57% (pour les vitesses les plus faibles) et 87% (pour les vitesses les plus fortes) des vitesses d'entrée, alors que les vitesses InSAR représentent entre 50% (pour les vitesses les plus faibles) et 70% (pour les vitesses les plus fortes) des vitesses d'entrées. Dans tous les cas, et quelle que soit la vitesse en entrée, les vitesses ainsi calculées suivent un écart-type d'environ 0,6 m/s.

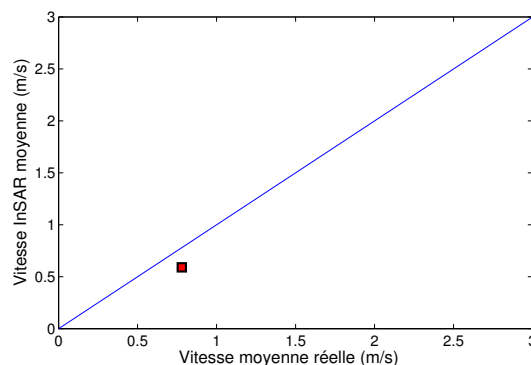
#### 4.4.2.3 Test du modèle sur les données des mesures ADCP

Finalement, nous avons aussi appliqué le modèle M4S sur la surface virtuelle de Rhône issue de l'interpolation des mesures ADCP réalisées en 2007 (Fig. 4.10(b)). Le vent mis à part (nous n'avons pas l'information précise), la configuration de mesures est donc identique à celle mise en œuvre par l'ONERA. Concernant le vent, nous avons opté pour une configuration identique à celle vue précédemment : 10 m/s venant du nord (donc dans le sens de l'écoulement), ce qui se rapproche du mistral qui se levait au moment des mesures.

La figure 4.23 présente les résultats du modèle M4S appliqué sur la surface virtuelle du Rhône dans les conditions identiques à la mesure réalisée par l'ONERA. Nous constatons immédiatement la surestimation provoquée par le vent de nord, dans le sens de l'écoulement, de 10 m/s et « l'anticipation » du modèle sur les changements de vitesse. Nous retrouvons toutefois la forme du champ de vitesses de surface du Rhône.

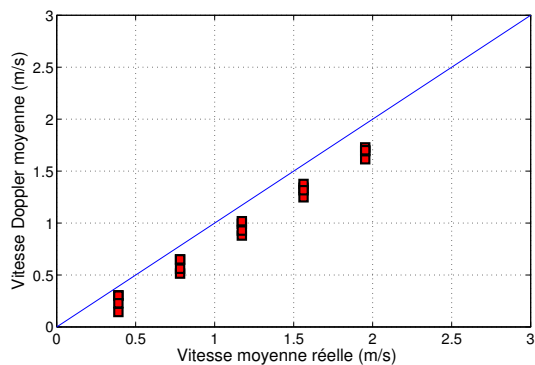


(a) Vitesses Doppler moyennes pour une mesure particulière (vitesse de l'eau moyenne à 0,78 m/s, vent d'ouest à 5 m/s)

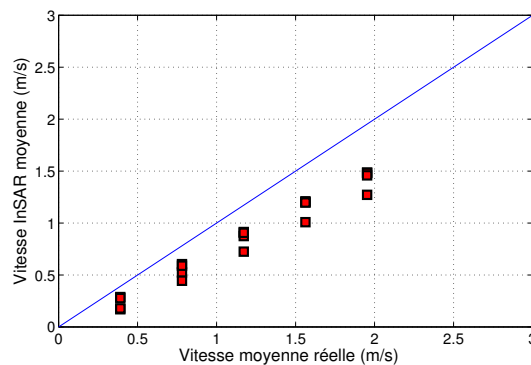


(b) Vitesses InSAR moyennes pour une mesure particulière (vitesse de l'eau moyenne à 0,78 m/s, vent d'ouest à 5 m/s)

**FIGURE 4.19** – *Vitesse Doppler moyenne (à gauche) et vitesse InSAR moyenne (à droite) en fonction de la vitesse moyenne réelle.*

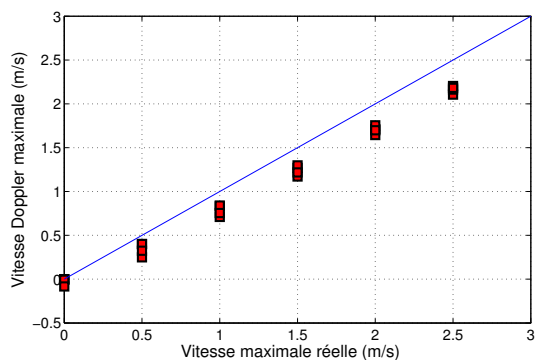


(a) Vitesses Doppler moyennes pour l'ensemble des mesures

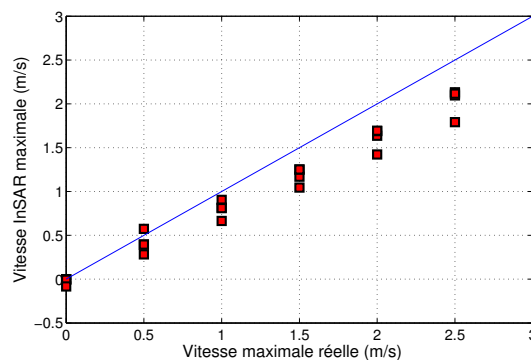


(b) Vitesses InSAR moyennes pour l'ensemble des mesures

**FIGURE 4.20** – *Vitesses Doppler moyennes (à gauche) et vitesses InSAR moyennes (à droite) simulées par M4S en fonction des vitesses moyennes réelles pour différentes intensités d'un vent d'ouest.*

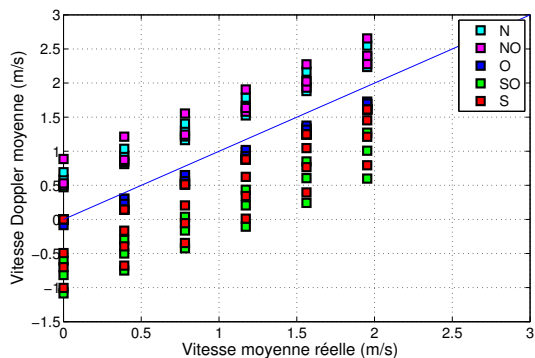


(a) Vitesses Doppler maximales

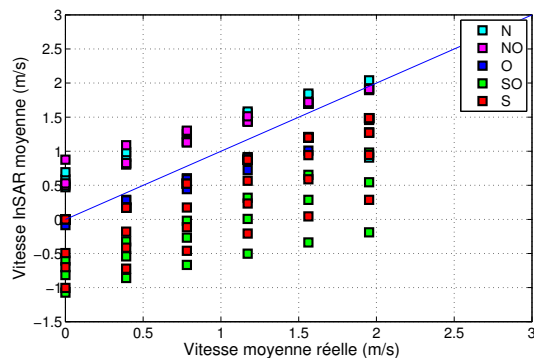


(b) Vitesses InSAR maximales

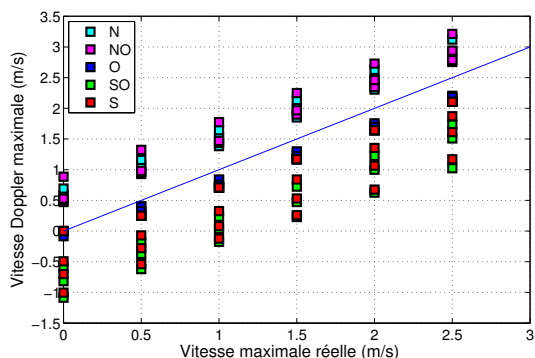
**FIGURE 4.21** – *Vitesses Doppler maximales (à gauche) et vitesses InSAR maximales (à droite) simulées par M4S en fonction des vitesses maximales réelles pour différentes intensités d'un vent d'ouest.*



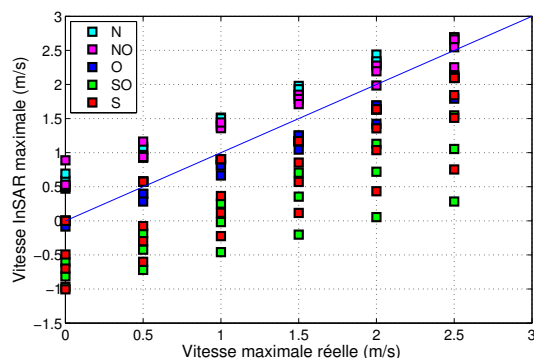
(a) Vitesses Doppler moyennes pour l'ensemble des mesures



(b) Vitesses InSAR moyennes pour l'ensemble des mesures

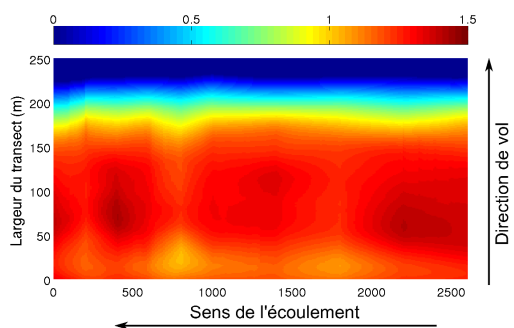


(c) Vitesses Doppler maximales pour l'ensemble des mesures

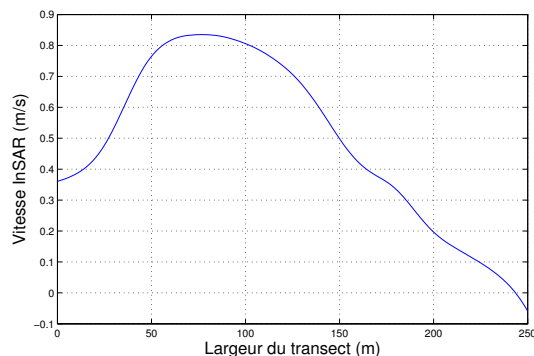


(d) Vitesses InSAR maximales pour l'ensemble des mesures

**FIGURE 4.22 – Ensemble de vitesses Doppler (à gauche) et des vitesses InSAR (à droite) moyennes (en haut) et maximales (en bas) en fonction des vitesses moyennes et maximales réelles pour différentes conditions de vent**



(a) Vitesses estimées par InSAR pour la surface virtuelle sur Rhône issue des mesures ADCP



(b) Transect de vitesses InSAR (situé à 1 000 m)

**FIGURE 4.23 – Résultats de l'application du modèle M4S sur la surface virtuelle du Rhône.**

## 4.5 Synthèse et voies d'amélioration

Les résultats de ce chapitre consacré à la mesure des vitesses de surface par interférométrie radar temporelle (ATI Along-Track Interferometry) sont contrastés :

- d'une part les nombreux travaux dans la littérature ([Plant *et al.*, 2005; Romeiser *et al.*, 2007; Suchandt *et al.*, 2009] par exemple) et la mesure aéroportée réalisée lors de la campagne ONERA-Cemagref (avec l'appui de la CNR et de l'IRD) de novembre 2007 sur le Rhône montrent le potentiel de résultats réalistes de mesures de vitesse par cette technique (Fig. 4.9) ;
- d'autre part, les simulations réalisées avec le programme M4S de l'Université de Hambourg pour un grand nombre de configurations d'écoulement et de vent montrent une très forte dispersion des résultats, avec une erreur du même ordre de grandeur que la mesure pour les vitesses de surface habituelles des cours d'eau (0,5 m/s à 2 m/s). La prise en compte du vent semble être à l'origine de cette dispersion. De plus, le programme s'est montré très sensible aux gradients de vitesse, faisant apparaître d'importants effets de bord sur les signaux issus des techniques SAR. Sur des scènes naturelles, telles que les mesures sur le Rhône, de tels gradients n'apparaissent pas. Nous ne pouvons donc savoir si une telle sensibilité est intrinsèque à la technique SAR, ou s'il s'agit d'une limite du modèle. Toutefois, des échanges avec l'auteur du programme M4S ont confirmé les limites du programme pour la simulation fluviale. Le programme ne considère pas les effets d'atténuation et de réflexions d'ondes sur les rives, de plus le transfert d'énergie du vent sur la surface de l'eau est surestimé, la présence de rives n'étant pas prise en compte. Finalement, le signal Doppler semble donner de meilleurs résultats que la technique interférométrique.

Les efforts à engager dans ce domaine doivent prioritairement porter sur le développement de modèles performants de mesure ATI, notamment dans la prise en compte de l'effet du vent. Le développement de tels modèles n'entraîne pas dans le cadre de la thèse.

La prise en main et l'application du modèle M4S ne constitue qu'une première étape exploratoire des capacités et des limites de la technique interférométrie radar temporelle appliquée sur les fleuves. Cette analyse ouvre la voie à une collaboration avec d'autres organismes pour le développement de méthodes d'estimation de la vitesse de surface à partir de mesures techniques radar satellitaires. Lors de concertations avec les organismes travaillant sur les techniques radar, il est apparu que la clef de voûte de ces modèles de rétrodiffusion radar est la connaissance fine des caractéristiques physiques et diélectriques de la surface. Or, c'est précisément cette connaissance de la physique de la surface qui fait défaut dans les modèles actuels<sup>4</sup>. En effet, si la littérature regorge de travaux portant sur la surface marine et la physique des champs de vagues, la surface des fleuves ne fait, pas actuellement, à notre connaissance, l'objet de telles études. Il nous est donc apparu comme un enjeu intéressant, et suivant une forte demande dans le domaine du radar, d'étudier ces caractéristiques de surface. Les développements actuellement en cours à l'ONERA, à CLS et au CNES, notamment dans le cadre de la préparation de la mission SWOT, devraient pouvoir servir de base à de telles approches.

4. Communication Pascale Dubois-Fernandez (ONERA)





## RUGOSITÉ DE SURFACE ET PERTE DE COHÉRENCE TEMPORELLE

### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>153</b>
<b>5.2</b>	<b>État des connaissances</b>	<b>153</b>
5.2.1	Définition de la rugosité	153
5.2.2	Paramétrisation de la rugosité physique	154
5.2.3	Modélisation des caractéristiques de surfaces océaniques et fluviales	156
5.2.4	Méthodes de mesure de l'état des surfaces fluviales	157
<b>5.3</b>	<b>Dispositif expérimental</b>	<b>165</b>
5.3.1	Présentation du dispositif de mesure	165
5.3.2	Nature de la mesure : dynamique des vagues et amortissement des variations de pression en profondeur	167
5.3.3	Traitement des données de pression	169
5.3.4	Incertitudes des estimations	180
<b>5.4</b>	<b>Résultats expérimentaux rugosité de surface</b>	<b>180</b>
5.4.1	Campagnes de mesure de la phase 1 : amélioration du dispositif et du protocole	181
5.4.2	Campagnes de mesure de la phase 2 en conditions contrôlées : validation de la méthode	185
5.4.3	Campagnes de mesure de la phase 3 en conditions naturelles	191
<b>5.5</b>	<b>Évolution des paramètres de surface en fonction des caractéristiques de vent</b>	<b>199</b>
<b>5.6</b>	<b>Conclusion du chapitre</b>	<b>202</b>

---



## 5.1 Introduction

Les performances des mesures radar sur les eaux continentales (altimétrie, interférométrie along-track, interférométrie across-track) dépendent de la configuration de mesure et du coefficient de rétrodiffusion radar, qui lui-même dépend de l'état de surface de l'eau, de la longueur d'onde et de l'angle d'incidence.

Notre étude se place tout particulièrement dans le cadre du développement du programme SWOT, satellite conçu en partie pour des applications hydrologiques, embarquant un radar fonctionnant en bande Ka ( $\lambda = 0,8$  cm) à très faible incidence (de 1 à 4°). Il convient donc d'étudier le comportement de l'onde radar sur ces surfaces en eau dans cette configuration inhabituelle et pour cela d'avoir une bonne connaissance de l'état de ces surfaces.

Le présent chapitre est consacré à l'étude de l'état de surface des eaux continentales (i.e. rugosité de surface). Après une analyse de l'état des connaissances (5.2), il s'intéresse plus particulièrement à la mise au point d'un dispositif de mesure utilisable en conditions naturelles (5.3), à son test en laboratoire et à son déploiement sur différents plans d'eau (5.4) et à l'analyse de la relation entre paramètres d'état de surface et intensité du vent (cf. § 5.4.3.2).

## 5.2 État des connaissances

### 5.2.1 Définition de la rugosité

Le coefficient de rétrodiffusion radar sur une surface illuminée dépend essentiellement de deux facteurs physiques [Ulaby *et al.*, 1986] :

1. l'humidité de la surface (plus une surface est humide plus elle réfléchit l'onde) et de sa salinité
2. la rugosité physique de la surface.

Notre étude se situant dans le cadre d'applications fluviales, la question de l'humidité ne se pose pas : l'eau douce réfléchit très fortement les ondes radar.

La rugosité de surface au sens physique correspond à la topographie de la surface et peut être exprimée par différents paramètres statistiques, comme par exemple l'écart-type des hauteurs et la longueur de corrélation. Nous développons cette caractérisation au §5.2.2.

La rugosité de surface au sens radar exprime le caractère spéculaire (surface « lisse ») ou diffus (surface « rugueuse ») de la rétrodiffusion. Elle n'est donc pas une propriété physique intrinsèque de la surface, mais une résultante de

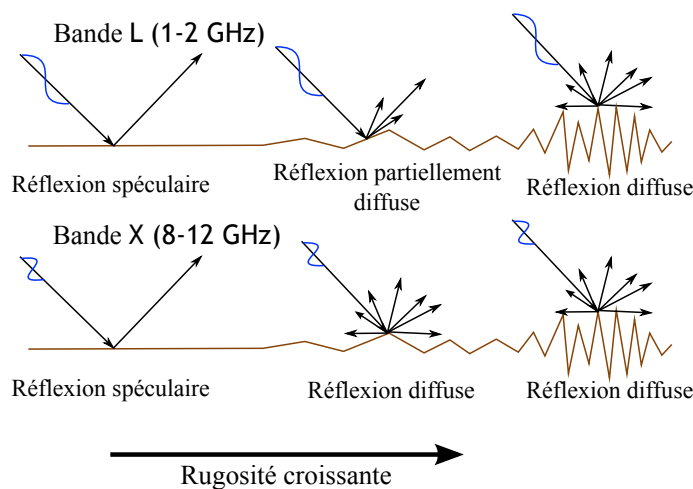
- (i) la topographie de la surface (rugosité au sens physique) et
- (ii) la longueur d'onde  $\lambda$  et de l'angle d'incidence  $\theta$  de l'onde radar [Ulaby *et al.*, 1982; Fung, 1994].

La rugosité va jouer un rôle important dans la puissance du signal réfléchi dans la direction spéculaire et dans la part qui sera rétrodiffusée au capteur.

Le critère de Rayleigh permet d'estimer, de manière grossière, le caractère rugueux d'une surface à partir de la longueur d'onde et de l'angle d'incidence. La surface pourra être considérée comme lisse si [Ulaby *et al.*, 1982] :

$$\sigma < \frac{\lambda}{8 \cdot \cos(\theta)} \quad (5.1)$$

avec  $\sigma$  l'écart-type des irrégularités de la surface et  $\theta$  l'angle d'incidence ( $\theta = 0$  pour une incidence verticale).



**FIGURE 5.1** – Influence de la rugosité de la surface sur le coefficient de rétrodiffusion radar

Une même surface pourra donc apparaître rugueuse, au sens radar, pour une faible longueur d'onde et lisse, au sens radar, pour une grande longueur d'onde. Ainsi, une plage de galet apparaîtra fortement rugueuse en bande X (8 ~ 12 GHz  $\lambda = 2,5 \sim 3,75$  cm), mais lisse en bande L (1 ~ 2 GHz,  $\lambda_{15} \sim 30$  cm). A l'inverse, une piste d'aéroport apparaîtra lisse tant en bande X qu'en bande L (Fig. 5.1) [Polidori, 1997].

### 5.2.2 Paramétrisation de la rugosité physique

La description exacte de la topographie des surfaces pour le calcul de la rétrodiffusion serait, d'une part, beaucoup trop complexe à réaliser et, d'autre part, trop complexe à utiliser pour le calcul de la rétrodiffusion. En effet, les modèles utilisent des facettes de dimension  $\lambda/10$  [Beaulieu *et al.*, 1995] pour le calcul des interactions entre la surface et l'onde. Cela représente des facettes de 1,5 à 3 cm en bande L (soit  $\sim 10^3$  facettes/m<sup>2</sup>) et 0,8 mm en bande Ka (soit  $\sim 10^6$  facettes/m<sup>2</sup>). Les surfaces sont donc représentées, non de façon déterministe, mais de manière statistique à l'aide de trois paramètres [Ulaby *et al.*, 1986; Ogilvy et Merklinger, 1991] :

1. l'écart-type des hauteurs  $H_{rms}$
2. la longueur de corrélation  $L_{corr}$

3. et le type de fonction d'auto-corrélation  $ACF$

Ces 3 paramètres permettent aux modèles de simuler la rétrodiffusion sur des surfaces aléatoires de caractéristiques statistiques identiques à celles des surfaces réelles. Nous appellerons donc, dans la suite du texte, rugosité cette caractérisation statistique de la surface.

### 5.2.2.1 écart-type des hauteurs

La rugosité d'une surface est liée à ses irrégularités par rapport à une surface lisse moyenne. L'écart-type décrit l'intensité de ces irrégularités :

$$Hrms = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_i - \bar{h})^2} \quad (5.2)$$

avec  $h_{i=1..N}$  les hauteurs mesurées selon un pas d'échantillonnage spatial et  $\bar{h} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_i)$  la moyenne des hauteurs,  $N$  le nombre d'échantillons.

Si cet écart-type caractérise bien l'intensité des irrégularités de la surface, leur distribution spatiale n'est, quant à elle, pas représentée.

### 5.2.2.2 Longueur d'auto-corrélation

La prise en compte de la distribution spatiale des irrégularités de hauteurs est rendue possible par l'analyse de la fonction d'auto-corrélation spatiale :

$$ACF(\tau) = \frac{1}{N - \tau} \frac{\sum_{i=\tau}^N ((h_i - \bar{h}) \cdot (h_{i-\tau} - \bar{h}))}{Hrms^2} \quad (5.3)$$

où  $\tau$  est une distance dans une direction donnée.

La fonction d'auto-corrélation est généralement, dans le cas d'une surface aléatoire ou pseudo-aléatoire, une fonction décroissante de la distance  $\tau$ . Lorsque  $ACF(\tau) < e^{-1}$ , on considère que les hauteurs ne sont plus corrélées. La distance  $L_{corr}$  telle que  $ACF(L_{corr}) = e^{-1}$  est appelée longueur de corrélation.

La longueur de corrélation permet de compléter l'écart-type des hauteurs dans la description statistique de l'état de surface en fournissant une information sur la distribution spatiale des irrégularités de hauteurs.

### 5.2.2.3 Type de fonction d'auto-corrélation

Pour améliorer encore la description de la surface et la génération de surface aléatoire, il est important de prendre en compte le type de loi que suit la fonction d'auto-corrélation. Il en existe deux principales [Ulaby *et al.*, 1982; Fung, 1994] :

1. gaussienne  $ACF(\tau) = e^{-\left(\frac{\tau}{L_{corr}}\right)^2}$

2. exponentielle  $ACF(\tau) = e^{-\left(\frac{\tau}{L_{corr}}\right)}$

Le type de fonction de corrélation permet de traduire la rapidité avec laquelle la surface se décroît.

### 5.2.3 Modélisation des caractéristiques de surfaces océaniques et fluviales

Comme nous l'avons évoqué précédemment (cf. chapitre 4) le développement et le perfectionnement des techniques radar satellitaires pour les surfaces d'eau a principalement été motivé par l'océanographie spatiale. Ces progrès ont permis d'envisager le suivi des fleuves par satellite en utilisant les mêmes capteurs et en adaptant les chaînes de traitement pour le suivi fluvial et lacustre.

L'essentiel de la connaissance sur la rugosité des surfaces en eau est donc issu de l'océanographie. [Amarouche, 2001] et [Cavaleri *et al.*, 2007] ont dressé de larges revues de la modélisation des surfaces océaniques, nous en présenterons ici les traits principaux.

#### 5.2.3.1 Genèse des vagues

Lorsque du vent entre en action sur une surface d'eau plane, le frottement à l'interface air-eau provoque l'apparition de vaguelettes : les capillaires. Ce stress éolien se poursuivant, la longueur d'onde des capillaires, ainsi que leur énergie, augmente. Pour un vent constant, sur un temps et un fetch (étendue d'eau sur laquelle porte l'action du vent) suffisamment grands, un équilibre finit par apparaître entre l'énergie apportée par le vent à la surface, les interactions inter-vagues et la dissipation provoquée par la viscosité et le déferlement [Phillips, 1958; Plant et Wright, 1977; Phillips, 1985; Melville, 1994]. L'énergie ne dépendant plus du temps, on dit alors que la mer a atteint son plein état de développement.

Une fois la mer bien développée, la surface se présente comme la composition de vagues de différentes dimensions et propriétés

- des vagues de petite dimension, à l'aspect pseudo-aléatoire, générées par le vent
- de grandes ondulations, se propageant plus rapidement [Stockdon et Holman, 2000] : la houle.

Cette dernière, par son caractère dispersif et sa vitesse de propagation, peut sortir rapidement de la zone d'influence du vent et peut donc être considérée comme indépendante de ce dernier [Barber et Ursell, 1948].

#### 5.2.3.2 Modélisation spectrale

Afin de représenter au mieux la complexité des caractéristiques de la surface marine, celle-ci est décrite, en coordonnées polaires, par un ensemble de spectres directionnels  $F(k, \phi)$ , avec  $k$  le nombre d'onde et  $\phi$  la direction. La construction de ces spectres est réalisée par la multiplication d'un spectre radial  $F(k)$  par un spectre de la répartition angulaire des vagues  $G(k, \phi)$  traduisant l'anisotropie de la surface. Depuis les travaux de [Phillips, 1957] et [Phillips, 1957], initiateurs de l'étude des phénomènes de génération des vagues, de nombreuses recherches théoriques et

empiriques ont abouti à la publication de modèles de spectres de vagues. Le spectre issu du projet JONSWAP [Hasselmann *et al.*, 1973] est toujours considéré comme une référence pour les grandes vagues sur les mers de vent à fetch limité [Booij *et al.*, 1999; Ardhuin *et al.*, 2007]. Il est basé sur le spectre de Pierson-Moskowitz [Pierson et Moskowitz, 1964] qui se définit par :

$$F(k) = \frac{\alpha}{2} \cdot k^{-4} \cdot \exp\left(-\frac{5}{4} \cdot \left(\frac{k_p}{k}\right)^2\right) \quad (5.4)$$

$$G(k, \phi) = \frac{\cos^2(\phi - \phi_0)}{\pi} \quad (5.5)$$

où  $k_p$  est le nombre d'onde correspondant au maximum d'énergie de la densité spectrale, paramètre lié au vent  $U$  par  $k_p = 0,7 \cdot g/U^2$ ,  $\alpha$  la constante de Phillips définie par  $\alpha = 0,008$ ,  $\phi_0$  la direction principale.

Cependant, le cas qui nous intéresse est justement celui des vagues de faibles dimensions. [Bjerkås, 1979] propose un spectre, issu de la combinaison de quatre modèles différents pour mieux correspondre aux différents cas de vagues possibles et donne des résultats cohérents avec les mesures en bassins pour les hautes fréquences de vagues. Finalement, [Elfouhaily *et al.*, 1997] a construit un spectre empirique, unifiant les précédentes observations, permettant ainsi de représenter de manière plus générique et plus exacte l'ensemble des vagues possibles.

Ces modèles ayant été développés pour des surfaces océaniques, il est bien évident qu'ils ne peuvent s'appliquer sur les surfaces fluviales. Les échelles et la topographie locale rendent les interactions vent/eau totalement différentes. De plus, contrairement à l'océan, les courants varient localement très fortement sur un fleuve (entre rive et centre, ou entre un méandre et une portion droite). Ces modèles fournissent, cependant, une approche intéressante en vue d'une adaptation future pour les surfaces fluviales (prise en compte des vagues générées par l'écoulement et les réflexions d'ondes sur les rives) une fois les mesures et l'analyse des phénomènes appréhendés.

#### 5.2.4 Méthodes de mesure de l'état des surfaces fluviales

Classiquement, la mesure de rugosité sur le sol est effectuée avec des rugosimètres à aiguilles (Fig. 5.2). Ce dispositif utilise un ensemble d'aiguilles identiques, disposées à intervalles réguliers le long d'un peigne, qui viennent se poser sur la surface du sol. La partie haute du rugosimètre présente des repères de hauteur permettant, par traitement d'image, de connaître précisément le profil local du sol.

Sur l'eau, ce genre de système ne peut bien évidemment pas être mis en œuvre en raison de la dynamique rapide de motifs des hauteurs. Il nous faut donc envisager d'autres solutions pour estimer la micro-topographie de la surface. L'un des problèmes qui se posent, lors de la mesure de la topographie de l'eau, est la perturbation que le système de mesure risque d'engendrer sur la surface. Nous avons donc envisagé différents systèmes, intrusifs ou non, permettant la mesure de la topographie et l'estimation de la rugosité de la surface avec le minimum de perturbations.





**FIGURE 5.2** – Exemple de mesure de rugosité du sol avec un rugosimètre à aiguilles  
(Photo : Maëlle Aubert (Cemagref) pour une campagne de mesure de rugosité des labours sur le bassin de l'Orgeval)

#### 5.2.4.1 Méthodes non intrusives

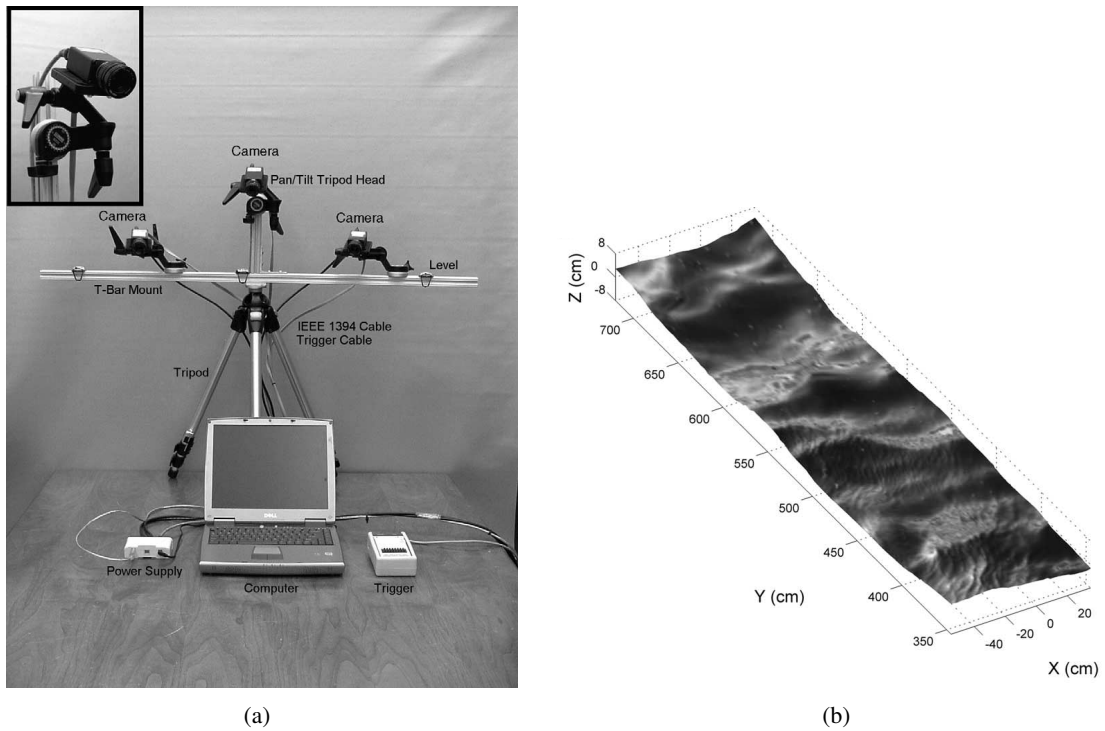
Le meilleur moyen de ne pas perturber la surface que l'on cherche à caractériser est de ne pas la toucher. Les méthodes optiques, par stéréo-vision ou par scan laser, semblent donc les plus pertinentes pour ce genre d'applications.

**A) Méthode par stéréo-vision** Un système de reconstruction de la surface 3D par méthode de stéréo-vision (5.3(a)) a été développé par [Wanek et Wu, 2006] et testé sur des surfaces océaniques (5.3(b)).

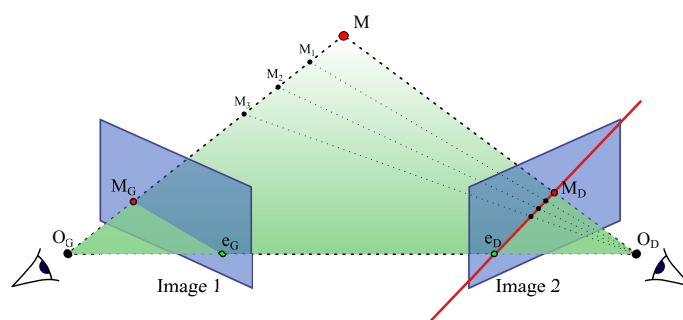
La difficulté principale en stéréo-vision est la mise en correspondance de points de repère sur les couples d'images afin de reconstruire la surface. [Brown *et al.*, 2003] et [Hirschmuller et Scharstein, 2009] présentent de larges revues de techniques de mise en correspondance des points. La spécificité des surfaces océaniques (et des surfaces d'eau en général) provient essentiellement de l'uniformité de texture de la surface et des réflexions spéculaires qui peuvent créer des artefacts biaisant l'appariement des points. Dans le cadre de leurs travaux, pour la reconstruction de la profondeur, [Wanek et Wu, 2006] ont opté pour une combinaison de deux techniques de recherche :

- l'utilisation d'un algorithme développé par [Bhat et Nayar, 1998] offrant une excellente gestion des réflexions spéculaires, facilitant ainsi la mise en correspondances des pixels, mais étant limité dans la précision de l'estimation de la profondeur
- une mise en correspondance affinée par corrélation croisée de fenêtres de 21x21 pixels le long des droites épipolaires (droite représentant l'ensemble des possibilités de projection du point  $M$  dans l'image 2, Fig. 5.4) par une recherche de solution au niveau sub-pixel [Wolf et DeWitt, 2000].

Les résultats présentés sont apparus tout à fait satisfaisants pour l'application océanographique, mais le problème apparaît potentiellement plus complexe pour les surfaces fluviales. Première-



**FIGURE 5.3** – Système tri-caméra pour la mesure de la topographie de la surface 5.3(a) et résultats obtenus sur une surface océanique à bord d'un bateau 5.3(b) (extrait de [Wanek et Wu, 2006])



**FIGURE 5.4** – Schématisation de la géométrie épipolaire.

Le point  $M$  se projette en  $M_G$  sur l'image 1, mais ne connaissant pas sa position dans l'espace, il peut se situer n'importe où sur la droite  $(M; M_G)$ . L'ensemble de ces candidats de  $M$  se projette sur la droite épipolaire rouge. Cette droite passe obligatoirement par l'épipôle  $e_D$ ! : la projection du centre optique  $O_G$  de la caméra de gauche dans l'image 2. Identifier le point  $M_D$ , projeté de  $M$  dans l'image 2, sur cette droite permet de retrouver la position de  $M$  dans l'espace, par rapport aux deux caméras.

ment, les structures et les échelles des vagues sont bien différentes. Ensuite, contrairement à l'océan très homogène, la surface fluviale peut présenter des hétérogénéités radiométriques fortes dues aux charges sédimentaires (Fig. 5.5(a)) ou inversement à la transparence (Fig. 5.5(b)) de la surface. Enfin, l'ombre de la végétation rivulaire ou, encore une fois, les sédiments (Fig. 5.5(a)) peuvent réduire considérablement le contraste, rendre les structures difficiles à identifier et donc compromettre l'appariement des points.



(a) Rio Amazonas : Encontro das águas rio Solimões e rio Negro. Photo réalisée par Mario Roberto Duran Ortiz Mariordo le 28 octobre 2006, sous licence [CC-BY-3.0](https://creativecommons.org/licenses/by/3.0/)



(b) Rivière du loup au Québec, la transparence de l'eau, les ombres et les reflets rendent la surface difficilement discernable. Photo réalisée par Christian Puech

**FIGURE 5.5** – Mise en évidence de la complexité photogrammétrique que présentent les surfaces des eaux fluviales.

*La surface du Rio Solimões présente beaucoup moins de contraste que le Rio Negro à cause de sa couleur, liée à sa charge sédimentaire.*

Les contraintes de temps liées à la thèse pour mettre au point un dispositif optique ainsi que les difficultés algorithmiques soulevées par le traitement de ces scènes fluviales nous ont contraints à mettre cette voie de côté. Il n'en reste pas moins que cette approche paraît très prometteuse par sa capacité d'échantillonnage spatial et temporel ([de Vries *et al.*, 2009; Chatellier, L. *et al.*, 2010]) et devra être approfondie pour de futurs développements.

**B) Méthode laser** Une autre méthode possible pour la caractérisation non intrusive de la surface est le laser. Deux pistes peuvent être envisagées dans l'utilisation d'un laser :

- mesure ponctuelle : le laser orienté au nadir enregistre les variations de la hauteur d'un point de la surface.
- mesure surfacique : le laser balaye la surface et échantillonne l'élévation d'un certain nombre de points.

La première méthode est relativement peu coûteuse et facile à mettre en place, mais cela suppose

1. que les variations temporelles en un point soient représentatives des variations de la surface.
2. qu'elles puissent être extrapolées pour la reconstruction d'une surface virtuelle statistiquement représentative de la surface à un instant  $t$

La seconde méthode quant à elle suppose la possibilité de scanner un grand nombre de points dans un temps suffisamment court pour que la surface puisse être considérée figée, ou du moins

que l'échantillonnage fournisse une bonne représentation des caractéristiques statistiques spatio-temporelles.

Dans tous les cas, ces méthodes supposent bien évidemment que l'eau permette une réflexion significative du rayon lumineux, une absorption négligeable et une pénétration dans l'eau nulle ou négligeable pour recevoir un signal interprétable en terme de niveau de surface. De nombreux travaux ont été menés pour étudier la pénétration, l'absorption et la réflexion de rayons lumineux sur les surfaces d'eau [Prieur et Sathyendranath, 1981; Smith et Baker, 1981; Mobley, 1994]. À partir de ces travaux, se sont développés des LIDARs utilisés pour la mesure de bathymétrie en eau peu profonde ([Kinzel *et al.*, 2007; Wang et Philpot, 2007], comme décrit dans le chapitre 1. Le laser utilisé pour mesurer la position de la surface est généralement de longueur d'onde proche infrarouge [Irish et Lillycrop, 1999], la réflexion est fortement spéculaire, en visée nadir cela permet donc de recevoir une forte puissance rétrodiffusée.

Un LIDAR terrestre dont nous disposons (Riegl VZ-400<sup>1</sup>), initialement acquis pour des applications forestières, fonctionne en proche infrarouge. Nous avons donc testé la mesure de la surface, d'une part, sur un cours d'eau (le Rhône) en visée oblique, d'autre part, sur une étendue d'eau sur la plage en visée nadir. Il s'est avéré dans les deux cas qu'aucun signal n'était retourné par la surface d'eau (Fig. 5.6). Cette absence de signal vient soit de la réflexion fortement spéculaire du rayon proche infrarouge oblique sur l'eau soit du calibrage de l'appareil. Lors des tirs obliques, la rugosité du Rhône aurait dû permettre la rétrodiffusion d'un signal, mais ce dernier est probablement trop faible pour l'appareil. Inversement, lors des tirs au nadir, le signal rétrodiffusé doit être trop puissant et saturer probablement le photo-récepteur<sup>2</sup>.

Nous avons écarté la voie « mesure LIDAR » en l'état des équipements disponibles.

#### 5.2.4.2 Méthodes intrusives

La seconde famille de techniques de mesure nécessite un contact avec le milieu, l'équipement traversant la surface, ou bien étant totalement immergé. Le problème majeur est la perturbation que ce type d'observation induit sur le phénomène que l'on cherche à mesurer. Dans notre cas, toute traversée de la surface génère des ondes de pression qui se propagent et modifient localement la topographie. La figure 5.7 montre qu'une grille avec un fil fin perturbe déjà légèrement la surface. Il conviendra donc de trouver les compromis qui limite les perturbations générées par le dispositif et permettent la mesure de la topographie de surface.

**A) Dispositif de grille verticale** Au-delà de ce premier problème de perturbation de la surface la technique de grille soulève aussi d'autres problèmes :

- Le traitement de l'image, permettant d'isoler la grille et de déterminer les points où elle traverse la surface d'eau, s'est révélé très complexe. Les différences de contraste que génère la surface en arrière-plan empêchent une bonne extraction de la grille. Et même lorsque cette

1. LIDAR fonctionnant avec un laser de classe 1 proche infrarouge permettant 42000 mesures/seconde en mode « Long range » (mesures jusqu'à 600 m) et 122000 mesures/seconde en mode « High speed » (mesures jusqu'à 350 m). Site du constructeur : <http://riegl.com/products/terrestrial-scanning/produktdetail/product/scanner/5/>

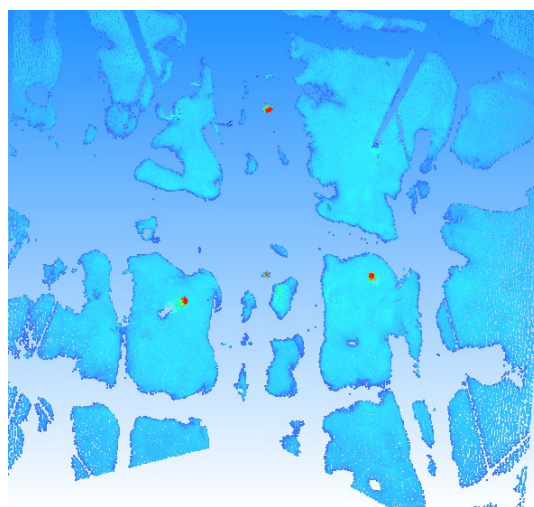
2. Communication Jean-Stéphane Bailly





(a) Photo de la scène

(b) Scan LIDAR

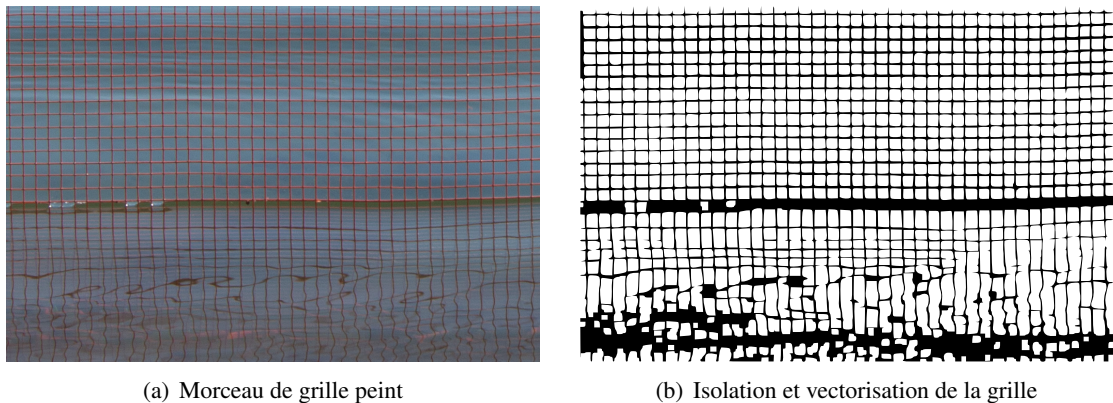


(c) Scan LIDAR au nadir sur une plage. Les groupes de points correspondent aux parties émergées de la plage, les parties en eau n'ayant pas retourné de points. Les taches rouges correspondent à des retours de forte intensité.

**FIGURE 5.6** – Exemple d'acquisition LIDAR sur le Rhône, depuis la berge (5.6(b)) et sur une plage partiellement recouverte d'eau (5.6(c)). La partie en eau apparaît noire sur le scan du Rhône car aucun signal n'a été retourné au LIDAR



**FIGURE 5.7** – Perturbations induites à la surface par une grille ( $\varnothing_{fil}$  0.66 mm) partiellement immergée



**FIGURE 5.8** – Photo d'une grille peinte partiellement immergée (à gauche) dans le Rhône à proximité des berges et représentation de la grille après traitement (à droite) pour l'isoler (modification des contrastes, seuillage, opération de fermeture et vectorisation). Sur l'image traitée apparaît le ménisque que forme l'eau entre les mailles de la grille. De plus sur les quelques points où ce ménisque ne se forme pas, les reflets empêchent la localisation de la surface de l'eau.

dernière est peinte (Fig. 5.8(a)), les réflexions sur la surface d'eau, et l'image réfractée à travers la surface d'eau, rendent incertaine la détermination des points de changement de milieu (Fig. 5.8(b)).

- Par ailleurs, un ménisque se forme sur les mailles de la grille faussant les variations de hauteur et lissant certaines vaguelettes.
- Finalement la maille carrée mesurant 6.4 mm de coté<sup>3</sup>, l'incertitude de l'estimation de la hauteur est donc nécessairement limitée par cette dimension, ce qui reste supérieur à nos besoins théoriques (de l'ordre du millimètre).

**B) Dispositif de grille horizontale immergée** Une seconde utilisation de la grille pour la caractérisation de la topographie de la surface d'eau consiste à tirer parti des propriétés optiques de l'eau. Le dioptre (surface séparant deux milieux d'indices de réfraction différents) que constitue l'interface air-eau dévie le rayon lumineux de manière définie selon la loi de Snell-Descartes (Fig. 5.9) :

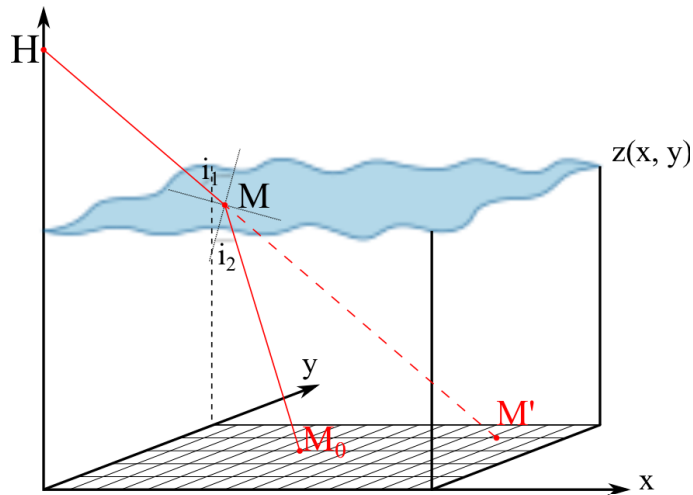
$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Le rayon incident et le rayon réfracté sont coplanaires} \\ n_1 \cdot \sin(i_1) = n_2 \cdot \sin(i_2) \end{array} \right. \quad (5.6)$$

avec  $n_1$  et  $n_2$  les indices de réfraction des milieux 1 et 2, respectivement,  $i_1$  l'angle du rayon incident avec la normale à la surface et  $i_2$  l'angle du rayon réfracté avec la normale à la surface. L'indice de réfraction de l'eau est entre 1,34 et 1,35, pour la lumière visible, à la température de 20° et à la pression atmosphérique [Schiebener *et al.*, 1990].

Dans le cas de l'eau, le dioptre n'est pas plan et l'angle d'incidence varie d'un point à son voisin.

3. Cette dimension de maille est la plus fine disponible chez nos fournisseurs, des grilles plus adaptées peuvent certainement être commandées auprès de fabricant spécialisés, mais les contraintes liées au projet ne nous ont pas permis de prospecter plus avant ce marché.

Il est donc envisageable, par reconstruction des trajets des rayons lumineux (Fig. 5.9), d'aboutir à une répartition des pentes locales et donc, par intégration, des variations de hauteur, la pente étant la dérivée des hauteurs.



**FIGURE 5.9** – Schéma de la trajectoire d'un rayon lumineux reliant  $M_0$  à  $H$ , traversant un dioptre au point  $M$  générant ainsi une image de  $M_0$  en  $M'$ , décalée de la distance  $[s'; s_0]$

A partir d'un unique point de vue, ce problème se révèle sans solution analytique. Trois cas de figure apparaissent [Feurer, 2008] :

- il existe un chemin optique minimal unique reliant le point et le capteur,
- plusieurs chemins optiques minimaux existent,
- il n'existe aucun rayon lumineux de chemin optique minimal reliant le point au capteur.

Ce problème est illustré par la figure Fig. 5.10 où l'on distingue les déformations de l'image d'une nageuse<sup>4</sup> et du carrelage d'une piscine à travers la surface de l'eau et les indéterminations que cela engendre.

**C) Capteurs de pression immergés** Compte tenu des difficultés, voire des impossibilités, soulevées par les méthodes citées précédemment, nous avons adopté une technique par batterie de capteurs de pression pour caractériser la surface de l'eau. Cette méthode permet de mesurer la pression exercée par la colonne d'eau à la verticale du capteur immergé. En échantillonnant spatialement et temporellement ces variations, nous pouvons calculer les caractéristiques de la surface et la vitesse de déplacement des structures. Les capteurs étant totalement immergés, la perturbation de la surface reste très limitée, tant que ces derniers se trouvent à une profondeur suffisante (de l'ordre de 10 cm minimum). En outre cette méthode, dont les enregistrements sont réalisés par une petite centrale d'acquisition portable, présente l'avantage de pouvoir être mise en œuvre à l'aide d'un dispositif mobile, donc déployable en milieu naturel.

Le chapitre suivant détaillera la technique de mesure ainsi que le traitement des données pour extraire les caractéristiques de surface.

4. il s'agit plus exactement d'une hockeysteuse - se référer à <http://www.hockeysub.com> ou <http://hockeysub.ffesm.fr> pour de plus amples renseignements sur la pratique de ce sport en France



**FIGURE 5.10** – Déformations induites par un dioptre non plan pour des incidences fortes (relativement à la rugosité de surface de l'eau) sur l'image d'une nageuse et du carrelage de la piscine (Photo : Bruno Roux)

## 5.3 Dispositif expérimental

### 5.3.1 Présentation du dispositif de mesure

**D) Capteurs de pression** Pour mesurer les variations spatiales et temporelles de hauteur d'une surface d'eau, nous avons opté pour un ensemble de capteurs de pression (de type Keller PR-46X, Fig. 5.11(a)). Ces capteurs permettent d'enregistrer la pression qu'exerce la colonne d'eau au-dessus d'une membrane de céramique (de 2,5 cm de diamètre) avec une précision d'un dixième de millibar (équivalent à 1 mm de hauteur d'eau).

L'échantillonnage temporel de cette mesure donne ainsi les variations de hauteur de la colonne d'eau et donc la dimension des vaguelettes qui passent au-dessus des capteurs de pression.

**E) Centrale d'acquisition** L'enregistrement des données est réalisé à l'aide de centrales d'acquisition (de type Ahlborn Almemo 2590-9 lors des premières campagnes et 2890-9 ensuite, Fig. 5.11(b)) sur lesquelles il est possible de connecter jusqu'à 9 capteurs. Ces centrales permettent un échantillonnage des mesures à 10 Hz lorsque les 9 capteurs sont connectés ou jusqu'à 400 Hz si un seul capteur est relié à la centrale.

**F) Géométrie du châssis support des capteurs** Nous avons réalisé plusieurs campagnes de mesure selon différentes configurations afin d'optimiser la méthode. En parallèle, différentes chaînes de calcul ont été développées pour traiter les données, que ce soit dans le cadre de mesures 1D (capteurs de pression en lignes) ou 2D (capteurs de pression disposés en matrice, Fig. 5.12(a), ou en L, Fig. 5.12(b)).

Concrètement, la ligne de capteurs nous a permis, dans un premier temps, d'effectuer les premiers tests rapidement et à moindre coût. Nous avons ainsi vérifié la faisabilité de la mesure et



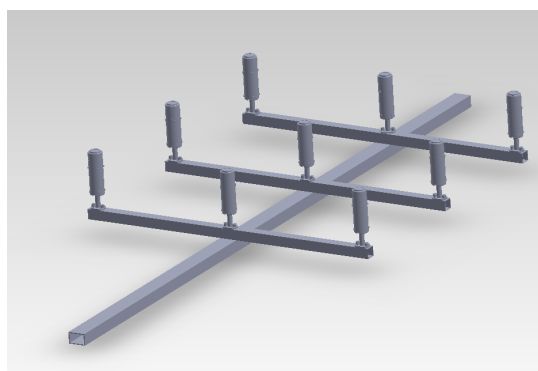


(a) Présentation d’un capteur de pression lors d’une campagne de mesure (Lez, le 22 janvier 2011), en arrière-plan la première barre de support des capteurs.

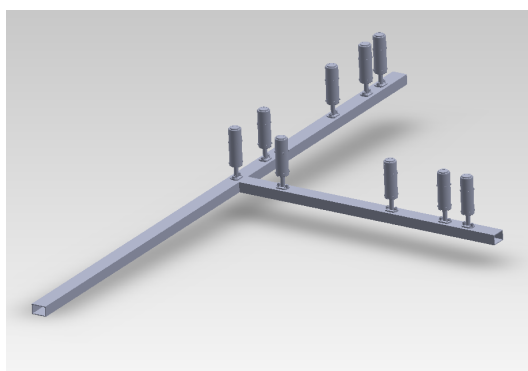


(b) Centrales d’acquisition Alhborn lors des mesures dans le bassin à vagues de l’IRPHE (celle de gauche enregistre à 400 Hz, celle de droite reçoit les signaux des 9 capteurs du châssis en L

**FIGURE 5.11** – *Présentation du matériel de mesure de la micro-topographie de la surface de l’eau par capteurs de pression.*



(a) Modèle du châssis de capteurs de pression disposés en matrice



(b) Modèle du châssis de capteurs de pression disposés en L

**FIGURE 5.12** – *Modèles de disposition des capteurs de pression pour la mesure selon deux dimensions*

des traitements. L'anisotropie des caractéristiques de la surface, évidente à l'œil nu, a rapidement nécessité la construction d'un dispositif de mesure selon, au moins, deux axes.

Le dispositif en matrice présente l'avantage de permettre la caractérisation de la surface selon 4 directions différentes. En revanche, l'échantillonnage spatial (un capteur tous les 50 cm et 3 capteurs de pression par axe) s'est révélé trop faible, ce qui induit de fortes incertitudes dans les calculs (longueur de corrélation, célérité).

L'augmentation du nombre de capteurs pour densifier l'échantillonnage spatial s'est faite au détriment d'un axe de mesure. Les capteurs de pression disposés en L offrent 5 points de mesure sur chacune des branches du L, le capteur situé à l'angle du L étant commun aux deux branches. Les capteurs de pression sont situés à des distances identiques du capteur d'angle, ainsi à chaque couple de capteurs (branche 1, branche 2) correspond une distance selon l'axe diagonal.

**G) Anémomètre** Finalement, le dispositif a été complété par un anémomètre ultrasonique (de type Gill Windsonic Fig. 5.13) afin d'étudier le lien entre paramètres de rugosité et force du vent. L'anémomètre est positionné à 2 mètres au dessus de la surface. Il mesure la vitesse du vent avec une précision de 0,1 m/s et la direction à 1°.



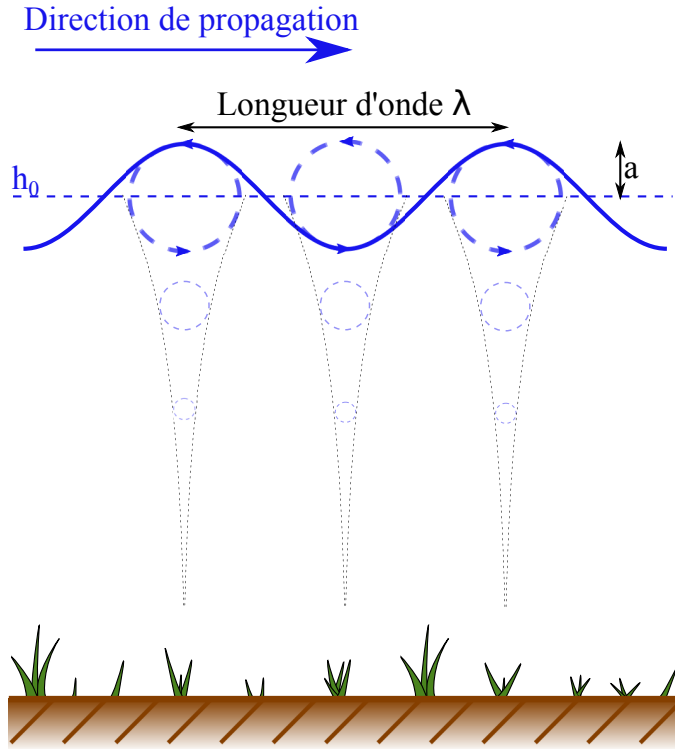
**FIGURE 5.13** – Photo de l'anémomètre réalisée lors de la campagne de mesure sur le Rhône du 25 mai 2011

### 5.3.2 Nature de la mesure : dynamique des vagues et amortissement des variations de pression en profondeur

Dans le cas d'une onde de surface mono-dimensionnelle de nombre d'onde  $k$  ( $m^{-1}$ ) et de pulsation  $\omega$  ( $s^{-1}$ ), les molécules d'eau en surface décrivent des cercles verticaux de rayon  $a$ , autour de la hauteur moyenne  $h_0$ , définis par [Lacombe, 1965; Arduin, 2006]

$$h(x, t) = h_0 + a \cdot \cos(\omega \cdot t - k \cdot x) \quad (5.7)$$

En profondeur, les molécules décrivent également des cercles dont le rayon diminue à mesure que la profondeur moyenne augmente (Fig. 5.14). Cette expression n'est valide que lorsque le fond n'agit pas sur la dissipation des vagues, c'est-à-dire lorsque la profondeur est supérieure à  $\lambda/2$  : on parle alors d'eaux profondes [Lacombe, 1965]. Dans le cas des eaux peu profondes, les cercles sont transformés en ellipses. Le cadre de notre étude se situera toujours en eaux profondes.



**FIGURE 5.14** – Schéma du mouvement d'une molécule d'eau lorsqu'elle est soumise à une onde d'amplitude  $a$  autour de son niveau d'équilibre  $h_0$  et de longueur d'onde  $\lambda$

La pression à la profondeur  $Z$  (mesurée positivement par rapport au niveau de l'eau au repos) vaut :

$$P(x, Z, t) = \rho \cdot g \cdot Z + P_d(x, Z, t) \quad (5.8)$$

$$P_d(x, Z, t) = \rho \cdot g \cdot a \cdot e^{(-k \cdot Z)} \cdot \cos(\omega \cdot t - k \cdot x) \quad (5.9)$$

où  $P_d(x, Z, t)$  est la pression dynamique,  $\rho$  la masse volumique de l'eau ( $\text{N}/\text{m}^3$ ),  $g$  l'accélération de la pesanteur ( $g = 9,81 \text{ m}/\text{s}^2$ ),  $a$  la demi-hauteur des vagues,  $k$  le nombre d'onde et  $c$  la célérité des ondes. (Rappel : Le nombre d'onde se définit par  $k = 2\pi/\lambda$  et la pulsation par  $\omega = 2\pi/T$ ).

La pression dynamique  $P_d(x, Z, t)$  constitue un amortissement de la pression hydrostatique :

$$P_s(x, Z, t) = \rho \cdot g \cdot a \cdot \cos(\omega \cdot t - k \cdot x) \quad (5.10)$$

Concrètement, un capteur immergé à la profondeur  $Z$  enregistre une amplitude  $2a \cdot e^{(-k \cdot Z)}$ , amortie par rapport à l'amplitude de surface  $2a$  [Lacombe, 1965].

Il est à noter que lorsque la cambrure des vagues  $k \cdot a > 0.44$  (ou  $H/\lambda > 0.14$ ,  $H$  hauteur des vagues crêtes à creux, soit un rapport de 1 à 7 entre hauteur et longueur d'onde), les crêtes se brisent et les vagues deviennent déferlantes. Il conviendra donc de vérifier que nous ne nous trouvons pas dans ce genre de configuration, les répartitions des pressions étant alors modifiées [Lacombe, 1965].

### 5.3.3 Traitement des données de pression

Pour la création de modèles de rétrodiffusion radar sur les surfaces d'eau, deux paramètres statistiques caractérisant la topographie de la surface doivent être estimés :

- l'écart-type des hauteurs :  $Hrms = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_i - \bar{h})^2}$
- la longueur de corrélation (et le type de fonction de corrélation)  $ACF(L_{corr}) = e^{-1}$

Comme nous l'avons évoqué précédemment (cf. § 5.3.2), l'amplitude du signal enregistré par les capteurs de pression s'atténue à mesure que la profondeur d'immersion des capteurs augmente. Il en résulte que l'écart-type  $\sigma_p$  de la pression mesurée à la profondeur  $Z$  ( $Z$  négatif) suit une loi  $\sigma_0 \cdot e^{-k \cdot Z}$  ( $Z$  étant positif,  $e^{-k \cdot Z} < 1$ ), dont la constante  $\sigma_0$  peut être considérée comme l'écart-type des variations temporelles de la hauteur de la surface ( $\sigma_0 = Hrms$ ).

Pour estimer l'écart-type des hauteurs à la surface  $Hrms$ , nous devons donc multiplier l'écart-type mesuré à la profondeur  $Z$  par un facteur correctif  $e^{k \cdot Z}$  et pour cela nous devons connaître le nombre d'onde  $k$ ,  $Z$  étant fourni par la pression moyenne enregistrée.

Le nombre d'onde  $k$  peut être obtenu soit directement en mesurant la longueur d'onde, si l'on dispose d'une représentation spatiale statique (comme une photo) soit indirectement à partir de la mesure de la célérité de l'onde  $c$  et de sa fréquence  $F$  :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi}{\frac{c}{F}} = \frac{2\pi \cdot F}{c} \quad (5.11)$$

Plusieurs ondes de caractéristiques différentes étant superposées, on utilise la fréquence dominante obtenue par le spectre des vagues (Fig. 5.17) et la célérité dominante.

Pour quantifier ces paramètres, nous disposons, pour chaque période de mesure, de  $N$  enregistrements à 10 Hz des valeurs de pression aux  $N$  capteurs (dans notre cas  $N = 9$ ). À partir de ces données nous pouvons déterminer :

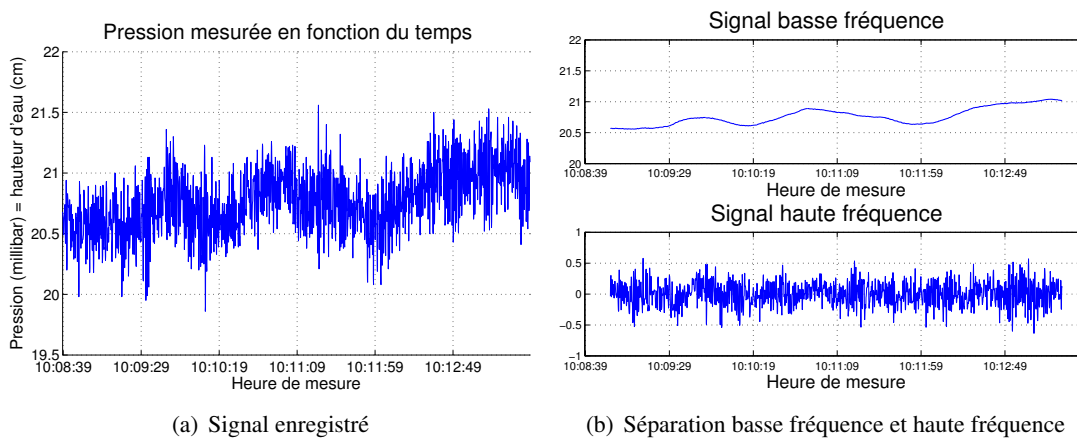
1. Les séries temporelles de pression filtrées des variations basse fréquence
2. Le spectre fréquentiel et la fréquence dominante  $F_{dom_i}$  à chaque capteur de pression  $i$
3. L'écart-type des pressions  $\sigma_{p_i}$  à chaque capteur de pression.
4. La célérité  $c$  des ondes (célérité apparente dans 3 directions et vecteur célérité résultant)
5. La longueur d'onde dominante  $\lambda_{dom}$  et le nombre d'onde  $k_{dom}$
6. Le coefficient de correction  $e^{k_{dom} \cdot Z}$  permettant de traduire, à chaque capteur, l'écart-type des pressions en écart-type des niveaux de surface
7. L'écart-type des niveaux de surface  $Hrms_i$  à chaque capteur  $i$

8. La fonction de corrélation  $ACF$  spatiale et la longueur de corrélation ( $L_{corr}$ ) dans 3 directions, ainsi que l'ellipse de corrélation directionnelle résultante.

Nous détaillons ci-après le traitement de chacune de ces huit étapes.

### 5.3.3.1 Préparation des données : filtrage des variations de pression basse fréquence

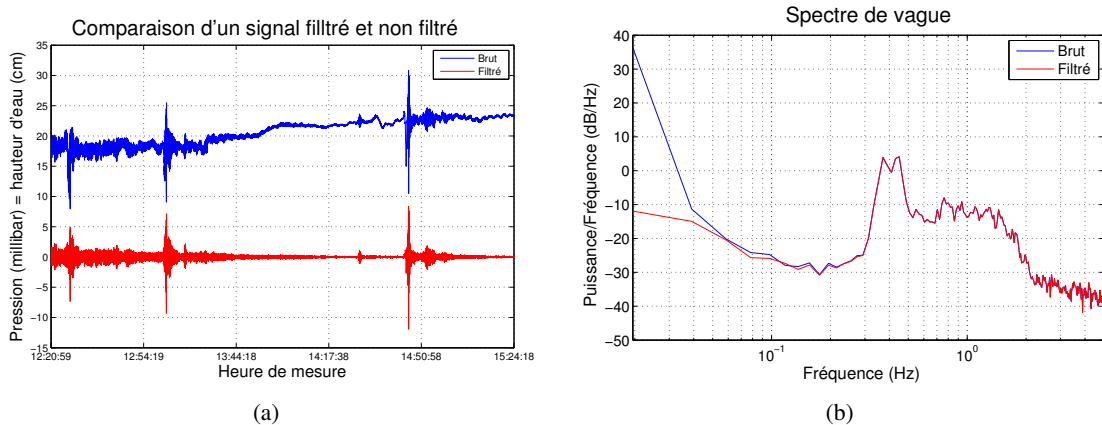
Lors de la campagne du 24/02/11 sur le Rhône, les enregistrements de pression ont mis en évidence des variations significatives de la pression moyenne (du niveau moyen) sur un temps relativement court (quelques minutes), pouvant affecter l'écart-type des pressions ainsi que les corrélations entre capteurs. Ces modifications du niveau moyen peuvent avoir diverses causes (lâcher d'écluse ou influence de la marée, par exemple) et ne doivent pas être prises en compte dans les calculs de caractérisation de l'état de surface. Il est donc nécessaire de les filtrer.



**FIGURE 5.15** – Exemple de houle basse fréquence présente dans le signal de pression (capteur 9 lors de la campagne sur le Rhône du 24 février 2011, Fig. 5.15(a)). après filtrage, nous avons séparé les basses fréquences (Fig. 5.15(b) en haut) et le signal haute fréquence qui nous intéressent (Fig. 5.15(b) en bas)

Pour cela, nous appliquons un filtre passe-bas (nous réalisons un moyennage du signal sur une durée de 30 secondes, période permettant de filtrer une houle de moins de 0,015 Hz (Fig. 5.15) permettant de séparer les bruits basse fréquence du signal qui nous intéresse, de 0,5 Hz et plus. Nous retranchons le signal basse fréquence ainsi obtenu du signal global. Cette méthode, facile à mettre en œuvre, évite toute altération de la composante haute fréquence du signal (celle qui nous intéresse), grâce à une fréquence de coupure très basse (0,03 Hz).

La figure Fig. 5.16(a) illustre la variation temporelle du signal de pression pour un capteur donné (capteur 1 lors de la campagne du 25/05/11 sur le Rhône de 12h20 à 15h24). On constate un accroissement progressif de la pression passant de la valeur moyenne 18 cm à la valeur moyenne 24 cm, ce qui correspond à une élévation de 6 cm de la hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur, sur une période de deux heures. La méthode de filtrage basse fréquence permet d'obtenir la courbe en rouge qui ne conserve que les fluctuations de pression haute fréquence autour de la



**FIGURE 5.16** – Effet du filtrage basse fréquence sur le signal d'un capteur (5.16(a)) et sur le spectre de vagues correspondant (5.16(b)) des mesures du Rhône réalisées le 25 mai 2011. Comparaison avant (en bleu) et après (en rouge) filtrage des très basses fréquences

valeur moyenne sur 30 s. Ces fluctuations sont considérées comme représentatives de la variabilité instantanée de la surface.

La figure Fig. 5.16(b) présente les spectres fréquentiels correspondant aux deux courbes de pression bleue et rouge. Les très basses fréquences (période > 30 secondes) présentent une puissance fortement réduite sur le spectre rouge (du signal filtré) par rapport au spectre bleu (du signal brut). Au-delà de 0,05 Hz, les deux courbes se recouvrent presque parfaitement. Les vagues qui nous intéressent ayant des fréquences supérieures, en l'occurrence 0,4 Hz, le filtrage n'altère pas la partie du spectre qui nous concerne. Le pic de fréquence dominante apparaît d'ailleurs parfaitement identique dans les deux cas.

### 5.3.3.2 Spectre fréquentiel et fréquence dominante

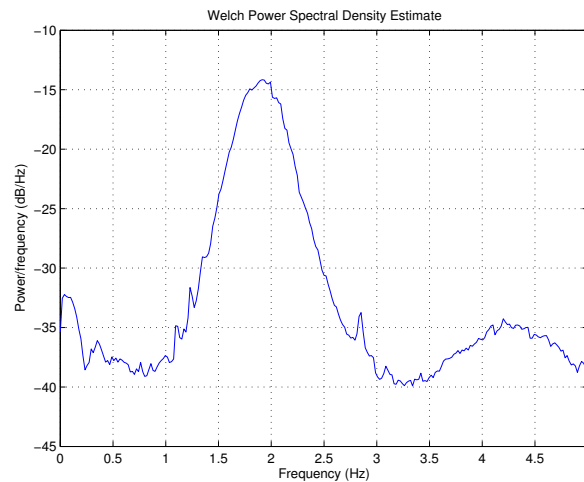
Pour chaque capteur, nous calculons par périodes successives de 180 secondes le spectre fréquentiel des vagues (Fig. 5.17). Sur ces spectres, nous pouvons voir apparaître un pic correspondant à la fréquence de l'onde dominante le signal<sup>5</sup>. Par exemple, sur la figure 5.17, la fréquence dominante est de 1,9 Hz.

Le pic pouvant être relativement étalé en fréquence (de l'ordre du hertz) ou bien plusieurs pics pouvant apparaître dans le spectre, nous avons adopté la procédure suivante pour extraire la fréquence de l'onde dominante :

Phase 1 : traitement de chaque capteur

- nous déterminons le maximum mathématique du spectre au-delà de la valeur minimale de 0,2 Hz

5. Cette fréquence dominante est généralement comprise entre 0,5 et 3 Hz (communication Guillemette Caulliez, IRPHE)



**FIGURE 5.17** – Exemple de spectre de vague, mesuré dans un bassin avec 7 m/s de vent et à 14 cm de profondeur

- nous recherchons toutes les bandes de fréquences ayant une puissance supérieure à celle du maximum moins un seuil (par exemple -3 dB). La fréquence moyenne de chacune des bandes, constitue une fréquence majeure.
- nous choisissons parmi les fréquences majeures celle présentant la bande la plus large : elle constitue la fréquence dominante.

Phase 2 : confrontation des fréquences dominantes déterminées à chaque capteur

- nous déterminons la médiane des neuf valeurs obtenues (neuf capteurs)
- nous éliminons les quatre valeurs inférieures à la médiane (pour exclure les cas où une basse fréquence serait dominante, ce qui survient notamment lorsqu'un capteur trop profond ne reçoit pas assez de signal)
- et nous calculons la moyenne des cinq valeurs restantes.

Cette procédure s'est avérée efficace pour écarter les cas de capteurs trop profonds. Elle peut être adaptée selon les conditions de mesures terrain.

Ainsi nous pouvons identifier pour une même période plusieurs fréquences majeures et une fréquence dominante. Les largeurs de bandes sont utilisées pour caractériser l'incertitude associée à la fréquence dominante. L'incertitude associée à la détermination de la fréquence dominante est développée en 5.3.4.

### 5.3.3.3 Écart-type des pressions

Pour chaque capteur, il est possible de déterminer, sur une période donnée, l'écart-type des variations de pression. Les variations de pression mesurées par les capteurs étant directement liées aux variations de niveau de surface, l'écart-type des pressions correspond donc, à un facteur correctif près (cf. § 5.3.3.6), à l'écart-type des hauteurs à la surface.



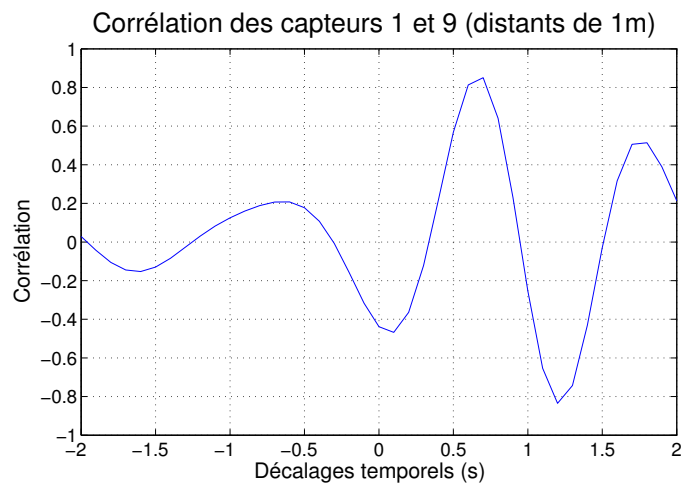
### 5.3.3.4 Vecteur célérité

Afin de déterminer le nombre d'onde (cf. § 5.3.3.5), connaissant la fréquence dominante, nous devons estimer la célérité des ondes. Deux méthodes sont envisageables pour cela :

1. à partir des corrélations spatio-temporelles des signaux entre les capteurs de pression (connaissant la distance entre capteurs)
2. à partir de la fréquence de l'onde dominante  $F_{dom}$ , sachant que la célérité peut être estimée par, :  $c = \frac{g/2\pi}{F_{dom}}$  [Lacombe, 1965] avec  $g$  la constante de gravité.

Afin de limiter la propagation d'erreurs, nous privilégions la première méthode à la seconde. Cette dernière nous sert de méthode de secours si le maximum de corrélation temporelle entre les capteurs apparaît difficile à identifier (dans le cas d'un signal fortement périodique par exemple).

Dans le cas où l'on connaît la direction de propagation et où l'on a orienté une des branches du dispositif (branche longitudinale, par exemple) dans cette direction, on peut considérer, sur un temps et une distance relativement courte, que le motif de surface se déplace, identique à lui-même dans la direction de propagation (sens du vecteur célérité). Considérant deux capteurs  $C_1$  et  $C_2$  alignés dans cette direction et distants de  $dx$ , nous pouvons déterminer le décalage temporel  $dt$  qui fournit le maximum de corrélation entre le signal  $p_1(t)$  et le signal  $p_2(t + dt)$ . Il correspond au temps mis par la structure de surface pour parcourir la distance  $dx$  séparant les deux capteurs. Nous pouvons ainsi calculer l'intensité  $dx/dt$  du vecteur célérité dans cette direction (Fig. 5.18).



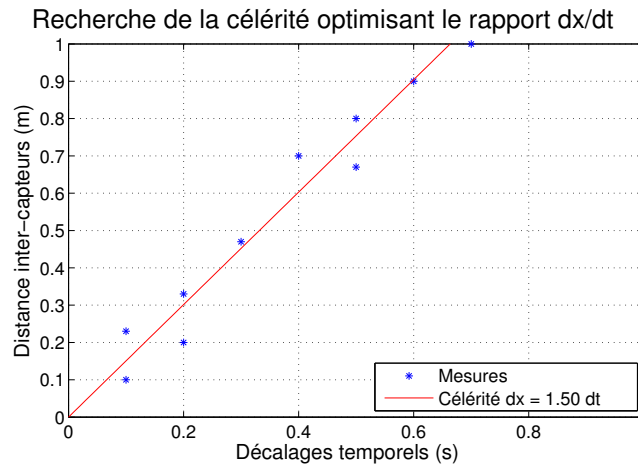
**FIGURE 5.18** – Exemple de corrélation fonction du décalage temporel entre deux capteurs de pression. Exemple issu de la campagne du 25 mai 2011, corrélation entre les capteurs  $C_1$  et  $C_9$  (extrêmes de l'axe longitudinal) distants de 1 m. Le délai de corrélation maximale est de 0,7 s, soit une célérité de 1,43 m/s)

Cette méthode ne permet d'estimer que la projection du vecteur célérité dans la direction de l'alignement des capteurs. Elle suppose aussi de ne retenir que les couples de capteurs pour lesquels la corrélation obtenue est significative (par exemple  $|corr| \geq e^{-1}$ ).

L'étape précédente est répétée pour chaque couple de capteurs ( $C_i, C_j$ ) le long de chacun des axes du châssis. Nous obtenons ainsi pour une direction un ensemble de couples ( $dx, dt$ ). La pente



de la droite de régression linéaire passant par le nuage de points ainsi obtenu représente la célérité apparente selon l'axe considéré (Fig. 5.19).



**FIGURE 5.19** – Résultat de régression linéaire sur l'ensemble des couples délai de corrélation maximale/distance inter-capteurs pour la recherche de la célérité selon l'axe transversal (en l'occurrence 1,50 m/s)

On notera dans le cas des ondes transverses (trains de vagues) que la célérité apparente, dans une direction, représente non pas la projection du vecteur célérité sur cette direction ( $c \cdot \cos \theta$ ) mais la grandeur ( $\frac{c}{\cos \theta}$ ) dont la projection sur la direction de propagation des ondes donne  $c$  (Fig. 5.20(a)). Pour retrouver la célérité, nous cherchons la droite passant par toutes les composantes des vecteurs célérité apparente et représentant le front d'onde, puis le vecteur qui lui est orthogonal. Nous obtenons ainsi le vecteur célérité des ondes (Fig. 5.20(b)).

L'incertitude associée à la détermination de la célérité est développée en 5.3.4.

### 5.3.3.5 Longueur d'onde dominante et nombre d'onde

Le nombre d'onde  $k$  est défini par  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  où  $\lambda$  est la longueur d'onde. Une fois la fréquence dominante  $F_{dom}$  (cf. § 5.3.3.2) et la célérité  $c_{dom}$  (cf. § 5.3.3.4) estimées, le nombre d'onde est obtenu par la relation :

$$k_{dom} = \frac{2 \cdot \pi \cdot F_{dom}}{c_{dom}} \quad (5.12)$$

La longueur d'onde dominante est, quant à elle, égale à :  $\lambda_{dom} = 2\pi/k_{dom}$  ;

### 5.3.3.6 Coefficient de correction

Nous savons que les variations de pression mesurées au capteur, engendrées par les ondes de surface, diminuent avec la profondeur du capteur. Ainsi l'écart-type des pressions  $\sigma_p$  enregistré à la profondeur  $Z$  (mesurée positivement depuis la surface) est égal à l'écart-type des hauteurs à la surface  $H_{rms}$  multiplié par un paramètre :  $\sigma_p = e^{-k \cdot Z} \cdot H_{rms}$  avec  $k$  le nombre d'onde [Lacombe, 1965].



Un bon réglage de la profondeur du dispositif est donc nécessaire. Le châssis n'étant pas toujours positionné de manière parfaitement horizontale, si un capteur présente un signal trop atténué, d'autres, moins profonds, peuvent avoir enregistré un signal valable.

Nous adoptons comme écart-type des niveaux de surface la moyenne des écarts-types au capteurs valides.

L'incertitude associée à l'écart-type des niveaux de surface est développée en 5.3.4.

### 5.3.3.8 Fonction de corrélation spatiale et longueur de corrélation

**A) Détermination de la fonction de corrélation et de la longueur de corrélation** Connaissant les positions relatives des capteurs, pour chaque couple de capteurs nous calculons le coefficient de corrélation :

$$C_{corr} = \frac{\int (P_1(t) - \bar{P}_1) \cdot (P_2(t) - \bar{P}_2) dt}{\sigma_{P_1} \cdot \sigma_{P_2}} \quad (5.14)$$

correspondant au vecteur distance séparant les capteurs. La surface étant supposée ergodique, la même valeur de corrélation serait obtenue pour tout couple de capteurs séparés par ce vecteur distance, ce qui est vérifié par l'expérience. Nous obtenons ainsi une série de couples (vecteur distance ; coefficient de corrélation).

Pour une direction donnée, il est possible, à partir des couples de capteur orientés dans cette direction, de caler une loi sur le nuage de points (distance, coefficient de corrélation) calculés précédemment. Nous obtenons la fonction de corrélation dans cette direction (Fig. 5.21). Deux principaux types de fonctions de corrélation peuvent être envisagés :

- Fonction gaussienne  $ACF(\tau) = e^{-\left(\frac{\tau}{L_{corr}}\right)^2}$
- Fonction exponentielle  $ACF(\tau) = e^{-\left(\frac{\tau}{L_{corr}}\right)}$

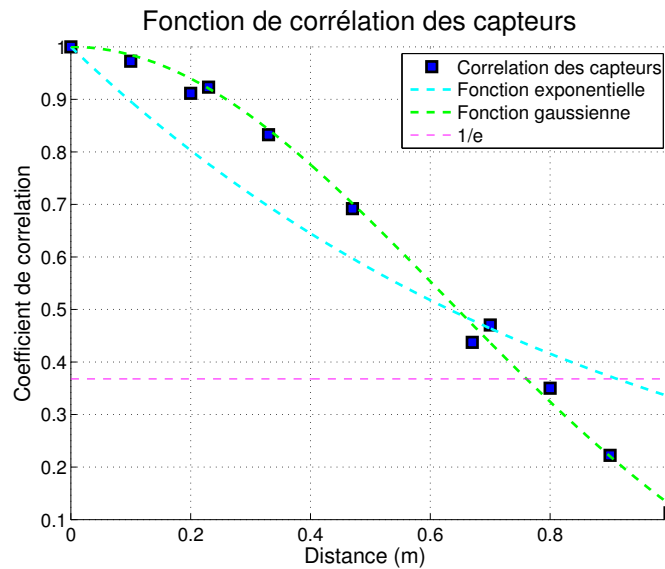
L'eau étant une surface continue et les vagues s'apparentant (en dimension) à des structures périodiques comparables localement à des labours, la fonction gaussienne est a priori la plus adaptée [Ulaby *et al.*, 1986]. Cela se vérifie d'ailleurs avec les mesures (Fig. 5.21).

Dans le cas de surface présentant une certaine périodicité, comme sur les vagues, la fonction d'auto-corrélation est modulée par une sinusoïde. Le problème peut être envisagé selon deux approches :

- locale : le premier passage de la fonction de corrélation par la valeur  $e^{-1}$  est considéré comme la longueur de corrélation
- enveloppe : la longueur de corrélation est le point où l'enveloppe de la fonction de corrélation prend la valeur  $e^{-1}$ .

Dans ce second cas, la longueur de corrélation peut tendre vers l'infini si la surface est fortement sinusoïdale. Nous avons choisi de toujours interpréter la fonction d'auto-corrélation comme une gaussienne et la longueur de corrélation comme la première valeur  $ACF(L_{corr}) = e^{-1}$ .

Nous pouvons constater sur les équations précédentes que caler une loi revient donc à déterminer le paramètre  $L_{corr}$  tel que  $ACF(L_{corr}) = e^{-1}$ .  $L_{corr}$  est appelé longueur de corrélation.



**FIGURE 5.21** – Exemple de fonction de corrélation estimée à partir des corrélations de couples de capteurs dans une direction donnée (mesures réalisées sur le Rhône le 25/05/11). La longueur de corrélation est d'environ 0,85 m)

Dans un premier temps, la matrice de capteurs 3x3 nous a permis une estimation de la corrélation spatiale selon 4 directions (longitudinale, latérale et deux diagonales). Mais l'échantillonnage spatial des distances inter-capteurs s'est avéré très pauvre (distances inter-capteurs de 0,50 m et 1 m sur les axes perpendiculaires) ce qui empêche une bonne précision de détermination de la fonction de corrélation et donc de la longueur de corrélation.

Nous avons donc modifié la disposition des capteurs pour obtenir un meilleur échantillonnage spatial. Nous avons opté pour une disposition en L, avec 5 capteurs par branche, ce qui permet dix combinaisons de couples de capteurs dans chaque direction et donc dix valeurs de corrélations pour dix longueurs différentes. La diagonale se trouve elle aussi mieux échantillonnée avec quatre valeurs de distances inter-capteurs au lieu de deux. En revanche nous perdons une diagonale par rapport au dispositif à maille carrée.

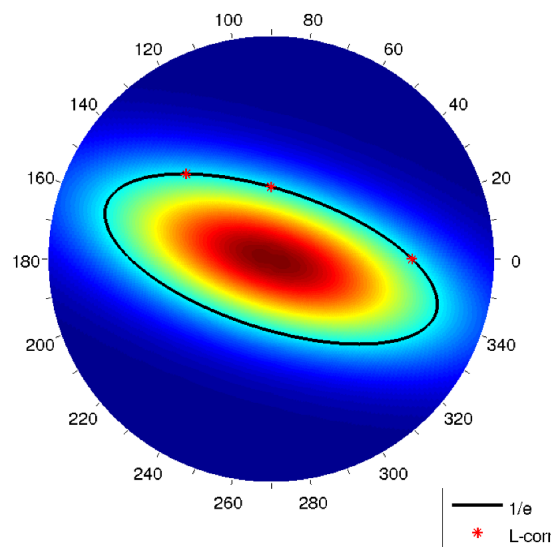
**B) Représentation directionnelle de la corrélation spatiale :** les résultats expérimentaux montrent que la longueur de corrélation n'est pas la même dans les différentes directions. On ne peut donc pas parler d'une seule longueur de corrélation et il est important de fournir une représentation directionnelle de la corrélation spatiale. Sur le plan des processus physiques, cet aspect directionnel est lié à la structure transversale des trains d'ondes (vagues) qui entraîne des longueurs de corrélation transverses élevées. Avec les différents couples longueurs de corrélation/orientations obtenus, nous pouvons fournir une représentation directionnelle de la corrélation spatiale, sous forme d'une ellipse de corrélation<sup>6</sup>. Nous savons qu'une et une seule ellipse passe par les trois points longueur de corrélation/orientation déterminés à l'aide du châssis de L : en effet, une ellipse est définie par l'équation  $a \cdot x^2 + 2 \cdot x \cdot y + c \cdot y^2 = 1$  dont les trois paramètres à

6. Le choix de la représentation par une ellipse est un choix « physique » résultant de la symétrie par rapport à la direction de propagation des ondes.

estimer :  $a$ ,  $b$  et  $c$  peuvent être estimés avec nos trois couples longueurs de corrélation/orientation.

Une fois ces trois paramètres définis, nous pouvons en déduire les demi-longueurs et l'orientation des axes. Le développement mathématique aboutissant à l'estimation de ces paramètres est détaillé en annexe B.4. A priori, le grand axe représente l'axe de structures des ondes (front d'onde) et le petit axe la direction de propagation. Nous obtenons la surface de corrélation présentée sur la figure 5.22.

### Représentation 2D de la corrélation du signal



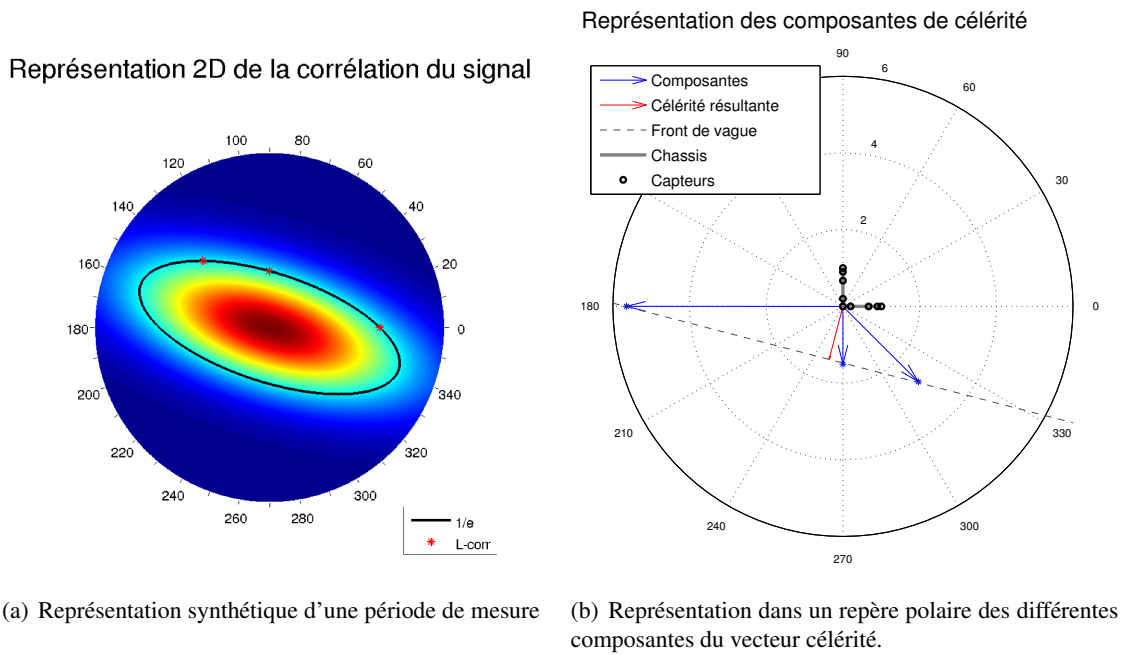
**FIGURE 5.22** – Représentation de la surface de corrélation (Rhône, le 25 mai 2011 lors du premier survol de l'avion). Le disque possède un rayon égal à 1,5 m et la longueur de corrélation est représentée par l'ellipse noire. Les trois points rouges sont les trois longueurs de corrélation calculées à partir des mesures. L'orientation est fixée par rapport au châssis en L

#### 5.3.3.9 Analyse de cohérence des directions entre ellipse de corrélation et vecteur célérité

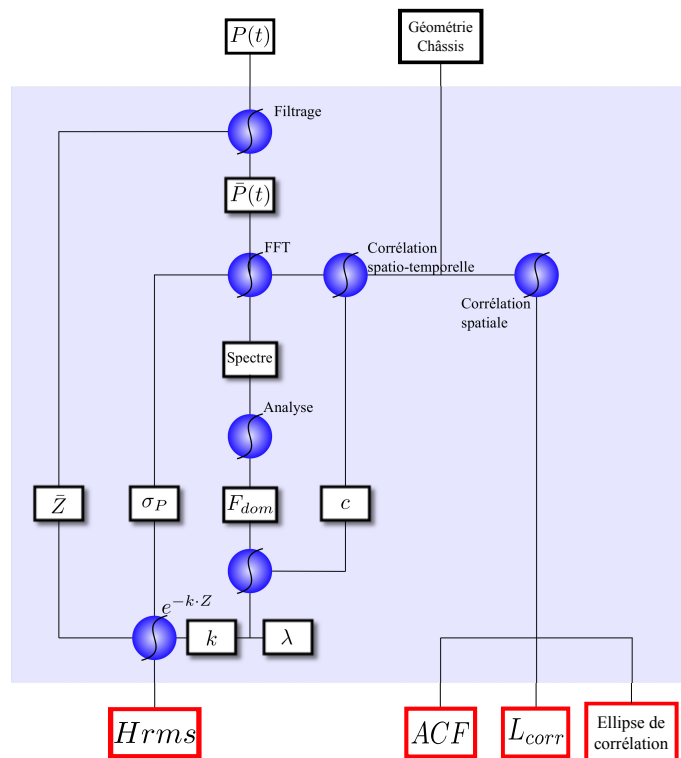
La confrontation, sur une même période de mesure, des directions de corrélation spatiale (ellipse de corrélation) et de la direction du vecteur célérité (corrélation spatio-temporelle) montre des résultats pleinement cohérents : le petit axe de l'ellipse de corrélation est colinéaire au vecteur célérité (Fig. 5.23).

#### 5.3.3.10 Synthèse de la chaîne de traitement

L'ensemble du processus de détermination est synthétisé par le diagramme Fig. 5.24.



**FIGURE 5.23** – Comparaison des directions des vecteurs célérité obtenus par corrélation spatiale (Fig. 5.23(a)) et par corrélation spatio-temporelle (Fig. 5.23(b))



**FIGURE 5.24** – Schéma du processus de traitement des données de pression

### 5.3.4 Incertitudes des estimations

Chacune des étapes de la chaîne de traitement comporte une estimation de l'incertitude des paramètres. Nous présentons ici les méthodes de quantification utilisées pour déterminer ces incertitudes et les précisions que nous sommes en mesure d'obtenir sur chaque paramètre.

**A) Célérité** Le vecteur célérité est calculé à partir des corrélations spatio-temporelles selon chacun des axes du châssis de capteurs. Chacune des corrélations est issue d'une régression linéaire dont nous connaissons le coefficient de corrélation. Ce coefficient de corrélation est utilisé pour effectuer un test de Monte-Carlo sur l'estimation de la célérité. Nous générons un ensemble de valeurs bruitées (1000 valeurs tirée aléatoirement suivant une loi normale d'écart-type égal à  $1 - r^2$ ) pour chacune des composantes du vecteur célérité. Ces ensembles de 1000 valeurs sont ensuite utilisés pour calculer les 1000 vecteur célérité correspondants. Nous obtenons ainsi un écart-type du vecteur célérité, qui s'avère égal à 3% du vecteur célérité.

**B) Fréquence dominante** Pour la fréquence dominante, nous ne pouvons pas réaliser de test de Monte-Carlo, le processus d'estimation étant déterministe. En revanche, chaque fréquence majeure estimée peut être pondérée par sa largeur de bande. Nous obtenons ainsi une population de fréquences définie par sa moyenne et son écart-type. Cet écart-type constitue notre imprécision d'estimation qui s'avère égale à 10%.

**C) Coefficient correctif  $e^{k \cdot Z}$**  Les deux imprécisions déterminées précédemment sur  $c$  et sur  $F$  se retrouvent dans le facteur correctif ( $k = \frac{2\pi \cdot F}{c}$ ). Nous effectuons un nouveau test de Monte-Carlo sur ce coefficient en utilisant les imprécisions précédemment calculées sur  $c$  (3%) et  $F$  (10%) pour aboutir à une imprécision de 5% coefficient de correction.

**D) écart-type des hauteurs** Finalement, l'imprécision sur l'écart-type des hauteurs se calcule (par l'utilisation du test de Monte-Carlo précédent, les 1000 facteurs correctifs) sur chacun des signaux des 9 capteurs. Nous obtenons ainsi un total de 9000 écarts-types des hauteurs. Les capteurs de pression dont le facteur correctif moyen dépasse la valeur seuil de 10 ne sont pas pris en compte pour la suite. Sur l'ensemble de valeurs restantes, nous calculons la valeur moyenne et l'écart-type, qui correspond donc à notre imprécision pour la reconstitution de l'écart-type des hauteurs. Cette incertitude s'avère être de 6%.

## 5.4 Résultats expérimentaux rugosité de surface

De nombreuses campagnes de mesure ont été réalisées avec les différentes configurations de support des capteurs, selon différentes situations :

- Mer : Grand Travers à proximité de la Grande Motte (34)
- Rivière : Lez à Montpellier (34)
- Lac : Étang de Mauguio (34)

- Banc à vagues : bassin de simulation de la houle de l'Institut de Recherche sur les Phénomènes Hors Équilibre (IRPHE)<sup>7</sup>
- Fleuve : Rhône à Arles (13)

Les localisations précises, dates et caractéristiques des mesures sont présentées en annexe D ainsi que l'ensemble des résultats de mesures sous forme de fiches synthétiques.

L'ensemble de ces campagnes de mesure se répartissent en 3 phases :

Phase 1 : Phase d'étude préparatoire, qui comporte la majorité des campagnes de mesure (canal, mer, rivière, lac et une partie des mesures en fleuve). Elle a permis de tester, rôder et optimiser le matériel et le protocole de mesure.

Phase 2 : Phase de validation de la méthode en conditions contrôlées (bassin à vagues de l'IRPHE) par la confrontation de nos résultats à ceux de dispositifs de laboratoire

Phase 3 : Phase opérationnelle : réalisation des mesures sur le Rhône pour le programme SWOT lors de survols du DRIVE/BUSARD<sup>8</sup> [Nouvel *et al.*, 2007, 2008; Nouvel, 2009] de l'ONERA.

Pour des raisons d'organisation, la chronologie des deux dernières phases a été inversée (phase 2 réalisée après la phase 3) mais elles sont présentées selon l'ordre logique indiqué.

### 5.4.1 Campagnes de mesure de la phase 1 : amélioration du dispositif et du protocole

Chacune des campagne de mesure préparatoire nous a permis de mieux appréhender la réponse des capteurs et de comprendre comment les mesures devaient être exploitées. Nous présentons ici chacune des étapes principales et les apports qu'elles ont représenté.

#### 5.4.1.1 Mer : étude de la réactivité et de la sensibilité des capteurs

Nous savons les capteurs de pression suffisamment précis dans la mesure de la hauteur de la colonne d'eau (0,1 mb). Mais qu'en est-il de leur capacité à mesurer les variations brutales et quelle est leur rapidité de réponse ? Les enregistrements réalisés sur la mer (en bord de plage), un jour de fort vent, ont permis de réaliser des mesures de variations relativement rapides et importantes de la hauteur de la colonne d'eau (Fig. 5.25). La ligne de capteurs immergés a été disposée perpendiculairement au front de vague et une règle verticale positionnée derrière les capteurs de pression a permis d'effectuer un contrôle visuel de l'amplitude des vagues enregistrées.

7. Unité mixte de recherche du CNRS, des Universités de Marseille : Université de Provence (Aix-Marseille I, tutelle principale), Université de la Méditerranée (Aix-Marseille II), Université Paul Cézanne (Aix-Marseille III) et de l'École Centrale Marseille.

<https://www.irphe.fr/>

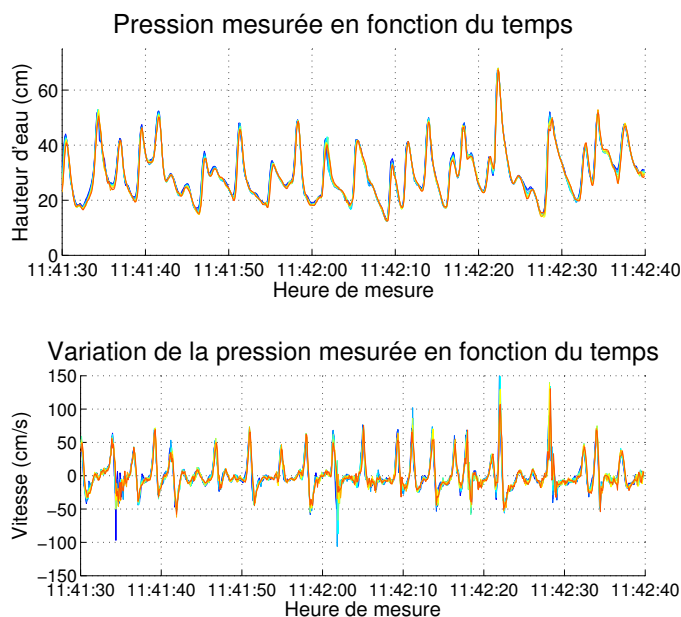
8. DRIVE : Drone Radar d'Imagerie VerticaleE, BUSARD : Banc d'essai Ultra-léger pour Systèmes Aéroportés de Recherche sur les Drones.

Antenne interférométrique SAR en bande *Ka* pour l'imagerie radar proche nadir, développée dans le cadre du projet DRIVE porté par un moto-planeur Stemme S10-VT. Conception conjointe ONERA-Sagem.

<http://www.onera.fr/synindex/busard.html>



Les variations des pressions sur les enregistrements allant de 10 à 70 mb (de 10 à 70 cm), ils couvrent une grande partie de l'étendue de mesure des capteurs de pression et ce sur des temps de l'ordre de la seconde. Nous pouvons aussi constater sur la figure Fig. 5.25(b) que les capteurs sont capables d'enregistrer des vitesses de variation de hauteur de plus de 150 cm/s. Ces résultats sont bien au-delà des variations que nous avons à mesurer sur les fleuves : le dispositif semble donc adapté à notre objectif.



**FIGURE 5.25** – Mesures de pression réalisées en bord de mer au Grand Travers, à proximité de la Grande Motte (en haut) et vitesse de changement de la hauteur de la colonne d'eau (en bas)

#### 5.4.1.2 Rivière : importance de la mesure en deux dimensions

Les premières mesures en rivière ont été réalisées à l'aide d'une barre de support de capteurs de pression (Fig. 5.11(a)), permettant de rapidement tester la mesure synchrone à l'aide d'une batterie de capteurs.

Il est apparu évident que l'anisotropie de la surface nécessitait la mesure en deux dimensions. En effet, l'utilisation d'un seule barre de capteurs impose la manipulation du dispositif pour réaliser des mesures 2D : cela est peu pratique et empêche évidemment la mesure synchrone de caractéristiques de la surface selon les différents axes. Il s'est donc avéré nécessaire de faire porter les capteurs de pression par une structure couvrant une surface.

#### 5.4.1.3 Fleuve : campagnes de mesure préparatoires aux mesures opérationnelles pour le programme SWOT

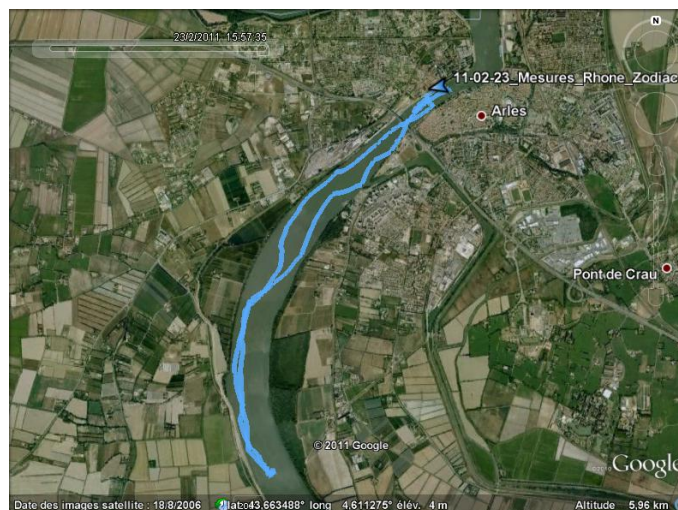
Les premières utilisations du châssis carré sur le site d'étude ont eu pour principal objectif de développer la chaîne de traitement des données, dont les étapes ont été détaillées précédemment (cf. § 5.3.3, Fig. 5.24).

Malgré l'hypothèse d'ergodicité de la surface, qui sous-tend notre méthode de caractérisation, il est évident qu'un fleuve de 400 m de large ne présente pas exactement les mêmes structures de surface au centre et près des berges. Il est donc nécessaire de réaliser des mesures en différents points de la surface du fleuve.

Pour estimer ces différences, une campagne de mesure a été réalisée avec le châssis accroché à une embarcation (déporté latéralement à bâbord d'un zodiac). Les enregistrements ont duré plus de 2h30, le zodiac dérivant sans moteur (Fig. 5.26) pour limiter ses mouvements. Le moteur a été remis en route occasionnellement lors de la reprise de distance avec la rive ou pour éviter des barges.

Le dépouillement des enregistrements a révélé que les mouvements du châssis (tangage et roulis) perturbent de façon rédhibitoire les mesures de pression : on n'enregistre ainsi que les mouvements provoqués par l'embarcation et non l'état de surface de l'eau. Le seul recours est de concevoir un dispositif flottant, maintenant les capteurs de pression à environ 10 cm sous la surface et dérivant au fil de l'eau. Le châssis doit être en position centrale avec 4 flotteurs excentrés assurant une grande stabilité. Ceci n'a pas été réalisable dans le cadre de la thèse et ne sera envisageable que dans le cadre d'une opération ultérieure complémentaire.

Pour la suite des campagnes de mesure SWOT, les enregistrements ont donc été réalisés à proximité de la rive afin que le châssis reste fixe et que les capteurs ne soient pas immergés trop profondément. Nous nous sommes assurés visuellement de la représentativité de l'état de surface sur le site de mesure par rapport à l'ensemble de la surface du fleuve (5.34).

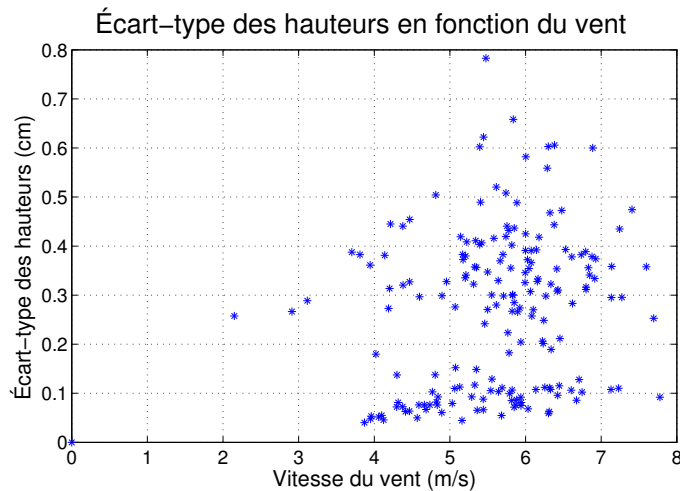


**FIGURE 5.26** – Parcours du zodiac sur le Rhône lors des mesures du 23 février 2011. Une première partie des mesures a été réalisée au centre et en rive droite, la seconde partie rive gauche.

#### 5.4.1.4 Étang : lien entre vent et rugosité sur eau calme

La première analyse des enregistrements (Fig. 5.27) du 12 avril 2011 sur l'Étang de Mauguio montre une absence de corrélation entre les valeurs d'écart-type des niveaux (calculées sur une

minute) et la vitesse moyenne du vent à 1,3 m au dessus de la surface (calculée sur la même minute). Ce résultat est contre-intuitif et soulève plusieurs questions :



**FIGURE 5.27** – Représentation de l'écart-type des hauteurs calculé en fonction de la vitesse du vent mesuré sur l'étang de Maugio (12/04/2011)

- Notre dispositif était-il trop profond ? Bien que certaines mesures aient dépassé le seuil de 10 du facteur correctif, pour chaque mesure, au moins un capteur présente une valeur acceptable.
- Le fetch était-il trop court ? Le vent venait du nord et le dispositif était positionné à une cinquantaine de mètres de la rive nord, les vagues que nous mesurions résultaient d'un fetch court.
- Étions-nous dans le cas d'une « mer bien développée » ? Nous avons vu (cf. § 5.2.3.1) que dans cette situation, la « houle » ne dépend plus du vent, seules de plus petites structures en sont encore dépendantes. De plus ces petites structures soit disparaissent dans le calcul de l'écart-type, ce dernier résultant majoritairement de la houle, soit ne sont pas enregistrées, de par leur amortissement. N'ayant pas connaissance du temps depuis lequel le vent soufflait à cet endroit, nous ne pouvons conclure.

#### 5.4.1.5 Limites du dispositif

Lors de ces campagnes de mesure préparatoires, nous avons pu identifier clairement plusieurs limites à notre dispositif de caractérisation de la micro-topographie :

1. l'écart-type des pressions enregistrées diminue avec la profondeur du capteur, ce qui indique que tous les phénomènes de surface ne sont pas correctement enregistrés par les capteurs immergés.
2. l'espacement des capteurs de pression limite l'échantillonnage spatial de la surface.
3. Les observations de la surface montrent des vaguelettes avec des fréquences de quelques hertzs (estimation 3 Hz) qu'on ne semble pas retrouver dans le signal échantillonné à 10 Hz

Les limites 1 et 2 peuvent être gérées par une amélioration du dispositif (châssis en L) et un contrôle de la profondeur des capteurs de pression. La limite 3 impose un recours à d'autres méthodes (imagerie optique) pour des mesures haute fréquence.

### 5.4.2 Campagnes de mesure de la phase 2 en conditions contrôlées : validation de la méthode

Les mesures à la soufflerie de l'IRPHE avaient pour objectifs principaux la mesure simultanée

- (i) du coefficient de rétrodiffusion radar en bande  $Ka$  (dispositif mobile de l'ONERA) sur les surfaces en eau,
- (ii) de la rugosité et des caractéristiques de ces surfaces en eau par différentes techniques (Cemagref et IRPHE)

Les différentes configurations de surface étaient obtenues par différentes conditions de vent générées par la soufflerie.

Ces mesures nous ont également permis d'aborder deux questions soulevées par l'utilisation de notre dispositif de capteurs de pression pour la caractérisation de l'état de surface des plans d'eau en conditions naturelles :

1. Quelle est la validité de l'échantillonnage à 10 Hz pour déterminer les fréquences dominantes ? D'après le théorème de Shannon, un échantillonnage à 10 Hz ne permet pas de mesurer des ondes de fréquence supérieure à 5 Hz : risquons-nous une mauvaise caractérisation des fréquences dominantes de la surface ?
2. Quelles sont les limites d'utilisation du dispositif immergé et en particulier, quelle est l'atténuation du signal de pression avec la profondeur. Peut-on traduire de façon fiable les écarts-types des pressions, mesurées à la profondeur  $Z$ , en écarts-types des hauteurs d'eau à la surface ? De façon plus générale peut-on reconstituer un signal de hauteur d'eau de surface à partir du signal de pression à la profondeur  $Z$  ?

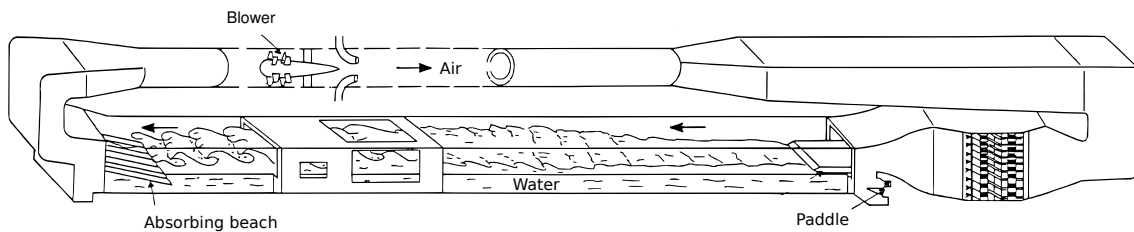
Pour répondre à la première question, nous avons disposé un capteur avec une fréquence d'échantillonnage plus élevée (400 Hz) à proximité d'un capteur du dispositif (10 Hz), afin de comparer les spectres obtenus à ces deux fréquences d'échantillonnage.

Pour la seconde question, les mesures avec le dispositif de capteurs de pression dans un milieu contrôlé ont été confrontées aux mesures réalisées avec les dispositifs de laboratoire de l'IRPHE. Ceci nous a permis d'apporter des éléments de validation de la méthode de reconstitution des signaux de surface à partir des signaux de pression mesurés en profondeur.

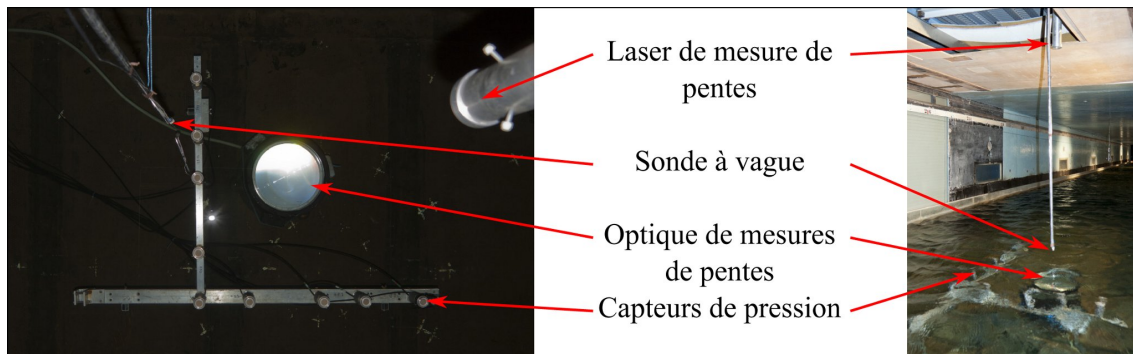
**A) Mesure sur le banc à vagues de l'IRPHE les 30, 31 mai et 1er juin 2011** Durant les trois journées, des mesures ont été réalisées sous différentes conditions de vitesses de vent générant des états de surface variés et une mesure a été réalisée sans vent avec le batteur générant une houle à 1 Hz.

Les mesures ont été réalisées dans le banc à vagues de l'IRPHE (Fig. 5.28) avec :

- le radar (dispositif mobile de l'ONERA) disposé sur le toit du bassin à vagues, au-dessus de la surface de l'eau (ONERA),
- les capteurs de pression à l'aplomb du radar (Cemagref),
- une sonde à vagues capacitive disposée directement derrière l'un des capteurs de pression (IRPHE),
- un appareil optique de mesure de pente locale, placé à l'amont des capteurs (IRPHE).



(a) schéma de la soufflerie. Les systèmes d'enregistrement se disposent dans la zone de mesure située sous le ventilateur. (Image : Guillemette Cauliez)



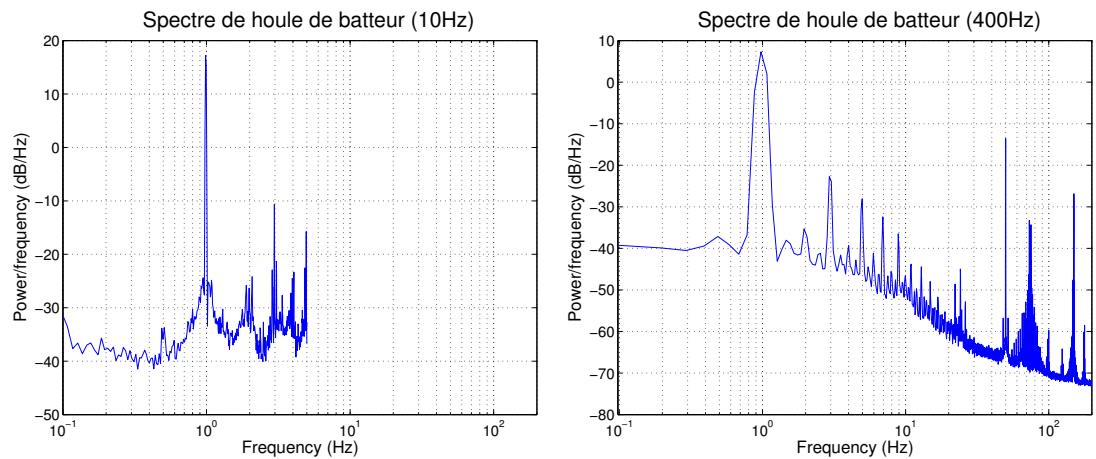
(b) Organisation des dispositifs de mesure (vu du radar à gauche, vu face au vent à droite)

**FIGURE 5.28** – Présentation de l'ensemble des dispositifs de mesures mis en œuvre

**B) Qualité du spectre de vague à 10 Hz** Que ce soit sur les vagues de batteurs (Fig. 5.29(a) et Fig. 5.29(b)) ou sur des vagues de vent (Fig. 5.29(c) et Fig. 5.29(d)), nous pouvons constater que les spectres de vagues déterminés à partir de l'échantillonnage à 10 Hz et à partir de l'échantillonnage à 400 Hz présentent de la même manière le pic dominant. Pour le batteur, on retrouve bien le pic à 1 Hz, les pics secondaires étant des harmoniques de la houle. Sur les vagues de vent, de façon identique, on retrouve parfaitement le pic de l'onde dominante. Le spectre du signal à 400 Hz montre qu'au-delà de 5 Hz la puissance diminue fortement, le signal pouvant être considéré comme du bruit au-delà.

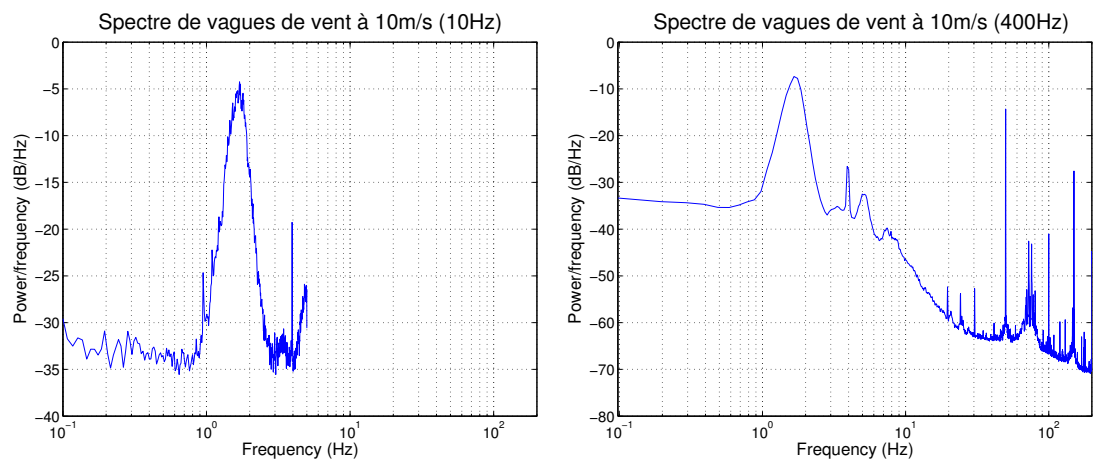
On note sur les deux spectres des signaux à 400 Hz, un fort pic à 50 Hz. Compte tenu de la fréquence, il s'agit très probablement d'un rayonnement du courant du secteur (vraisemblablement généré par le moteur de la soufflerie) enregistré par notre centrale d'acquisition. On retrouve ensuite des harmoniques de ce signal à 100 Hz et 150 Hz. Ce phénomène avait déjà été constaté et signalé par les opérateurs du banc d'essai.

**C) Validation et limites du dispositif de mesure par capteurs de pression** Le châssis de capteurs a été disposé à deux profondeurs différentes pour la mesure : 24 cm dans un premier



(a) Spectre de la houle de batteur mesurée avec un capteur de pression échantillonnant à 10 Hz

(b) Spectre de la houle de batteur mesurée avec un capteur de pression échantillonnant à 400 Hz



(c) Spectre de vagues générées par un vent de 10 m/s mesurées avec un capteur de pression échantillonnant à 10 Hz

(d) Spectre de vagues générées par un vent de 10 m/s mesurées avec un capteur de pression échantillonnant à 400 Hz

**FIGURE 5.29** – Comparaison des spectres de houle et de vagues obtenus avec des capteurs de pression mesurant avec des fréquences d'échantillonnage à 10 Hz (à gauche) et 400 Hz (à droite)

temps, puis 14 cm.

- Deux mesures ont été réalisées avec les capteurs de pression immergés à 24 cm (états de surface générés par des vents de 6 et 4 m/s) et aucun signal exploitable n'a pu être extrait des enregistrements : l'écart-type des pressions mesurées est de 0,013 mb, dans le cas du vent à 6 m/s, ce qui correspond à du bruit de mesure. Ceci se confirme par le calcul du coefficient d'amortissement  $e^{k \cdot Z}$  : seules 3,2% des variations de hauteur des vagues sont enregistrées par les capteurs de pression à cette profondeur pour cette structure de vague, ce qui rend impossible la reconstitution fiable de la variation de hauteur des vagues. Les mesures à 4 m/s de vent n'ont pas été traitées : l'amplitude des vagues étant encore plus faible, elles ne présentent aucun intérêt.
- Sept mesures ont été réalisées avec les capteurs de pression immergés à 14 cm. L'analyse de l'erreur relative entre l'écart-type des hauteurs des vagues mesurées d'une part par le dispositif de capteurs de pression et d'autre part par le dispositif à sonde capacitive (servant de référence) renseigne sur la fiabilité du premier dispositif.

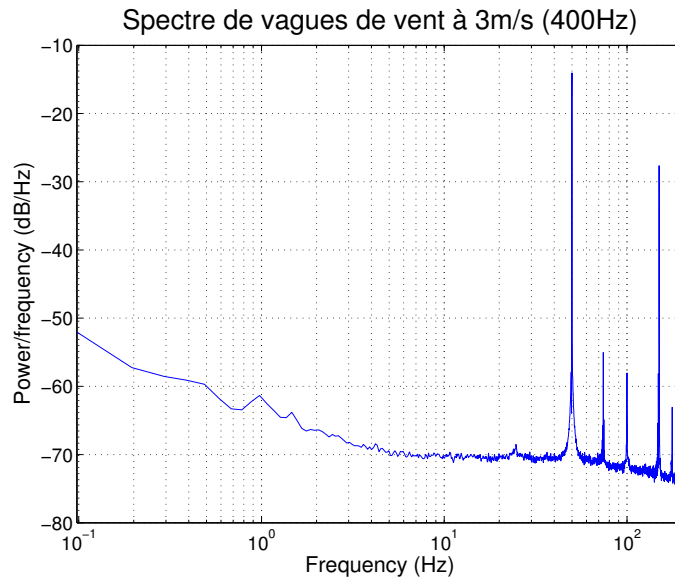
Pour les structures de vagues générées par les vents de 8 m/s et 10 m/s ou par le batteur, l'erreur relative est inférieure à 10%, ce qui valide les mesures par capteur de pression. Pour les structures de vagues générées par le vent à 7 m/s, l'erreur relative est de 11,3%, résultat jugé acceptable mais à la limite de validité. Seulement 13% du signal de surface est perçu par les capteurs de pression.

Dans le cas des mesures à 5 m/s de vent, le signal perçu est très atténué (7% des variations de surface perçues par les capteurs de pression) et la correction aboutit à une surestimation de l'écart-type des hauteurs des vagues de plus de 40%. Pour les vents inférieurs à 5 m/s, les mesures de pression se sont révélées inexploitables. En effet, le coefficient d'amortissement augmente avec le nombre d'onde (cf. § 5.3.3.6) qui lui-même augmente lorsque la force du vent diminue (Tab. 5.1). A faible vent, le signal perçu par les capteurs de pression est donc très fortement amorti en profondeur ce qui empêche la reconstitution du signal de surface. La figure Fig. 5.30 illustre l'amortissement du signal : aucune fréquence dominante n'est perçue par le capteur. Comme précédemment, les mesures aux vitesses de vent inférieures n'ont pas été traitées.

Ces résultats (Tab. 5.1) justifient l'adoption d'un seuil maximum du coefficient de correction (fixé à 10) au-delà duquel on considère que la reconstitution des écarts-types des hauteurs de vagues par le dispositif n'est plus fiable

**D) Célérité** On notera que des réflexions d'ondes dans le bassin empêchent un calcul correct des corrélations spatiales et spatio-temporelles entre les capteurs. Il nous est donc impossible de déterminer la célérité dans ces conditions. En conséquence, la valeur de célérité utilisée pour réaliser les calculs est issue de données de l'IRPHE.

**E) Fréquence dominante** Il est possible de comparer les fréquences dominantes mesurées par nos capteurs et celles mesurées par l'IRPHE. Les estimations de fréquences dominantes sont pleinement cohérentes (erreur relative <10%) à l'exception de la fréquence pour 6 m/s de vent (erreur 14%). De manière plus surprenante, la fréquence dominante des mesures à 5 m/s de vent



**FIGURE 5.30** – Spectre de vague pour un vent à 3 m/s. Le pic de fréquence des vagues n'est plus discernable du bruit (nota : le pic à 50 Hz est lié à un artefact du laboratoire).

reste bien estimée alors que le signal enregistré est déjà fortement atténué (7% du signal de surface enregistré par les capteurs).

L'ensemble des résultats est présenté dans la table 5.1. Ces résultats permettent de vérifier que, tant que le facteur de correction estimé est inférieur à 10 (i.e. tant que les capteurs de pression immergés enregistrent plus de 10% du signal de surface), le dispositif de capteurs de pression permet d'estimer de manière satisfaisante l'écart-type des hauteurs à la surface. Ainsi pour une valeur de longueur d'onde  $\lambda$  dominante, la profondeur maximum acceptable est définie par :

$$Z = \frac{\ln 10}{2\pi} \cdot \lambda = 6,28 \cdot \lambda \quad (5.15)$$

**F) Lien entre coefficient de corrélation et rugosité de surface** Cette partie des données n'ayant pas encore été totalement dépouillée, nous présentons donc ici les résultats préliminaires. En champ proche, c'est-à-dire lorsque l'on considère la propagation de l'onde sous la forme d'un *tube*<sup>9</sup>, la puissance reçue est théoriquement de :

$$P_r = P_i \cdot S_{rs} \cdot \sigma_0 \cdot \frac{S_{ant}}{4\pi \cdot D_{eau}^2} \quad (5.16)$$

où  $P_r$  est la puissance reçue,  $P_i$  la puissance émise,  $S_{rs}$  est la surface illuminée,  $S_{ant}$  la surface de l'antenne émettrice, avec  $S_{rs} = S_{ant}$  du fait de la configuration en champ proche et  $D_{eau}$  la distance antenne-surface. Ainsi comparant les puissances émises et reçues et connaissant la configuration de mesure, il est aisé de calculer la valeur du coefficient de corrélation  $\sigma_0$ .

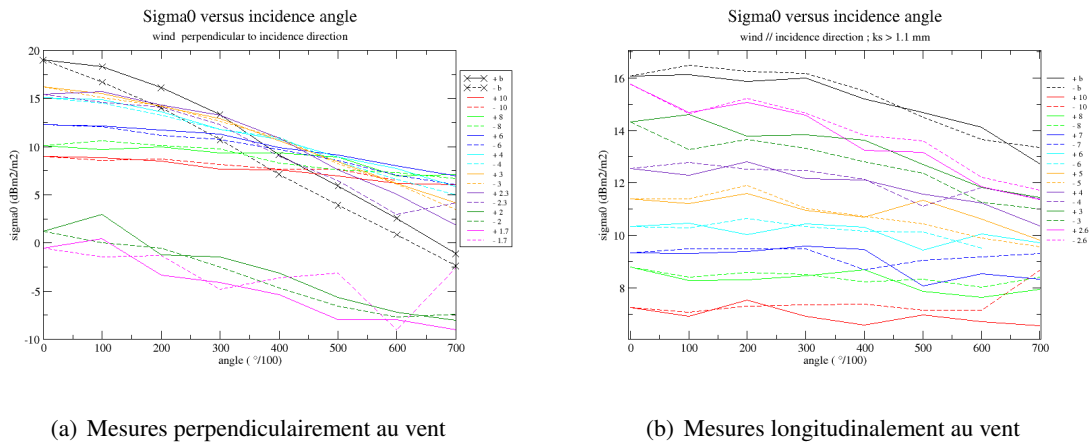
9. Le champ proche est une approximation pour des distances antennes-cibles faibles (4,5 m dans le cas du dispositif de l'ONERA), du champ lointain où la propagation des ondes se fait sous la forme d'un cône



IRPHE (référence)	Vent (m/s)	2	3	4	5	6	7	8	10	Bat.
	$F_{dom}$ (Hz)	5,52	3,46	2,69	2,19	1,80	1,92	1,85	1,72	1,00
	$c$ (m/s)	0,28	0,45	0,58	0,75	0,85	0,9	1,03	1,07	1,56
	$k$ (m <sup>-1</sup> )	122,55	48,20	28,99	18,68	15,52	14,38	11,41	10,33	4,03
	$H_{rms}$ (cm)	0,05	0,23	0,43	0,60	0,79	0,93	1,12	1,48	1,31
Cemagref	$Z$ (m)	0,14	0,14	0,24	0,14	0,24	0,14	0,14	0,14	0,14
	$\sigma_p$ (mb)				0,03	0,01	0,14	0,21	0,35	0,76
	$F_{dom}$ (Hz)				2,23	2,1	2,06	1,87	1,76	1
	$H_{rms}$ (cm)				0,35	0,62	1,04	1,02	1,49	1,33
	% Erreur $F_{dom}$				-2	-14	-7	-1	-2	0
	$e^{k \cdot Z}$				14,00	42,03	7,61	4,96	4,26	1,76
	% Signal capteur				7,1	2,4	13,1	20,2	23,5	56,9
	% Erreur $H_{rms}$				-41,2	-21,7	11,3	-8,7	0,8	1,8
	Cohérence des mesures				non	non	oui	oui	oui	oui

TABLE 5.1 – Comparaison des résultats d'écart-type des hauteurs mesurées par sonde à vagues capacitive et estimées par capteurs de pression. Les cases grisées en clair représentent les mesures non cohérentes (Cemagref/IRPHE). Les mesures à 2, 3 et 4 m/s de vent ne sont pas traitées car trop amorties et non significatives)

Les mesures de coefficient de corrélation ont été réalisées sur différentes conditions de vent, le radar balayant les angles d'incidence de  $-7^\circ$  à  $7^\circ$  pour chaque vitesse de vent. Ce balayage a été effectué longitudinalement et perpendiculairement au vent.



**FIGURE 5.31** – Résultats de mesure de  $\sigma_0$  perpendiculairement (5.31(a)) et longitudinalement (5.31(b)) au vent. Les différentes vitesses de vent et le batteur (b) sont présentées et les trait en pointillés correspondent aux mesures avec des angles d'incidence négatifs.

Illustrations Pierre Borderies (ONERA)

La figure 5.31 montre les différentes mesures de  $\sigma_0$ . Sur les deux graphiques, deux tendances apparaissent identiques :

- La valeur du coefficient de corrélation diminue en fonction de l'angle d'incidence.
- Les intensités de  $\sigma_0$  sont inversement liées à la vitesse du vent

Les liens apparaissent donc clairement entre rugosité de l'eau et coefficient de corrélation, mais le détail de ces tendances reste encore à explorer.

### 5.4.3 Campagnes de mesure de la phase 3 en conditions naturelles

Nous présentons ici les résultats des deux campagne de mesure opérationnelles menées sur le Rhône.

#### 5.4.3.1 Rhône du 24 février 2011

Lors de cette campagne, les capteurs de pression étaient disposés en matrice 3x3 de un mètre de côté. Le châssis était posé sur le fond du lit à proximité de la berge (situé au point  $43^\circ 38' 57''\text{N}$   $4^\circ 35' 48''\text{E}$ , soit à environ 10 m de la berge). Les mesures ont été réalisées en continu de 10h04 à 11h44.

**A) Paramètres de surface lors des survols de l'avion ONERA** Le tableau Tab. 5.2 présente les résultats calculés sur une fenêtre de 3 minutes d'enregistrement autour des heures de passage de l'avion.

Heure de vol	09 :45	09 :52	10 :02	10 :08	11 :08	11 :14	11 :21
Vent (m/s)	-	-	-	-	-	-	-
Fréquence dominante (Hz)	-	-	-	1,02	0,98	0,95	1,03
Célérité (m/s)	-	-	-	1,65	1,93	1,58	1,25
Écart-types des pressions (mb)	-	-	-	0,16	0,09	0,11	0,12
Écart-types des hauteurs (cm)	-	-	-	0,65	0,41	0,56	0,72
$L_{corr}$ transversale (m)	-	-	-	0,57	0,42	0,45	0,46
$L_{corr}$ longitudinale (m)	-	-	-	0,41	0,26	0,37	0,44
$L_{corr}$ Diagonale 1 (m)	-	-	-	0,52	0,11	0,04	0,06
$L_{corr}$ Diagonale 2 (m)	-	-	-	0,62	0,36	0,57	0,63

TABLE 5.2 – Synthèse des mesures de rugosité lors des survols de l'avion ONERA (24/02/2011)

(a) Photo de l'état de surface aux alentours du 4<sup>e</sup> vol (10h05)(b) Photo de l'état de surface aux alentours du 5<sup>e</sup> vol (11h06)(c) Photo de l'état de surface aux alentours du 6<sup>e</sup> vol (11h31)(d) Photo de l'état de surface aux alentours du 7<sup>e</sup> vol (11h18)

FIGURE 5.32 – Photos de la surface du Rhône dans les minutes proches des survols

Lors des 3 premiers passages de l'avion, le dispositif n'était pas prêt pour l'enregistrement, nous n'avons donc pas de résultats pour ces survols.

**B) Analyse d'ensemble** La figure Fig. 5.33 présente les résultats sur l'ensemble de la période de mesure (100 minutes) divisée en périodes de 3 minutes. Deux grandes tendances apparaissent :

- une diminution progressive de l'écart-type des pressions jusqu'à, environ, 10h45
- une ré-augmentation progressive.

Ce phénomène est probablement dû à des changements de conditions de vent, mais en l'absence de mesures anémométriques locales, il nous est impossible de le certifier.

Ces variations, lentes et continues, suggère que les paramètres de rugosité lors des premiers survols de l'avion sont vraisemblablement identiques à ceux enregistrés lors du 4<sup>e</sup> survol. Cela se vérifie sur la figure Fig. 5.33, la première mesure mise à part : l'écart-type des hauteurs se situe autour de 0,65 cm durant les vingt premières minutes d'enregistrement, la fréquence dominante à 1 Hz, la célérité à 1,65 m/s et les longueurs de corrélation restent très cohérentes (0,57 m, 0,41 m, 0,52 m et 0,62 m).

Des pics de faibles valeurs de la célérité peuvent être observés. Ces pics sont la conséquence d'une mauvaise corrélation des signaux des capteurs de pression, ceux-ci s'étant révélés trop profonds pour fournir des résultats corrects. Ces erreurs d'estimation de la célérité ont un impact direct sur l'estimation de l'écart-type des hauteurs.

Aux alentours de 11h, un repositionnement du châssis, afin qu'il soit mieux aligné avec le courant, provoque une perturbation temporaire des enregistrements.

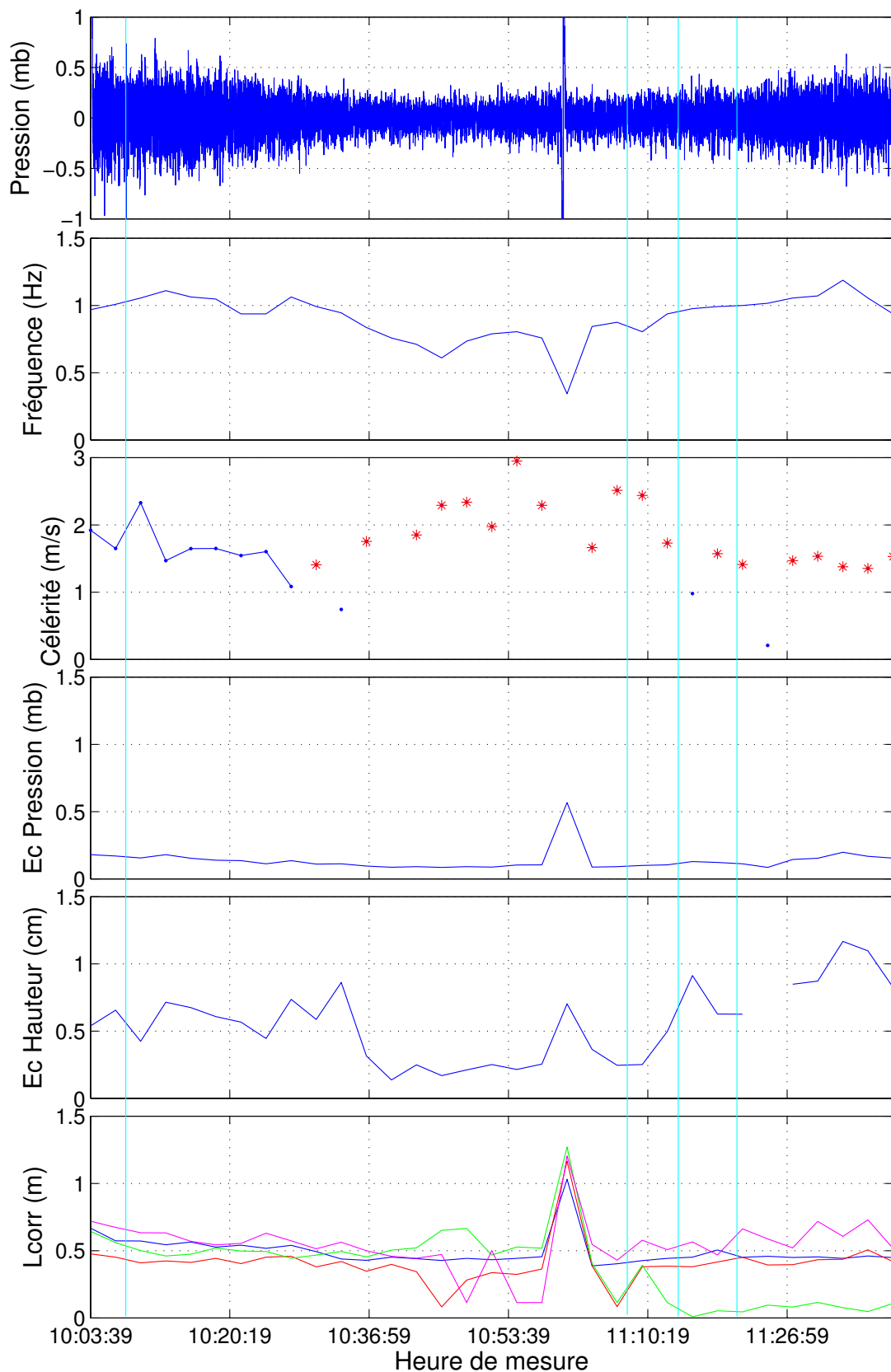
#### 5.4.3.2 Rhône du 25 mai 2011

Lors de cette campagne de mesure, le système de mesure était posé sur le lit du fleuve à plusieurs mètres (une dizaine) de la berge ( $43^{\circ}38'22''\text{N} - 4^{\circ}36'10''\text{E}$ ) et dans une zone visuellement représentative de la surface (Fig. 5.34).

Les branches du support des capteurs de pression étaient disposées en L, une des branches orientée dans le sens de propagation des ondes et l'autre perpendiculairement. Le sens du vent est resté orienté nord durant toute la mesure (donc dans le sens de l'écoulement nord-sud), ce n'est qu'en milieu d'après-midi qu'il s'est inversé pour prendre une orientation sud. Les mesures ont été réalisées en continu de 09h34 à 16h11 avec une interruption de 13h17 à 13h33 pour décharger les données après la fin des survols. Durant cette période de mesure, le vent a varié de 9,3 m/s au maximum dans la matinée à un vent presque nul en début d'après-midi.

La période de mesure a été divisée en sous-périodes successives de 3 minutes (180 s). Tous les résultats présentés sont calculés sur ces fenêtres de 3 minutes d'enregistrement, notamment autour des heures de survol de l'avion.

L'ensemble des enregistrements et des résultats est synthétisé sous la forme de graphiques (Fig. 5.36). Sur la figure, nous avons matérialisé par une ligne verticale traversant l'ensemble des graphiques les instants des différents survols de l'avion. Les résultats correspondants sont résumés dans la table Tab. 5.3.



**FIGURE 5.33** – Synthèse des résultats sur l'ensemble de mesures de pression. Les traits verticaux cyan représentent les survols avec l'avion. Les étoiles rouges sur la courbe de célérité représentent les cas où la méthode de calcul de la célérité par corrélation n'as pas pu donner de résultats. Les longueurs de corrélation sont présentées en bleu pour l'axe transversal, en rouge pour l'axe longitudinal et en vert et magenta pour les diagonales.



**FIGURE 5.34** – Photo de la surface de toute la largeur du Rhône à l'endroit du survol de l'avion (prise depuis la rive droite, l'écoulement s'effectuant de la gauche vers la droite)

**A) Paramètres de surface lors des survols de l'avion ONERA** Les résultats de chacun des survols sont résumés dans le tableau Tab. 5.3 et les photos correspondant aux états de surface sont présentées sur la figure Fig. 5.35.

Heure de vol	09 :47	09 :54	10 :01	10 :08	10 :16
Vent (m/s)	5,27	5,85	6,79	7,64	5,58
Fréquence dominante (Hz)	0,77	0,70	0,70	0,86	0,80
Célérité (m/s)	1,52	1,52	1,53	1,52	1,53
Écarts-types des pressions (mb)	1,04	1,08	1,14	1,02	1,02
Écarts-types des hauteurs (cm)	1,87	1,83	1,95	1,98	1,89
$L_{corr}$ transversale (m)	1,09	1,14	1,19	1,06	1,09
$L_{corr}$ longitudinale (m)	0,55	0,57	0,52	0,47	0,52
$L_{corr}$ Diagonale (m)	0,91	0,95	0,82	0,75	0,85

TABLE 5.3 – Synthèse des mesures de rugosité lors des survols de l'avion ONERA (25/05/2011)

L'intérêt principal de cette campagne est la combinaison d'enregistrements de pression et de mesures du vent sur une longue période. L'analyse des mesures se fera donc de manière globale, sur la période de mesure.

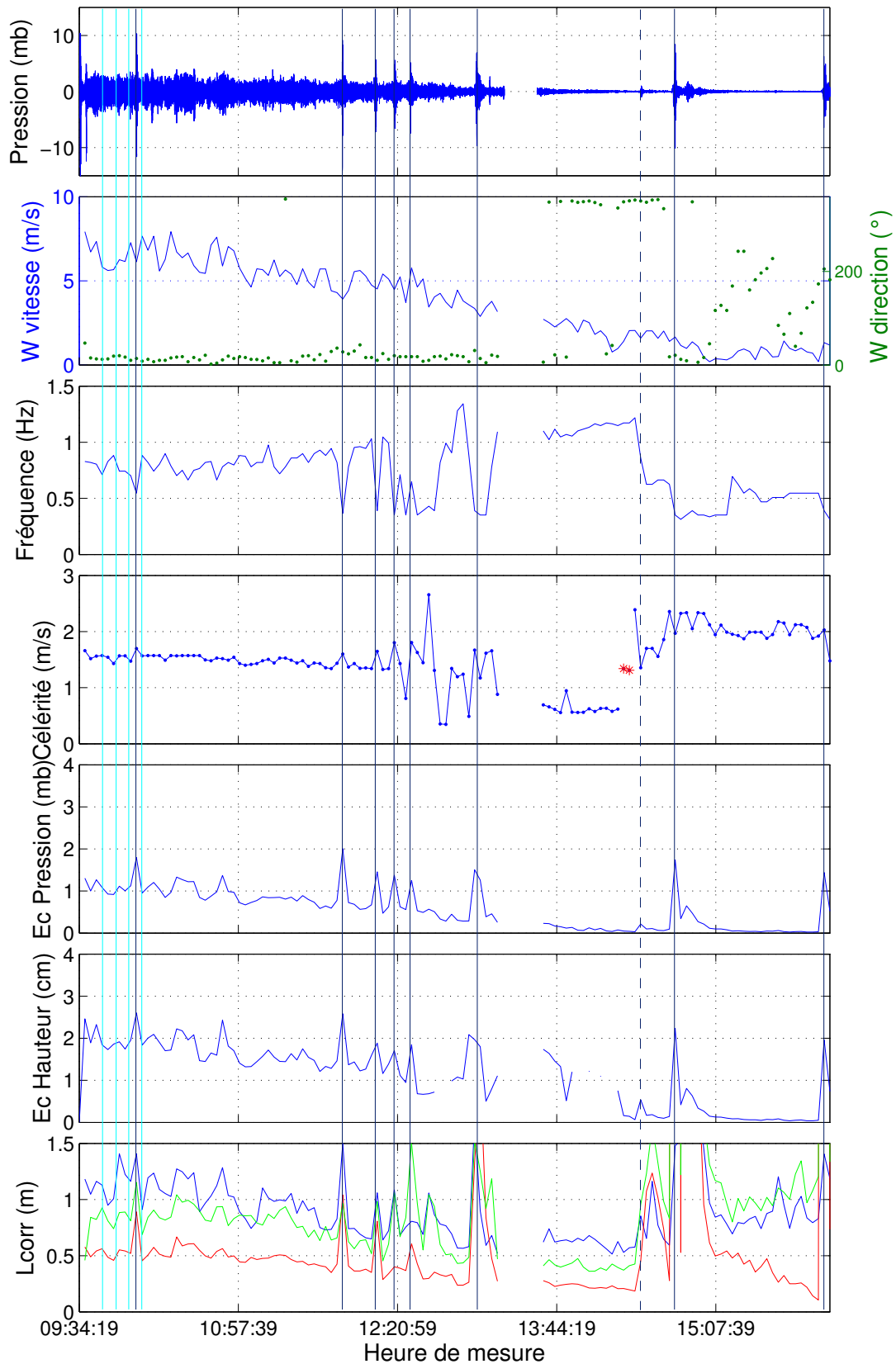
**B) Analyse d'ensemble** L'amplitude de fluctuation des pressions a diminué en cours de journée, de façon concomitante avec la diminution de l'intensité du vent. Cette diminution se traduit d'ailleurs dans les écarts-types des hauteurs et semble aussi se traduire pour les célérités. La fréquence dominante semble suivre une tendance inverse en augmentant alors que le vent diminue, ce qui peut s'expliquer par la diminution de taille des structures de vagues.

On note 8 événements majeurs (lignes bleues marines verticales sur la figure Fig. 5.36), ainsi que



(a) Photo de l'état de surface lors du 1<sup>er</sup> vol (09 :47)(b) Photo de l'état de surface lors du 2<sup>e</sup> vol (09h54)(c) Photo de l'état de surface lors du 3<sup>e</sup> vol (10h01)(d) Photo de l'état de surface lors du 5<sup>e</sup> vol (10h16)

**FIGURE 5.35** – Photos de la surface du Rhône concomitantes aux survols de l'avion ONERA pour 4 des 5 survols



**FIGURE 5.36** – Synthèse des résultats sur l'ensemble des mesures de pression. Les traits verticaux cyan représentent les survols avec l'avion et ceux en bleu marine, les passages de barges (les pointillés représentent une petite embarcation).

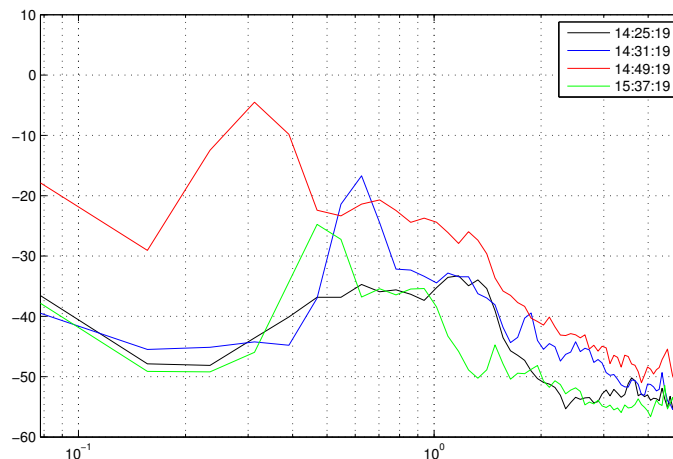
Les deux étoiles rouges sur la courbe de célérité représentent les cas où la méthode de calcul de la célérité par corrélation n'a pas pu donner de résultats. Les longueurs de corrélation sont présentées en bleu pour l'axe transversal, en rouge pour l'axe longitudinal et en vert pour la diagonale.



quelques événements mineurs, pour lesquels l'amplitude des variations des pressions a présenté une augmentation brutale et temporaire, rapidement atténuée. Ces événements correspondent à des passages d'embarcations (barges lourdes ou embarcations légères) sur le Rhône, générant une houle. Ils semblent se traduire par une augmentation de l'écart-type des pressions, une diminution de la fréquence dominante, qui passe à  $\sim 0,4$  Hz et une augmentation de la longueur de corrélation. Ce point, étudié pour la partie fréquence dominante au paragraphe suivant, devra faire l'objet d'études plus poussées lors de prochaines campagnes de mesure.

**C) Sensibilité du concept de fréquences dominantes** Si dans nombre de cas une fréquence dominante est détectable, dans d'autres, une superposition de plusieurs fréquences apparaît clairement. Le concept de fréquence dominante n'est donc pas toujours adapté à la réalité. La complexité des processus qui sous-tendent la valeur de la fréquence dominante, peut être illustrée par l'exemple suivant : à partir de 14h30, on constate une forte diminution, en deux étapes, de la fréquence dominante (Fig. 5.36). Ces variations font suite aux passages successifs d'une petite embarcation et d'une barge sur le Rhône.

- Sur le spectre précédent le premier passage (courbe noire, Fig. 5.37) le spectre de fréquence apparaît étalé autour d'un pic large (allant de 0,6 à un peu plus de 1,5 Hz) avec un maximum plus prononcé autour de 1,2 Hz,
- après le passage (courbe bleue, Fig. 5.37), le spectre est conservé et vient s'y superposer un pic à 0,6 Hz probablement généré par l'embarcation légère.
- vingt minutes plus tard (courbe rouge, Fig. 5.37), le spectre est dominé par une houle à 0,3 Hz, provoquée par la barge, qui perdure plusieurs minutes avant que la surface retrouve des conditions de houle à 0,5 Hz (courbe verte, Fig. 5.37).



**FIGURE 5.37** – Évolution du spectre de vague avant et après les passages successifs d'une petite embarcation et d'une barge.

On voit donc qu'isoler une seule valeur de fréquence dominante peut masquer des processus plus complexes. L'analyse d'ensemble nous conduit à l'interprétation suivante : deux fréquences dominantes coexistent sur la surface de l'eau :

- l'une liée à l'hydraulique du cours d'eau, autour de 0,5 Hz, qui apparaît notamment quand le vent est faible à nul, ou bien à l'occasion des passages d'embarcations

- l'autre liée aux conditions de vent, qui croît quand le vent décroît (de 0,7 Hz pour 7 m/s de vent à 1,2 Hz pour 2 m/s de vent) et dont la puissance faiblit quand le vent décroît

La figure 5.38 illustre cette analyse.

## 5.5 Évolution des paramètres de surface en fonction des caractéristiques de vent

Les enregistrements, réalisés de façon continue durant 7 heures au cours de la campagne du 25 mai 2011, présentent d'importantes variations de l'intensité du vent et des conditions de surface. Nous avons ainsi pu étudier l'influence du vent sur les caractéristiques de surface.

Si les nuages de points restent relativement dispersés, ce qui peut s'expliquer par une inertie de la surface aux variations rapides de vent, des relations apparaissent clairement entre vitesse de vent et paramètres de rugosité sur une longue durée.

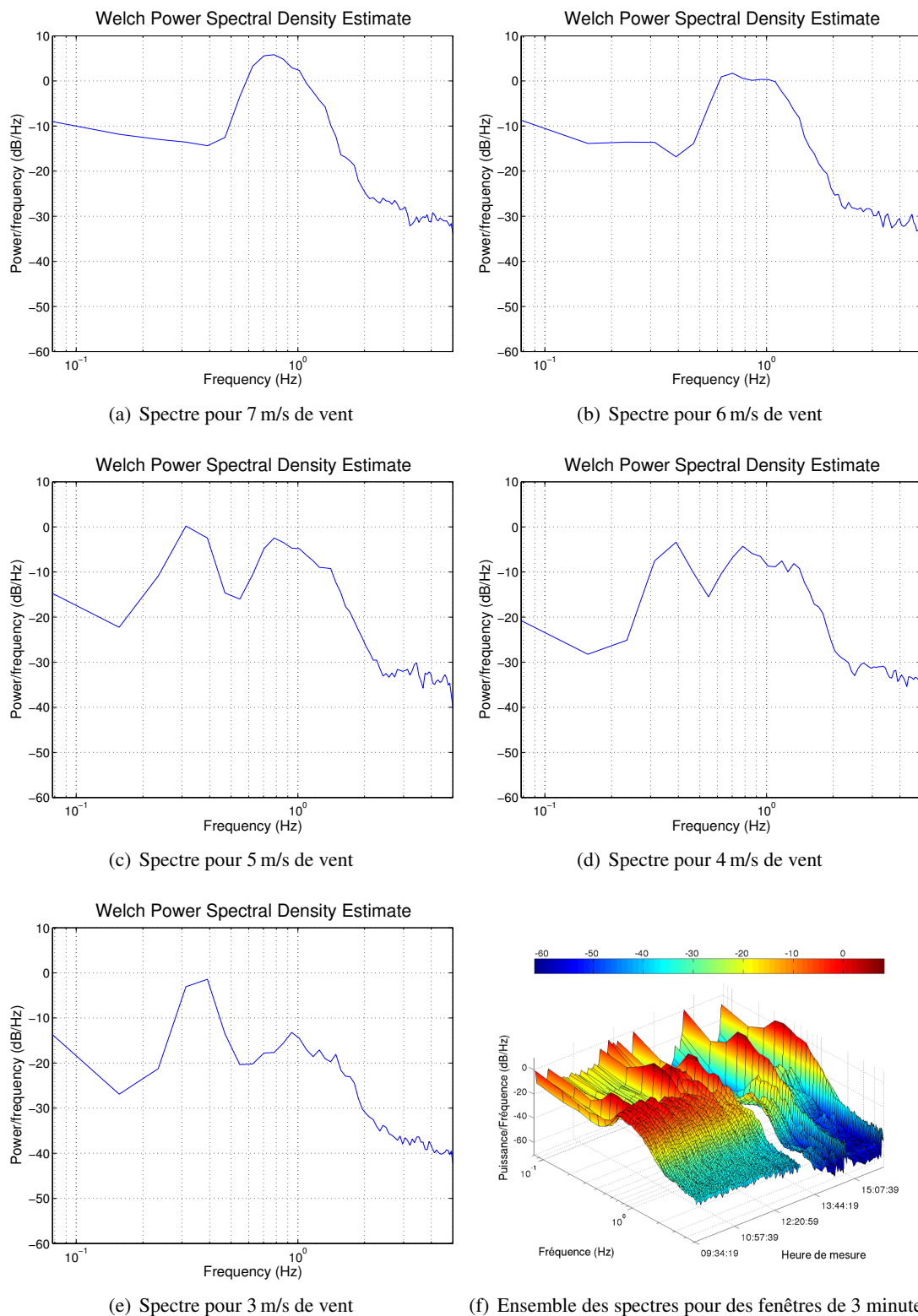
D'autre part, nous pouvons noter une dispersion du nuage (en particulier sur les longueurs de corrélation) pour des vents faibles, en dessous de 1,5 m/s. Compte tenu de la diminution des amplitudes de fluctuation de niveau de surface et de l'augmentation du nombre d'onde à ces faibles vitesses de vent, la profondeur des capteurs s'est avérée trop grande pour calculer correctement les corrélations à partir des mesures de pression. Nous avons décidé de ne pas tenir compte de ces mesures par vent inférieur à 5 m/s pour la recherche de courbes de tendances (Fig. 5.39).

Nous pouvons noter, dans le cas de la célérité (Fig. 5.39(b)), que l'ordonnée à l'origine est relativement importante (1,3 m/s). Cela est probablement lié aux conditions hydrauliques sur le site de mesure. Ce point devra être étudié lors de campagnes de mesure ultérieures.

Finalement une dispersion de la célérité, et par conséquent de la longueur d'onde, apparaît pour les vitesses de vent inférieures à 5 m/s. Cela intègre plusieurs passages de barges (Fig. 5.36) entre 11h30 et 13h00, ainsi que le phénomène à 14h30, étudiée précédemment.

	Équation	Écart-type du nuage d'erreur
Longueur d'onde (m/s)	$\lambda = 0,23 \cdot \text{Vent} + 0,42$	$\sigma = 1,2$
Célérité (m/s)	$c = 0,035 \cdot \text{Vent} + 1,30$	$\sigma = 0,39$
Écart-type des hauteurs (m)	$\sigma = 0,0023 \cdot \text{Vent} + 0,0034$	$\sigma = 0,0042$
$L_{corr}$ transversal (m)	$L_{corr_t} = 0,99 \cdot \text{Vent} + 0,39$	$\sigma = 0,19$
$L_{corr}$ longitudinale (m)	$L_{corr_l} = 0,063 \cdot \text{Vent} + 0,098$	$\sigma = 0,24$
$L_{corr}$ diagonale (m)	$L_{corr_d} = 0,079 \cdot \text{Vent} + 0,33$	$\sigma = 0,23$

TABLE 5.4 – Récapitulatif des relations existantes entre vitesses de vent (m/s) et paramètres de vagues pour des vents supérieurs à 1,5 m/s (Rhône à l'aval d'Arles, 25 mai 2011)



**FIGURE 5.38** – Évolution du spectre de vague avec le vent, de 7 m/s (en haut à gauche) à 3 m/s (en bas à gauche) par pas de 1 m/s. La surface en bas à droite présente l'ensemble des spectres pour chaque fenêtre temporelle de 3 minutes.

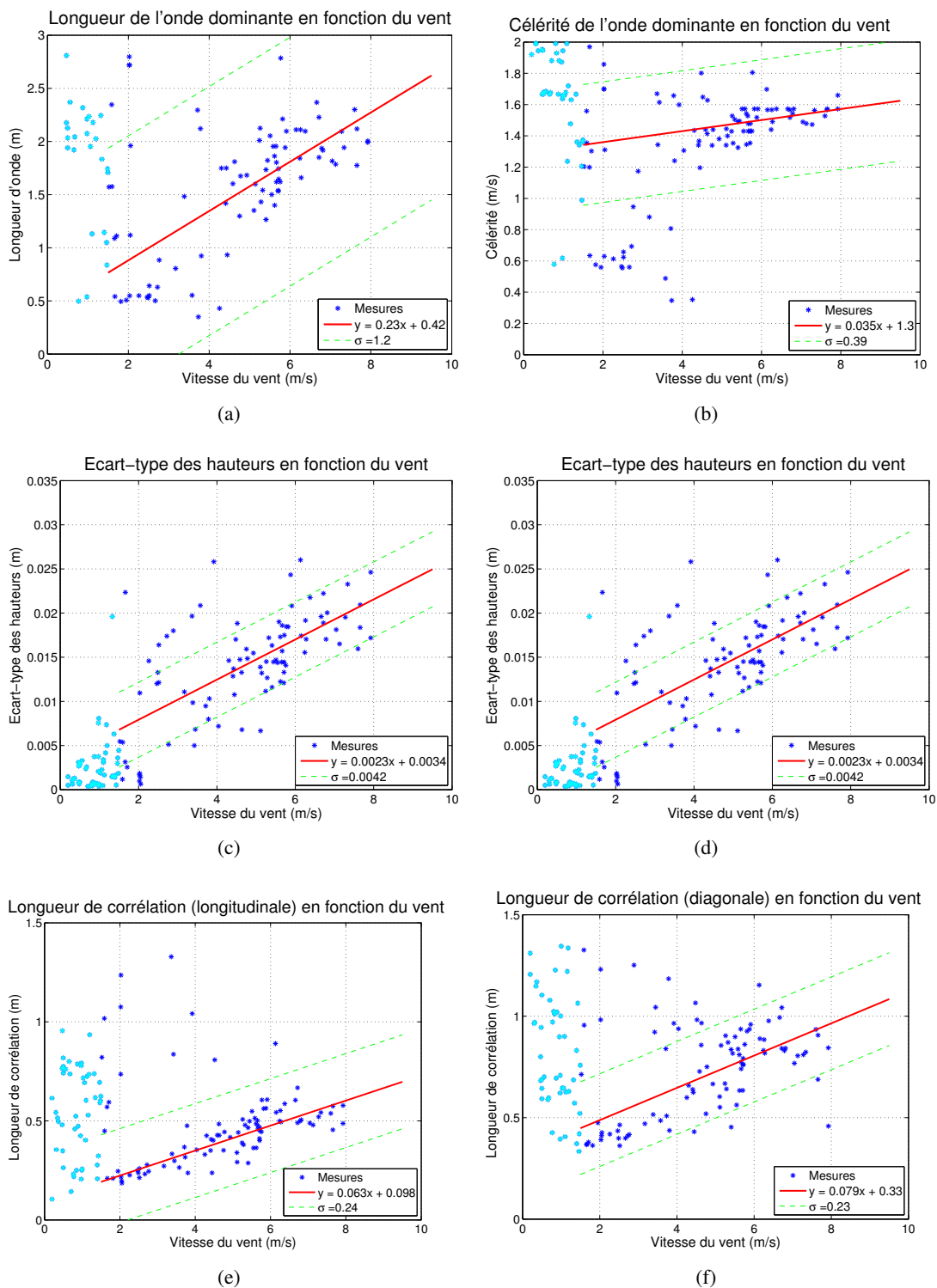


FIGURE 5.39 – Évolution des paramètres de rugosité et des caractéristiques des ondes en fonction de la vitesse du vent (mesures correspondantes à un vent inférieur à 1,5 m/s représentées en cyan et non utilisées dans l'établissement des relations)

## 5.6 Conclusion du chapitre

Afin de caractériser l'état de surface de l'eau (rugosité représentée, pour les études de rétrodiffusion radar, par l'écart-type des niveaux et la longueur de corrélation), nous avons étudié diverses possibilités techniques et développé un dispositif de mesure utilisable en conditions naturelles (fleuves, lacs). Ce dispositif est basé sur un ensemble de capteurs de pression échantillonnant, à une profondeur donnée, les variations de pression liées à la colonne d'eau, à une fréquence de 10 Hz avec une précision en pression de 0,1 millibar (soit 1 millimètre en hauteur d'eau). Il peut être mis en œuvre sur le terrain, ce qui nous a permis l'étude des caractéristiques de surface du Rhône à l'aval d'Arles conjointement aux campagnes aéroportées BUSARD de l'ONERA.

En première approche, la rugosité est représentée par un formalisme issu de la modélisation continentale. Cette formulation se confronte à la limite de la longueur de corrélation. La surface fluviale n'étant pas réellement aléatoire, mais possédant une composante périodique, ce paramètre apparaît peu réaliste. Une modélisation plus fine nécessitera donc un formalisme inspiré de la modélisation océanique, en tenant compte des spécificités des fleuves (importance du vent réduit, réflexion d'ondes, effet de l'écoulement, etc.)

L'étude en milieu contrôlé, dans le bassin à vague de l'IRPHE, nous a permis de valider cette méthode de mesure et d'en identifier les limites. Une étape clef de cette méthode consiste à traduire les variations de pression enregistrées à une profondeur moyenne donnée en variations de niveau de surface. Pour cela on doit déterminer un coefficient de correction dépendant de la profondeur du capteur et du nombre d'onde. Ce dernier peut être déterminé à partir de la connaissance de la fréquence dominante (extraite du spectre fréquentiel du signal) et de la célérité (déterminée par analyse des corrélations spatio-temporelles entre capteurs). Les mesures dans le bassin de l'IRPHE ont permis de montrer que le dispositif fournissait des valeurs fiables d'écart-types des hauteurs de vagues quand le coefficient de correction était inférieur à 10. La détermination des longueurs de corrélation (par analyse des corrélations spatiales entre capteurs), comme de la célérité des ondes (par analyse des corrélations spatio-temporelles entre capteurs), impose de disposer d'un nombre assez grand de capteurs sur chaque axe de mesure. Ceci nous a amenés à privilégier un châssis en L par rapport au châssis à maille carrée. Le dispositif est limité, pour la caractérisation de petites structures spatiales, par sa précision de mesure (millibar) et son échantillonnage spatial (décimétrique) et temporel (dixième de seconde).

Le dispositif a été utilisé en position fixe, posé sur le fond du lit du cours d'eau, à proximité des berges. La mesure des paramètres de surface de l'eau au milieu d'un fleuve depuis une embarcation s'est avérée impossible en raison des mouvements propres à l'embarcation. La seule solution envisageable est l'utilisation d'un dispositif flottant à forte inertie (flotteurs déportés de part et d'autre du châssis). La position, la vitesse de dérive et l'orientation du dispositif devront être mesurées de façon fine. Le développement d'un tel dispositif flottant devrait faire l'objet d'une nouvelle étude.

Les capteurs de pression fournissent une information dense sur la variation temporelle des hauteurs, mais une information très peu dense sur la distribution spatiale. L'imagerie optique présenterait donc un complément très intéressant permettant de caractériser la structure instantanée d'une

surface d'eau et son évolution temporelle. Des travaux devront être menés dans cette direction (acquisition et traitement d'image).

Ce dispositif a permis de caractériser les paramètres de rugosité de surface sur le Rhône lors de survols radar de l'ONERA. Il a également permis d'analyser l'évolution des paramètres de rugosité en fonction du vent sur le site de mesure.



## **Quatrième partie**

# **Conclusion**





# Chapitre 6

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

### Sommaire

---

<b>6.1 Synthèse</b> . . . . .	<b>209</b>
<b>Synthèse</b> . . . . .	<b>209</b>
6.1.1 Estimation du débit des fleuves . . . . .	209
6.1.2 Mesure des variables de surface par techniques de télédétection . . . . .	211
<b>6.2 Nouvelles questions de recherche</b> . . . . .	<b>213</b>
6.2.1 Relation entre variables de surface et débit . . . . .	213
6.2.2 Formalisation adaptée de la rugosité fluviale . . . . .	214
6.2.3 Relation entre vent et paramètres de rugosité . . . . .	215

---



## 6.1 Synthèse

Ces deux dernières décennies ont vu le développement et la maturation de nombreuses techniques satellitaires ouvrant de prometteuses perspectives en matière d'applications hydrologiques. Les enjeux croissants en matière de connaissance et de mobilisation des ressources en eau et le besoin, dans un contexte de changement climatique et de pression anthropique sur le cycle de l'eau, de suivre les dynamiques fluviales à différentes échelles, du bassin à globale, ont forgé les deux principaux objectifs de cette thèse :

1. développer et tester une méthode d'estimation du débit des fleuves à partir des seules variables mesurables par techniques satellitaires
2. explorer les capacités actuelles des techniques radar satellitaires sur les eaux continentales, avec un investissement particulier sur l'interférométrie radar temporelle pour la mesure de vitesse de surface des cours d'eau.

### 6.1.1 Estimation du débit des fleuves

Le principal verrou à l'estimation du débit des fleuves réside dans l'impossibilité d'obtenir des informations sur les paramètres hydrauliques de fond des cours d'eau à partir des techniques satellitaires actuelles.

**Méthode** La méthode d'estimation du débit que nous avons développée consiste à estimer des paramètres hydrauliques de fond (le rapport  $\alpha = V_m/V_s$  traduisant la relation entre vitesse de surface  $V_s$  et vitesse moyenne de l'écoulement  $V_m$ , la cote du lit du fleuve  $Z_f$ , la pente du lit du fleuve  $I_f$  et le coefficient de Strickler  $K$ ) à partir d'un jeu de  $N$  mesures des variables de surface  $(V_{si}, Z_i, I_{si}, L_i)_{i=1\dots N}$  à différents instants  $t_i = t_1 \dots t_N$  du cycle hydrologique. L'estimation des paramètres hydrauliques est basée sur la minimisation de l'écart quadratique entre deux expressions du débit, conservation de la masse  $Q_{cm}$  et de conservation de l'énergie  $Q_{ce}$ , dépendant de ces paramètres et une série d'hypothèses hydrauliques sur la section de fleuve considérée. Le problème d'estimation des paramètres hydrauliques est donc ramené à un problème mathématique de minimisation d'un critère dans un espace à quatre dimensions (les quatre paramètres hydrauliques de fond). Nous avons développé quatre variantes de critères afin de mener cette minimisation.

Deux de ces critères ( $J_1$  et  $J_4$ ) sont résolus de manière algorithmique, par une méthode de descente du critère adaptée. Cette méthode nous permet de maîtriser les contraintes physiques liées à la réalité des fleuves (recherche dans des intervalles de valeurs réalistes des paramètres), tout en évitant les solutions mathématiques qui apparaissent, mais ne présentent pas de sens physique. Ces deux critères se heurtent toutefois à des temps de calcul pouvant être élevés en raison d'une topographie complexe de ces critères.

Afin de résoudre ce problème de temps de calcul, un troisième critère ( $J_3$ ) a été développé sur la base de la formulation du critère  $J_1$ . Ce nouveau critère présente l'avantage de pouvoir être minimisé de manière analytique, dès lors qu'un des paramètres est fixé (l'élévation du lit du fleuve  $Z_f$ ). Ainsi, pour une valeur de  $Z_f$  donnée, la minimisation de  $J_3$  par rapport aux trois autres

paramètres s'obtient par simple inversion de matrice : pour  $Z_f$  donné, la valeur de  $J_{3min}(Z_f)$  est ainsi facile à déterminer. La minimisation du critère se réduit donc à déterminer la valeur de  $Z_f$  optimale minimisant  $J_{3min}(Z_f)$ .

Un dernier critère ( $J_2$ ) a été développé en se basant sur l'ajout d'une hypothèse forte d'uniformité de l'écoulement du fleuve. Cette hypothèse permet la simplification de l'équation de conservation de l'énergie et aboutit à un critère  $J_2$  dont la minimisation peut être faite de façon analytique. Toutefois, cette dernière formulation fournit le rapport  $\alpha/K$  ce qui nécessite de fixer une valeur de  $\alpha$  pour déterminer la valeur du coefficient de Strickler  $K$ . De plus l'hypothèse de régime uniforme fait disparaître le paramètre  $I_f$  qui n'est plus utilisé pour la détermination du débit.

L'ensemble de ces critères  $J_1$  à  $J_4$  ont été appliqués sur des jeux de données issus de modélisations d'écoulement et vérifiant l'égalité entre les deux formulations du débit. En l'absence de bruits de mesure sur les variables de surface issues des modèles, les trois critères  $J_1$ ,  $J_3$  et  $J_4$  ont donné de très bons résultats (estimation du débit parfaite ou quasi parfaite). En revanche  $J_2$ , du fait que l'hypothèse uniforme n'est pas vérifiée par les variables de surface des différents jeux de données, a présenté une erreur d'estimation du débit de 10%.

**Robustesse au bruit de mesure** Si la méthode d'estimation du débit donne de très bons résultats sur des variables de surface non bruitées, il était primordial d'étudier sa robustesse au bruit de mesure sur les variables de surface. Pour cela, des bruits de mesure de différentes intensités relatives ont été appliqués aux variables de surface, soit individuellement, soit simultanément. Les résultats se sont inversés et le critère  $J_2$  s'est révélé le plus robuste au bruit. Le critère  $J_3$ , quant à lui, conduit à des valeurs complexes de certains des paramètres hydrauliques ( $K$  en particulier) dès l'ajout de bruits minimes. Ce critère a donc été abandonné.

Finalement, la méthode et ses variantes en fonction du critère ont été appliquées sur deux jeux de mesures réelles issus de deux stations hydrométriques du fleuve Amazone : Óbidos et Manacapuru. Sur les données issues de la station de Manacapuru, les résultats ont été conformes à ceux obtenus sur des jeux de données bruités : le critère  $J_2$  a très bien estimé le débit avec une erreur quadratique relative de 10%, les autres critères n'ont pas réussi à estimer correctement le débit. Sur les données issues de la station d'Óbidos, aucun critère n'a été en mesure d'estimer correctement le débit. Si les trois critères  $J_1$ ,  $J_2$  et  $J_4$  ont minimisé correctement l'écart entre les deux estimations du débit  $Q_1$  et  $Q_2$ , la solution atteinte ne correspondait pas aux valeurs attendues.

**Amélioration de la robustesse** Après l'ajout de contraintes supplémentaires (en fixant les valeurs de  $\alpha$  et  $I_f$  dont nous pouvons avoir une connaissance a priori) sur les critères  $J_1$  et  $J_4$ , ces deux critères ont réussi à faire converger  $Z_f$  et  $K$  vers des valeurs proches de celles obtenues par le critère  $J_2$ . Les estimations des débits par les méthodes  $J_1$  et  $J_4$  ont été améliorées en conséquence avec une erreur relative d'estimation du débit de respectivement 16% et 5% sur les données issues de Manacapuru. Sur les données issues d'Óbidos,  $J_1$  et  $J_4$  convergeant aussi vers des résultats similaires à  $J_2$ , l'erreur relative du débit est de l'ordre de 82% et 76%, respectivement.

En conclusion, les meilleures performances d'estimation du débit en terme de robustesse au bruit de mesure des variables de surface sont obtenus par la méthode  $J_2$  (hypothèse du régime uniforme) et par les méthodes  $J_1$  et  $J_4$  en fixant  $\alpha = 0,9$  et  $I_f = \max(I_s)$ . Ces méthodes conduisent

à une estimation du débit à Manacapuru à 10% près. En revanche les résultats à Óbidos demeurent mauvais (sous-estimation des débits de 75%). Nous pensons que les hypothèses hydrauliques servant de base à la méthode ne sont pas vérifiées sur cette station (notamment  $K$  constant).

### **Pour aller plus loin : amélioration des méthodes d'estimation du débit des fleuves**

Les méthodes d'estimation du débit que nous avons développées et testées reposent sur des jeux de mesures synchrones des quatre variables de surface ( $V_s, Z, I_s, L$ ) recueillies à différents instants  $t_i, i \in [1, N]$  du cycle hydrologique. Nous n'avons pas pu pousser la validation de ces méthodes d'une part parce que les techniques satellitaires permettant un tel suivi n'existent pas encore, d'autre part parce que, si les niveaux sont régulièrement enregistrés par des stations limnimétriques et les vitesses (ainsi que la largeur, indirectement) occasionnellement mesurées lors de campagne d'étude du fleuve, l'information sur les pentes est difficilement accessible.

La méthode d'estimation du débit a montré sur la station de Manacapuru qu'elle permet de correctement estimer les paramètres hydrauliques et le débit sur des mesures légèrement bruitées et sur des stations où les hypothèses hydrauliques sont vérifiées. Elle paraît donc prometteuse, mais les mauvais résultats à Óbidos doivent appeler à la prudence. L'application sur d'autres données d'autres fleuves permettrait de vérifier si le cas de Manacapuru est généralisable.

Par ailleurs, une des difficultés rencontrée lors du développement de la méthode réside dans la grande différence d'échelle existant entre les paramètres hydrauliques à estimer ( $\sim 30$  pour  $K$  et  $\sim 1,5 \cdot 10^{-5}$  pour  $I_f$ ). Ce problème a été partiellement résolu en fixant la valeur de  $I_f$ , mais si nous voulons conserver l'estimation de ce paramètre une analyse adimensionnelle pourrait se révéler nécessaire. Les valeurs prises par  $I_f$  rendent ce paramètre fortement sensible aux erreurs d'estimation.

## **6.1.2 Mesure des variables de surface par techniques de télédétection**

L'analyse de la robustesse de méthodes d'estimation du débit a montré une sensibilité particulièrement forte aux erreurs de mesures sur deux variables : la pente et la vitesse de surface. Ces deux variables sont mesurables par interférométrie radar satellitaire (spatiale pour la pente et temporelle pour la vitesse). Ces techniques font l'objet de travaux de recherche, notamment dans le cas des pentes en préparation de la mission SWOT. Et nous pouvons espérer dans un futur relativement proche les premières applications couplant les mesures des satellites SWOT (mesure de niveau, pente et largeur) et TerraSAR (mesure de vitesse par interférométrie radar temporelle).

### **6.1.2.1 Mesure de la vitesse de surface par interférométrie radar temporelle**

Nous avons choisi d'étudier les contraintes, les limites et la précision d'interférométrie radar temporelle pour la mesure des vitesses de surface. La première phase de cette étude, le test de faisabilité, a été réalisée lors d'une campagne de mesure menée conjointement par l'ONERA et le Cemagref sur un tronçon du Rhône en aval de Beaucaire. La comparaison des mesures de terrain, réalisées à l'aide de courantomètres acoustiques (ADCP) et des mesures d'interférométrie radar temporelle aéroportée réalisées par l'ONERA a montré de très bons résultats avec des valeurs de

vitesse comparables. Nous avons poursuivi cette étude par une seconde phase de mise en œuvre d'un modèle de rétrodiffusion radar développé par une équipe de l'Université de Hambourg.

Ce modèle présente d'importants effets de bords et une sous-estimation systématique, en l'absence de vent, de la vitesse de surface. Les résultats de simulations se sont par ailleurs révélés très sensibles aux valeurs du vent appliqué à la scène, avec, pour des vitesses réelles de 1 m/s, un écart-type des vitesses mesurées de 0,6 m/s pour une scène donnée soumise à différentes conditions de vent (quatre intensités : 0 m/s, 3 m/s, 5 m/s et 10 m/s selon cinq directions : nord, nord-ouest, ouest, sud-ouest et sud).

Cette extrême sensibilité de la mesure de vitesse de surface aux conditions de vent, pour le modèle M4S, soulève deux groupes de questions :

- Le modèle M4S a été développé pour des conditions océaniques : il peut de ce fait être peu adapté aux échelles spatiales restreintes et aux forts gradients de vitesse que présentent les surfaces de fleuves.
- la modélisation de la rugosité de surface liée au vent pose également problème, les modèles océaniques étant peu adaptés aux conditions fluviales.

Il est donc apparu donc que des efforts devaient être menés dans l'étude des caractéristiques de la surface des fleuves (« rugosité » de la surface) pour le développement de modèles de rétrodiffusion radar adaptés à ces surfaces.

### 6.1.2.2 Étude de la micro-topographie des surfaces fluviales

Jusqu'à présent, l'étude des caractéristiques de surface des fleuves a été très peu explorée. La conjugaison de phénomènes complexes à l'origine des fluctuations de hauteur de la surface (écoulement, vent) et la difficulté de mesurer l'interface de ce milieu mouvante et facilement perturbable rendent sa caractérisation difficile. Le développement du programme SWOT, dont une des composantes porte sur la mesure des pentes de fleuves par techniques d'interférométrie radar spatiale a créé une demande forte à ce niveau. Nous nous sommes donc inscrits dans ce cadre pour étudier et développer un dispositif de mesure in situ de l'état de la surface de l'eau et sa dynamique temporelle.

Le dispositif de mesure est basé sur une batterie de neuf capteurs de pression immergés échantillonnant de façon synchrone à 10 Hz la hauteur d'eau avec une précision millimétrique. La qualité des mesures de ce dispositif a été confrontée à des mesures en laboratoire, dans un canal où la rugosité de la surface est générée à l'aide d'une soufflerie (condition de vent contrôlée) et/ou d'un batteur (houle de fréquence et amplitude connue). Cette validation a permis le développement d'une procédure de « correction » des amplitudes de variation de pression enregistrées pour les traduire en amplitudes de variations de niveaux de surface et une définition des limites de validité de ces mesures. Testé dans différentes configurations de mesures et pour différentes conditions de rugosité fluviale, et notamment lors de deux campagnes de mesure sur le Rhône dans le cadre de l'étude SWOT, le dispositif a permis d'étudier l'évolution des caractéristiques de surface en fonction de la force du vent. Des relations ont été établies liant l'écart-type des hauteurs d'eau, la longueur de corrélation, la célérité des ondes, la fréquence dominante à la vitesse du vent.

### **Pour aller plus loin : caractérisation de la surface au milieu du fleuve**

**Vers un dispositif flottant** Le dispositif actuel impose de positionner les capteurs de pression entre 10 cm et 50 cm sous la surface. Pour un dispositif posé sur le fond du fleuve, cette contrainte limite la mesure à une zone proche des berges. Pour échantillonner pleinement la surface du fleuve sur toute sa largeur, il est nécessaire d'embarquer le dispositif sur un support flottant.

Lors d'une campagne test, le dispositif a été embarqué sur un zodiac (déporté de 50 cm à bâbord) et les enregistrements ont été réalisés moteur coupé, embarcation dérivante. Le dépouillement des enregistrements a montré que de telles mesures sont fortement impactées par les mouvements du zodiac (tangage et roulis). La caractérisation de la surface sur toute la largeur du fleuve n'est donc pas réalisable de cette manière.

Un dispositif dérivant, centré entre quatre flotteurs suffisamment distants les uns des autres pour limiter l'amplitude des mouvements, est déjà à l'étude. Le châssis de capteurs de pression sera situé au centre, entre les flotteurs, et le dispositif devra embarquer un système de géolocalisation afin de connaître la vitesse de dérive et un compas pour compenser les mouvements de lacet afin de calculer la célérité et les longueurs de corrélation. La construction et la mise en œuvre de ce dispositif fera l'objet d'une étude complémentaire au présent travail.

**Couplage d'un dispositif optique** De plus, si le dispositif actuel s'est montré tout à fait capable de caractériser la rugosité de la surface pour les « grandes échelles » (longueur d'onde  $\lambda = 0,3 \text{ m} \sim 2 \text{ m}$ ), il ne peut enregistrer les « plus petites échelles » (capillaires de longueur d'onde  $\lambda < 0,1 \text{ m}$ ). Dans le cadre de la mission SWOT, dont le radar fonctionne en bande Ka, cette caractérisation est insuffisante et il serait souhaitable de pouvoir caractériser de plus petites structures. Le développement d'un dispositif complémentaire, par exemple en stéréo-vision optique, apporterait cette information manquante pour caractériser les capillaires.

En l'absence de ce complément, le dispositif actuel reste cependant tout à fait adapté pour la caractérisation des surfaces pour des modèles de radar plus basse fréquence (en bande L ou C par exemple).

## **6.2 De nouvelles questions de recherche**

### **6.2.1 Relation entre variables de surface et débit**

Les résultats médiocres d'estimation du débit sur les données de la station d'Óbidos doivent orienter une partie de recherches futures. Ils laissent apparaître que les hypothèses à la base de la méthode d'estimation du débit ne sont pas vérifiées à cette station. Toutefois, le débit estimé par la méthode conserve une forte cohérence par rapport au débit mesuré par ADCP : il représente systématiquement le quart du débit mesuré.

Deux hypothèses de notre méthode ne se vérifient pas sur cette section :

- la valeur de coefficient de Strickler  $K$  varie de manière corrélée au débit ;



- la largeur du fleuve s’agrandit rapidement à proximité de la zone de mesure, ce qui induit d’importants changements de la vitesse et des caractéristiques géométriques de la section d’écoulement.

Il semble peu probable que les variations du coefficient de Strickler  $K$  (causées par d’importantes dunes sur le lit du fleuve) génèrent une erreur si cohérente. Il semblerait plus logique de constater une dispersion du nuage de point pour les faibles valeurs de débit et une cohérence plus forte pour les plus fortes valeurs de débit. Et ce d’autant que le calcul du débit avec l’équation du régime uniforme et un coefficient de Strickler  $K$  constant donne des valeurs correctes. L’impact des changements dans la morphologie du fleuve n’a pas pu être étudié dans le cadre de cette étude et fera l’objet d’une étude complémentaire.

Les imprécisions d’estimation de la pente de la ligne d’eau peuvent rentrer en ligne de compte pour expliquer cette erreur d’estimation du débit. Mais ces altérations de la pente doivent rester cohérentes pour expliquer ce biais systématique de sous-estimation (nous avons vu au chapitre 3 qu’un simple bruit de mesure fait éclater le nuage de mesures du débit, or ce n’est pas le cas ici).

Finalement, il apparaît que, quel que soit le critère d’estimation des paramètres hydrauliques (avec ou sans la contrainte sur  $\alpha$  et  $I_f$ ), la cote du fond  $Z_f$  est toujours estimée plus haute que la valeur réelle (entre -6 m et 3 m contre -39,5 m pour la valeur réelle).

Ces questions restent donc en suspend et une étude approfondie des différentes particularités hydrauliques existantes est indispensable pour mieux comprendre comment ce biais apparaît dans la méthode d’estimation du débit et ainsi généraliser la méthode.

### 6.2.2 Formalisation adaptée de la rugosité fluviale

En première approche, la rugosité des surfaces fluviales a été formalisée en utilisant les paramètres habituellement utilisés en modélisation de surface continentale. Cette approche a rapidement montré ses limites sur des composantes périodiques de la surface (houle de vent importante, vague de barges ou bateau, etc.), en particulier, concernant la longueur de corrélation et les fonctions de corrélation. Si l’écart-type des hauteurs reste un paramètre pertinent, les longueur de corrélation et fonction de corrélation ne permettent pas la représentation de la périodicité de la surface.

Sur les signaux enregistrés, la fonction de corrélation spatiale prend la forme d’un sinus cardinal et peut ainsi prendre plusieurs fois la valeur  $1/e$ . Cette valeur correspondant, en modélisation continentale, à la longueur de corrélation, la valeur de cette dernière devient donc discutable. S’agit-il de préférer la première occurrence ou plutôt la dernière ? Une solution serait alors de ne plus considérer la fonction de corrélation directement, mais son enveloppe. La longueur de corrélation serait alors la distance à laquelle cette enveloppe prend la valeur  $1/e$ . Le dispositif actuel de mesure des variations de hauteur de la surface ne peut cependant pas couvrir une distance suffisamment grande pour quantifier précisément cette enveloppe et cette solution n’a donc pas pu être étudiée.

La question de la paramétrisation précise de la rugosité des surfaces fluviales reste donc entière et fera l'objet de discussions pour les développements futurs.

### 6.2.3 Relation entre vent et paramètres de rugosité

Les premiers résultats de mesure synchrone du vent et de la rugosité obtenus en conditions naturelles sur le Rhône font apparaître de très nettes tendances. Si en laboratoire, ces relations paraissent évidentes, la comparaison avec des mesures en conditions naturelles ne peut être effectuée directement. Il est apparu que pour des vitesses de vent identiques en soufflerie et sur un fleuve, les caractéristiques de surfaces étaient très différentes. Dans un milieu contrôlé, la surface n'est soumise qu'au frottement qu'exerce le vent et aux réflexions sur les bords. Dès que la soufflerie est coupée, les ondes se dissipent et finissent par disparaître.

En conditions naturelles, le caractère dispersif des ondes fait que si le vent ne souffle plus à un endroit du fleuve, les ondes peuvent se propager hors de la zone d'influence du vent (analogie avec les ondes de mer bien développée) et ce tout particulièrement en aval de la zone d'influence du vent, les ondes étant portées par l'écoulement. De plus, en océanographie, les relations entre vent et formation de vagues sont basées sur une mesure de vent à 10 m de la surface. Cette hauteur constitue une sécurité pour s'affranchir des phénomènes de frottement et des modifications aérologiques provoquées par une houle de forte amplitude. Dans le cas des fleuves, cela n'a pas lieu d'être : la végétation rivulaire, les berges éventuellement encaissées ou la présence de digues rendent le vent à 10 m non représentatif du stress éolien auquel est soumise la surface. On lui préférera le vent mesuré à 2 m au-dessus de la surface, comme aux stations agrométéorologiques, avec une conversion en vent à 10m, U10 selon les standards météorologiques.

L'écoulement lui-même constitue par ailleurs une source de rugosité de surface. En effet, les différents frottements sur les rives, sur le fond ou sur des obstacles génèrent des ondes qui se propagent et entrent en interférence les unes avec les autres. Il convient donc d'étudier dans quelle mesure la vitesse de l'écoulement génère de la rugosité et surtout d'étudier les relations qui peuvent exister entre paramètres de rugosité et débit.

La complexité de ces phénomènes devra être davantage explorée dans les années à venir afin de fournir ces informations nécessaires au développement de la modélisation des techniques radar satellitaires sur les eaux fluviales.



## **Cinquième partie**

### **Annexes**



## Annexe A

### LSPIV

Les mesures de vitesses de surface par technique LSPIV (Large Scale Particle Imagery Velocity) reposent sur l'analyse de séries temporelles d'images acquises après une procédure d'ensemencement avec des flotteurs. La dérive des flotteurs reflétant la vitesse de surface, la prise d'images numériques successives et géoréférencées au sol, permet de quantifier le déplacement des flotteurs entre deux instants de prise de vue et ainsi de remonter à une information de vitesse. Trois cents flotteurs ont été confectionnés par l'équipe du Cemagref, constitués de plaquettes de bois clair de 10cm x 15cm. Pour aider au repérage des sections d'ensemencement sur les acquisitions aéroportées, les flotteurs ont été peints selon 3 couleurs : jaune, orange et couleur naturelle (Fig. A.1(a)).



**FIGURE A.1** – Photos des différents types de flotteurs utilisés pour les mesures par LSPIV : plaque de bois colorée de 10 cm x 15 cm à gauche, et bouteille à droite

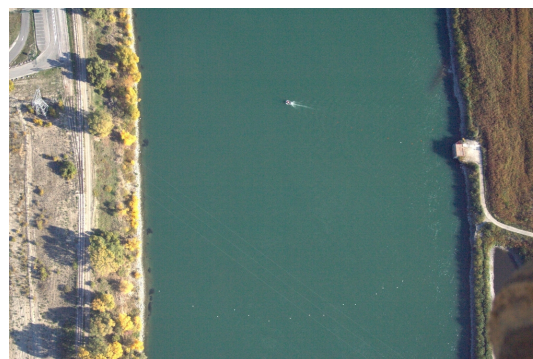
La procédure d'ensemencement des flotteurs a été assurée par l'équipe CNR1 dans la tranche horaire 9h25-10h00. Les traceurs ont été mis à l'eau selon 20 transects en travers, de l'aval vers l'amont, en alternant les cheminements rive droite – rive gauche (le premier transect étant orienté de la rive droite vers la rive gauche). Les transects étaient séparés de 25 m environ, permettant de couvrir une zone d'ensemencement de 500 m en amont du tronçon d'étude pour la prise d'images. 10 à 15 traceurs ont été posés à la surface de l'eau le long de chaque transect avec un espacement de l'ordre de 20 m entre chaque traceur, pour couvrir la largeur du fleuve comprise entre 230 m et 250 m sur la zone d'ensemencement. L'objectif étant d'obtenir à une répartition spatiale initiale uniforme des flotteurs afin de générer un maillage de 20 m (transversalement) x 20 m (longitudinalement), les couleurs des flotteurs étant également alternées d'un transect à l'autre (1 transect = 1 couleur de traceurs).

Nous avons également utilisé des flotteurs de type profond (bouteilles plastiques peintes en peinture fluorescente et partiellement remplies de graviers et sable, Fig. A.1(b)) afin de rendre

compte de l'effet du vent sur les champs de vitesse de surface par étude corrélative des champs de vitesse de surface et à 10-20 cm sous la surface. Ces traceurs ont été disposés le long des première et dernière sections.



(a) Photo de la plateforme ULM utilisée pour les acquisitions aéroportées



(b) Photo du bateau dispersant les flotteurs réalisée depuis l'ULM

**FIGURE A.2** – Photo de la plateforme d'acquisition pour la mesure LSPIV (à gauche) et photo acquise depuis l'ULM (à droite)

Les images du tronçon d'étude sur le Rhône pour la technique LSPIV ont été acquises au moyen d'un appareil photo numérique par le responsable de la société l'Avion Jaune (Bruno Roux) à bord d'un appareil ultraléger motorisé (ULM, Fig. A.2(a)). L'utilisation d'un émetteur-récepteur UHF par les deux parties (équipe au sol et ULM) a favorisé la coordination, le déroulement et le suivi des opérations menées simultanément au sol et en aéroporté. L'ULM a évolué au-dessus de la zone ensemencée à 70 km/h (20 m/s) à une altitude de 550 m, l'ULM remontant le cours d'eau du fleuve. Les images ont été acquises à raison d'une photo par seconde. La superposition des images acquises pour chaque trajectoire permet ainsi de suivre l'évolution d'un flotteur sur une période de 10 à 15 secondes. La répétition des survols de 9h40 à 10h30 a permis de couvrir la zone imagée par le système SAR aéroporté de l'ONERA, fournissant ainsi des données directement comparables permettant l'évaluation de la fiabilité des deux techniques de télédétection pour l'inversion des champs de vitesse de surface.

Compte tenu de la vitesse de déplacement de l'ULM (20 m/s) et la taille des images (300 m), un flotteur peut être suivi sur une succession d'images pendant 10 à 20 s, soit, compte tenu de la fréquence d'acquisition des images, sur une quinzaine d'images. Deux images successives sont décalées de 20 m. Il a été procédé à une calibration et un mosaïquage des images par géoréférencement par point fixe. Les images étant acquises de manière à contenir systématiquement une partie des berges, la procédure de géoréférencement a consisté en un marquage au sol par coloration (peinture fluorescente) de blocs rocheux fixes sur la rive droite tous les 60 à 70 m, dans la tranche horaire correspondant à celle des acquisitions ULM. Néanmoins, les analyses préliminaires indiquent que les marquages au sol sont difficilement repérables dans les images. Ils ne peuvent donc être utilisés pour le géoréférencement. Cependant, des points de référence peuvent être désignés sur les acquisitions puis identifiés sur le terrain afin de procéder à des relevés de coordonnées géographiques par GPS différentiel. A noter également que les balises fluviales ainsi

---

que les éoliennes situées sur la rive droite peuvent être utilisées comme point fixe de référence moyennant la connaissance de leurs coordonnées GPS précises.

Il est à noter que le passage de deux péniches pendant la phase d'ensemencement et la phase d'acquisition ULM a perturbé la répartition des flotteurs, pouvant générer un biais dans les mesures de vitesse de surface par technique LSPIV. De plus, si les conditions de navigation étaient pleinement satisfaisantes, le forçage progressif du vent avec des rafales atteignant les 100 km/h doit également être pris en considération pour le calcul d'incertitude sur les vitesses mesurées. Enfin, au cours des mesures ADCP, on a pu constater que de nombreuses plaquettes s'étaient coincées dans la végétation des berges.

En raison de ces incertitudes, les mesures n'ont pas été dépouillées en détail. La vitesse de surface obtenue à partir des mesures ADCP a été considérée comme vérité terrain.





## Annexe B

# Développements mathématiques

### Sommaire

---

<b>B.1 Développement de l'équation de débit <math>Q_2</math></b> . . . . .	<b>223</b>
B.1.1 Développement de la relation de Strickler . . . . .	223
B.1.2 Développement des équations d'hydrauliques à surface libre . . . . .	224
<b>B.2 Développement des dérivées partielles du critère <math>\partial J_1</math></b> . . . . .	<b>226</b>
B.2.1 Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $\alpha : \frac{\partial J_1}{\partial \alpha}$ . . . . .	226
B.2.2 Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $I_f : \frac{\partial J_1}{\partial I_f}$ . . . . .	227
B.2.3 Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $K : \frac{\partial J_1}{\partial K}$ . . . . .	228
B.2.4 Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $Z_f : \frac{\partial J_1}{\partial Z_f}$ . . . . .	228
<b>B.3 Développement des dérivées partielles du critère <math>\partial J_4</math></b> . . . . .	<b>230</b>
B.3.1 Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $\alpha : \frac{\partial J_4}{\partial \alpha}$ . . . . .	230
B.3.2 Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $I_f : \frac{\partial J_4}{\partial I_f}$ . . . . .	231
B.3.3 Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $K : \frac{\partial J_4}{\partial K}$ . . . . .	232
B.3.4 Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $Z_f : \frac{\partial J_4}{\partial Z_f}$ . . . . .	233
<b>B.4 Détermination de l'ellipse de corrélation à partir des longueurs de corrélation selon 3 axes</b> . . . . .	<b>235</b>

---

## B.1 Développement de l'équation de débit $Q_2$

### B.1.1 Développement de la relation de Strickler

En remplaçant la relation  $J = \frac{\partial}{\partial x} \left( Z_s + \frac{V^2}{2g} \right) = I_s + \frac{V}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial x}$  dans la relation de Strickler  $J = \frac{Q^2}{K^2 \cdot S^2 \cdot R^{4/3}}$ , nous obtenons :

$$I_s + \frac{V}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{Q^2}{K^2 \cdot S^2 \cdot R^{4/3}} \quad (\text{B.1})$$

Si nous reprenons notre approximation de la section rectangulaire du cours d'eau, nous avons les relations suivantes :  $S = L \cdot (Z - Z_f)$  et  $R \approx (Z - Z_f)$ . De plus, l'équation la conservation de la

masse nous permet d'écrire  $V = \frac{Q}{S}$ . Ainsi la relation de Strickler deviens :

$$I_s + \frac{V}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{Q^2}{K^2 \cdot S^2 \cdot R^{4/3}}$$

$$I_s + \frac{Q}{L \cdot (Z - Z_f) \cdot g} \cdot \frac{\partial \frac{Q}{L \cdot (Z - Z_f)}}{\partial x} = \frac{Q^2}{K^2 \cdot L^2 \cdot (Z - Z_f)^2 \cdot (Z - Z_f)^{4/3}}$$

$$I_s + \frac{Q}{L \cdot (Z - Z_f) \cdot g} \cdot \frac{\partial \frac{Q}{L \cdot (Z - Z_f)}}{\partial x} = \frac{Q^2}{K^2 \cdot L^2 \cdot (Z - Z_f)^2 \cdot (Z - Z_f)^{4/3}}$$

Nous avons posé l'hypothèse que le débit  $Q$  et la largeur  $L$  sont constant le long d'un tronçon, d'où :

$$I_s + \frac{Q^2}{L^2 \cdot (Z - Z_f) \cdot g} \cdot \frac{-\partial(Z - Z_f)}{\partial x} = \frac{Q^2}{K^2 \cdot L^2 \cdot (Z - Z_f)^{10/3}}$$

$$I_s + \frac{Q^2}{L^2 \cdot (Z - Z_f)^3 \cdot g} \cdot [-(I_s - I_f)] = \frac{Q^2}{K^2 \cdot L^2 \cdot (Z - Z_f)^{10/3}}$$

$$Q^2 = I_s \cdot \frac{1}{\frac{1}{K^2 \cdot L^2 \cdot (Z - Z_f)^{10/3}} + \frac{(I_s - I_f)}{L^2 \cdot (Z - Z_f)^3 \cdot g}}$$

$$Q^2 = I_s \cdot \frac{K^2 \cdot L^2 \cdot (Z - Z_f)^{10/3}}{1 + \frac{K^2 \cdot (I_s - I_f) \cdot (Z - Z_f)^{1/3}}{g}}$$

$$Q = I_s^{1/2} \cdot \frac{g}{K \cdot L \cdot (Z - Z_f)^{5/3}} \left[ 1 + \frac{K^2 \cdot (Z - Z_f)^{1/3} \cdot (I_s - I_f)}{g} \right]^{1/2}$$

### B.1.2 Développement des équations d'hydrauliques à surface libre

Une autre possibilité de développement du débit consiste à reprendre les équations d'hydraulique à surface libre. Nous poserons 3 hypothèses principales dans cette approche :

1. Régime permanent, d'où  $\frac{\partial Q}{\partial t} = 0$
2. La répartition hydrostatique des pressions fonction de  $z$  :  $p(z) = p_{atm} + \rho \cdot g \cdot (Z_s - z)$ , avec  $p_{atm}$  la pression atmosphérique
3. La variation négligeable de la largeur :  $\frac{\partial L}{\partial x} \approx 0$ .

Cela nous permet d'écrire la relation suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{J - I_f}{1 - Fr^2} \quad (B.2)$$

Avec  $h$  la profondeur correspondant à  $(Z_s - Z_f)$  et  $Fr^2$  le nombre de Froude :

$$Fr^2 = \frac{L \cdot Q^2}{g \cdot S^3} \quad (B.3)$$

Ainsi, en remplaçant le nombre de Froude dans l'équation B.2 par son expression B.3 et sachant que  $\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial(Z_s - Z_f)}{\partial x} = I_s - I_f$ , nous obtenons :

$$(I_s - I_f) \cdot (1 - Fr^2) + I_f = J \rightarrow J + Fr^2 \cdot (I_s - I_f) = I_s$$

$$\frac{Q^2}{K^2 \cdot S^2 \cdot R^{4/3}} + \frac{L \cdot Q^2}{g \cdot S^3} \cdot (I_s - I_f) = I_s$$

D'où :

$$Q^2 \left( \frac{1}{K^2 \cdot L^2 \cdot h^{10/3}} + \frac{(I_s - I_f)}{g \cdot L^2 \cdot h^3} \right) = I_s$$

$$Q^2 \left( 1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3} \cdot (I_s - I_f)}{g} \right) = K^2 \cdot L^2 \cdot h^{10/3} \cdot I_s$$

$$Q^2 = \frac{K^2 \cdot L^2 \cdot h^{10/3} \cdot I_s}{1 + \frac{K^2 \cdot h^{1/3} \cdot (I_s - I_f)}{g}}$$

Finalement nous retrouvons :

$$Q = I_s^{1/2} \cdot \frac{K \cdot L \cdot (Z - Z_f)^{5/3}}{\left[ 1 + \frac{K^2 \cdot (Z - Z_f)^{1/3} \cdot (I_s - I_f)}{g} \right]^{1/2}} \quad (\text{B.4})$$

## B.2 Développement des dérivées partielles du critère $\partial J_1$

Rappelons que nous avons :

$$Q_1 = \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h$$

$$Q_2 = L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2}$$

$$J_1 = \sum_1^N (Q_1 - Q_2)_i^2$$

avec  $h = (Z - Z_f)$ .

### B.2.1 Dérivée partielle de $J_1$ en fonction de $\alpha$ : $\frac{\partial J_1}{\partial \alpha}$

$$\begin{aligned} \frac{\partial J_1}{\partial \alpha} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} - \frac{\partial Q_2}{\partial \alpha} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right] \\ &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right] \\ \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} &= V_s \cdot L \cdot h = \frac{Q_1}{\alpha} \end{aligned}$$

D'où

$$\frac{\partial J_1}{\partial \alpha} = \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right]$$

Finalement

$$\frac{\partial J_1}{\partial \alpha} = \frac{2}{\alpha} \cdot \sum_i [Q_1 \cdot (Q_1 - Q_2)]$$

**B.2.2 Dérivée partielle de  $J_1$  en fonction de  $I_f$  :  $\frac{\partial J_1}{\partial I_f}$** 

$$\begin{aligned}\frac{\partial J_1}{\partial I_f} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{\partial Q_1}{\partial I_f} - \frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right] \\ \frac{\partial J_1}{\partial I_f} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( -\frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right] \\ \frac{\partial Q_2}{\partial I_f} &= \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} \right)}{\partial I_f} \\ &= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{\partial \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2}}{\partial I_f} \\ &= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( -\frac{1}{2} \cdot \left( -\frac{h^{1/3}}{g} \right) \right) \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2}\end{aligned}$$

Sachant que :

$$\left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} = \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}$$

Nous obtenons :

$$\begin{aligned}\frac{\partial Q_2}{\partial I_f} &= \frac{1}{2 \cdot g} \cdot L \cdot h^2 \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( -\frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2} \\ &= \frac{1}{2 \cdot g} \cdot L \cdot h^2 \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} \right)^3 \\ &= \frac{1}{2 \cdot g} \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \\ \frac{\partial J_1}{\partial I_f} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( -\frac{1}{2 \cdot g} \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right]\end{aligned}$$

Finalement :

$$\frac{\partial J_1}{\partial I_f} = -\frac{1}{g} \sum_i \left( \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2)$$

**B.2.3 Dérivée partielle de  $J_1$  en fonction de  $K$  :  $\frac{\partial J_1}{\partial K}$** 

$$\begin{aligned}
\frac{\partial J_1}{\partial K} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{\partial Q_1}{\partial K} - \frac{\partial Q_2}{\partial K} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right] \\
&= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( -\frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right] \\
\frac{\partial Q_2}{\partial K} &= \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} \right)}{\partial K} \\
&= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{\partial \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2}}{\partial K} \\
&= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( -\frac{1}{2} \cdot \left( -2 \frac{1}{K^3} \right) \right) \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2} \\
&= \frac{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}{K^3} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2}
\end{aligned}$$

Sachant que :

$$\left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} = \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial Q_2}{\partial K} &= \frac{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}{K^3} \cdot \left( \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} \right)^3 \\
&= \frac{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}{K^3} \cdot \frac{Q_2^3}{L^3 \cdot h^5 \cdot I_s^{2/2}} \\
&= \frac{1}{K^3} \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^{10/3} \cdot I_s}
\end{aligned}$$

Finalement :

$$\frac{\partial J_1}{\partial K} = -\frac{1}{K^3} \sum_i \left( \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^{10/3} \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2)$$

**B.2.4 Dérivée partielle de  $J_1$  en fonction de  $Z_f$  :  $\frac{\partial J_1}{\partial Z_f}$** 

$$\frac{\partial J_1}{\partial Z_f} = \frac{\partial J_1}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial Z_f} = -\frac{\partial J_1}{\partial h} = -\sum_i \left[ 2 \cdot \left( -\frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right]$$

Calcul des dérivées partielles de  $Q_1$  et  $Q_2$

$$\begin{aligned}\frac{\partial Q_1}{\partial h} &= \alpha \cdot V_s \cdot h = \frac{Q_1}{h} \\ \frac{\partial Q_2}{\partial h} &= \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} \right)}{\partial h} \\ \frac{\partial Q_2}{\partial h} &= L \cdot I_s^{1/2} \cdot \left[ \frac{5}{3} \cdot h^{2/3} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} - 1/2 \cdot h^{5/3} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-3/2} \right] \quad (\text{B.5})\end{aligned}$$

$$\frac{\partial Q_2}{\partial h} = L \cdot I_s^{1/2} \cdot \left[ \frac{5}{3} \cdot h^{2/3} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-1/2} - 1/6 \cdot \frac{h}{g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-3/2} \right] \quad (\text{B.6})$$

Sachant que :

$$\left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} = \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}$$

Nous obtenons :

$$\begin{aligned}\frac{\partial Q_2}{\partial h} &= L \cdot I_s^{1/2} \cdot \left[ \frac{5}{3} \cdot h^{2/3} \cdot \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} - \frac{1}{6} \cdot \frac{h}{g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \left( \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} \right)^{-3/2} \right] \\ &= \frac{5}{3} \cdot L \cdot I_s^{1/2} \cdot h^{2/3} \cdot \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} - \frac{1}{6} \cdot \frac{h}{g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^3 \cdot h^5 \cdot I_s^{3/2}} \\ &= \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} - \frac{1}{6 \cdot g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s}\end{aligned}$$

Nous pouvons à présent calculer la dérivée du critère avec :

$$\begin{aligned}\frac{\partial Q_1}{\partial h} &= \frac{Q_1}{h} \\ \frac{\partial Q_2}{\partial h} &= \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} - \frac{1}{6 \cdot g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s}\end{aligned}$$

$$\frac{\partial J_1}{\partial Z_f} = - \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{\partial Q_1}{\partial Z_f} - \frac{\partial Q_2}{\partial Z_f} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right]$$

$$\text{devient : } \boxed{\frac{\partial J_1}{\partial Z_f} = - \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{Q_1}{h} - \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} + \frac{1}{6 \cdot g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \right) \cdot (Q_1 - Q_2) \right]}$$



### B.3 Développement des dérivées partielles du critère $\partial J_4$

Rappelons que nous avons :

$$Q_1 = \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h$$

$$Q_2 = L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2}$$

$$J_4 = \sum_1^N (Q_1 - Q_2)_i^2$$

avec  $h = (Z - Z_f)$ .

#### B.3.1 Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $\alpha$ : $\frac{\partial J_4}{\partial \alpha}$

$$\begin{aligned} \frac{\partial J_4}{\partial \alpha} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} - \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial \alpha} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\ &= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( \frac{1}{Q_1} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} - \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial \alpha} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\ \frac{\partial Q_1}{\partial \alpha} &= V_s \cdot L \cdot h = \frac{Q_1}{\alpha} \end{aligned}$$

Finalement

$$\frac{\partial J_4}{\partial \alpha} = \sum_i \frac{2}{\alpha} \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right)$$

**B.3.2 Dérivée partielle de  $J_4$  en fonction de  $I_f$  :  $\frac{\partial J_4}{\partial I_f}$** 

$$\begin{aligned}
\frac{\partial J_4}{\partial I_f} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial I_f} - \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\
&= \sum_i \left[ -2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\
\frac{\partial Q_2}{\partial I_f} &= \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{1/2} \right)}{\partial I_f} \\
&= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{\partial \left( \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{1/2} \right)}{\partial I_f} \\
&= -\frac{1}{2} \cdot L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( -\frac{h^{1/3}}{g} \right) \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2} \\
&= -\frac{1}{2g} \cdot L \cdot h^2 \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2}
\end{aligned}$$

Compte-tenu du fait que

$$\left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} = \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}$$

Nous obtenons :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial Q_2}{\partial I_f} &= \frac{1}{2g} \cdot L \cdot h^2 \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2} \\
&= \frac{1}{2g} \cdot L \cdot h^2 \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} \right)^{-3} \\
&= \frac{1}{2g} \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \\
\frac{\partial J_4}{\partial I_f} &= \sum_i \left[ -2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial I_f} \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]
\end{aligned}$$

devient :

$$\frac{\partial J_4}{\partial I_f} = \sum_i \left[ -2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \left( \frac{1}{2g} \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]$$

Finalement :

$$\frac{\partial J_4}{\partial I_f} = -\frac{1}{g} \cdot \sum_i \frac{Q_1 \cdot Q_2}{L^2 \cdot h^3 \cdot I_s} \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right)$$

### B.3.3 Dérivée partielle de $J_4$ en fonction de $K$ : $\frac{\partial J_4}{\partial K}$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial J_4}{\partial K} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \left( \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial K} - \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial K} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\
 &= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( \frac{1}{Q_1} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial K} - \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial K} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\
 \frac{\partial Q_2}{\partial K} &= \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{1/2} \right)}{\partial K} \\
 &= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{\partial \left( \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{1/2} \right)}{\partial K} \\
 &= -\frac{1}{2} \cdot L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( -\frac{1}{K^3} \right) \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2} \\
 &= \frac{1}{2 \cdot K^3} \cdot L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-3/2}
 \end{aligned}$$

Compte-tenu du fait que :

$$\left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} = \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}$$

On obtient

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial Q_2}{\partial K} &= \frac{1}{2 \cdot K^3} \cdot L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} \right)^3 \\
 &= \frac{1}{2 \cdot K^3} \cdot L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{Q_2^3}{L^3 \cdot h^3 \cdot I_s^{3/2}} \\
 &= \frac{1}{2 \cdot K^3} \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^{4/3} \cdot I_s} \\
 \frac{\partial J_3}{\partial K} &= -2 \sum_i \left[ \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial K} \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]
 \end{aligned}$$

devient :

$$\frac{\partial J_3}{\partial K} = -2 \sum_i \left[ \frac{Q_1}{Q_2^2} \cdot \left( \frac{1}{2 \cdot K^3} \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^{4/3} \cdot I_s} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]$$

Finalement :

$$\frac{\partial J_3}{\partial K} = -\frac{1}{K^3} \sum_i \left[ \frac{Q_1 \cdot Q_2}{L^2 \cdot h^{4/3} \cdot I_s} \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]$$

**B.3.4 Dérivée partielle de  $J_4$  en fonction de  $Z_f$  :  $\frac{\partial J_4}{\partial Z_f}$** 

$$\begin{aligned}\frac{\partial J_3}{\partial Z_f} &= \frac{\partial J_3}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial Z_f} = -\frac{\partial J_3}{\partial h} \\ &= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( \frac{1}{Q_1} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial h} - \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial h} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]\end{aligned}$$

Calcul des dérivées partielles de  $Q_1$  et  $Q_2$

$$\begin{aligned}Q_1 &= \alpha \cdot V_s \cdot L \cdot h \\ \frac{\partial Q_1}{\partial h} &= \alpha \cdot V_s \cdot L = \frac{Q_1}{h} \\ Q_2 &= L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} \\ \frac{\partial Q_2}{\partial h} &= \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} \right)}{\partial h} \\ &= L \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{\partial \left( L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} \right)}{\partial h} \\ &= L \cdot I_s^{\frac{1}{2}} \\ &\quad \left[ \frac{5}{3} \cdot h^{\frac{2}{3}} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{\frac{1}{3}}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} \cdot h^{\frac{5}{3}} \cdot \left( \frac{1}{3} \frac{h^{\frac{2}{3}}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right) \cdot \left( \frac{1}{K^2} \frac{h^{\frac{2}{3}}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-\frac{3}{2}} \right] \\ &= L \cdot I_s^{\frac{1}{2}} \cdot \left[ \frac{5}{3} \cdot h^{\frac{2}{3}} \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{\frac{1}{3}}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-\frac{1}{2}} - \frac{1}{6} \cdot \frac{h}{6} \cdot (I_s - I_f) \cdot \left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{\frac{1}{3}}}{g} \cdot (I_s - I_f) \right)^{-\frac{3}{2}} \right]\end{aligned}$$

Compte-tenu du fait que :

$$\left( \frac{1}{K^2} + \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_s - \frac{h^{1/3}}{g} \cdot I_f \right)^{-1/2} = \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}}$$

On obtient :

$$\begin{aligned}
Q_2 &= L \cdot I_s^{1/2} \cdot \left[ \frac{5}{3} \cdot h^{2/3} \cdot \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} - \frac{1}{6} \cdot \frac{h}{g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \left( \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} \right)^3 \right] \\
&= \frac{5}{3} \cdot L \cdot I_s^{1/2} \cdot h^{2/3} \cdot \frac{Q_2}{L \cdot h^{5/3} \cdot I_s^{1/2}} - \frac{1}{6} \cdot \frac{h}{g} \cdot (I_s - I_f) \cdot L \cdot I_s^{1/2} \cdot \frac{Q_2^3}{L^3 \cdot h^5 \cdot I_s^{3/2}} \\
&= \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} - \frac{1}{6g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s}
\end{aligned}$$

Calcul de la dérivée partielle du critère. Ainsi avec

$$\begin{aligned}
\frac{\partial Q_1}{\partial h} &= \alpha \cdot V_s \cdot L = \frac{Q_1}{h} \\
\frac{\partial Q_2}{\partial h} &= \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} - \frac{1}{6g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \\
\frac{\partial J_3}{\partial Z_f} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( \frac{1}{Q_1} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial h} - \frac{1}{Q_2} \cdot \frac{\partial Q_2}{\partial h} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]
\end{aligned}$$

devient :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial J_3}{\partial Z_f} &= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( \frac{1}{Q_1} \cdot \frac{Q_1}{h} - \frac{1}{Q_2} \cdot \left( \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_2}{h} - \frac{1}{6g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^3}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \right) \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\
&= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( -\frac{2}{3h} + \frac{1}{6g} \cdot (I_s - I_f) \cdot \frac{Q_2^2}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right] \\
&= \sum_i \left[ 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( -\frac{4}{3h} + \frac{(I_s - I_f)}{3g} \cdot \frac{Q_2^2}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) \right]
\end{aligned}$$

$ \frac{\partial J_3}{\partial Z_f} = \sum_i 2 \cdot \frac{Q_1}{Q_2} \cdot \left( -\frac{4}{3h} + \frac{(I_s - I_f)}{3g} \cdot \frac{Q_2^2}{L^2 \cdot h^4 \cdot I_s} \right) \cdot \left( \frac{Q_1}{Q_2} - 1 \right) $
---

## B.4 Détermination de l'ellipse de corrélation à partir des longueurs de corrélation selon 3 axes

Une ellipse est définie par :

$$a \cdot x^2 + 2 \cdot b \cdot x \cdot y + c \cdot y^2 = 1 \quad (\text{B.7})$$

Mise sous forme matricielle, l'équation (B.7) devient :

$$\begin{bmatrix} x^2 & 2xy & y^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = 1 \quad (\text{B.8})$$

ou

$$\begin{bmatrix} x & y \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a & b \\ b & c \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = 1 \quad (\text{B.9})$$

Nous avons déterminé les longueurs de corrélation  $(L_i, \theta_i)$  selon les axes du châssis. Transposés en coordonnées cartésiennes, la longueur de corrélation devient :  $x_i = L_i \cdot \cos \theta_i$   $y_i = L_i \cdot \sin \theta_i$ . Nous obtenons, à partir de  $N$  couples  $x_i, y_i$  ( $N = 3$  dans le cas du châssis en let  $N = 4$  pour le châssis carré), les paramètres de l'ellipse de la façon suivante. L'ellipse a pour équation  $a \cdot x^2 + 2 \cdot b \cdot x \cdot y + c \cdot y^2 = 1$ , ce qui sous forme matricielle s'écrit :

$$\begin{bmatrix} x_1^2 & 2x_1y_1 & y_1^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ x_N^2 & 2x_Ny_N & y_N^2 \end{bmatrix}$$

contenant les  $N$  longueur de corrélation.

La détermination des trois paramètre  $a$ ,  $b$ , et  $c$  s'effectue, à partir des valeurs de longueur de corrélation, par la méthode des moindres carrés ordinaires. L'équation (B.7) devient donc :

$$A = (X^T \cdot X)^{-1} \cdot X^T \cdot Y \quad (\text{B.10})$$

où

$$A = \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} \quad X = \begin{bmatrix} x_1^2 & 2x_1y_1 & y_1^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ x_N^2 & 2x_Ny_N & y_N^2 \end{bmatrix} \quad Y = \begin{bmatrix} 1 \\ \vdots \\ 1 \end{bmatrix}$$

La détermination des longueurs des petit et grand axes, ainsi que l'orientation, de l'ellipse sont

obtenus en calculant les valeurs propres et vecteurs propres

$$\alpha_1 \quad \vec{V}_1$$

$$\alpha_2 \quad \vec{V}_2$$

de la matrice

$$\begin{pmatrix} a & b \\ b & c \end{pmatrix}$$

Le vecteur propre associé à la plus grande valeur propre de la matrice donne l'orientation  $\theta$  du grand axe de l'ellipse. Les valeurs propres sont reliées aux valeurs propres par le relation  $r_i = \sqrt{\frac{1}{\alpha_i}}$ .

Nous avons ainsi obtenu les valeurs des axes de l'ellipse et l'orientation du grand axe. Nous pouvons donc tracer l'ellipse, centrée en  $(0, 0)$  (position du capteur central) et orienté par rapport à une branche du châssis en transformant ce paramètre en équation polaire :

$$\rho = \frac{p}{e \cdot \theta} \quad (\text{B.11})$$

avec  $p$  le paramètre de l'ellipse défini par  $\frac{b^2}{a}$  et  $e$  l'excentricité défini par  $e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$ ,  $a$  et  $b$  représentant les demi grand axe et demi petit axe de l'ellipse, respectivement.

## Annexe C

# Jeux de données pour l'estimation du débit

### C.1 Estimation de la pente de surface $I_s$

Nous n'avons pas, à l'heure actuelle, de mesure directe de la pente de la ligne d'eau locale. Afin d'estimer cette variable (indispensable à notre méthode d'estimation du débit), nous avons utilisé une méthode développée par Bercher [2008], initialement conçue pour interpoler, sur le bassin amazonien, les mesures limnimétriques entre les stations nivelées par altimétrie radar.

Le principe d'interpolation repose sur une hypothèse physique sur la forme du profil de la ligne d'eau du cours d'eau à un instant  $t$  fixé. Nous supposons que pour des fleuves de plaine, le profil longitudinal de la ligne d'eau se rapproche d'une courbe strictement croissante et convexe.

La figure Fig. C.1 montre un échantillonnage spatial du profil longitudinal de la ligne d'eau des fleuves Solimões et Amazone à différentes dates (tous les deux mois) obtenu à partir de mesures in-situ, les stations limnimétriques ayant été nivelées par altimétrie radar Kosuth *et al.* [2006].

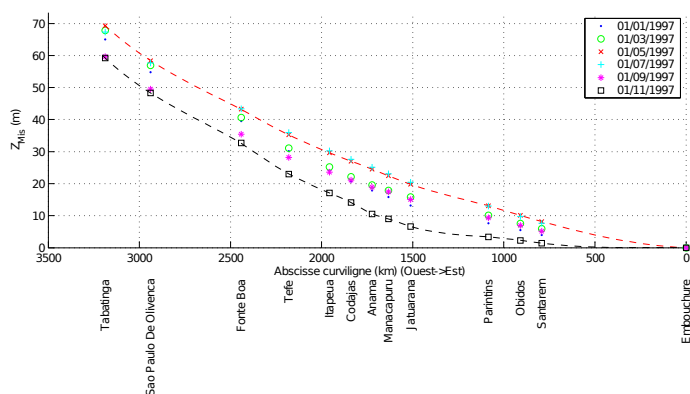
La ligne d'eau entre quatre stations est supposée être une fonction mathématique  $Z(x, t)$  vérifiant les propriétés suivantes :

1. elle passe par les  $N$  points de mesure fournis par les stations limnimétriques sélectionnées,
2. elle est continue et doublement dérivable sur l'intervalle  $\Delta x$ , sa dérivée seconde étant continue,
3. l'énergie de la fonction sur l'intervalle  $\Delta x$  est minimale, l'énergie étant définie comme l'intégrale du carré des dérivées secondes  $\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2}\right)^2$ .

Le choix d'un polynôme de degré quatre passant par les niveaux mesurés à quatre stations limnimétriques présente un compromis intéressant entre la complexité de calcul et le sens physique local de l'interpolation. Si la présence et la disposition des stations limnimétriques le permet, les mesures issues de deux stations limnimétriques à l'amont et de deux autres à l'aval permettront de contraindre le polynôme de manière équilibrée. Dans les cas où les quatre stations ne sont pas réparties de manière équilibrée, les résultats seront potentiellement moins efficaces, du fait des effets de bords que présente la méthode : la courbure du polynôme étant moins réaliste à ses extrémités (i.e. les limites du tronçon du cours d'eau).

A partir du polynôme estimé, sa dérivée fournit la pente locale de la ligne d'eau.





(a) Profil de la ligne d'eau en fonction de l'abscisse curviligne des fleuves Solimões et Amazone



(b) Carte des stations limnimétriques utilisées pour l'illustration du profil de la ligne d'eau (carte GoogleEarth)

**FIGURE C.1** – Illustration du profil (Fig. C.1(a)) de la ligne d'eau, calculé par la méthode Bercher [2008], en fonction de l'abscisse curviligne des fleuves Solimões et Amazone à différentes dates de l'année 1997. Les mesures sont issues de douze stations limnimétriques (Fig. C.1(b)) dont le nivellement a été réalisé à partir de mesures d'altimétrie radar Kosuth et al. [2006]. Images issues de la thèse Bercher [2008]

## C.2 Jeux de données

**Nota. :** Les deux premiers jeux de données présentés sont issus des mesures réalisées sur le fleuve Amazone au niveau des stations de Manacapuru et Óbidos dont la construction est développée en 3.1.1. Sont ensuite présentés les jeux de données issus de simulation. Les jeu de données n° 3 n'est pas présenté ici, avec 500 mesures il constitue une table trop importante et par conséquent peu lisible.

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	115304	3180	20,14	1,48	$2,04 \cdot 10^{-5}$	108881	110598
2	84949	3216	16,83	1,30	$1,97 \cdot 10^{-5}$	84562	87480
3	51908	3074	10,68	1,07	$2,18 \cdot 10^{-5}$	48364,37	51538
4	138744	3108	22,93	1,66	$2,23 \cdot 10^{-5}$	132959,31	134306
5	61984	3210	14,09	1,08	$1,55 \cdot 10^{-5}$	61533	62232
6	115653	3241	19,87	1,56	$2,43 \cdot 10^{-5}$	115897	121008
7	56227	3219	11,29	0,97	$1,43 \cdot 10^{-5}$	47690	46437
8	116228	3140	21,23	1,52	$2,12 \cdot 10^{-5}$	115529	119278
9	51973	2901	11,47	1,03	$1,75 \cdot 10^{-5}$	45777	47253
10	90361	3208	16,71	1,35	$2,16 \cdot 10^{-5}$	86855	90589
11	113447	3246	19,82	1,50	$2,22 \cdot 10^{-5}$	111798	115452
12	134494	3255	22,45	1,61	$2,21 \cdot 10^{-5}$	132606	136138
13	117406	3250	20,91	1,45	$2,09 \cdot 10^{-5}$	112282	120094
14	62354	3157	12,53	1,14	$2,08 \cdot 10^{-5}$	58607	61868
15	104262	3236	18,39	1,48	$2,19 \cdot 10^{-5}$	103433	103692
16	142430	3154	23,41	1,71	$2,18 \cdot 10^{-5}$	141251	138338
17	108003	3288	18,55	1,52	$2,43 \cdot 10^{-5}$	108556	112232
18	73457	3187	14,23	1,25	$2,34 \cdot 10^{-5}$	71296	76938
19	109884	3456	19,93	1,47	$2,16 \cdot 10^{-5}$	116650	122041
20	126337	3276	22,65	1,55	$2,11 \cdot 10^{-5}$	129065	135406

TABLE C.1 – Jeu de données issues de mesures réalisée à la station de Manacapuru sur le fleuve Amazone ( $\alpha = 0, 90$ ,  $Z_f \approx -5, 63$ ,  $K \approx 34, 27$ ). A noter que  $K$  est estimé à partir de l'équation en régime uniforme (Eq.(2.13)) et les valeurs de  $Q_2$  sont calculées en utilisant cette même équation et le  $K$  moyen estimé.

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	191351	2185	9,41	1,52	$1,80 \cdot 10^{-5}$	145932	172393
2	107557	2257	4,64	1,08	$1,15 \cdot 10^{-5}$	96381	119901
3	195302	2252	10,31	1,66	$1,81 \cdot 10^{-5}$	167789	183667
4	206605	2319	10,30	1,79	$1,81 \cdot 10^{-5}$	186408	188940
5	192802	2255	10,22	1,65	$1,81 \cdot 10^{-5}$	166417	183357
6	169787	2257	8,25	1,52	$1,59 \cdot 10^{-5}$	147310	161107
7	183388	2288	8,29	1,59	$1,60 \cdot 10^{-5}$	156483	163800
8	175700	2295	8,35	1,52	$1,62 \cdot 10^{-5}$	150145	165653
9	94901	2230	3,76	0,95	$9,86 \cdot 10^{-6}$	82612	106170
10	94421	2278	3,71	0,93	$9,71 \cdot 10^{-6}$	82031	107436
11	86160	2273	3,49	0,82	$9,86 \cdot 10^{-6}$	72124	107091
12	108697	2272	4,60	1,05	$1,11 \cdot 10^{-5}$	94188	118438
13	177785	2295	8,76	1,59	$1,61 \cdot 10^{-5}$	158001	167646
14	173855	2138	9,15	1,64	$1,57 \cdot 10^{-5}$	153578	156227
15	83341	2272	3,57	0,90	$8,93 \cdot 10^{-6}$	79317	102175
16	132504	2303	5,93	1,23	$1,36 \cdot 10^{-5}$	115550	139539
17	94056	2241	3,92	0,87	$1,00 \cdot 10^{-5}$	75726	108283
18	116069	2440	4,45	1,01	$1,07 \cdot 10^{-5}$	97442	124361
19	163564	2422	7,86	1,41	$1,31 \cdot 10^{-5}$	145629	154717
20	176191	2436	7,92	1,41	$1,65 \cdot 10^{-5}$	146280	175027
21	176842	2591	8,73	1,43	$1,55 \cdot 10^{-5}$	160821	185293

TABLE C.2 – Jeu de données issues de mesures réalisées à la station d’Óbidos sur le fleuve Amazon ( $\alpha = 0,90$ ,  $Z_f \approx 39,46$ ,  $K \approx 28,48$ ). A noter que  $K$  est estimé à partir de l’équation en régime uniforme (Eq.(2.13)) et les valeurs de  $Q_2$  sont calculées en utilisant cette même équation et le  $K$  moyen estimé.

Jeu de données n° 1 issus de données simulées en utilisant les équation (2.7) et (2.8) :

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	183	100	12,15	0,95	$1,34 \cdot 10^{-4}$	183	183
2	179	100	12,68	0,74	$5,91 \cdot 10^{-5}$	179	179
3	115	100	11,33	0,97	$2,82 \cdot 10^{-4}$	115	115
4	162	100	12,96	0,61	$3,40 \cdot 10^{-5}$	162	162
5	95	100	11,76	0,60	$6,97 \cdot 10^{-5}$	95	95
6	158	100	12,26	0,78	$8,34 \cdot 10^{-5}$	158	158
7	113	100	11,70	0,74	$1,12 \cdot 10^{-4}$	113	113
8	195	100	11,65	1,31	$3,94 \cdot 10^{-4}$	195	195
9	130	100	11,35	1,07	$3,44 \cdot 10^{-4}$	130	130
10	150	100	11,61	1,04	$2,46 \cdot 10^{-4}$	150	150
11	164	100	11,76	1,04	$2,17 \cdot 10^{-4}$	164	164
12	115	100	11,45	0,88	$2,02 \cdot 10^{-4}$	115	115
13	96	100	12,50	0,43	$2,14 \cdot 10^{-5}$	96	96
14	183	100	12,68	0,76	$6,19 \cdot 10^{-5}$	183	183
15	117	100	12,12	0,61	$5,56 \cdot 10^{-5}$	117	117
16	181	100	12,85	0,70	$4,85 \cdot 10^{-5}$	181	181
17	145	100	11,49	1,08	$3,03 \cdot 10^{-4}$	145	145
18	99	100	11,37	0,80	$1,83 \cdot 10^{-4}$	99	99
19	128	100	12,25	0,63	$5,44 \cdot 10^{-5}$	128	128
20	89	100	12,57	0,38	$1,65 \cdot 10^{-5}$	89	89

TABLE C.3 – Jeu de données simulé n° 1 ( $\alpha = 0, 90$ ,  $Z_f = 10, 00$ ,  $I_f = 1, 00 \cdot 10^{-3}$ ,  $K = 40, 00$ )

Jeu de données n° 2 issus de données simulées en utilisant les équation (2.7) et (2.8) :

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	149	100	11,56	1,06	$2,73 \cdot 10^{-4}$	149	149
2	119	100	12,29	0,58	$4,41 \cdot 10^{-5}$	119	119
3	130	100	11,40	1,03	$3,02 \cdot 10^{-4}$	130	130
4	103	100	11,40	0,82	$1,86 \cdot 10^{-4}$	103	103
5	104	100	11,54	0,75	$1,35 \cdot 10^{-4}$	104	104
6	138	100	12,18	0,70	$7,09 \cdot 10^{-5}$	138	138
7	109	100	12,14	0,56	$4,65 \cdot 10^{-5}$	109	109
8	100	100	11,89	0,59	$6,13 \cdot 10^{-5}$	100	100
9	192	100	11,97	1,08	$2,02 \cdot 10^{-4}$	192	192
10	162	100	11,80	1,00	$1,93 \cdot 10^{-4}$	162	162
11	171	100	12,98	0,64	$3,72 \cdot 10^{-5}$	171	171
12	137	100	12,70	0,56	$3,35 \cdot 10^{-5}$	137	137
13	193	100	12,61	0,82	$7,56 \cdot 10^{-5}$	193	193
14	161	100	11,62	1,10	$2,77 \cdot 10^{-4}$	161	161
15	137	100	11,38	1,10	$3,51 \cdot 10^{-4}$	137	137
16	101	100	11,49	0,76	$1,43 \cdot 10^{-4}$	101	101
17	160	100	12,00	0,89	$1,29 \cdot 10^{-4}$	160	160
18	130	100	11,50	0,96	$2,35 \cdot 10^{-4}$	130	130
19	96	100	12,61	0,41	$1,82 \cdot 10^{-5}$	96	96
20	162	100	12,51	0,72	$6,04 \cdot 10^{-5}$	162	162
21	147	100	11,49	1,10	$3,13 \cdot 10^{-4}$	147	147
22	188	100	11,58	1,32	$4,31 \cdot 10^{-4}$	188	188
23	112	100	11,31	0,94	$2,73 \cdot 10^{-4}$	112	112
24	150	100	12,03	0,82	$1,08 \cdot 10^{-4}$	150	150
25	149	100	11,54	1,08	$2,85 \cdot 10^{-4}$	149	149

26	88	100	12,52	0,39	$1,74 \cdot 10^{-5}$	88	88
27	161	100	12,36	0,76	$7,38 \cdot 10^{-5}$	161	161
28	81	100	12,63	0,34	$1,27 \cdot 10^{-5}$	81	81
29	149	100	12,09	0,79	$9,72 \cdot 10^{-5}$	149	149
30	172	100	13,00	0,64	$3,65 \cdot 10^{-5}$	172	172
31	122	100	11,88	0,72	$9,32 \cdot 10^{-5}$	122	122
32	179	100	12,13	0,93	$1,32 \cdot 10^{-4}$	179	179
33	176	100	11,92	1,02	$1,83 \cdot 10^{-4}$	176	176
34	93	100	11,60	0,64	$9,24 \cdot 10^{-5}$	93	93
35	88	100	11,69	0,58	$6,86 \cdot 10^{-5}$	88	88
36	105	100	12,64	0,44	$2,12 \cdot 10^{-5}$	105	105
37	112	100	11,75	0,71	$9,92 \cdot 10^{-5}$	112	112
38	139	100	12,07	0,74	$8,61 \cdot 10^{-5}$	139	139
39	172	100	12,97	0,64	$3,81 \cdot 10^{-5}$	172	172
40	199	100	11,54	1,43	$5,29 \cdot 10^{-4}$	199	199
41	122	100	11,66	0,82	$1,45 \cdot 10^{-4}$	122	122
42	126	100	12,84	0,49	$2,37 \cdot 10^{-5}$	126	126
43	197	100	12,05	1,07	$1,84 \cdot 10^{-4}$	197	197
44	136	100	12,13	0,71	$7,42 \cdot 10^{-5}$	136	136
45	140	100	11,67	0,93	$1,87 \cdot 10^{-4}$	140	140
46	100	100	12,11	0,52	$4,10 \cdot 10^{-5}$	100	100
47	87	100	11,91	0,51	$4,45 \cdot 10^{-5}$	87	87
48	139	100	12,38	0,65	$5,31 \cdot 10^{-5}$	139	139
49	100	100	12,32	0,48	$2,99 \cdot 10^{-5}$	100	100
50	175	100	12,25	0,87	$1,04 \cdot 10^{-4}$	175	175
51	110	100	12,45	0,50	$3,01 \cdot 10^{-5}$	110	110

52	102	100	11,49	0,76	$1,44 \cdot 10^{-4}$	102	102
53	117	100	11,36	0,95	$2,65 \cdot 10^{-4}$	117	117
54	185	100	13,03	0,68	$4,12 \cdot 10^{-5}$	185	185
55	91	100	12,76	0,37	$1,37 \cdot 10^{-5}$	91	91
56	156	100	12,55	0,68	$5,31 \cdot 10^{-5}$	156	156
57	99	100	12,65	0,42	$1,86 \cdot 10^{-5}$	99	99
58	91	100	12,70	0,37	$1,45 \cdot 10^{-5}$	91	91
59	171	100	12,82	0,68	$4,54 \cdot 10^{-5}$	171	171
60	144	100	12,42	0,66	$5,38 \cdot 10^{-5}$	144	144
61	165	100	11,96	0,94	$1,50 \cdot 10^{-4}$	165	165
62	95	100	12,93	0,36	$1,19 \cdot 10^{-5}$	95	95
63	125	100	12,63	0,53	$3,08 \cdot 10^{-5}$	125	125
64	150	100	12,42	0,69	$5,89 \cdot 10^{-5}$	150	150
65	155	100	12,89	0,59	$3,38 \cdot 10^{-5}$	155	155
66	111	100	11,93	0,64	$7,07 \cdot 10^{-5}$	111	111
67	170	100	12,11	0,90	$1,23 \cdot 10^{-4}$	170	170
68	197	100	12,08	1,05	$1,75 \cdot 10^{-4}$	197	197
69	123	100	11,34	1,02	$3,14 \cdot 10^{-4}$	123	123
70	185	100	12,93	0,70	$4,60 \cdot 10^{-5}$	185	185
71	90	100	12,58	0,39	$1,66 \cdot 10^{-5}$	90	90
72	185	100	12,97	0,69	$4,44 \cdot 10^{-5}$	185	185
73	171	100	12,15	0,88	$1,16 \cdot 10^{-4}$	171	171
74	129	100	12,74	0,52	$2,79 \cdot 10^{-5}$	129	129
75	154	100	12,35	0,73	$6,79 \cdot 10^{-5}$	154	154
76	161	100	11,61	1,11	$2,88 \cdot 10^{-4}$	161	161
77	183	100	12,24	0,91	$1,15 \cdot 10^{-4}$	183	183



78	169	100	12,93	0,64	$3,85 \cdot 10^{-5}$	169	169
79	182	100	13,01	0,67	$4,07 \cdot 10^{-5}$	182	182
80	139	100	11,93	0,80	$1,11 \cdot 10^{-4}$	139	139
81	91	100	12,91	0,35	$1,13 \cdot 10^{-5}$	91	91
82	131	100	12,25	0,65	$5,74 \cdot 10^{-5}$	131	131
83	110	100	11,78	0,69	$9,13 \cdot 10^{-5}$	110	110
84	153	100	12,98	0,57	$2,98 \cdot 10^{-5}$	153	153
85	183	100	12,06	0,99	$1,55 \cdot 10^{-4}$	183	183
86	165	100	11,78	1,03	$2,08 \cdot 10^{-4}$	165	165
87	158	100	11,93	0,91	$1,44 \cdot 10^{-4}$	158	158
88	174	100	13,00	0,64	$3,75 \cdot 10^{-5}$	174	174
89	130	100	11,49	0,97	$2,42 \cdot 10^{-4}$	130	130
90	93	100	11,85	0,56	$5,68 \cdot 10^{-5}$	93	93
91	176	100	12,51	0,78	$7,19 \cdot 10^{-5}$	176	176
92	121	100	12,47	0,54	$3,53 \cdot 10^{-5}$	121	121
93	164	100	12,43	0,75	$6,92 \cdot 10^{-5}$	164	164
94	158	100	12,14	0,82	$1,01 \cdot 10^{-4}$	158	158
95	80	100	11,30	0,69	$1,42 \cdot 10^{-4}$	80	80
96	111	100	12,19	0,57	$4,55 \cdot 10^{-5}$	111	111
97	108	100	11,84	0,65	$7,80 \cdot 10^{-5}$	108	108
98	179	100	12,64	0,76	$6,24 \cdot 10^{-5}$	179	179
99	141	100	12,52	0,63	$4,56 \cdot 10^{-5}$	141	141
100	125	100	11,38	1,01	$2,93 \cdot 10^{-4}$	125	125

TABLE C.4 – Jeu de données simulé n° 2 ( $\alpha = 0,90$ ,  $Z_f = 10,00$ ,  $I_f = 1,00 \cdot 10^{-3}$ ,  $K = 40,00$ )

Jeu de données n° 4 issus de données simulées en utilisant les équation (2.7) et (2.8) :

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	200	100	13,05	0,73	$4,72 \cdot 10^{-5}$	200	200
2	150	100	13,03	0,55	$2,70 \cdot 10^{-5}$	150	150
3	100	100	13,01	0,37	$1,22 \cdot 10^{-5}$	100	100
4	80	100	13,01	0,30	$7,80 \cdot 10^{-6}$	80	80
5	200	100	12,58	0,86	$8,39 \cdot 10^{-5}$	200	200
6	150	100	12,55	0,65	$4,90 \cdot 10^{-5}$	150	150
7	100	100	12,52	0,44	$2,24 \cdot 10^{-5}$	100	100
8	80	100	12,51	0,35	$1,45 \cdot 10^{-5}$	80	80
9	200	100	12,16	1,03	$1,58 \cdot 10^{-4}$	200	200
10	150	100	12,10	0,79	$9,67 \cdot 10^{-5}$	150	150
11	100	100	12,05	0,54	$4,61 \cdot 10^{-5}$	100	100
12	80	100	12,03	0,44	$3,02 \cdot 10^{-5}$	80	80
13	200	100	11,80	1,23	$3,02 \cdot 10^{-4}$	200	200
14	150	100	11,70	0,98	$2,02 \cdot 10^{-4}$	150	150
15	100	100	11,61	0,69	$1,07 \cdot 10^{-4}$	100	100
16	80	100	11,57	0,57	$7,29 \cdot 10^{-5}$	80	80
17	200	100	11,54	1,44	$5,41 \cdot 10^{-4}$	200	200
18	150	100	11,40	1,19	$4,04 \cdot 10^{-4}$	150	150
19	100	100	11,25	0,89	$2,55 \cdot 10^{-4}$	100	100
20	80	100	11,19	0,75	$1,92 \cdot 10^{-4}$	80	80

TABLE C.6 – Jeu de données simulé n° 4 ( $\alpha = 0,90$ ,  $Z_f = 10,00$ ,  $I_f = 1,00 \cdot 10^{-3}$ ,  $K = 40,00$ )

Jeu de données n° 5 issus de données simulées en utilisant les équation (2.7) et (2.8) :

	$Q$ ( $m^3/s$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m/s)	$I_s$ (m/m)	$Q_1$ ( $m^3/s$ )	$Q_2$ ( $m^3/s$ )
1	268	150	14,42	0,45	$2,50 \cdot 10^{-5}$	268	268
2	165	150	14,06	0,30	$1,25 \cdot 10^{-5}$	165	165
3	283	150	14,47	0,47	$2,67 \cdot 10^{-5}$	283	283
4	228	150	14,28	0,40	$2,01 \cdot 10^{-5}$	228	228
5	296	150	14,52	0,49	$2,84 \cdot 10^{-5}$	296	296
6	263	150	14,40	0,44	$2,44 \cdot 10^{-5}$	263	263
7	258	150	14,39	0,44	$2,38 \cdot 10^{-5}$	258	258
8	150	150	14,01	0,28	$1,08 \cdot 10^{-5}$	150	150
9	181	150	14,12	0,33	$1,44 \cdot 10^{-5}$	181	181
10	189	150	14,15	0,34	$1,53 \cdot 10^{-5}$	189	189
11	162	150	14,05	0,30	$1,21 \cdot 10^{-5}$	162	162
12	260	150	14,39	0,44	$2,40 \cdot 10^{-5}$	260	260
13	273	150	14,44	0,46	$2,56 \cdot 10^{-5}$	273	273
14	202	150	14,19	0,36	$1,68 \cdot 10^{-5}$	202	202
15	170	150	14,08	0,31	$1,31 \cdot 10^{-5}$	170	170
16	250	150	14,36	0,42	$2,28 \cdot 10^{-5}$	250	250
17	275	150	14,44	0,46	$2,58 \cdot 10^{-5}$	275	275
18	251	150	14,36	0,43	$2,29 \cdot 10^{-5}$	251	251
19	171	150	14,08	0,31	$1,32 \cdot 10^{-5}$	171	171
20	207	150	14,21	0,36	$1,75 \cdot 10^{-5}$	207	207
21	252	150	14,36	0,43	$2,30 \cdot 10^{-5}$	252	252
22	227	150	14,28	0,39	$2,00 \cdot 10^{-5}$	227	227
23	297	150	14,52	0,49	$2,84 \cdot 10^{-5}$	297	297
24	190	150	14,15	0,34	$1,55 \cdot 10^{-5}$	190	190
25	280	150	14,46	0,47	$2,64 \cdot 10^{-5}$	280	280

26	206	150	14,20	0,36	$1,74 \cdot 10^{-5}$	206	206
27	170	150	14,08	0,31	$1,31 \cdot 10^{-5}$	170	170
28	162	150	14,05	0,30	$1,22 \cdot 10^{-5}$	162	162
29	261	150	14,39	0,44	$2,41 \cdot 10^{-5}$	261	261
30	206	150	14,20	0,36	$1,74 \cdot 10^{-5}$	206	206
31	207	150	14,21	0,36	$1,75 \cdot 10^{-5}$	207	207
32	195	150	14,17	0,35	$1,61 \cdot 10^{-5}$	195	195
33	194	150	14,16	0,35	$1,60 \cdot 10^{-5}$	194	194
34	189	150	14,15	0,34	$1,53 \cdot 10^{-5}$	189	189
35	220	150	14,25	0,38	$1,90 \cdot 10^{-5}$	220	220
36	298	150	14,52	0,49	$2,86 \cdot 10^{-5}$	298	298
37	208	150	14,21	0,37	$1,76 \cdot 10^{-5}$	208	208
38	291	150	14,50	0,48	$2,78 \cdot 10^{-5}$	291	291
39	175	150	14,10	0,32	$1,37 \cdot 10^{-5}$	175	175
40	289	150	14,49	0,48	$2,75 \cdot 10^{-5}$	289	289
41	263	150	14,40	0,44	$2,44 \cdot 10^{-5}$	263	263
42	278	150	14,45	0,46	$2,62 \cdot 10^{-5}$	278	278
43	240	150	14,32	0,41	$2,16 \cdot 10^{-5}$	240	240
44	166	150	14,07	0,30	$1,26 \cdot 10^{-5}$	166	166
45	218	150	14,25	0,38	$1,89 \cdot 10^{-5}$	218	218
46	248	150	14,35	0,42	$2,25 \cdot 10^{-5}$	248	248
47	159	150	14,04	0,29	$1,18 \cdot 10^{-5}$	159	159
48	153	150	14,02	0,28	$1,11 \cdot 10^{-5}$	153	153
49	193	150	14,16	0,34	$1,59 \cdot 10^{-5}$	193	193
50	290	150	14,49	0,48	$2,76 \cdot 10^{-5}$	290	290
51	227	150	14,28	0,39	$2,00 \cdot 10^{-5}$	227	227

52	281	150	14,46	0,47	$2,66 \cdot 10^{-5}$	281	281
53	207	150	14,21	0,36	$1,75 \cdot 10^{-5}$	207	207
54	283	150	14,47	0,47	$2,67 \cdot 10^{-5}$	283	283
55	230	150	14,29	0,40	$2,03 \cdot 10^{-5}$	230	230
56	284	150	14,47	0,47	$2,69 \cdot 10^{-5}$	284	284
57	165	150	14,06	0,30	$1,25 \cdot 10^{-5}$	165	165
58	182	150	14,12	0,33	$1,45 \cdot 10^{-5}$	182	182
59	255	150	14,37	0,43	$2,34 \cdot 10^{-5}$	255	255
60	204	150	14,20	0,36	$1,72 \cdot 10^{-5}$	204	204
61	150	150	14,01	0,28	$1,08 \cdot 10^{-5}$	150	150
62	208	150	14,21	0,37	$1,76 \cdot 10^{-5}$	208	208
63	198	150	14,18	0,35	$1,64 \cdot 10^{-5}$	198	198
64	209	150	14,21	0,37	$1,78 \cdot 10^{-5}$	209	209
65	177	150	14,10	0,32	$1,39 \cdot 10^{-5}$	177	177
66	181	150	14,12	0,33	$1,44 \cdot 10^{-5}$	181	181
67	239	150	14,32	0,41	$2,14 \cdot 10^{-5}$	239	239
68	239	150	14,32	0,41	$2,14 \cdot 10^{-5}$	239	239
69	176	150	14,10	0,32	$1,38 \cdot 10^{-5}$	176	176
70	290	150	14,49	0,48	$2,76 \cdot 10^{-5}$	290	290
71	158	150	14,04	0,29	$1,17 \cdot 10^{-5}$	158	158
72	180	150	14,12	0,32	$1,43 \cdot 10^{-5}$	180	180
73	226	150	14,27	0,39	$1,99 \cdot 10^{-5}$	226	226
74	264	150	14,40	0,44	$2,45 \cdot 10^{-5}$	264	264
75	172	150	14,09	0,31	$1,33 \cdot 10^{-5}$	172	172
76	290	150	14,49	0,48	$2,76 \cdot 10^{-5}$	290	290
77	213	150	14,23	0,37	$1,83 \cdot 10^{-5}$	213	213

78	158	150	14,04	0,29	$1,17 \cdot 10^{-5}$	158	158
79	251	150	14,36	0,43	$2,29 \cdot 10^{-5}$	251	251
80	192	150	14,16	0,34	$1,57 \cdot 10^{-5}$	192	192
81	267	150	14,41	0,45	$2,48 \cdot 10^{-5}$	267	267
82	294	150	14,51	0,48	$2,82 \cdot 10^{-5}$	294	294
83	253	150	14,37	0,43	$2,32 \cdot 10^{-5}$	253	253
84	225	150	14,27	0,39	$1,97 \cdot 10^{-5}$	225	225
85	165	150	14,06	0,30	$1,25 \cdot 10^{-5}$	165	165
86	193	150	14,16	0,34	$1,58 \cdot 10^{-5}$	193	193
87	231	150	14,29	0,40	$2,04 \cdot 10^{-5}$	231	231
88	152	150	14,02	0,28	$1,10 \cdot 10^{-5}$	152	152
89	192	150	14,16	0,34	$1,57 \cdot 10^{-5}$	192	192
90	238	150	14,32	0,41	$2,14 \cdot 10^{-5}$	238	238
91	176	150	14,10	0,32	$1,38 \cdot 10^{-5}$	176	176
92	176	150	14,10	0,32	$1,37 \cdot 10^{-5}$	176	176
93	251	150	14,36	0,43	$2,29 \cdot 10^{-5}$	251	251
94	235	150	14,31	0,41	$2,10 \cdot 10^{-5}$	235	235
95	233	150	14,30	0,40	$2,07 \cdot 10^{-5}$	233	233
96	295	150	14,51	0,48	$2,82 \cdot 10^{-5}$	295	295
97	244	150	14,34	0,42	$2,21 \cdot 10^{-5}$	244	244
98	199	150	14,18	0,35	$1,65 \cdot 10^{-5}$	199	199
99	228	150	14,28	0,39	$2,01 \cdot 10^{-5}$	228	228
100	280	150	14,46	0,46	$2,64 \cdot 10^{-5}$	280	280

TABLE C.7 – Jeu de données simulé n° 5 ( $\alpha = 0,90$ ,  $Z_f = 10,00$ ,  $I_f = 5,00 \cdot 10^{-5}$ ,  $K = 30,00$ )

Jeu de données n° 6 issus de données simulées en utilisant le modèle SIC :

	$Q (m^3/s)$	$L (m)$	$Z_s (m)$	$V_s (m/s)$	$I_s (m/m)$	$Q_1 (m^3/s)$	$Q_2 (m^3/s)$
1	200	250	12,08	0,33	$1,88 \cdot 10^{-5}$	200	203
2	180	250	12,03	0,30	$1,63 \cdot 10^{-5}$	180	183
3	170	250	12,00	0,29	$1,50 \cdot 10^{-5}$	170	172
4	160	250	11,98	0,28	$1,37 \cdot 10^{-5}$	160	162
5	190	250	12,05	0,32	$1,75 \cdot 10^{-5}$	190	193
6	150	250	11,95	0,26	$1,24 \cdot 10^{-5}$	150	152
7	140	250	11,93	0,25	$1,12 \cdot 10^{-5}$	140	142
8	130	250	11,90	0,23	$9,97 \cdot 10^{-6}$	130	132
9	110	250	11,85	0,20	$7,63 \cdot 10^{-6}$	110	111
10	100	250	11,83	0,18	$6,52 \cdot 10^{-6}$	100	101

TABLE C.8 – Jeu de données simulé (en utilisant SIC) n° 6 ( $\alpha = 0,90$ ,  $Z_f = 9,40$ ,  $I_f = 8,00 \cdot 10^{-5}$ ,  $K = 36,00$ )

Jeu de données n° 7 issus de données simulées en utilisant le modèle SIC :

	$Q (m^3/s)$	$L (m)$	$Z_s (m)$	$V_s (m/s)$	$I_s (m/m)$	$Q_1 (m^3/s)$	$Q_2 (m^3/s)$
1	1301	300	15,32	0,89	$5,49 \cdot 10^{-5}$	1301	1332
2	1171	300	15,09	0,83	$5,10 \cdot 10^{-5}$	1171	1198
3	1033	300	14,85	0,77	$4,63 \cdot 10^{-5}$	1033	1055
4	1561	300	15,76	0,99	$6,13 \cdot 10^{-5}$	1561	1601
5	1882	300	16,25	1,10	$6,85 \cdot 10^{-5}$	1882	1934
6	1669	300	15,94	1,02	$6,35 \cdot 10^{-5}$	1669	1713
7	1190	300	15,13	0,84	$5,16 \cdot 10^{-5}$	1190	1217
8	1369	300	15,43	0,92	$5,67 \cdot 10^{-5}$	1369	1402
9	1461	300	15,59	0,95	$5,90 \cdot 10^{-5}$	1461	1497
10	1982	300	16,37	1,14	$7,15 \cdot 10^{-5}$	1982	2038
11	1156	300	15,07	0,83	$5,05 \cdot 10^{-5}$	1156	1182

12	1701	300	15,99	1,03	$6,41 \cdot 10^{-5}$	1701	1746
13	1856	300	16,22	1,09	$6,76 \cdot 10^{-5}$	1856	1907
14	1645	300	15,90	1,02	$6,30 \cdot 10^{-5}$	1645	1688
15	1376	300	15,45	0,92	$5,69 \cdot 10^{-5}$	1376	1409
16	1191	300	15,13	0,84	$5,17 \cdot 10^{-5}$	1191	1218
17	1428	300	15,53	0,94	$5,82 \cdot 10^{-5}$	1428	1463
18	1482	300	15,62	0,96	$5,95 \cdot 10^{-5}$	1482	1519
19	1121	300	15,01	0,81	$4,94 \cdot 10^{-5}$	1121	1146
20	1590	300	15,80	1,00	$6,19 \cdot 10^{-5}$	1590	1631
21	1226	300	15,19	0,86	$5,27 \cdot 10^{-5}$	1226	1254
22	1385	300	15,46	0,92	$5,71 \cdot 10^{-5}$	1385	1419
23	1666	300	15,93	1,02	$6,34 \cdot 10^{-5}$	1666	1710
24	1583	300	15,79	0,99	$6,18 \cdot 10^{-5}$	1583	1624
25	1252	300	15,23	0,87	$5,35 \cdot 10^{-5}$	1252	1281
26	1290	300	15,30	0,88	$5,46 \cdot 10^{-5}$	1290	1320
27	1617	300	15,85	1,01	$6,25 \cdot 10^{-5}$	1617	1659
28	1265	300	15,26	0,87	$5,39 \cdot 10^{-5}$	1265	1295
29	1824	300	16,18	1,08	$6,66 \cdot 10^{-5}$	1824	1874
30	1983	300	16,37	1,14	$7,16 \cdot 10^{-5}$	1983	2039
31	1730	300	16,04	1,04	$6,46 \cdot 10^{-5}$	1730	1776
32	1344	300	15,39	0,91	$5,61 \cdot 10^{-5}$	1344	1376
33	1584	300	15,79	1,00	$6,18 \cdot 10^{-5}$	1584	1625
34	1539	300	15,72	0,98	$6,08 \cdot 10^{-5}$	1539	1578
35	1108	300	14,99	0,81	$4,90 \cdot 10^{-5}$	1108	1133
36	1906	300	16,28	1,11	$6,92 \cdot 10^{-5}$	1906	1959
37	1880	300	16,25	1,10	$6,84 \cdot 10^{-5}$	1880	1932

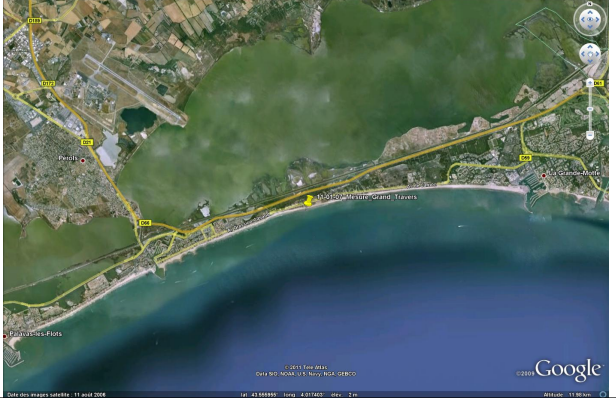
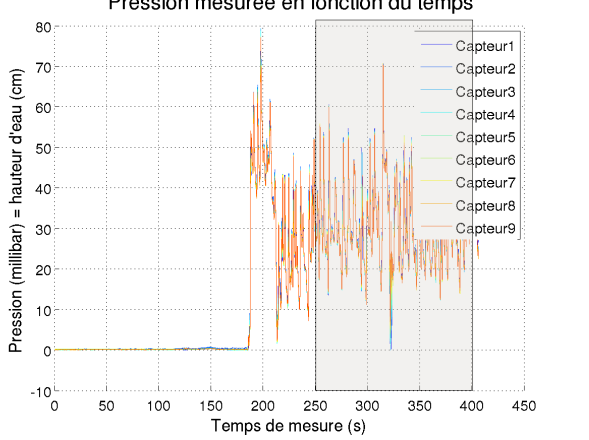


38	1818	300	16,17	1,07	$6,64 \cdot 10^{-5}$	1818	1868
39	1261	300	15,25	0,87	$5,38 \cdot 10^{-5}$	1261	1291
40	1594	300	15,81	1,00	$6,20 \cdot 10^{-5}$	1594	1635
41	1023	300	14,84	0,77	$4,60 \cdot 10^{-5}$	1023	1045
42	1425	300	15,53	0,94	$5,82 \cdot 10^{-5}$	1425	1460
43	1313	300	15,34	0,89	$5,52 \cdot 10^{-5}$	1313	1344
44	1161	300	15,08	0,83	$5,07 \cdot 10^{-5}$	1161	1187
45	1698	300	15,98	1,03	$6,40 \cdot 10^{-5}$	1698	1743
46	1179	300	15,11	0,84	$5,13 \cdot 10^{-5}$	1179	1206
47	1667	300	15,93	1,02	$6,34 \cdot 10^{-5}$	1667	1711
48	1178	300	15,11	0,84	$5,12 \cdot 10^{-5}$	1178	1205
49	1128	300	15,02	0,82	$4,96 \cdot 10^{-5}$	1128	1153
50	1999	300	16,39	1,14	$7,21 \cdot 10^{-5}$	1999	2055
51	1500	300	15,65	0,97	$5,99 \cdot 10^{-5}$	1500	1538

TABLE C.9 – Jeu de données simulé (en utilisant SIC) n° 7 ( $\alpha = 0,90$ ,  $Z_f = 9,90$ ,  $I_f = 2,00 \cdot 10^{-5}$ ,  $K = 36,00$ )

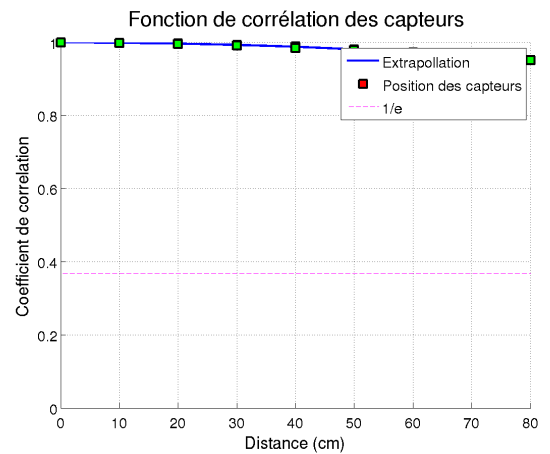
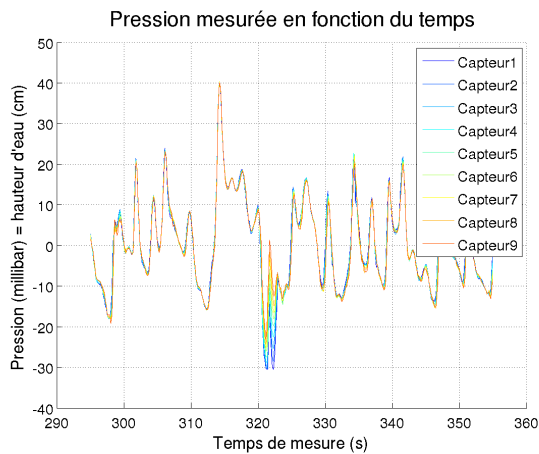
## **Annexe D**

# **Fiches résumée de rugosité**

<p>27 Janvier 2011</p>	<p><b>Méditerranée</b>  <b>Grand Travers</b>  43.5536°N 4.0172°E</p>
<p><i>Description du site :</i>  Mesure de houle réalisée en bord de plage qu Grand Travers  Niveau : - m  Vent moyen : - m/s  Courant : - m/s</p>	
<p><i>Description globale des mesures :</i>  Heure de début : 11 :36  Durée de l'enregistrement : 7 min  Nombre de phases : 1</p>	<p>Pression mesurée en fonction du temps</p> 

Resumé des phases de mesures				
	Hauteur moyenne	écart-type	Durée d'autocorrélation	Longueur de corrélation
Phase1	30 cm	10.90 cm	0.92 s	≫ 80 cm

Phase 1 11 :40 6 min


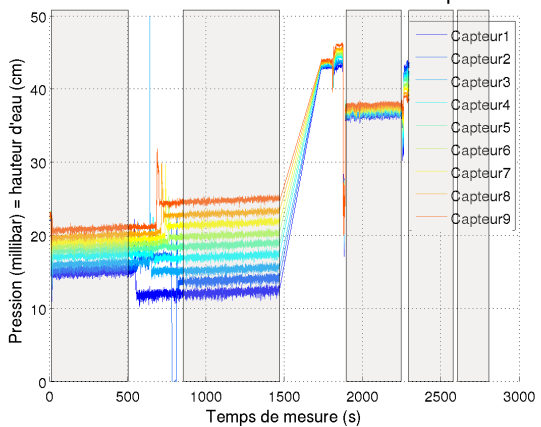


*Description des mesures :*

Phase 1 Chassis posé sur le fond à proximité de la plage et perpendiculairement au train d'onde

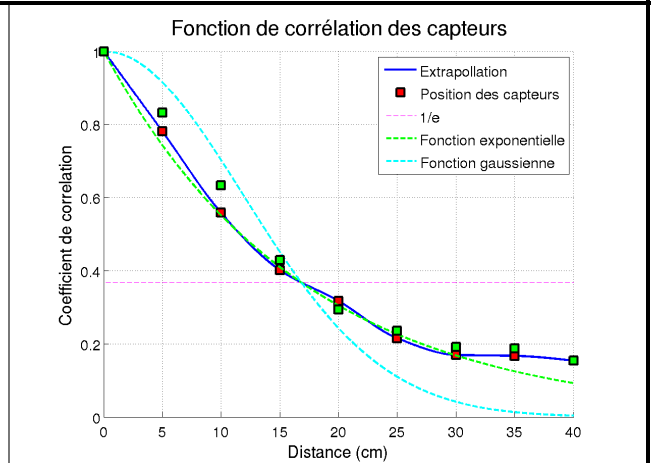
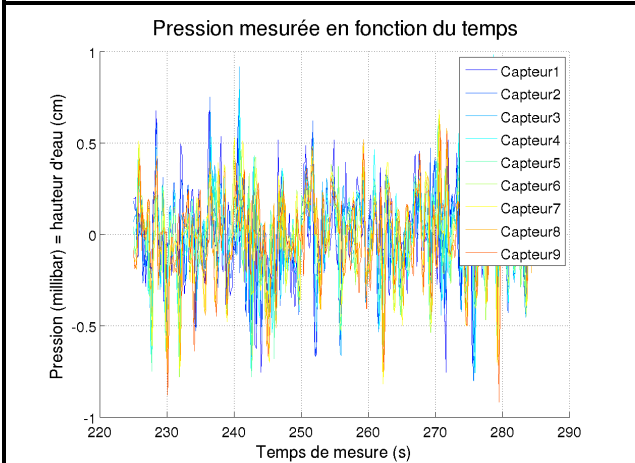
- Colonne d'eau : 30cm
- Vitesse du vent : - m/s
- Ecart-type des hauteurs : 10.90 cm
- Durée d'autocorrelation : 0.92 s
- Longueur d'autocorrelation :  $\gg 80$  cm

Photo inexistante

<p>27 Janvier 2011</p>	<p><b>Lez - Montpellier</b> 43.6489°N 3.8789°E</p>
<p><i>Description du site :</i> Mesures réalisées sur le Lez à proximité d'un guet. Réalisé en 2 phases principales : - juste derrière le guet dans les remous - plus en aval dans une eau plus calme</p> <p>Niveau : - m Vent moyen : - m/s Courant : - m/s</p>	
<p><i>Description globale des mesures :</i> Heure de début : 10 :25 Durée de l'enregistrement : 47 min Nombre de phases : 5</p>	<p>Pression mesurée en fonction du temps</p> 

Resumé des phases de mesures				
	Hauteur moyenne	écart-type	Durée d'autocorrélation	Longueur de corrélation
Phase1	18 m	0.24 cm	0.20 s	17 cm
Phase2	18 m	0.25 cm	0.23 s	16 cm
Phase3	37 m	0.21 cm	0.54 s	22 cm
Phase4	41 m	0.10 cm	0.31 s	6 cm
Phase5	42 m	0.10 cm	0.31 s	9 cm

Phase 1 10 :28 5 min



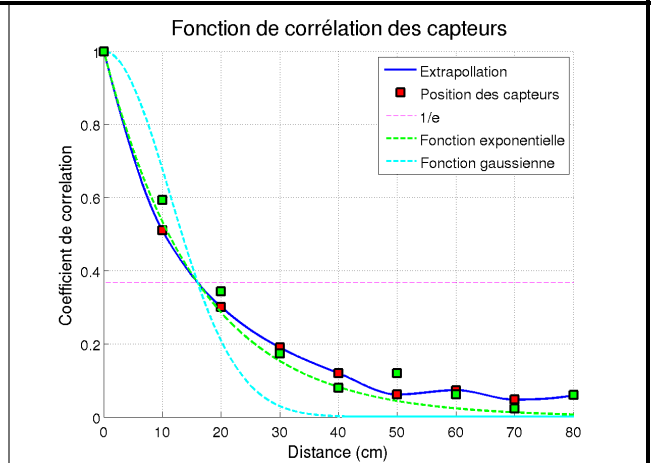
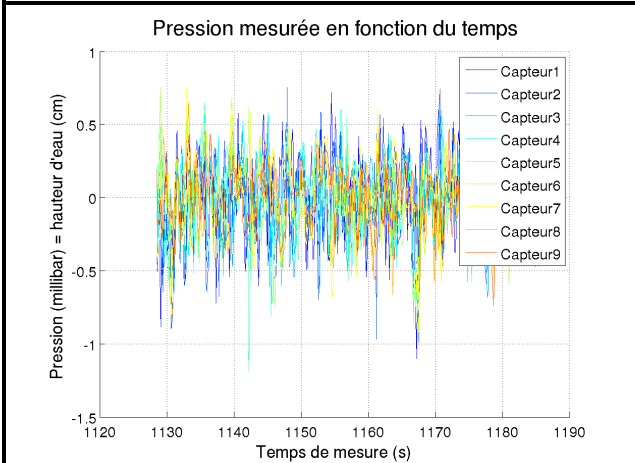
*Description des mesures :*

Phase 1.A Mesure longitudinale dans les remous derrière le guet, espacement des capteurs 5cm.

- Colonne d'eau : 18cm
- Vitesse du vent : - m/s
- Ecart-type des hauteurs : 0.24 cm
- Durée d'autocorrelation : 0.20 s
- Longueur d'autocorrelation : 17 cm

Photo inexistante

Phase 2 10 :43 20 min



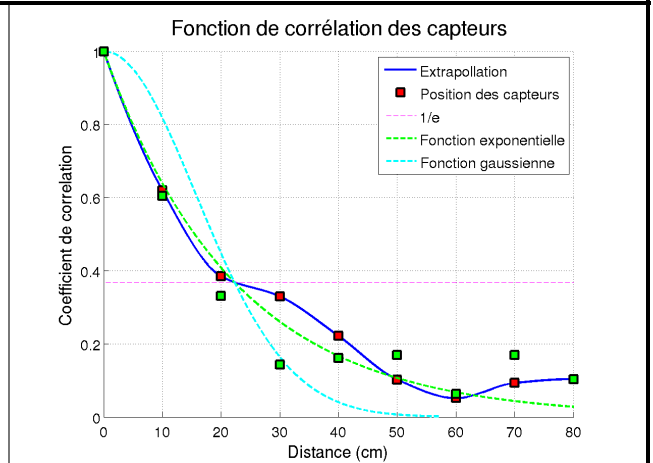
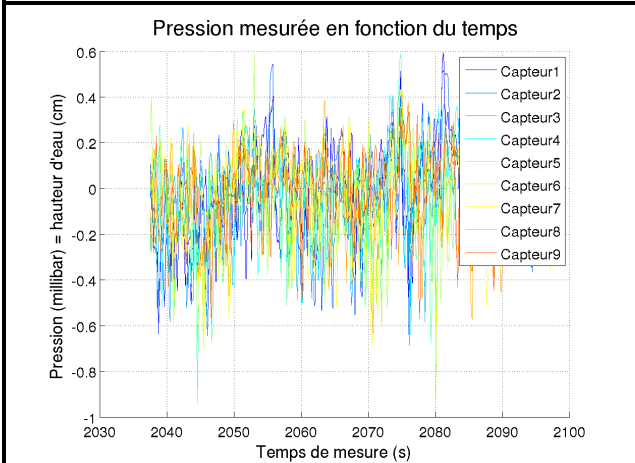
*Description des mesures :*

Phase 1.B Mesure longitudinale dans les remous derrière le guet, espacement des capteurs 10cm.

- Colonne d'eau : 18cm
- Vitesse du vent : - m/s
- Ecart-type des hauteurs : 0.25 cm
- Durée d'autocorrelation : 0.23 s
- Longueur d'autocorrelation : 16 cm

Photo inexistante

Phase 3 10 :59 35 min



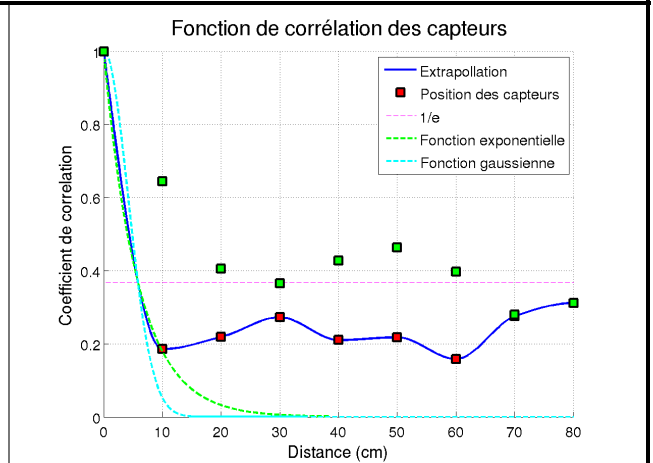
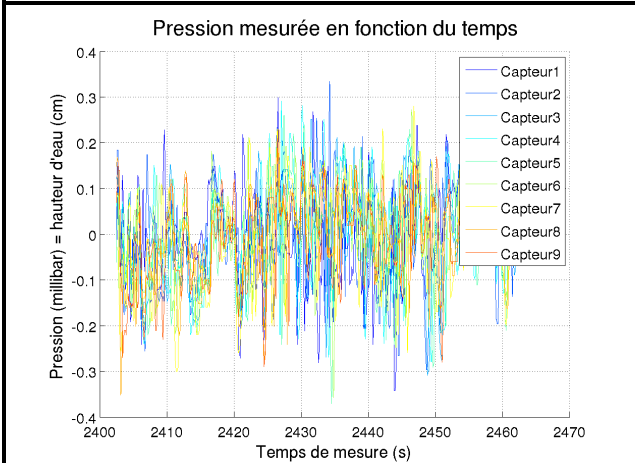
*Description des mesures :*

Phase 2.A Mesure perpendiculaire au courant en aval du guet, hors des remous, espacement des capteurs 10cm.

Colonne d'eau : 37cm  
 Vitesse du vent : - m/s  
 Ecart-type des hauteurs : 0.21 cm  
 Durée d'autocorrelation : 0.54 s  
 Longueur d'autocorrelation : 22 cm

Photo inexistante

Phase 4 11 :05 41 min

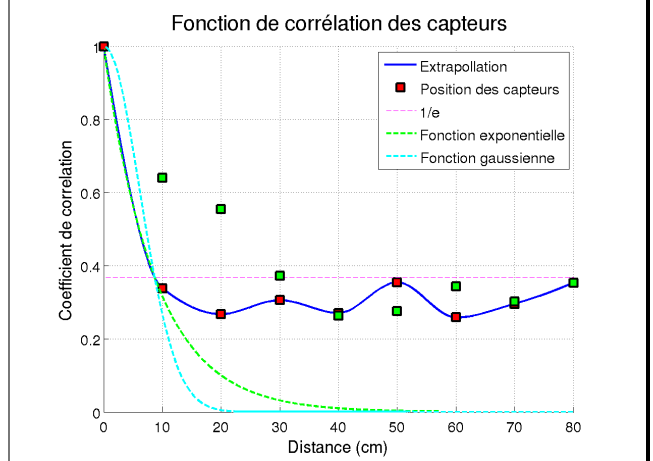
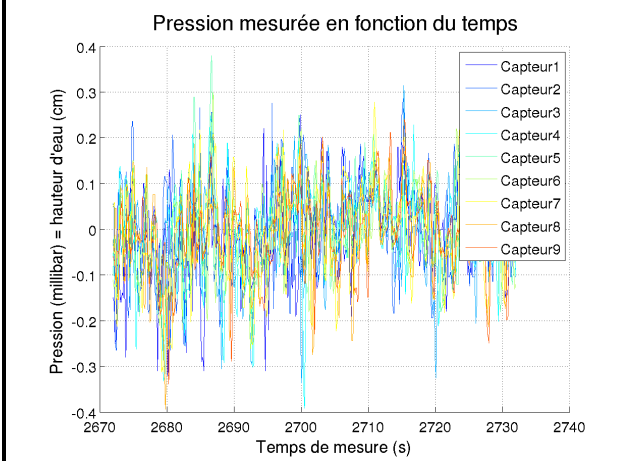


*Description des mesures :*

Phase 2.B Mesure longitudinale au courant en aval du guet, hors des remous, espacement des capteurs 10cm.

Colonne d'eau : 41cm  
 Vitesse du vent : - m/s  
 Ecart-type des hauteurs : 0.10 cm  
 Durée d'autocorrelation : 0.31 s  
 Longueur d'autocorrelation : 6 cm

Photo inexistante



*Description des mesures :*

Phase 2.B Mesure longitudinale au courant en aval du guet, grille retirée, espacement des capteurs 10cm.

Colonne d'eau : 42cm

Vitesse du vent : - m/s

Ecart-type des hauteurs : 0.10 cm

Durée d'autocorrelation : 0.31 s

Longueur d'autocorrelation : 9 cm

Photo inexistante





# Fiche Résumée de Campagne d'estimation de la rugosité de l'eau



<b>Rhône - Arles</b> <b>43.64°N 4.59°E</b>	<b>24 février 2011</b>
<p><i>Description du site :</i>          Mesures réalisées sur le Rhône sur les berges en aval de Arles en parallèle des mesures RADAR aéroportées réalisées par l'ONERA</p> <p>Niveau : - m          Vent moyen : - m/s          Courant : - m/s</p>	
<p><i>Description globale des mesures :</i></p> <p>Heure de début : 10 :03          Durée de l'enregistrement : 98 min          Nombre de phases : 4</p>	<p>Pression mesurée en fonction du temps</p>

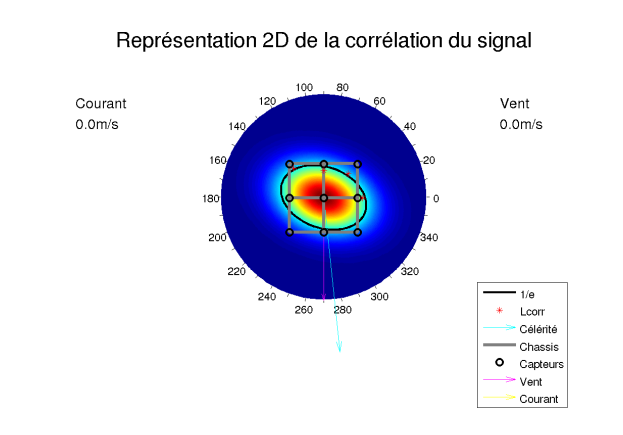
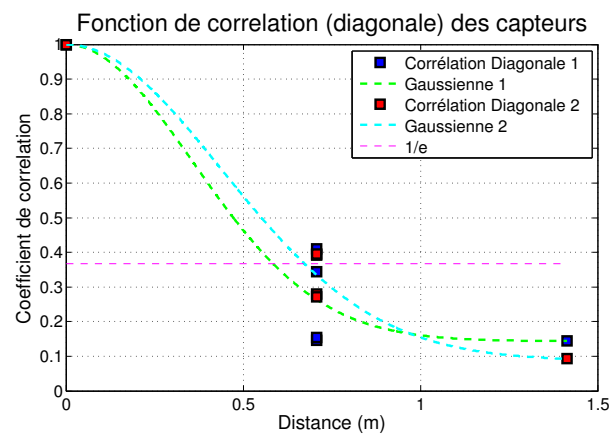
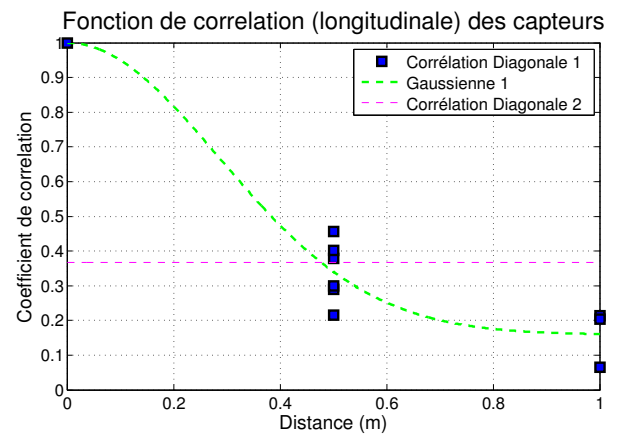
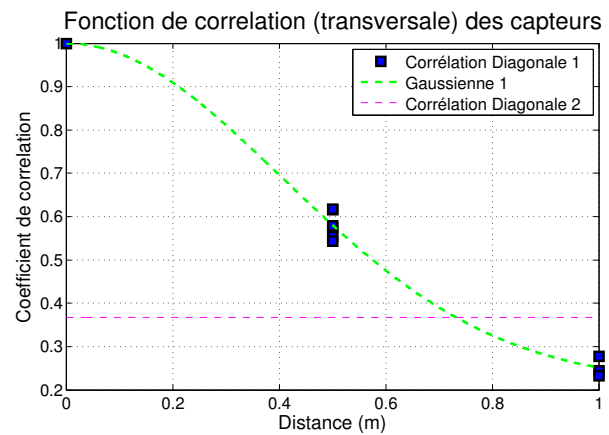
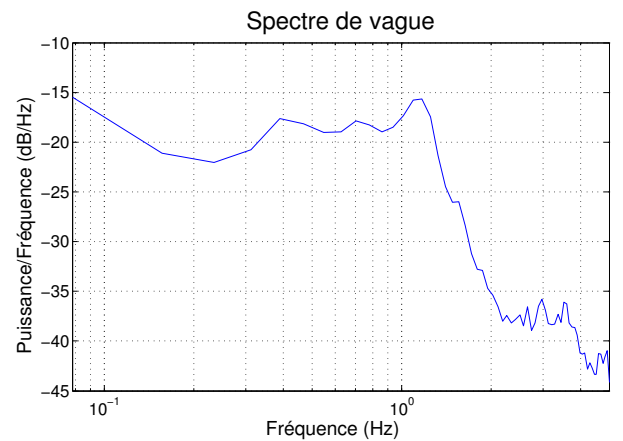
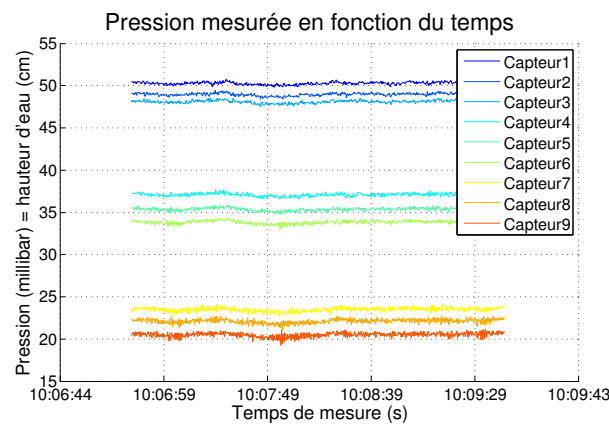
Resumé des phases de mesures						
	$\bar{Z}$	$\sigma_h$	$L_{corr}t$	$L_{corr}l$	$F$	$c$
Phase1	0.4 m	0.65 cm	0.57 m	0.41 m	1.0 Hz	1.7 m/s
Phase2	0.4 m	0.41 cm	0.42 m	0.26 m	1.0 Hz	1.9 m/s
Phase3	0.5 m	0.56 cm	0.45 m	0.37 m	1.0 Hz	1.6 m/s
Phase4	0.5 m	0.72 cm	0.46 m	0.44 m	1.0 Hz	1.3 m/s

# Phase 1 10 :08 :14 3min

Enregistrement de la rugosité, lors du 4ème survol de l'avion. Le châssis placé de biais par rapport à l'écoulement (environ 30°).

## Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.4 cm     $\sigma_Z$  : 0.12 cm  
 $V_{vent}$  : - m/s     $\theta_{vent}$  : -  
 $\sigma_{pres}$  : 0.16 mb  $\pm$  0.04  
 $\sigma_h$  : 0.65 cm  $\pm$  0.00  
 $L_{corr t}$  : 0.57 m     $L_{corr l}$  : 0.41 m  
 $F_{dom}$  : 1.0 Hz     $C$  : 1.7 m/s

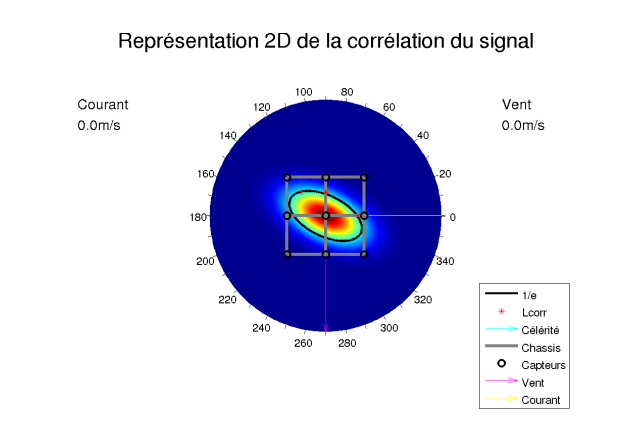
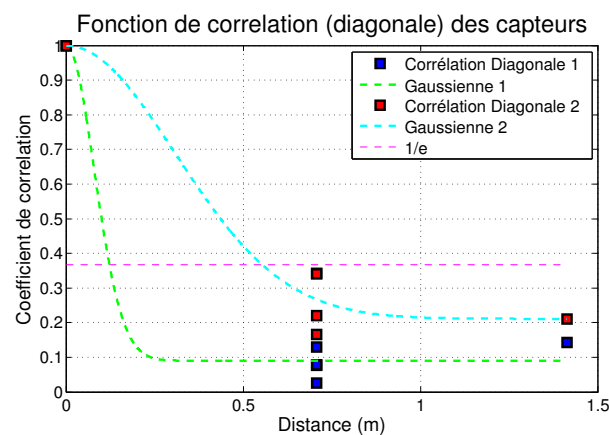
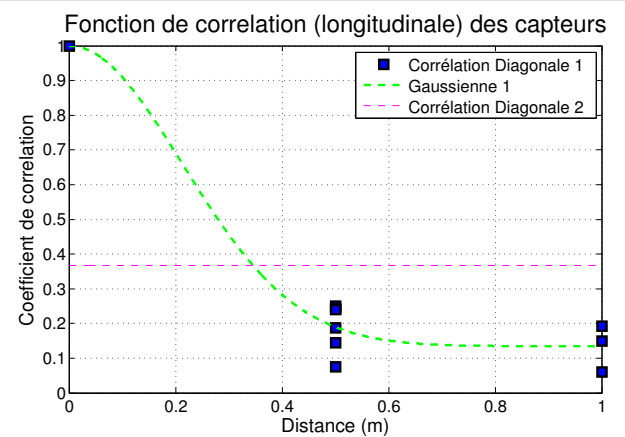
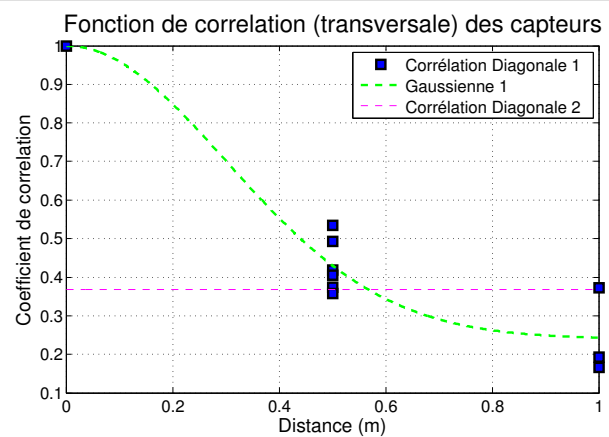
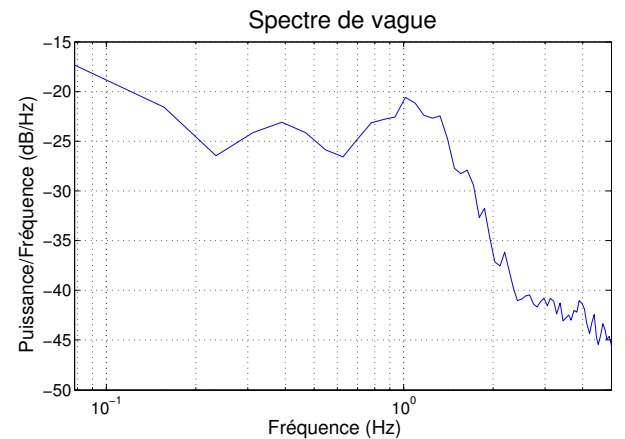
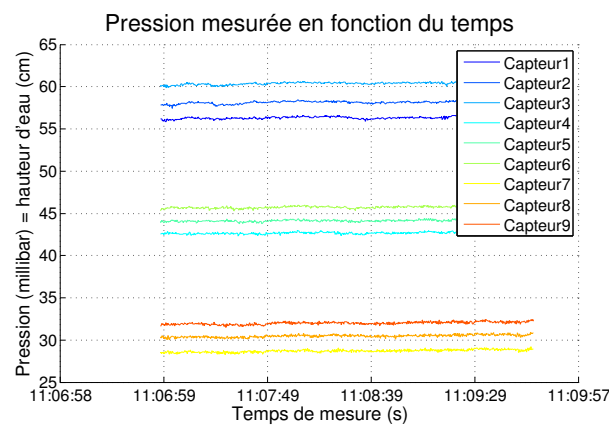


## Phase 2 11 :08 :28 3min

Enregistrement de la rugosité, lors du 5ème survol de l'avion. Le châssis placé perpendiculaire à l'écoulement.

### Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.4 cm     $\sigma_Z$  : 0.12 cm  
 $V_{vent}$  : - m/s     $\theta_{vent}$  : -  
 $\sigma_{pres}$  : 0.09 mb  $\pm$  0.01  
 $\sigma_h$  : 0.41 cm  $\pm$  0.00  
 $L_{corr}$  t : 0.42 m     $L_{corr}$  l : 0.26 m  
 $F_{dom}$  : 1.0 Hz     $C$  : 1.9 m/s

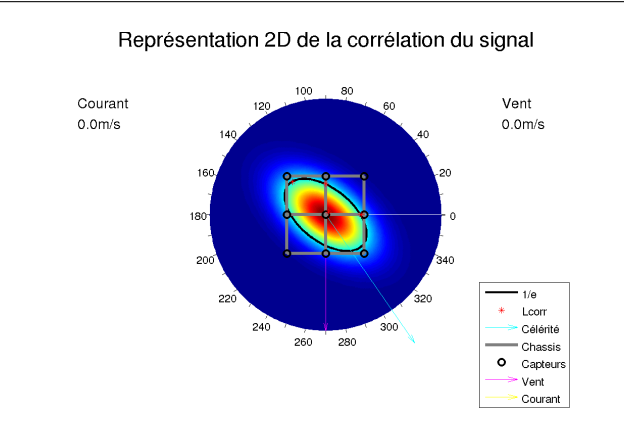
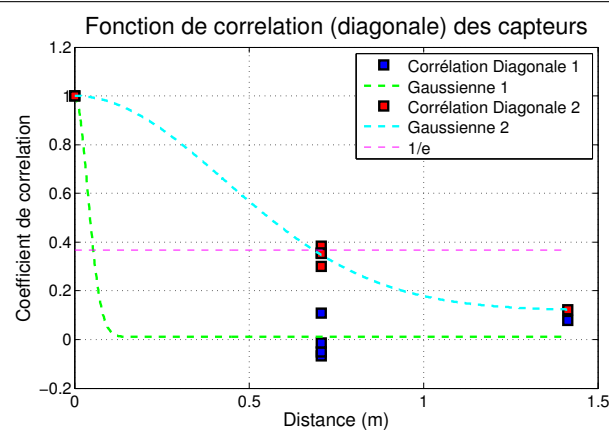
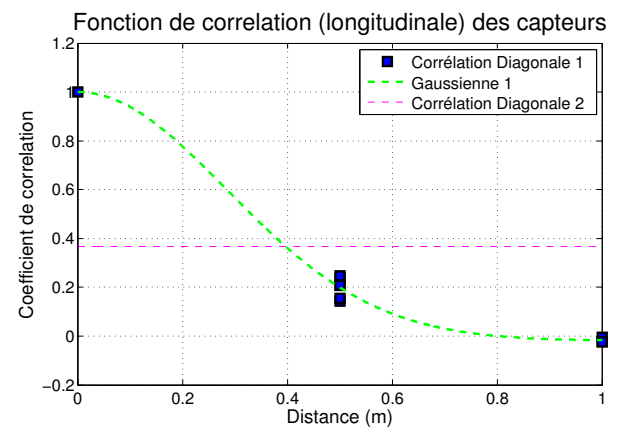
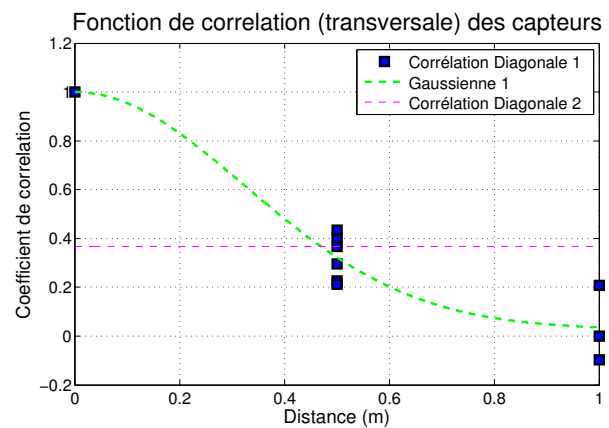
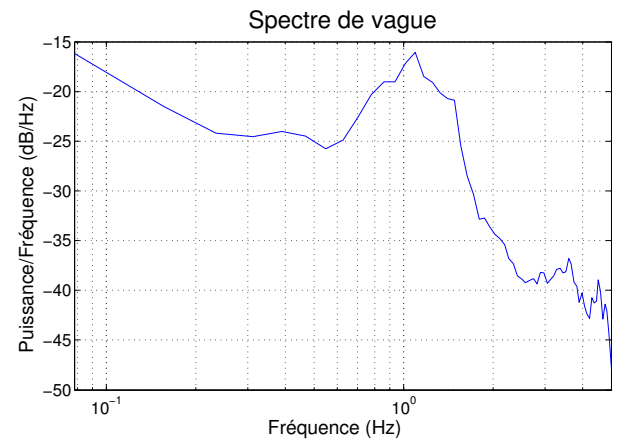
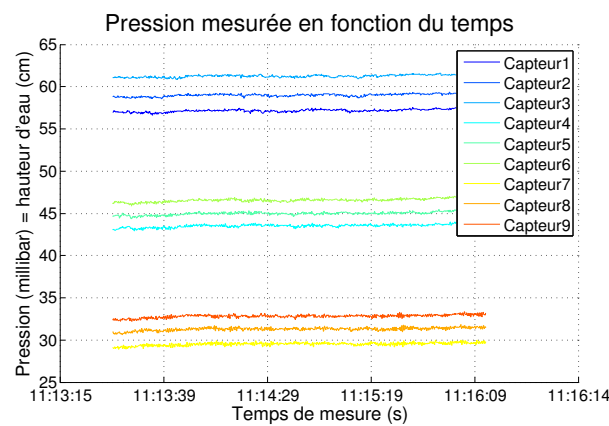


### Phase 3 11 :14 :45 3min

Enregistrement de la rugosité, lors du 5ème survol de l'avion. Le châssis placé perpendiculaire à l'écoulement.

Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.5 cm     $\sigma_Z$  : 0.12 cm  
 $V_{vent}$  : - m/s     $\theta_{vent}$  : -  
 $\sigma_{pres}$  : 0.11 mb ± 0.02  
 $\sigma_h$  : 0.56 cm ± 0.00  
 $L_{corr t}$  : 0.45 m     $L_{corr l}$  : 0.37 m  
 $F_{dom}$  : 1.0 Hz     $C$  : 1.6 m/s

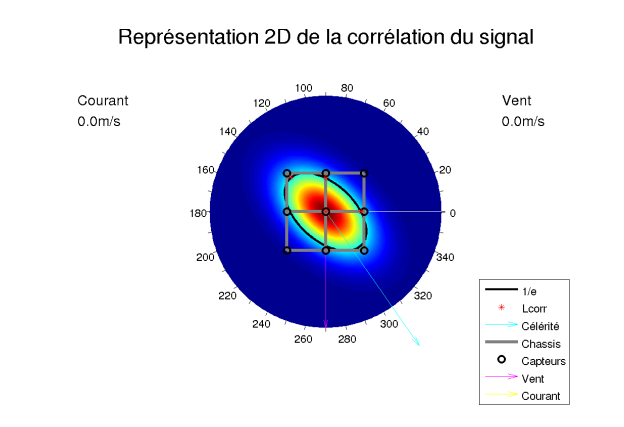
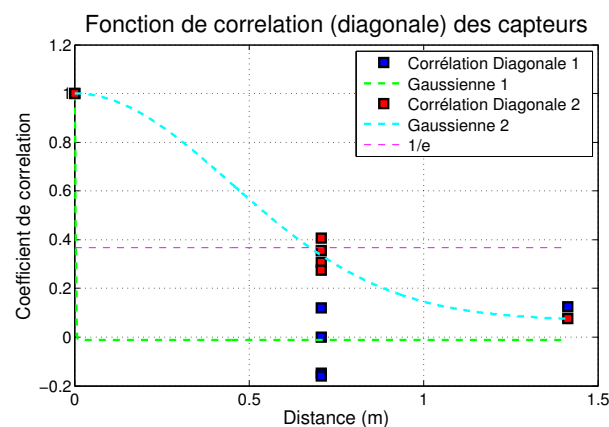
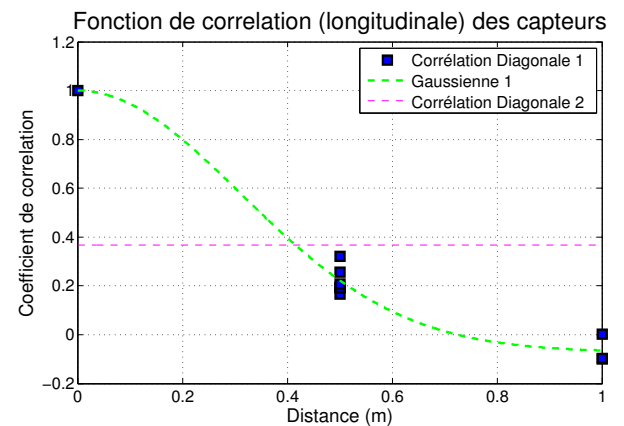
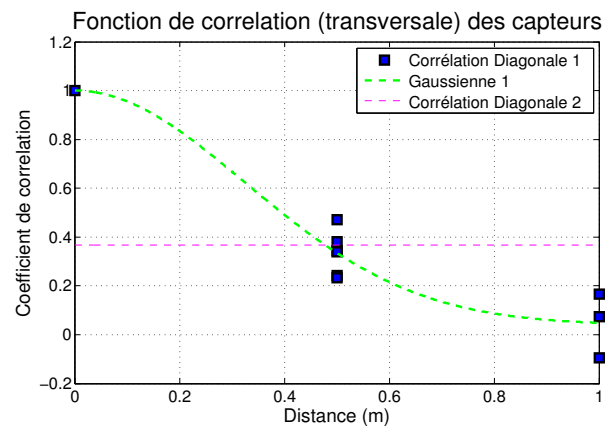
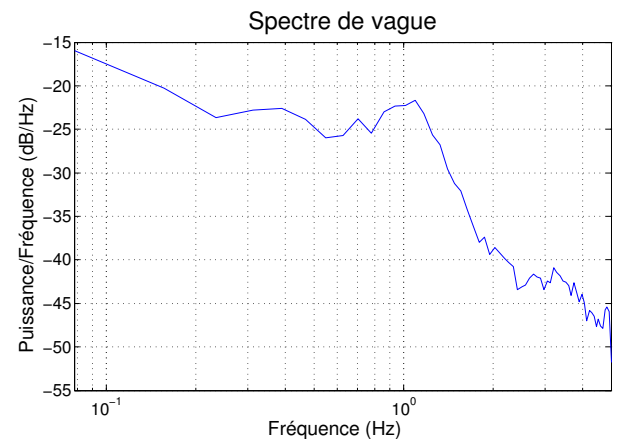
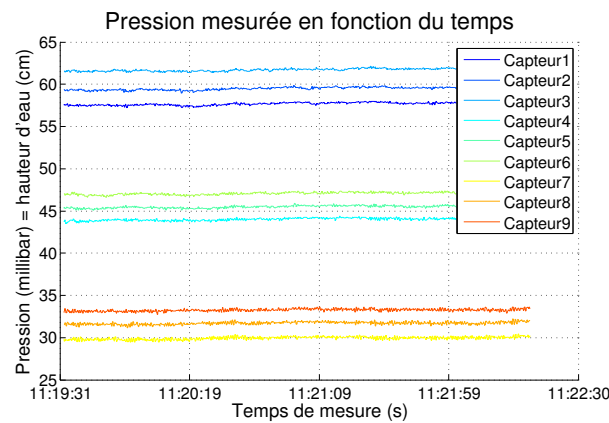


# Phase 4 11 :21 :01 3min

Enregistrement de la rugosité, lors du 5ème survol de l'avion. Le châssis placé perpendiculaire à l'écoulement.

## Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.5 cm     $\sigma_Z$  : 0.12 cm  
 $V_{vent}$  : - m/s     $\theta_{vent}$  : -  
 $\sigma_{pres}$  : 0.12 mb  $\pm$  0.02  
 $\sigma_h$  : 0.72 cm  $\pm$  0.00  
 $L_{corr} t$  : 0.46 m     $L_{corr} l$  : 0.44 m  
 $F_{dom}$  : 1.0 Hz     $C$  : 1.3 m/s







# Fiche Résumée de Campagne d'estimation de la rugosité de l'eau



<b>Lagune - Mauguio</b> <b>43.6°N 4.049°E</b>	<b>12 avril 2011</b>
<i>Description du site :</i> Mesures réalisées en continue durant un après-midi sur la lagune de Mauguio  Niveau : - m Vent moyen : 0 - 6 m/s Courant : - m/s	Image GPS manquante
<i>Description globale des mesures :</i> Heure de début : 15 :48 Durée de l'enregistrement : 238 min Nombre de phases : 2	<p style="text-align: center;">Pression mesurée en fonction du temps</p>

Resumé des phases de mesures						
	$\bar{Z}$	$\sigma_h$	$L_{corr}t$	$L_{corr}l$	$F$	$c$
Phase1	0.4 m	0.45 cm	0.21 m	0.69 m	1.2 Hz	1.3 m/s
Phase2	0.3 m	0.31 cm	0.28 m	0.72 m	1.1 Hz	1.4 m/s

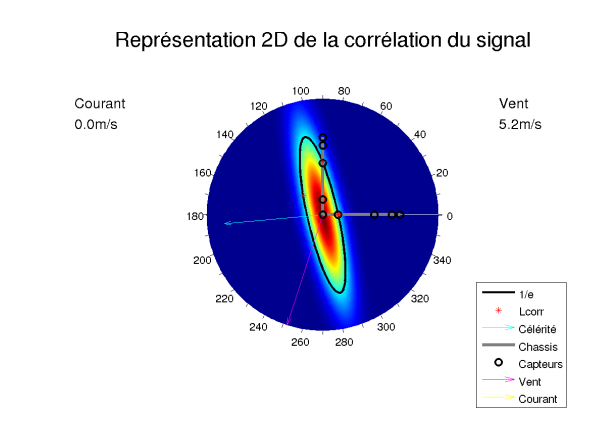
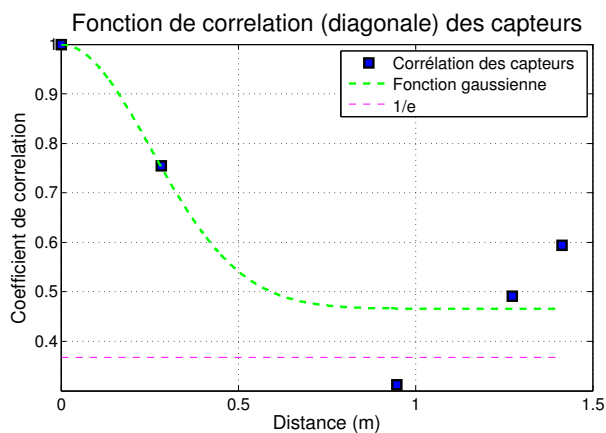
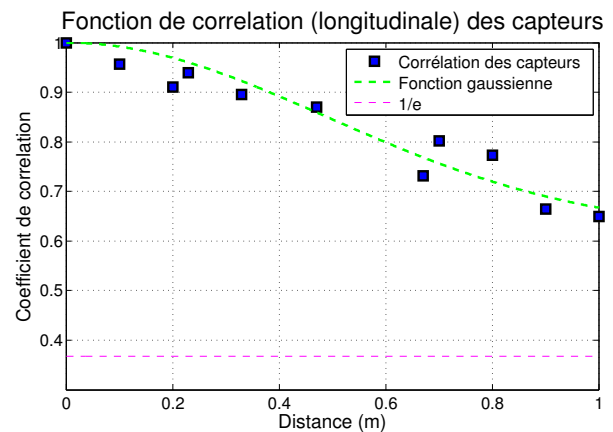
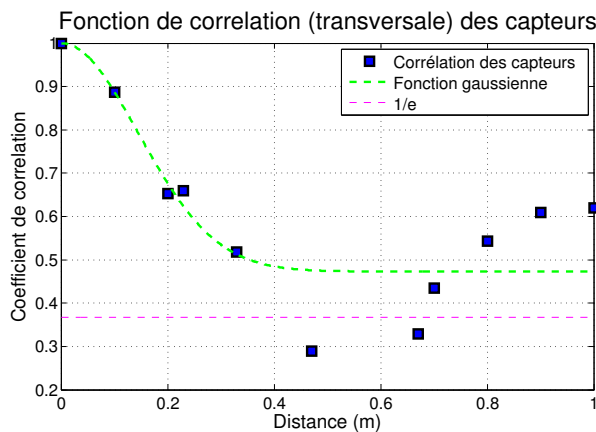
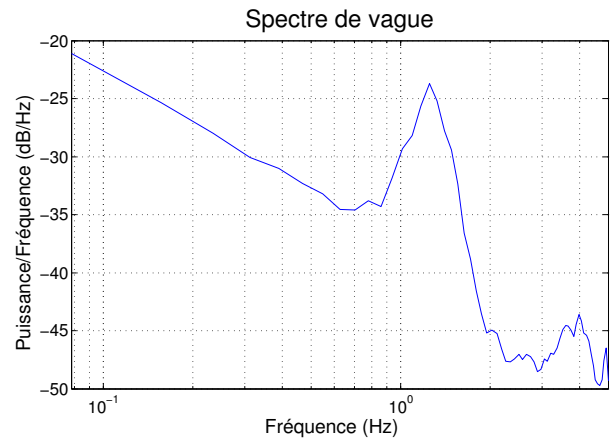
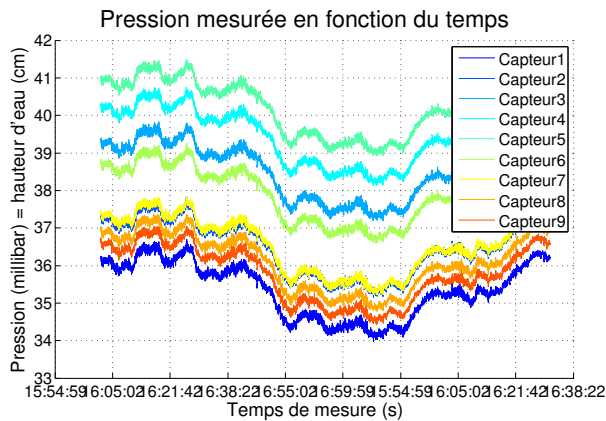
# Phase 1 16 :27 :30 65min

Première phase d'enregistrement

Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.4 cm     $\sigma_Z$  : 0.02 cm  
 $V_{vent}$  : 5.23 m/s     $\theta_{vent}$  : 17.9°  
 $\sigma_{pres}$  : 0.05 mb    ± 0.00  
 $\sigma_h$  : 0.45 cm    ± 0.00  
 $L_{corr t}$  : 0.21 m     $L_{corr l}$  : 0.69 m  
 $F_{dom}$  : 1.2 Hz     $C$  : 1.3 m/s

Photo de la surface de l'eau manquante



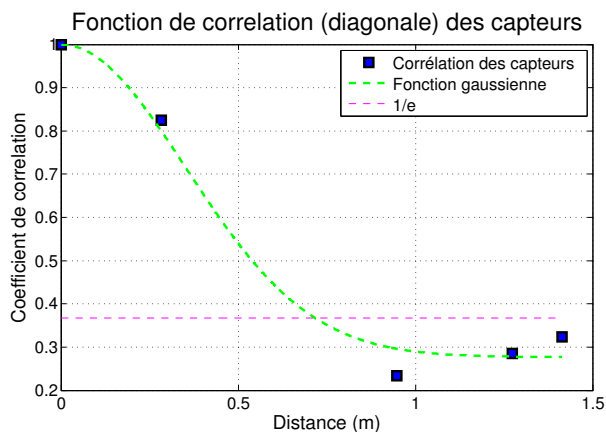
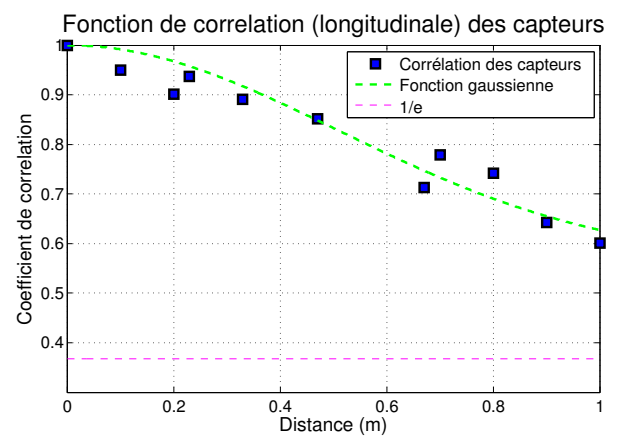
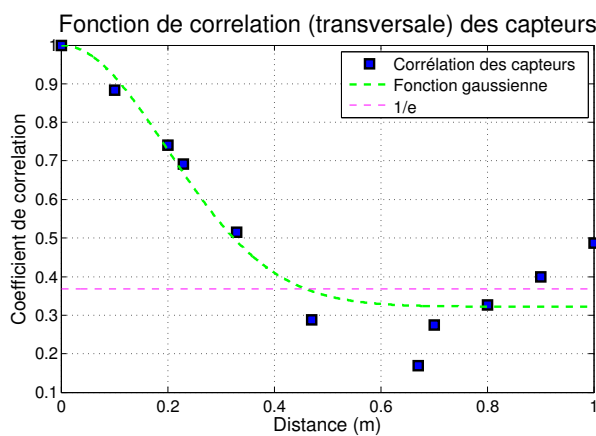
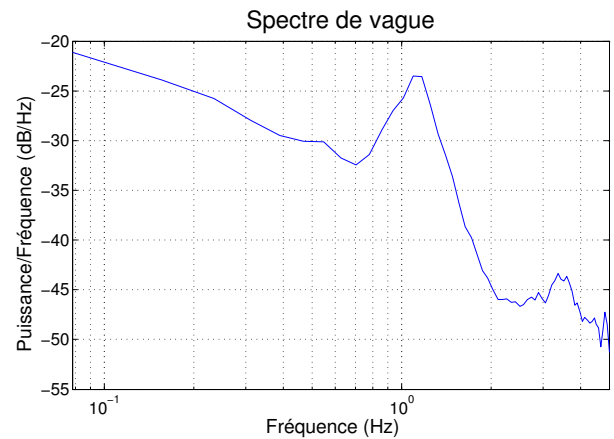
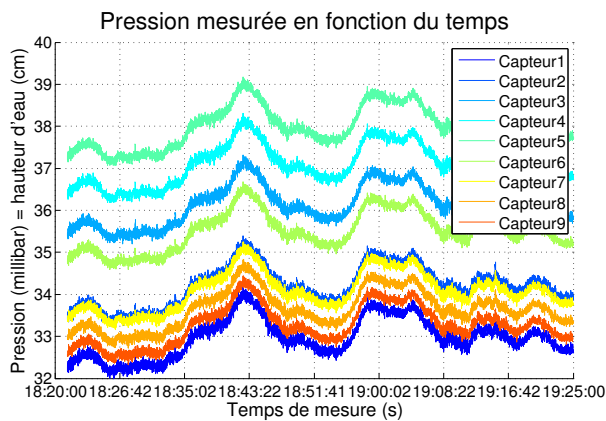
## Phase 2 18 :52 :30 105min

Seconde phase après un déchargement des données de vent et de pression de la première phase.

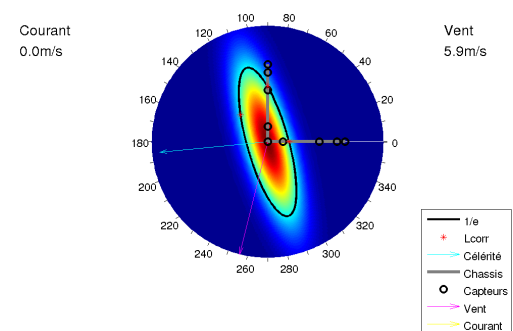
Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.3 cm     $\sigma_Z$  : 0.02 cm  
 $V_{vent}$  : 5.87 m/s     $\theta_{vent}$  : 14°  
 $\sigma_{pres}$  : 0.06 mb ± 0.00  
 $\sigma_h$  : 0.31 cm ± 0.00  
 $L_{corr t}$  : 0.28 m     $L_{corr l}$  : 0.72 m  
 $F_{dom}$  : 1.1 Hz     $C$  : 1.4 m/s

Photo de la surface de l'eau manquante



Représentation 2D de la corrélation du signal







# Fiche Résumée de Campagne d'estimation de la rugosité de l'eau



<p><b>Rhône - Arles</b> 43.64°N 4.603°E</p>	<p>25 mai 2011</p>
<p><i>Description du site :</i> Mesures réalisées sur le Rhône en aval de Arles lors de la seconde campagne aéroportée SWOT</p> <p>Niveau : - m Vent moyen : 0 - 8 m/s Courant : - m/s</p>	
<p><i>Description globale des mesures :</i> Heure de début : 09 :34 Durée de l'enregistrement : 863 min Nombre de phases : 5</p>	<p>Pression mesurée en fonction du temps</p>

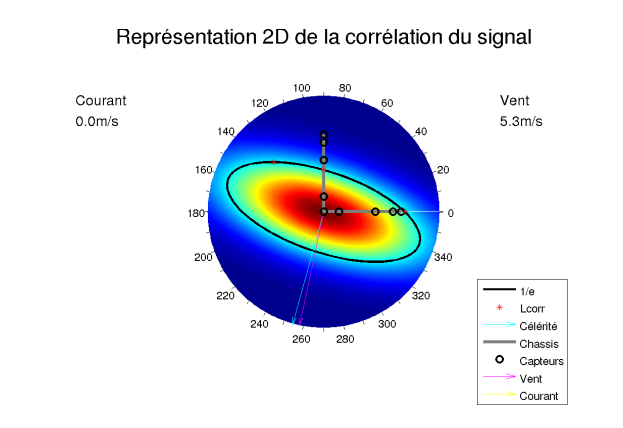
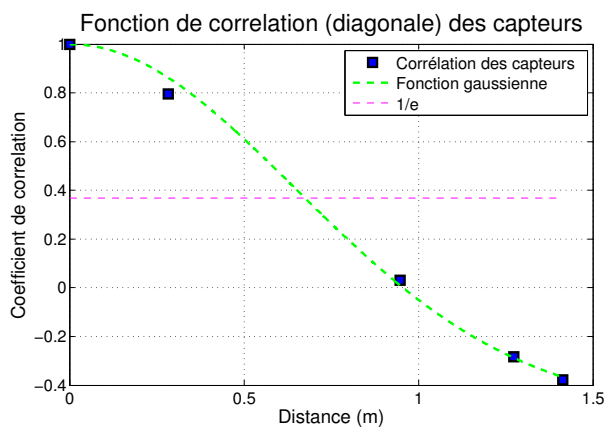
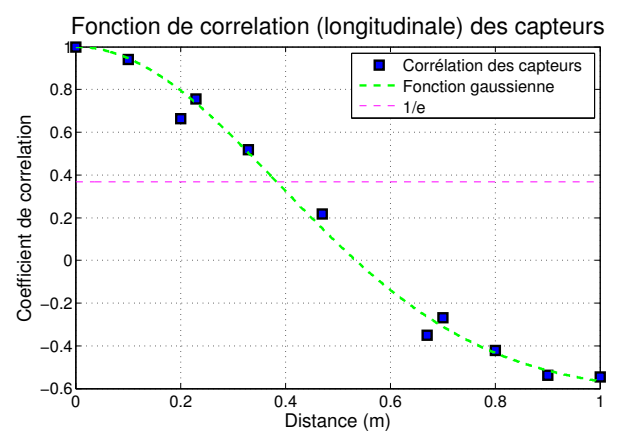
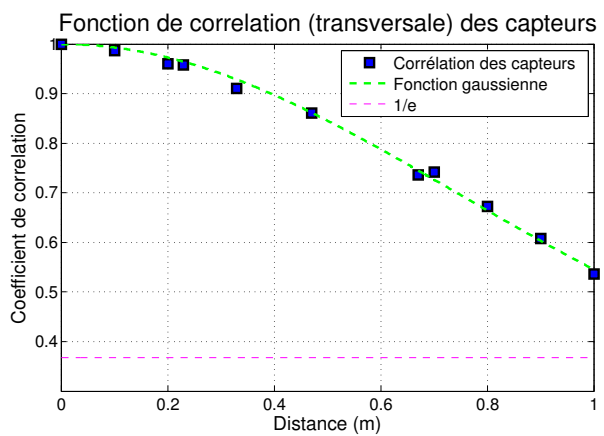
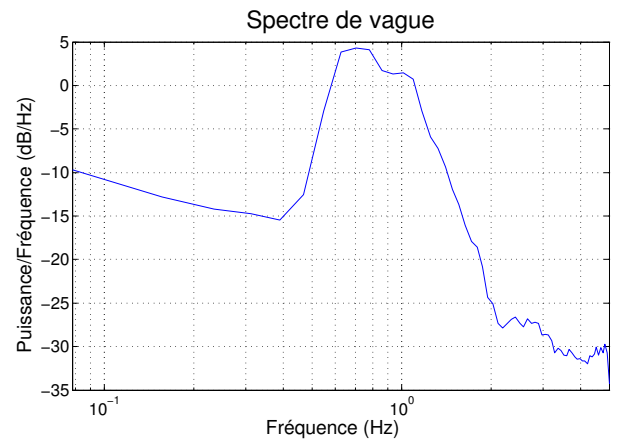
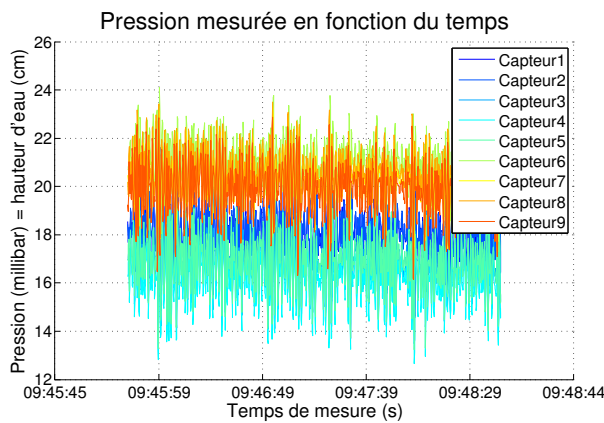
Resumé des phases de mesures						
	$\bar{Z}$	$\sigma_h$	$L_{corr}t$	$L_{corr}l$	$F$	$c$
Phase1	0.2 m	1.87 cm	1.09 m	0.55 m	0.8 Hz	1.5 m/s
Phase2	0.2 m	1.83 cm	1.14 m	0.57 m	0.7 Hz	1.5 m/s
Phase3	0.2 m	1.95 cm	1.19 m	0.52 m	0.7 Hz	1.5 m/s
Phase4	0.2 m	1.98 cm	1.06 m	0.47 m	0.9 Hz	1.5 m/s
Phase5	0.2 m	1.89 cm	1.09 m	0.52 m	0.8 Hz	1.5 m/s

# Phase 1 09 :47 :15 3min

Enregistrement lors du survol 1 du Busard.

## Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.2 cm     $\sigma_Z$  : 0.02 cm  
 $V_{vent}$  : 5.27 m/s     $\theta_{vent}$  : 12°  
 $\sigma_{pres}$  : 1.04 mb    ± 0.05  
 $\sigma_h$  : 1.87 cm    ± 0.00  
 $L_{corr} t$  : 1.09 m     $L_{corr} l$  : 0.55 m  
 $F_{dom}$  : 0.8 Hz     $C$  : 1.5 m/s



## Phase 2 09 :55 :10 3min

Enregistrement lors du survol 2 du Busard.

Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.2 cm     $\sigma_Z$  : 0.02 cm

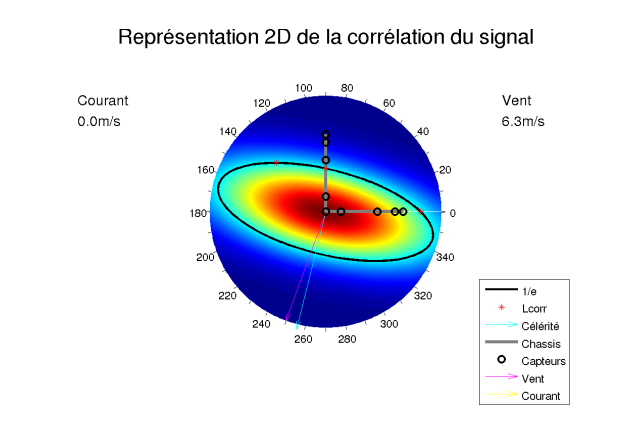
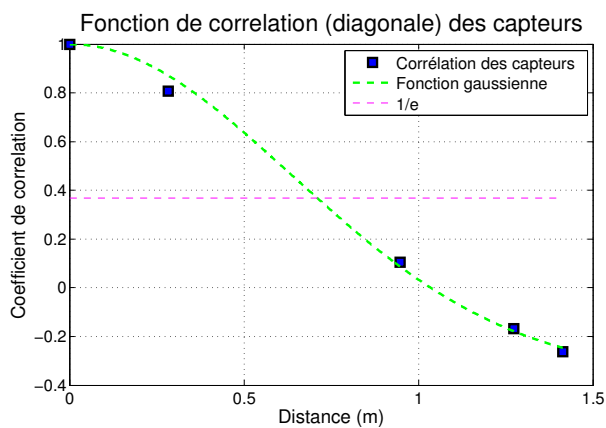
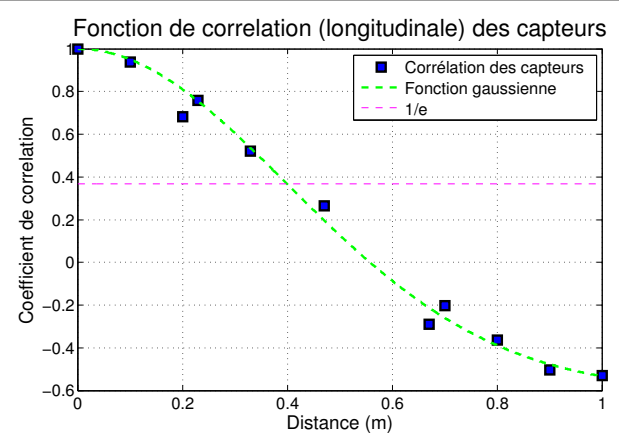
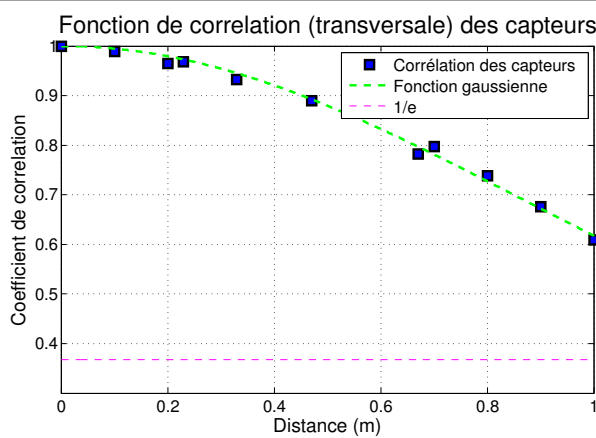
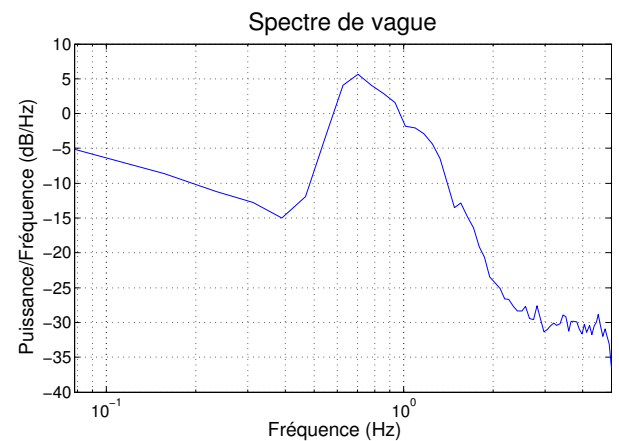
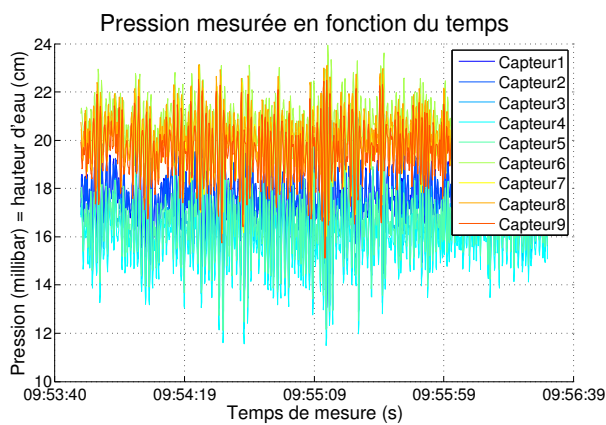
$V_{vent}$  : 5.85 m/s     $\theta_{vent}$  : 19.9°

$\sigma_{pres}$  : 1.08 mb     $\pm 0.06$

$\sigma_h$  : 1.83 cm     $\pm 0.00$

$L_{corr} t$  : 1.14 m     $L_{corr} l$  : 0.57 m

$F_{dom}$  : 0.7 Hz     $C$  : 1.5 m/s

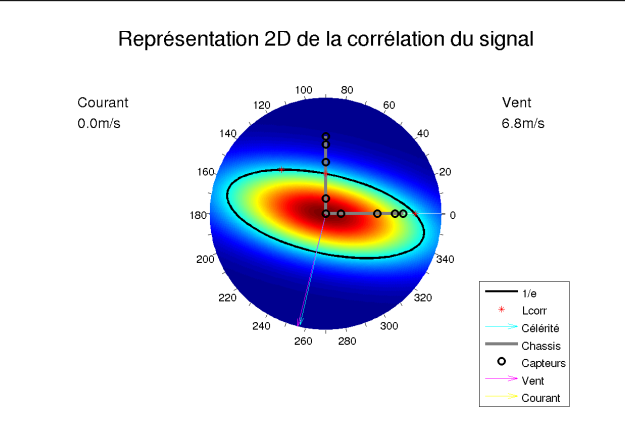
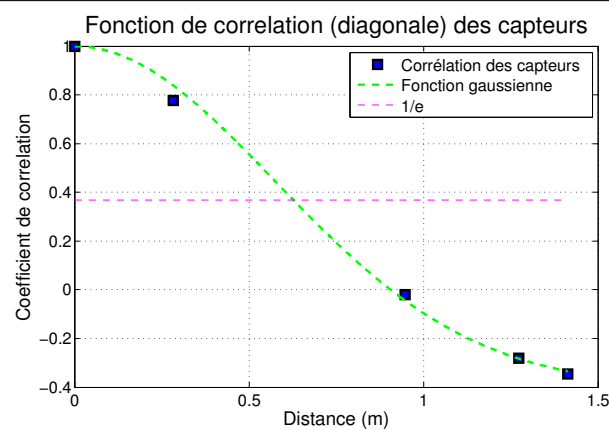
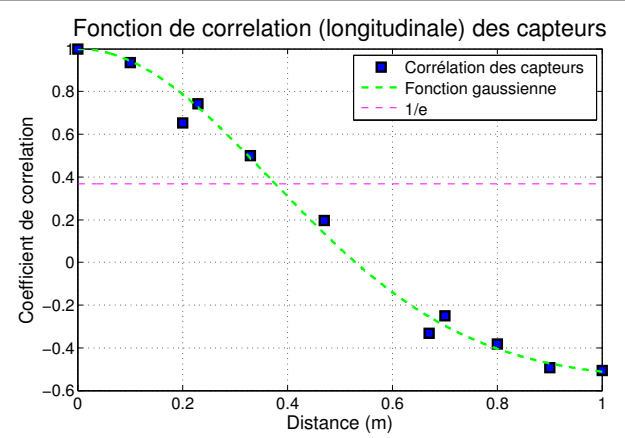
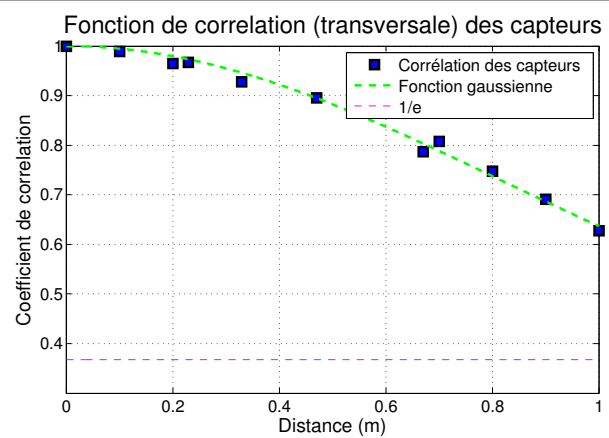
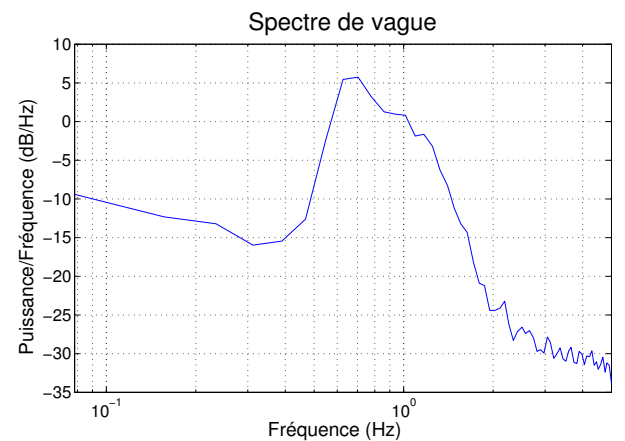
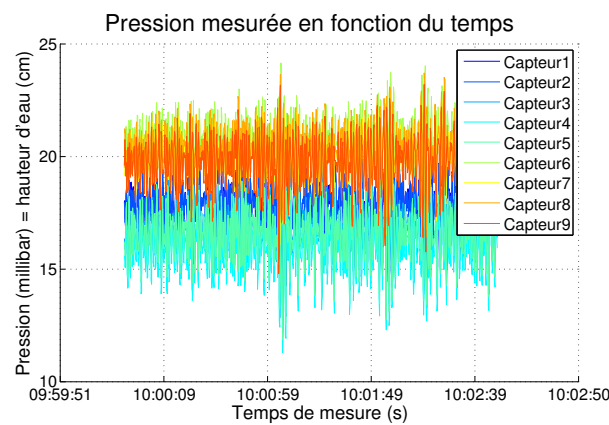


# Phase 3 10 :01 :21 3min

Enregistrement lors du survol 3 du Busard.

## Description des mesures :

$\bar{Z}$ :	0.2 cm	$\sigma_Z$ :	0.02 cm
$V_{vent}$ :	6.79 m/s	$\theta_{vent}$ :	14 °
$\sigma_{pres}$ :	1.14 mb		± 0.06
$\sigma_h$ :	1.95 cm		± 0.00
$L_{corr} t$ :	1.19 m	$L_{corr} l$ :	0.52 m
$F_{dom}$ :	0.7 Hz	$C$ :	1.5 m/s



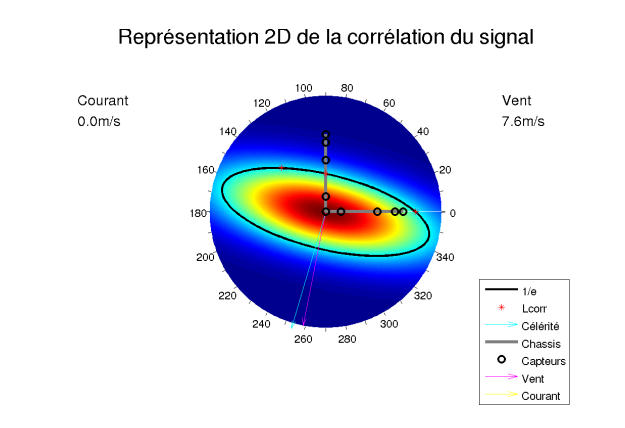
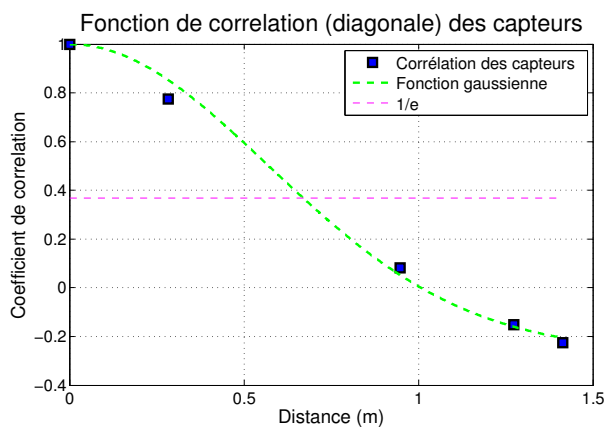
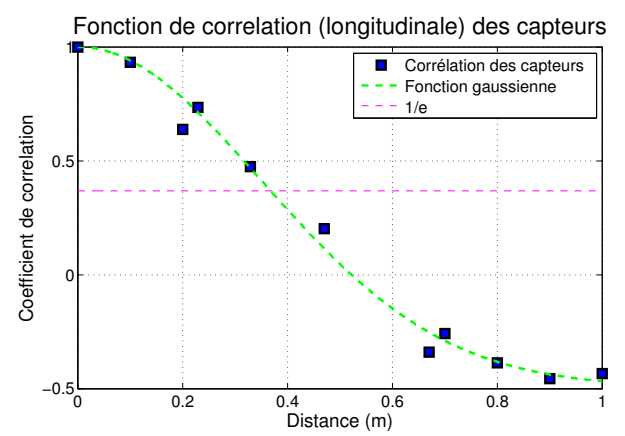
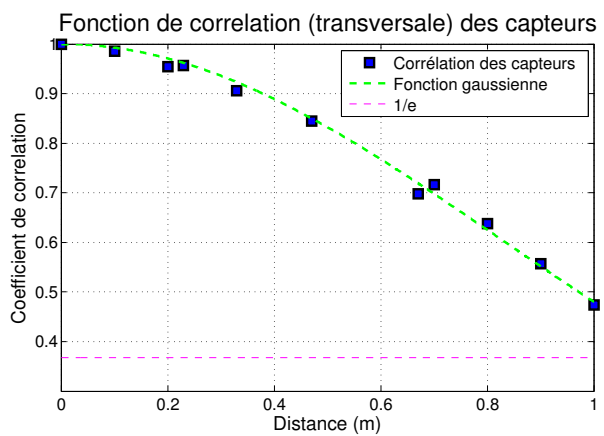
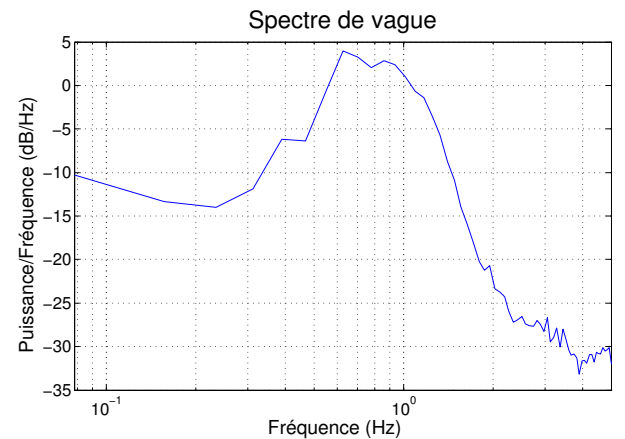
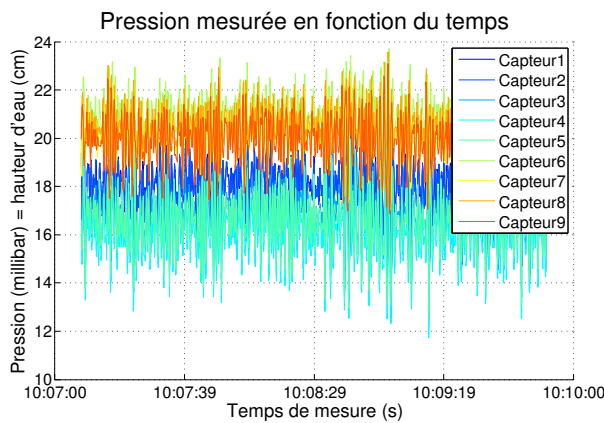


# Phase 4 10 :08 :30 3min

Enregistrement lors du survol 4 du Busard.

## Description des mesures :

$\bar{Z}$ :	0.2 cm	$\sigma_Z$ :	0.02 cm
$V_{vent}$ :	7.64 m/s	$\theta_{vent}$ :	11.2°
$\sigma_{pres}$ :	1.02 mb		± 0.07
$\sigma_h$ :	1.98 cm		± 0.00
$L_{corr\ t}$ :	1.06 m	$L_{corr\ l}$ :	0.47 m
$F_{dom}$ :	0.9 Hz	$C$ :	1.5 m/s



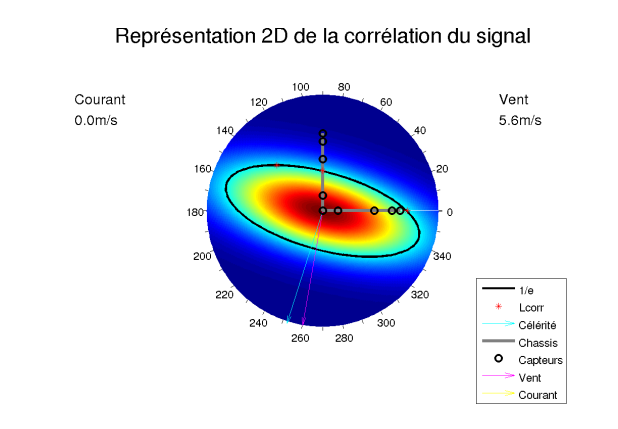
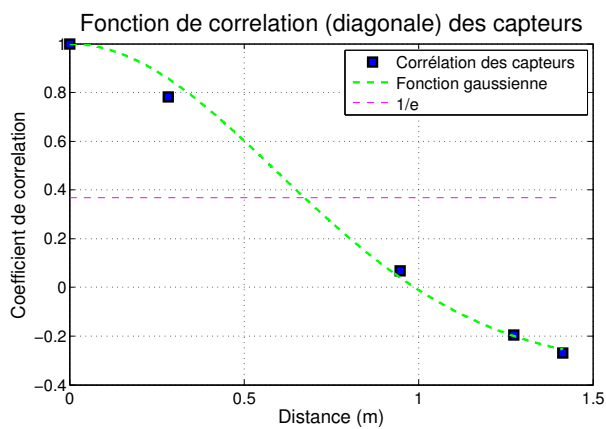
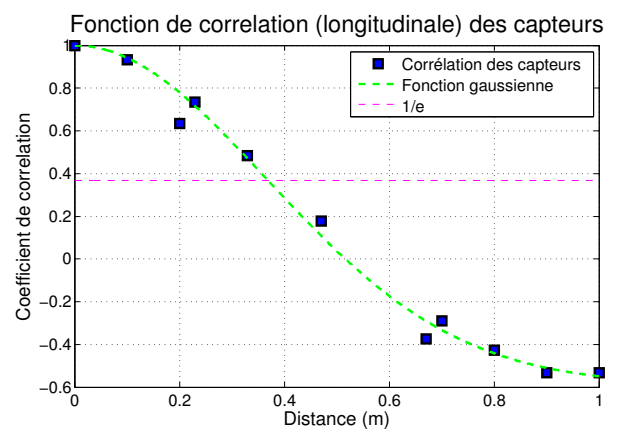
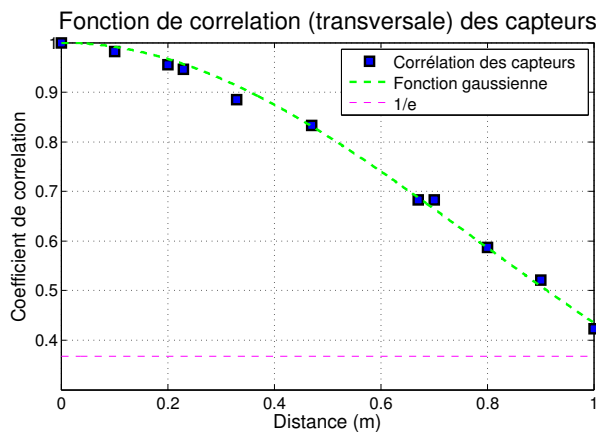
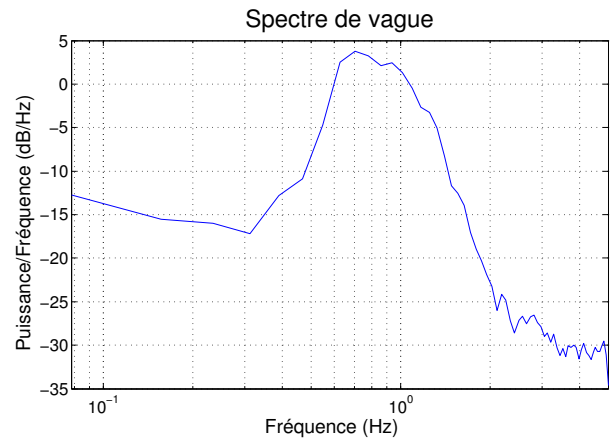
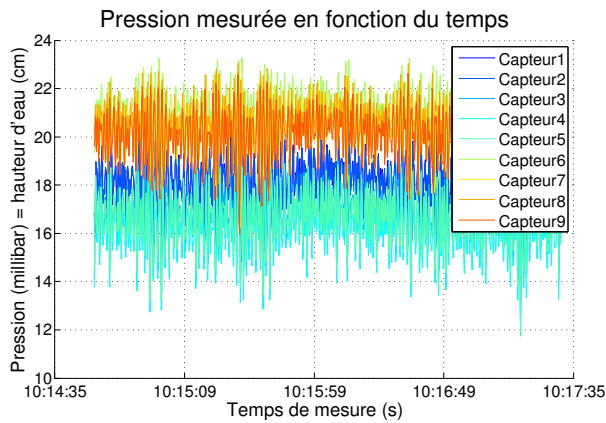
# Phase 5 10 :16 :05 3min

Enregistrement lors du survol 5 du Busard.

Description des mesures :

$\bar{Z}$  : 0.2 cm     $\sigma_Z$  : 0.02 cm  
 $V_{vent}$  : 5.58 m/s     $\theta_{vent}$  : 10°  
 $\sigma_{pres}$  : 1.02 mb ± 0.04  
 $\sigma_h$  : 1.89 cm ± 0.00  
 $L_{corr t}$  : 1.09 m     $L_{corr l}$  : 0.52 m  
 $F_{dom}$  : 0.8 Hz     $C$  : 1.5 m/s

Photo de la surface de l'eau manquante





## Annexe E

### Valorisation de la thèse

La thèse a fait l'objet de

- la présentation d'un poster et une mini-présentation de 3 minutes lors du colloque JC<sup>2</sup> des doctorants et post-doctorants du CNES qui s'est tenu 5 au 7 octobre 2009
- la présentation de deux posters lors d'une conférence de l'ESA *Earth Observation and Water Cycle Science Conference* qui s'est tenue à Frascati (Italie) du 18 au 20 Novembre 2009
- une présentation orale à la conférence ESA *Living Planet Symposium* qui s'est tenue à Bergen (Norvège) du 27 juin au 2 juillet 2010.
- la publication de l'article [Negrel *et al.*, 2011] dans la revue *Hydrology and Earth System Sciences*.
- la soumission de deux abstracts à la conférence AGU *Remote Sensing of the Terrestrial Water Cycle* qui se tiendra du 19 au 22 février 2012 à Kona, Hawaii, USA.

Les deux posters présentés à la conférence Earth Observation and Water Cycle Science Conference, l'article et les deux abstract sont présentés ci-après.



# Estimating river discharge from Earth Observation measurement of river surface hydraulic variables

J. NEGREL<sup>1</sup>, P. KOSUTH<sup>1</sup>, N. BERCHER<sup>1</sup>

Contact : jean.negrel@teledetection.fr/+33-4-67-54-87-16

<sup>1</sup>UMR TETIS - Maison de la Télédétection - 500 rue J.-F. BRETON - 34093 MONTPELLIER CEDEX 05 - France

## Objectives

River discharge is a key variable to quantify the water cycle at different scales, from local, for the efficient management of water resource, to global, for the monitoring of climate change. Therefore, developing EO techniques for the measurement or estimation of river discharge is a major challenge.

As EO techniques can only measure surface variables (river width  $L_s$  through optical or radar imagery, water level  $Z_s$  through Lidar or radar altimetry, slope  $I_s$  through across-track interferometry, surface velocity  $V_s$  through along track interferometry), a key question deals with the possibility of deriving correct estimates of river discharge from EO measurement of surface variables without any in situ measurement.

Some statistical approaches have been developed for large sets of rivers (Bjerklie et al 2003 and 2005) but fall far from relevant discharge estimates for a given river section. Assimilation in hydraulic models offer an alternative but generally requires in situ data. The present work is focused on the development of an innovative estimation technique applicable to a given river sections.

## Methods

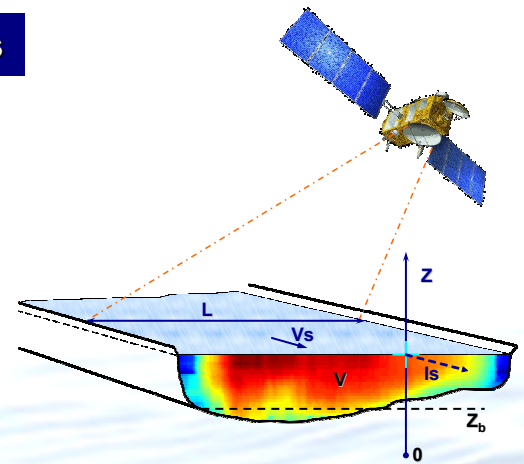
### Hypothesis

The key concept of the method consists in deriving the hydraulic parameters of the river section (bottom elevation  $Z_b$ , bottom slope  $I_b$ , Strickler roughness  $K$ , vertical velocity profile coefficient  $\alpha$ ), from  $N$  samples of surface variables ( $Z_s, I_s, V_s, L_s$ ) <sub>$i=1$  to  $N$</sub>  measured on the section at different dates and hydraulic conditions. This is realized by forcing the equality between two estimates of the river discharge through the minimization of a criteria :

Rectangular section :  $Q_1 = V_{\text{moy}} S = (\alpha V_s) (L(Z - Z_b))$

Strickler equation :  $Q_2 = L (Z - Z_b)^{5/3} I_s^{1/2} \left( \frac{1}{K^2} + \frac{(Z - Z_b)^{1/3}}{g} (I_s - I_b) \right)^{-1/2}$

Square error Criteria :  $\min_{Z_b, I_b, K, \alpha} J_1 = \min_{Z_b, I_b, K, \alpha} \sum_{i=1..N} (Q_1 - Q_2)_i^2$



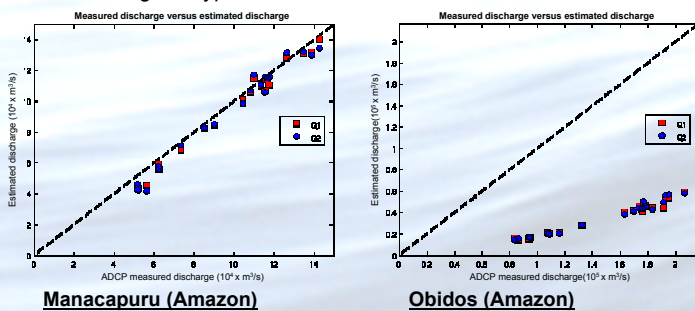
### Uniform flow hypothesis

### Non-uniform flow method

Assuming a uniform flow configuration ( $I_s \approx I_b$ ) allows to remove the  $I_b$  variable and to formulate an analytical solution to determine ( $K/\alpha$ ) and  $Z_b$ .

This method has been implemented on various sections of the Amazon river using data measurements realized during different phases of the hydrological cycle (HyBAM ANA-IRD Project) and surface slope values derived from satellite radar altimetry (Kosuth 2006). Figures below show the resulting discharge estimates at Manacapuru (left) and Obidos (right) stations.

While results at Manacapuru appear acceptable, Obidos estimates fall far from reality. A reason, among others, could be that the uniform regime hypothesis is not relevant at Obidos.

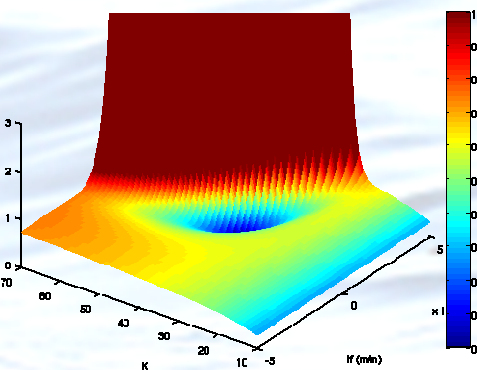


Time varying surface slopes of the Amazon river strongly question the "uniform regime" hypothesis. Therefore an estimation method based on the full above equations is required.

The figure on the right shows the topography of the minimum criteria value that can be reached (adjusting  $Z_b$  and  $\alpha$  values) for given values of  $I_b$  and  $K$ .

A four dimension criteria minimization technique has been implemented that proved to be successful to quantify the hydraulic parameters ( $Z_b, I_b, K, \alpha$ ) when surface variable measurements ( $Z_s, I_s, V_s, L_s$ ) <sub>$i=1$  to  $N$</sub>  are perfectly accurate.

However constraints on the parameters initial values to ensure convergence, and design of a better criteria to improve the robustness to measurement errors require further developments.



## Results and Conclusion

The method appears to be promising to estimate river discharges from repetitive Earth Observation surface variables measurement, without in situ measurements. It has proved its ability to recover river hydraulic parameters and correct discharge estimates on test data. Further developments are necessary to improve its robustness,

### References :

- David M. Bjerklie, S. Lawrence Dingman, Charles J. Vorosmarty, Carl H. Bolster, Russell G. Congalton (2003), *Evaluating the potential for measuring river discharge from space*, Journal of Hydrology, Volume 278, Issues 1-4, 25 July 2003, Pages 17-38
- David M. Bjerklie, Delwyn Moller, Laurence C. Smith, S. Lawrence Dingman (2005), *Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information*, Journal of Hydrology, Volume 309, Issues 1-4, 19 July 2005, Pages 191-209
- Kosuth P, Blitzkow D, Cochoneau G (2006) *Establishment of an altimetric reference network over the Amazon basin using satellite radar altimetry (Topex Poseidon)*, Proceedings of the symposium on 15 years of progress in radar altimetry, Venice, Italy, 13-18 March 2006.

# Estimating river discharge using Along-Track Interferometry techniques

J. NEGREL<sup>1</sup>, P. KOSUTH<sup>1</sup>, J.F. NOUVEL<sup>2</sup>, P.DUBOIS-FERNANDEZ<sup>2</sup>, Y.LASNE<sup>3</sup>

Contact : [jean.negrel@teledetection.fr](mailto:jean.negrel@teledetection.fr)+33-4-67-54-87-16

<sup>1</sup>UMR TETIS - Maison de la Télé-détection - 500 rue J.-F. BRETON - 34093 MONTPELLIER CEDEX 05 - France ; <sup>2</sup>DEM/RIM, ONERA, BA 701, 13661 Salon de Provence ; <sup>3</sup>Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA

## Objectives

River discharge monitoring using Earth Observation techniques is a major challenge for hydrologists for the water resources management as well as the surveillance of climate changes. Water current measurement is a main variable for the calculation of river discharge. These researches aim at estimating this water surface current using radar Along Track Interferometry (ATI) techniques. The ATI techniques rely on the phase difference between two SAR images which comes from the short time lag between the two acquisitions and the moving of the target (water particles) during this time lag. Therefore, the target radial velocity, toward or away from the radar, can be estimated from this phase difference.

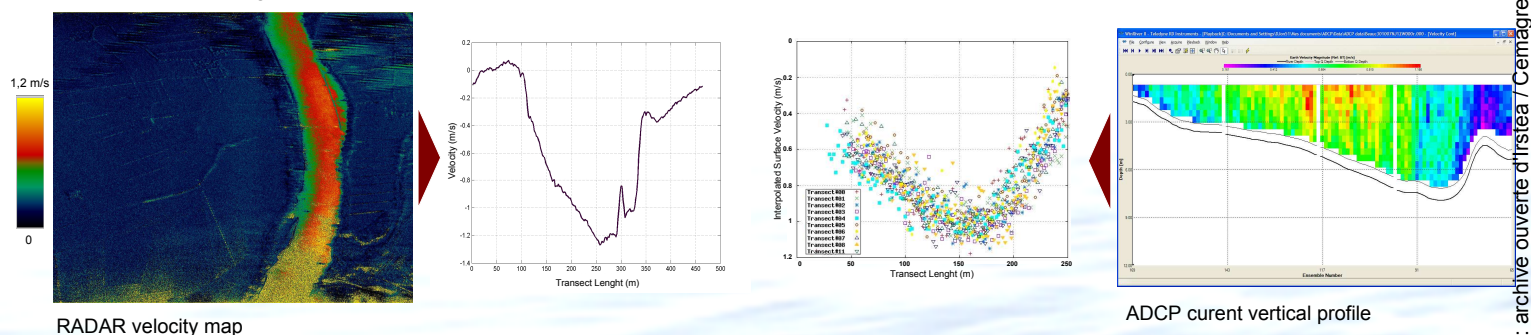
## Measurements on the Rhone River

Images have been acquired on the Rhone river (France) using the RAMSES SAR sensor (ONERA) operating at X band. The ATI techniques applied to the images during the campaign allowed the extraction of a surface velocity map.

The velocity map extracted for ATI techniques show very promising results and is consistent with ground measurements.

The ground measurements using Acoustic Doppler Courant Profiler (ADCP) has realized simultaneously to the RADAR acquisition.

Surface current profile extracted from the ATI map matches the surface velocities extracted from the ADCP measurements, as it's presented on the figure below.



RADAR velocity map

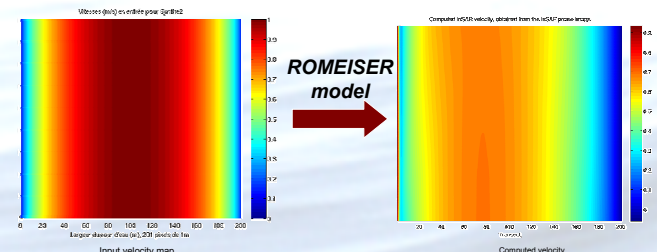
ADCP current vertical profile

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

## Romeiser backscattering model

The promising results on the radar measurement lead to the study of a ATI backscatter model.

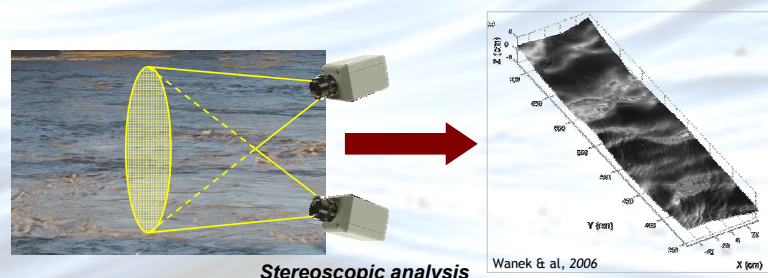
Romeiser program seems to give good results on the Elbe river mouth, but revealed its weakness on a simulated river comparable to the Rhone (Romeiser 2007). The model initially designed for oceanography purpose seems not suitable for small river simulation.



## Non-uniform flow configuration

In parallel, a water surface roughness model dedicated for river simulation is on going. This surface model, used as an input for radar backscatter models, will allow the study of precision capacity of ATI velocity measurements.

The surface model is generated using stereoscopy of real river surface and the spectral elevation and orientation of small waves.



## Results and Conclusion

The ATI velocity measurements appear to give consistent results. Further studies on the precision of the velocity measurements is on going using radar backscattering models.

In parallel, the development of a specific surface roughness model has started to increase the radar backscatter model performance on river scenes.

## References:

Justin M. Wanek, Chin H. Wu, Automated trinocular stereo imaging system for three-dimensional surface wave measurements, Ocean Engineering, Volume 33, Issues 5-6, April 2006, Pages 723-747

Romeiser R, Runge H, Suchandt S, Sprenger J, Weibeer H, Sohrmann A, Stammer D (2007) Current measurements in rivers by spaceborne along-track InSAR. IEEE Trans Geosci Remote Sens 45(12):4019-4031



# Estimating river discharge from earth observation measurements of river surface hydraulic variables

J. Negrel, P. Kosuth, and N. Bercher

Cemagref, UMR TETIS-500 rue Jean-François Breton-34093 Montpellier Cedex5, France

Received: 23 July 2010 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 8 October 2010

Revised: 17 May 2011 – Accepted: 15 June 2011 – Published: 29 June 2011

**Abstract.** River discharge is a key variable for quantifying the water cycle, its fluxes and stocks at different scales. These scales range from a local scale for the efficient management of water resources to a global scale for the monitoring of climate change. Therefore, developing Earth observation (EO) techniques for the measurement or estimation of river discharge poses a major challenge. A key question deals with the possibility of deriving river discharge values from EO surface variables (width, level, slope, and velocity are the only such variables accessible through EO) without any in situ measurement. Based on a literature study and original investigations, this study explores the possibilities of estimating river discharge from water surface variables.

The proposed method relies on limiting assumptions to simplify river flow equations to obtain the values of the hydraulic parameters at a given river station without using ground measurements. Once the hydraulic parameters are identified, the method allows the estimation of the river discharge corresponding to a set of surface measurements of hydraulic variables.

## 1 Introduction

Traditionally, river discharge is estimated using frequent in situ measurements. Periodically, the water flow velocity, the channel cross-section surface and the water level are recorded at gauging stations. Several stations are located along the river basin to monitor the entire basin. These instantaneous pictures of the river configuration are used to build or adjust rating curves linking the water level to the discharge (Franchini et al., 1999). Hence, the continuous measurement of these levels allows the estimation of the dis-

charge at a specific gauging station. During the past two decades, the Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) has considerably eased and increased the accuracy of river monitoring (Gordon, 1989; Morlock, 1996; Oberg and Mueller, 2007). However, gathering reliable, long-term and consistent information on river discharges worldwide or on large trans-boundary river basins is an extremely complex task, if it is indeed ever achievable. Indeed, Hydrologic Services in different countries have heterogeneous acquisition strategies and data policies. This situation leads primarily to issues of reference levels (Kosuth et al., 2006), to data transmission delays and to unsynchronised measurements periodicity. Therefore, the development of Earth Observation (EO) techniques for the measurement or estimation of river discharges poses a major challenge.

Although in situ data acquisition is and will remain a key-stone of hydrological monitoring and hydrological knowledge, an important question addresses the possibility of deriving river discharge values without any in situ measurement, based exclusively on river surface variables accessible through EO techniques, namely river width, level, surface slope and surface velocity. Such a method would allow a global monitoring of river discharges worldwide, and it would usefully complement high-accuracy in situ measurement networks.

The problem can be approached in terms of two separate questions:

1. To what extent can EO techniques provide reliable measurements of river surface variables, and what is the accuracy associated with these techniques?
2. How can we derive discharge estimates from these surface variables?

The possibility of using EO techniques to measure river surface variables has been developed and discussed in numerous papers, from optical or SAR imagery for river width



Correspondence to: J. Negrel  
([jean.negrel@teledetection.fr](mailto:jean.negrel@teledetection.fr))

(Zhang et al., 2004; Xu et al., 2004; Smith et al., 1995, 1996) to RADAR or LIDAR altimetry for river level (Coe and Birkett, 2004; Alsdorf et al., 2001; Costa et al., 2000), and from RADAR across-track interferometry for surface slopes (LeFavour and Alsdorf, 2005) to along-track interferometry for surface velocity (Thompson et al., 1994; Macklin et al., 2004; Romeiser et al., 2007). The scientific and technological progress achieved in these domains has been very rapid and has mobilised large, combined efforts by the scientific community, space agencies and industry (Alsdorf et al., 2007). However, the accuracy of these data is still limited. Improvement of the accuracy of the data is a major challenge. The accuracy of the data should be carefully considered in any effort to estimate river discharge.

Assuming that these river surface variables can be measured by EO with a satisfactory amount of accuracy, we can concentrate our efforts on the second question associated with this problem. A method has been developed to estimate river discharge from these variables. The goal of this paper is to present this method of using remotely sensed hydrological variables to estimate river discharge and to discuss the results of our analyses.

## 2 Presentation of a statistical approach

A large number of discharge estimation methods based on EO techniques have been developed, Sun et al. (2010) presented a broad review of the different methods. All of the methods reviewed have led to interesting and encouraging results. However, most of the methods were limited by the need for ground measurements to calibrate the algorithm, or at least by the requirement for information on one or more hydraulic parameters, for example the roughness coefficient in the case of (Durand et al., 2010).

One statistically-based approach (Bjerkli et al., 2003, 2005) focuses on the ability to estimate river discharge all over the globe without needing ground measurements, except for the initial database used to calibrate the models. This method relies on different combinations of surface variables extracted from the Manning-Strickler equation and from the flux expression for river discharge. Using the relationships between hydraulic variables (Bjerkli et al., 2005) have obtained the following five expressions for river discharge:

$$Q = c_1 W^a Y^b I_s^d \quad (1)$$

$$Q = c_2 W^e V^f I_s^g \quad (2)$$

$$Q = c_3 W^e V^f \quad (3)$$

$$Q = c_4 W_m^g Y_m^h I_s^i Y^j \quad (4)$$

$$Q = c_5 W_m^k Y_m^l I_s^m L^n \quad (5)$$

where  $c_k, k = 1 \dots 5$  are coefficients,  $Q$  is the river discharge,  $W$  the river width,  $Y$  the river depth,  $V$  the mean velocity and  $I_s$  the water surface slope,  $W_m$  and  $Y_m$  represent the full-bank values of width and depth, respectively.

The discharge is therefore expressed as the product of a  $c_k$  parameter and some hydraulic variables raised to constant powers. The coefficients and the power constants of the hydraulic variables in these five expressions have been fitted using in situ measurements obtained from a large dataset including information on many different rivers (mainly from North America and New Zealand).

This method appears to give a satisfactory mean estimation of global discharge (with a mean error within a 10 % range) using the whole dataset. In theory, therefore, the method is applicable to any river in the world.

However, two main problems arise:

1. Two of the five expressions (1, 4) rely on data on the depth of the river. But this hydraulic variable cannot be measured from space because radar techniques cannot penetrate water and because ground-penetrating radar needs to be close to the surface (Melcher et al., 2002). Moreover, lidar techniques are limited to shallow (less than 6 or 7 m) and non-turbulent water (Wang and Philpot, 2007).
2. Even if the method represents a truly accurate statistical estimate of the discharge, this accuracy does not imply that the method is able to estimate a unique measurement at a specific river station.

In order to verify this latter assumption, we applied these estimation methods to a dataset of ADCP measurements obtained from the Amazon basin and to a simulated dataset (Sects. 3.3, 4.4). All of the applications of those equations were made using the parametrisation recommended in (Bjerkli et al., 2005). We deliberately did not recalibrate the equations. Such recalibration would have required discharge information. That approach was therefore not consistent with our goal: estimate the discharge blindly.

Nevertheless, even if the parameters were not calibrated for the rivers used, we reached conclusions quite similar to those detailed in (Bjerkli et al., 2003, 2005). More detailed results and a comparison with our proposed model are discussed in Sect. 4.4.

However, lack of information about the water depth remains a problem, because such information is not available from EO techniques nowadays.

## 3 Proposed method

### 3.1 Rationale for the proposed method

The method we propose is based on the 3 following steps:

1. A set of limiting assumptions simplify the fundamental Saint-Venant hydrodynamic equations leads to two expressions for the discharge in a river section as a function only of the surface variables and hydraulic parameters.

2. The flow rate expression and the Strickler formulation of the linear energy slope yield two estimates of the river discharge, namely  $Q_1$  and  $Q_2$ . These estimates must be consistent over the full range of the hydraulic regime. Therefore, the problem of the determination of the values of the hydraulic parameters can be formulated in terms of the minimisation of an error criterion involving the two estimates of the discharge over a set of surface variables measured at different stages of the river cycle.
3. Once the hydraulic parameters have been determined, the two consistent estimates  $Q_1$  and  $Q_2$  can be quantified and merged into a unique discharge estimate  $Q^*$ , by using (for example) the mean of the two estimates of the same discharge.

The measurable surface variables are width  $W$ , water elevation  $Z$ , surface velocity  $V_s$  and surface slope  $I_s$ ; the hydraulic parameters are the hydraulic radius  $R_h$ , the mean river bed elevation  $Z_b$ , the bottom slope  $I_b$ , the Strickler roughness coefficient  $K$  and the ratio between surface velocity and mean velocity  $\alpha$ .

The hydraulic radius is defined as  $R_h = A/P$ , where  $A$  is the flow area and  $P$  the wetted perimeter. We assumed the flow area to be simplified as a rectangular cross-section. It could therefore be expressed as the product of the river width  $W$  and the river mean depth  $Y$ . We also assumed a wide and shallow river configuration (on the Amazon River, on which we worked,  $W/Y \approx 50$ ). As  $W \gg Y$ , the wetted perimeter is equivalent to the river width  $P = W + 2 \cdot Y \approx W$ . The hydraulic radius is now represented as:

$$\begin{aligned} R_h &= \frac{A}{P} \\ &\approx \frac{W \cdot Y}{W} \\ &\approx Y = (Z - Z_b) \end{aligned} \quad (6)$$

The discharge and related hydraulic variables are not expected to vary significantly on a day-to-day basis, in the absence of exceptional events such as dam release or flash flooding. We can reasonably expect that in the near future, satellite technical improvements will provide the possibility of measuring these variables within an appropriate time window.

These considerations lead to the formulation of six limiting assumptions that serve to simplify the expression of the discharge:

- A1 Steady flow configuration at each measurement
- A2 Rectangular cross-section of a wide and shallow river
- A3 Strickler formulation of the linear energy slope  $S$

$$S = \frac{Q^2}{K^2 \cdot A^2 \cdot R_h^{4/3}} \quad (7)$$

- A4 Strickler coefficient  $K$  constant in time for each station
- A5  $\alpha$  ratio constant in time and space.
- A6 Uniform flow configuration, which leads to the equality between linear energy slope  $S$ , river surface slope  $I_s$  (the only slope measurable) and river bed slope  $I_b$ :  $S = I_s = I_b$ .

### 3.2 Development of the method

The river discharge can be expressed using two different expressions:

- the flow rate expression

$$\begin{aligned} Q_1 &= V \cdot A \\ &\approx \alpha \cdot V_s \cdot W \cdot (Z - Z_b) \end{aligned} \quad (8)$$

- and the Strickler relationship.

$$\begin{aligned} Q_2 &= S^{1/2} \cdot K \cdot A \cdot R_h^{2/3} \\ &\approx I_s^{1/2} \cdot K \cdot W \cdot (Z - Z_b)^{5/3} \end{aligned} \quad (9)$$

As these two discharge expressions must be consistent, Eqs. (8) and (9) must be equal:

$$\alpha \cdot V_s \cdot W \cdot (Z - Z_b) = I_s^{1/2} \cdot K \cdot W \cdot (Z - Z_b)^{5/3} \quad (10)$$

This result produces the following expression for the water elevation:

$$Z = Z_b + \frac{\alpha^{3/2}}{K^{3/2}} \cdot \frac{V_s^{3/2}}{I_s^{3/4}} \quad (11)$$

$$Z = \beta \cdot x + Z_b \quad (12)$$

with  $\beta = \frac{\alpha^{3/2}}{K^{3/2}}$  and  $x = \frac{V_s^{3/2}}{I_s^{3/4}}$ .

The water level  $Z$  is now given as a linear equation in two unknown parameters ( $\beta$  and  $Z_b$ ) and a variable  $x$  that represents the combination of the measured surface variables  $V_s$  and  $I_s$ .

Based on a set of surface variable measurements  $(Z_i, V_{si}, I_{si})_{(i=1 \dots N)}$  at different dates and phases of the hydrological cycle, the linear expression of Eq. (11) is used to estimate the unknown parameters  $Z_b$  and  $\beta$ . This estimation is performed using the linear least squares method to minimise a criterion  $J$  that represents the root mean square error of the water level estimator:

$$J = \sum_{i=1}^N [Z_i - Z(V_{si}, I_{si})]^2 = \sum_{i=1}^N [Z_i - Z_b - \beta \cdot x_i]^2 \quad (13)$$

The problem associated with this formulation of the error criterion, Eq. (14), is the impossibility of estimating the  $\alpha$  parameter and the Strickler coefficient  $K$  from the estimated parameter  $\beta$ .

The  $\alpha$  parameter is generally considered to be constant. Its value is approximately 0.85 for a small river and 0.90 for a wide river (Rantz, 1982; Costa et al., 2000). Moreover, we led an analysis, using our ADCP measurements from the different Amazon gauging stations, to verify the validity of this fixed value of  $\alpha$ . The mean value of  $\alpha = 0.9$  has been checked using the entire dataset as well as individual gauging stations. The fitted value has a standard deviation of 0.04 for the Manacapuru station and a standard deviation of 0.06 for the Obidos station. We therefore decided to set this value constant. It then became possible to calculate the Strickler coefficient  $K$  easily from the  $\beta$  estimated parameter:  $K = \frac{\alpha}{\beta^{2/3}}$ .

The resolution of the parameters  $Z_b$  and  $\beta$  was achieved by solving the simple linear least squares problem using matrix inversion:

$$\hat{B} = (X^T \cdot X)^{-1} \cdot X^T \cdot Z \quad (14)$$

with  $X = (x \ 1)$  and  $\hat{B} = \begin{pmatrix} \beta \\ Z_b \end{pmatrix}$ .

### 3.3 Datasets

As detailed in the Introduction, no existing remote sensing measurements are sufficiently accurate to allow this method to be tested. Moreover, the steady-flow assumption requires concurrent measurements of all the surface variables, or at least in a short enough time window. As explained in Sect. 3.1, we can expect a future satellite or satellite train to allow measurements that meet these requirements.

In absence of such measurements, the method was tested on datasets taken at several gauging stations in the Amazon basin (HyBAM<sup>1</sup>, ANA<sup>2</sup>-IRD<sup>3</sup>, Project). The gauging station records the water elevation on a daily basis. Therefore, we can easily have the water level associated with the ADCP campaigns in a short time lapse. To apply the method, the datasets were constructed directly from ADCP measurements (Callède et al., 2000) for the surface velocities and surface width, whereas water level and longitudinal river slope were provided by the in situ monitoring of levelled gauging stations and relevant techniques for deriving the longitudinal profile and slope (Bercher, 2008). The surface slope estimation method was initially developed to interpolate the water elevation between levelled gauging stations. It fits a 4th order polynomial using four gauging station measurements and a constraint on the second derivative of the polynomial. This

<sup>1</sup><http://www.ore-hybam.org>

<sup>2</sup><http://www.ana.gov.br>

<sup>3</sup><http://www.ird.fr/>

**Table 1.** Set of measurements at the Manacapuru gauging station.

	$Q$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ (m s <sup>-1</sup> )	$I_s$ (m m <sup>-1</sup> )
1	115 304	3180	20.14	1.48	$2.04 \times 10^{-5}$
2	84 949	3216	16.83	1.30	$1.97 \times 10^{-5}$
3	51 908	3074	10.68	1.07	$2.18 \times 10^{-5}$
4	138 744	3108	22.93	1.66	$2.23 \times 10^{-5}$
5	61 984	3210	14.09	1.08	$1.55 \times 10^{-5}$
6	115 653	3241	19.87	1.56	$2.43 \times 10^{-5}$
7	56 227	3219	11.29	0.97	$1.43 \times 10^{-5}$
8	116 228	3140	21.23	1.52	$2.12 \times 10^{-5}$
9	51 973	2901	11.47	1.03	$1.75 \times 10^{-5}$
10	90 361	3208	16.71	1.35	$2.16 \times 10^{-5}$
11	113 447	3246	19.82	1.50	$2.22 \times 10^{-5}$
12	134 494	3255	22.45	1.61	$2.21 \times 10^{-5}$
13	117 406	3250	20.91	1.45	$2.09 \times 10^{-5}$
14	62 354	3157	12.53	1.14	$2.08 \times 10^{-5}$
15	104 262	3236	18.39	1.48	$2.19 \times 10^{-5}$
16	142 430	3154	23.41	1.71	$2.18 \times 10^{-5}$
17	108 003	3288	18.55	1.52	$2.43 \times 10^{-5}$
18	73 457	3187	14.23	1.25	$2.34 \times 10^{-5}$
19	109 884	3456	19.93	1.47	$2.16 \times 10^{-5}$
20	126 337	3276	22.65	1.55	$2.11 \times 10^{-5}$

method is based on the strictly decreasing and smooth curvature river profile, at a given time, and the absence of strong local variation (water falls, for example). We simply differentiate the polynomial at the given gauging station to get the surface slope.

Several datasets were used. The first datasets represent several gauging stations in the Amazon basin. We initially selected six gauging stations: Manacapuru, Paricatuba, Jatuarana, Parintins, Obidos and Borba. But we concentrated our efforts on the data from only two stations:

- Manacapuru (Table 1)
- and Obidos (Table 2)

These two stations gave us the highest number of measurements along with the best-quality acquisitions (ADCP data do not contain too many missing or aberrant values). Jatuarana, Paricatuba and Borba only have five different ADCP measurements date which is clearly not enough to calibrate our parameters. Parintins ADCP measurements contain too much missing data, probably caused by the sediment load disrupting the ADCP.

The second dataset represents simulated data generated by SIC, a 1-D hydrodynamic model, described in (Baume et al., 2005) and validated against ASCE tests (Contractor and Schuurmans, 1993) and ground data. This model generates series of hydraulic variables by solving the Saint-Venant equations under steady-flow conditions with a given incoming discharge and downstream water level condition. The only hydraulic variable which is not computed by this model

**Table 2.** Set of measurements at the Obidos gauging station.

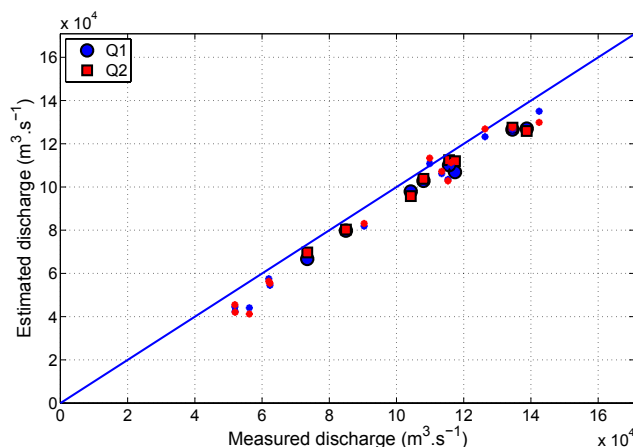
	$Q$ ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	$L$ (m)	$Z_s$ (m)	$V_s$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$I_s$ ( $\text{m m}^{-1}$ )
1	191 351	2185	9.41	1.52	$1.798 \times 10^{-5}$
2	107 557	2257	4.64	1.08	$1.15 \times 10^{-5}$
3	195 302	2252	10.31	1.66	$1.81 \times 10^{-5}$
4	206 605	2319	10.30	1.79	$1.81 \times 10^{-5}$
5	192 802	2255	10.22	1.65	$1.81 \times 10^{-5}$
6	169 787	2257	8.25	1.52	$1.60 \times 10^{-5}$
7	183 388	2288	8.29	1.59	$1.60 \times 10^{-5}$
8	175 700	2295	8.35	1.52	$1.62 \times 10^{-5}$
9	94 901	2230	3.76	0.95	$9.86 \times 10^{-6}$
10	94 421	2278	3.71	0.93	$9.71 \times 10^{-6}$
11	86 160	2273	3.49	0.82	$9.86 \times 10^{-6}$
12	108 697	2272	4.60	1.05	$1.11 \times 10^{-5}$
13	177 785	2295	8.76	1.59	$1.61 \times 10^{-5}$
14	173 855	2138	9.15	1.64	$1.57 \times 10^{-5}$
15	83 341	2272	3.57	0.90	$8.93 \times 10^{-6}$
16	132 504	2303	5.93	1.23	$1.36 \times 10^{-5}$
17	94 056	2241	3.92	0.87	$1.00 \times 10^{-5}$
18	116 069	2440	4.45	1.01	$1.07 \times 10^{-5}$
19	163 564	2422	7.86	1.41	$1.31 \times 10^{-5}$
20	176 191	2436	7.92	1.41	$1.65 \times 10^{-5}$
21	176 842	2591	8.73	1.43	$1.55 \times 10^{-5}$

is the surface slope. We ran the model on a virtual 10 km reach and then used the Bercher (2008) method to obtain the surface slope. These data were used primarily to control the response of our method to different noise configurations (by adding random variations to one or more surface measurements) and of course to verify that the method performed well on noiseless data. The discharge estimation method was applied to the simulated dataset without adding noise to the surface variables. The dataset was generated on a river geometry similar to the Rhone river: 300 m width, the discharge varying between 1000 and 2000  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  and downstream water level condition varying between 16.56 m and 18 m.

#### 4 Results and discussion

All the results presented here have been obtained by using the datasets as if they came from EO measurements. We processed only the surface measurements  $(Z_i, V_{si}, I_{si})_{(i=1 \dots N)}$ , then compared the results to the corresponding discharge measurements.

To avoid possible confusion, we should explain how the same dataset was separated into two parts for the purpose of the analysis. Two-thirds of the data points were randomly selected and were used to estimate the hydraulic parameters ( $K$  and  $Z_b$ ). For each surface measurement, we then computed the corresponding discharge by using the estimated parameters. Finally, this computed estimate was compared to the measured discharge.



**Fig. 1.** Comparison of the estimated discharge using Eqs. (8) and (9) and the ADCP discharge measurements at Manacapuru gauging station. The calibration points are plotted with blue and red stars for  $Q_1$  and  $Q_2$  respectively.

#### 4.1 Model results on ADCP data

In our first analysis, the model was applied to the Manacapuru and Obidos datasets.

##### 4.1.1 Model results from the Manacapuru station dataset

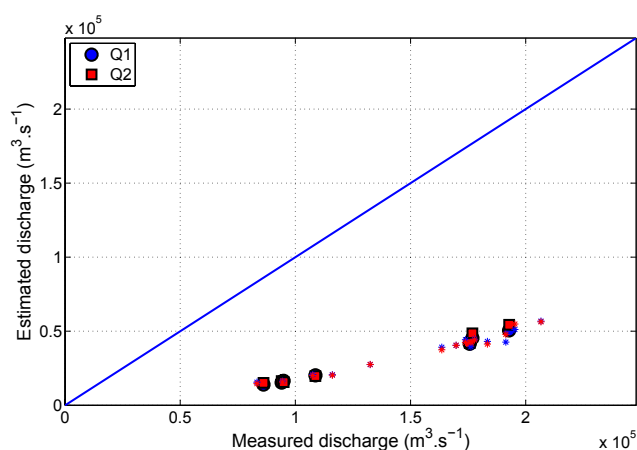
The estimate based on the Manacapuru station data was quite satisfactory (Fig. 1).

The mean relative error of the estimate was 5.98 % with a standard deviation of 0.052. The estimated river bed elevation ( $-3.86$  m) was consistent with the value computed from ADCP data ( $-5.63$  m) in view of the depth of the river at this station (between 17 and 27 m).

A comparison of the estimated Strickler coefficient (36.98) is more difficult to obtain, because we do not have direct measurements of this parameter. However, we calculated the coefficient of each ADCP measurement using Eq. (9). The estimate and the computed coefficient (34.24) obtained using this calculation were consistent.

##### 4.1.2 Model results from the Obidos station dataset

Although the results for the Manacapuru dataset were satisfactory, the process could not successfully estimate the hydraulic parameters using the Obidos dataset. The estimated river bed elevation was  $-4.67$  m whereas ADCP measurements gave a mean river bed elevation of  $-39.46$  m. Likewise, we estimated a value of 65.03 for the Strickler parameter, whereas we found 28.48 using the ADCP data. Accordingly, it is not surprising that the estimated discharge represented approximately 25 % of the actual discharge (Fig. 2).



**Fig. 2.** Comparison of the estimated discharge using Eqs. (8) and (9) and the ADCP discharge measurements at Obidos gauging station. The calibration points are plotted with blue and red stars for  $Q_1$  and  $Q_2$  respectively

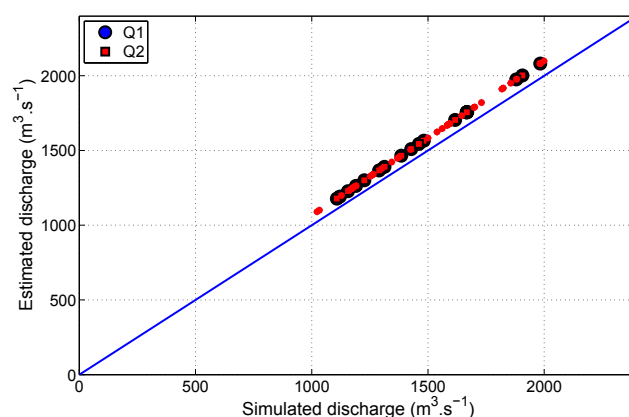
However, even if the discharge estimates were not as expected for the Obidos dataset, the two equations  $Q_1$  and  $Q_2$  appeared to give similar results.

The similar results for discharge estimation with  $Q_1$  and  $Q_2$  were expected, as the cost function and the estimated discharge calculation are made using the same equations. However, the minimization criterion is equivalent to the root mean square error of the water elevation equation obtained from  $Q_1$  and  $Q_2$ . Therefore it does not directly result from these equations. It could occur that measurement inaccuracies, on the surface velocity for example, should lead to two different results on  $Q_1$  and  $Q_2$ . However, such a situation seems unlikely in natural conditions.

The estimation error that we observed may have resulted from one or more assumptions.

#### 4.2 Calibration and validation set selection

All the presented results were obtained on one random calibration and validation dataset. For both sites, we repeated the calibration operation ten thousand times to test the robustness of the calibration dataset selection. Parameter and discharge estimations remained consistent over the 10 000 trials. For the Manacapuru dataset, the mean river bed elevation was 3.93 m (with a standard-deviation of 1.04 m) whereas the mean Strickler coefficient was 35.00 (with a standard-deviation of 1.11). The mean discharge estimation error was 7.24 % (with a standard-deviation of 0.04), a touch higher than the error we presented for one dataset. For Obidos the results also remained consistent with a mean bed elevation of 4.73 m (standard-deviation: 0.70 m) and a mean Strickler coefficient of 61.52 (standard-deviation: 2.49). The standard deviation of the discharge estimation error was 0.01 %.



**Fig. 3.** Representation of the estimated discharge using Eqs. (8) and (9) against simulated discharge measurements. The calibration points are plotted with blue and red stars for  $Q_1$  and  $Q_2$  respectively

For the simulated dataset, as all the virtual measurements are perfectly aligned, the different calibration sets led to the same results in all cases.

#### 4.3 Model results on simulated data

It appears from Fig. 3 that the method slightly overestimated the discharge based on noiseless data. The mean relative error was 6 % with a standard deviation of 0.004.

In fact, these simulated data fit the first discharge expression  $Q_1$  (Eq. 8) perfectly, but not the second expression  $Q_2$  (Eq. 9). Because we fixed the Strickler parameter  $K$  and the river bed elevation  $Z_b$  in the hydrodynamic model, the surface variable, and more precisely the surface slope, was the only possible error source. Indeed, the water elevation  $Z$  is shared between the  $Q_1$  and  $Q_2$  expressions, the surface velocity is only present in  $Q_1$  and the surface slope in  $Q_2$ .

If we calculated a surface slope fitting the uniform equation Eq. (9) instead of the Bercher (2008) method, a difference appeared between the two slope values. The calculated slope was 6 % less than the estimated one. This result explains the overestimation of the discharge.

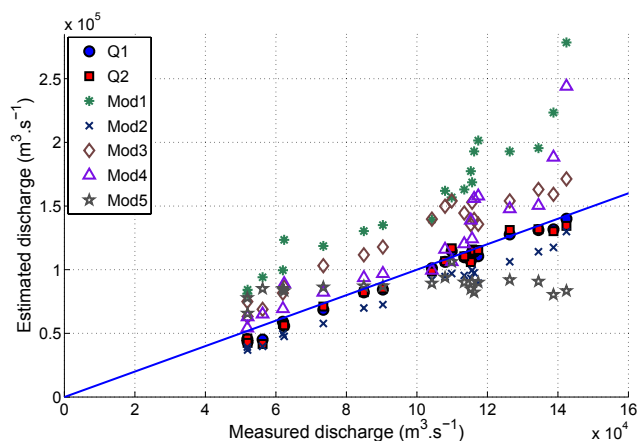
#### 4.4 Results of the Bjerklie models and comparison with the proposed model

Finally, we applied the five statistical models described earlier in Sect. 2 to the Manacapuru dataset, the Obidos dataset and the simulated dataset.

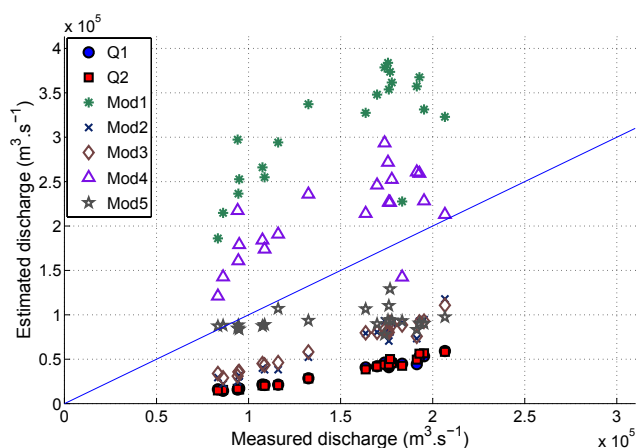
Figures 4, 5 and 6 represent the estimated discharge using Bjerklies model and our model.

Our model is represented by the blue circles and red squares, as in the previous figures. The five statistical models are represented by green stars, blue crosses, brown diamonds, purple triangles and grey pentagrams, respectively. Finally, the blue line represents the ideal case.





**Fig. 4.** Comparison of the estimated discharge with the ADCP discharge measurements for the Manacapuru dataset.



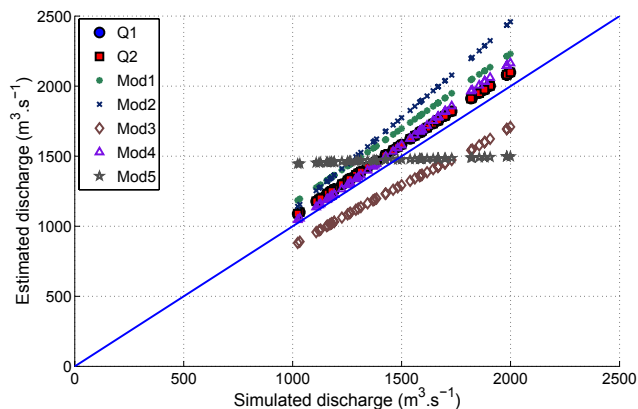
**Fig. 5.** Comparison of the estimated discharge with the ADCP discharge measurements for the Obidos dataset.

At first glance, we reach the same conclusion as Bjerklie et al. (2005). The fifth model appeared to give poor results. In every case, the estimated discharge remained quasi-constant, whatever the value taken by the measured discharge.

The other models gave different results that agreed in some cases with the results obtained from our method.

With the simulated data, models (1) and (4) gave results similar to those of our model. They overestimated the discharge with a mean relative error of 13 % and 5 %, respectively.

The second model, with a mean relative error of 18 %, yielded the best results for the Manacapuru dataset. The fourth model was quite good as well (mean relative error of 19 %). However, for values of discharge over  $140\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , it dramatically overestimated the discharge. This result is not satisfying, but it may be due to the fact that we did not recalibrate the equations.



**Fig. 6.** Comparison of the estimated discharge with simulated discharge measurements.

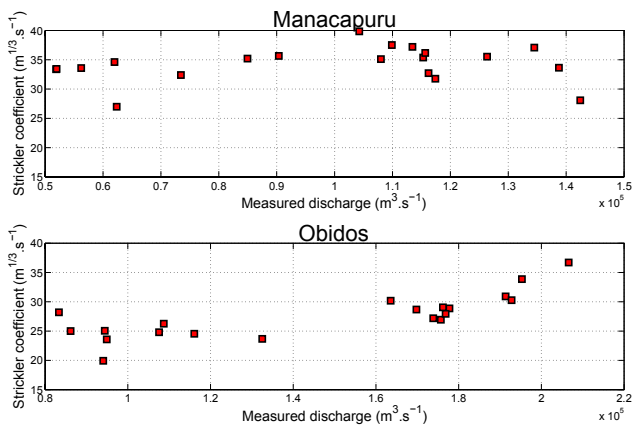
Finally, for the Obidos dataset, none of the five models gave results that were really any better than the results obtained from our own model. The second and the third models underestimated the discharge by half, but they exhibited good coherence (respective standard deviations 0.09 and 0.06), whereas the first and fourth models overestimated the discharge by a factor of two, and the dispersion of the estimates was very large (standard deviations of 0.42 and 0.29, respectively).

It seems impossible to determine from these results which model would be suitable for estimating a river discharge in all cases. Nevertheless, the fourth model might be the most promising, and calibration using a larger set of river measurements should improve its performance. Nevertheless, this model requires depth information for the discharge estimation.

#### 4.5 Sources of estimation error

The results of all the analyses indicate that problems of some kind are associated with the Obidos dataset. This dataset gives poor results, no matter which method is applied. These problems might have arisen because one or more limiting assumptions does not apply to the gauging station measurements.

In the next sections we outline the main sources of error that can be associated with our method. This description is qualitative rather than quantitative: as the method has been tested using data from only 2 different gauging stations, we cannot assess the relative importance of the different sources of error. The simulated datasets allow a verification of the method, but such a simple 1D model cannot be used to validate the method. More datasets would be needed to complete this study.



**Fig. 7.** Variation of the Strickler coefficient with the estimated discharge for the Manacapuru station dataset (top) and the Obidos station dataset (bottom).

#### 4.5.1 Fixed $\alpha$

This first possible source of error has been discussed in Sect. 3.2. All our data are consistent with this assumption, so it cannot explain the estimation errors.

#### 4.5.2 Fixed Strickler coefficient $K$

Unfortunately, this coefficient cannot be measured directly, so this assumption cannot be checked. As explained in Sect. 4.1.1, the values of the Strickler coefficient  $K$  have been computed using the ADCP measurements and the discharge equations, Eq. (9) defined previously.

Both stations appeared to exhibit a varying Strickler coefficient (Fig. 7)

with a similar standard deviation (2.89 for Obidos and 2.23 for Manacapuru). It is therefore impossible to determine whether the variation of the Strickler coefficient is the source of the problem with the Obidos data. However, it is interesting to note the correlation ( $r^2 = 0.86$ ) between the discharge and the values of the Strickler coefficient for the Obidos data. This correlation was not found for the Manacapuru dataset but we cannot conclude whether this affects the estimates of the discharge substantially or not. If we estimate the discharge on the Obidos station dataset, using the mean computed Strickler coefficient ( $K = 28.48$ ) and the mean measured bed elevation ( $Z_b = -39.46$  m), the results are satisfactory. These estimates had a mean relative error of 0.09 and a standard-deviation of 0.05.

We can note that a fixed mean  $K$  parameter yields very good estimates of the discharge. However, the calculation of this coefficient requires information on the surface slope, and we therefore doubt that this approach can yield precise results (Eq. 9, Sects. 4.5.4, 4.5.5). Accordingly, no conclusions can be reached about the possible role of this source of estimation error.

#### 4.5.3 Variability of $Z_b$

The movements of the local topography of the river bed are another possible source of error. We assumed that the river bed elevation was constant and equal to the water elevation  $Z$  minus the mean depth  $Y$ . In fact, the Amazon River bed is characterised by a massive amount of dune movement. Consequently, depending on where and when the ADCP measurements were made, the measured bed level might vary greatly at a single gauging station.

At Obidos station, the difference between the highest and lowest bed level found from the ADCP measurements is 15.66 m. The mean bed level is  $-39.46$  m, with a standard deviation of 3.54 m. At Manacapuru station, the variation of the bed level is likewise noticeable. However, the amplitude of this variation is 7.10 m. The mean river bed elevation is  $-5.63$  m, with a standard deviation of 1.76 m.

We can observe that both the total amplitude of bed level variations and the standard deviation of the bed level for the Manacapuru dataset are half as large as the corresponding values for the Obidos data. These are roughly equivalent, however, if compared to the mean river depth: 23.54 m for Manacapuru and 46.40 m for Obidos. If the discharge is calculated using Eq. (8) with the mean measured bed level, the results for the Obidos data become satisfactory (mean relative error=0.13 with a standard deviation=0.04), and are equivalent to the results for the Manacapuru data. Thus, dune movements do not seem to explain the problem with the Obidos estimates.

#### 4.5.4 Uniform hypothesis

This last hypothesis is clearly not valid. Previously, we assumed that the water surface slope, the linear energy slope and the bed slope were all equal ( $I_s = I_b = S$ ). The bed slope is the ground and is therefore not supposed to move, but the surface slope varies over time.

The surface slope varies for both gauging station datasets as well as in the simulated dataset. The model still applies to Manacapuru and on the simulated dataset, but not rigorously. Nevertheless, the estimation method works well on these datasets. This difference might result from the amplitude of the variation in the slope. At Obidos station, the mean slope is  $1.39 \times 10^{-5} \text{ m m}^{-1}$  with a standard deviation of  $3.27 \times 10^{-6}$ , whereas the Manacapuru station dataset has a mean slope of  $2.09 \times 10^{-5} \text{ m m}^{-1}$  with a standard deviation of  $2.57 \times 10^{-6}$ . This value of the standard deviation is markedly less despite the higher mean value of the Manacapuru slope. This difference in the variation in the amplitude of the slope might explain, at least in part, the results that we obtained with the estimation model.

Another important point about the surface slope is that it is calculated from the derivative of a function fitted to a water level series between four gauging stations surrounding, upstream and downstream, the considered station. We have

considered the scale of the slope values, but the precision of these estimates could also be viewed as a possible source of error. This issue can only be resolved through verification based on ground truthing. Finally, Obidos is the first gauging station under tidal influence (Callède et al., 2000). Any station downstream from Obidos would exhibit even more tidal influence. Consequently, the method for the estimation of the slope might be biased by the tides. This factor could result in incorrect values of the slope.

#### 4.5.5 Tidal influence

The tidal influence might jeopardise the estimation of the slope. It is likely to be even more important for the water elevation and the discharge.

Kosuth et al. (2009) and Callède et al. (2000) measured an 8cm variation in the water level at Obidos station, a variation of nearly 10% of the discharge. Considering that most of the section in which flow occurs is below sea level, this variation in the discharge might reflect great differences in the vertical profile of the velocity during different tidal phases. If both the velocity and the surface slope are widely influenced by the tides, this factor would explain the incorrect estimates of the hydraulic parameters.

## 5 Conclusion

We proposed a new method for estimating river discharge, based on a set of limiting assumptions about river flow and a linear least squares approach to estimation of the hydraulic parameters. Given synchronous measurements of the surface hydraulic variables  $(Z_i, V_{si}, I_{si})_{(i=1\dots N)}$ , this method should make it possible to estimate the discharge at a given station on any river. The method requires an initial set of measurements to estimate the hydraulic parameters  $Z_b$  and  $K$ . It then estimates the discharge corresponding to each new set of surface variable measurements.

This method was developed and tested primarily on data from two Amazon gauging stations (Manacapuru and Obidos) and on simulated data. The method appears promising in view of the results obtained for the Manacapuru and simulated datasets and in view of the fact that the relative error in the discharge estimates was under 10%. However, the incorrect estimation of the discharge for the Obidos dataset remains a problem. We have explored and discussed many possible sources that might account for this error. As long as we cannot verify the accuracy of our estimation of the surface slope or the impact of the tidal influence on the estimates, we cannot isolate the source of this error with certainty. Our approach provides results similar to those obtained from the best of the Bjerklie models. However, the best of these models require bathymetric information, and this information cannot be obtained, nowadays, by using EO techniques. Because our aim is to obtain estimates that do not

use ground measurements, the requirement for bathymetric information is a problem.

To solve the problem of the varying surface slope, the development of an adaptation of this method to a non-uniform flow configuration is continuing. Furthermore, ground validation of the water surface slope should be performed to validate the estimation method.

*Acknowledgements.* The authors wish to thank the editor and the anonymous reviewers whose constructive remarks led to a significant improvement of the manuscript. We are also grateful to Dr Claire Marsden for the english revision of our manuscript. This work was supported by the French space agency “Centre national d’études spatiales” (CNES) and benefited from a grant by CNES and a grant by PNTS “Programme national de télédétection spatiale”.

Edited by: W. Wagner

## References

- Alsdorf, D., Birkett, C., Dunne, T., Melack, J., and Hess, L.: Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2671–2674, doi:10.1029/2001GL012962, 2001.
- Alsdorf, D. E., Rodríguez, E., and Lettenmaier, D. P.: Measuring surface water from space, *Rev. Geophys.*, 45, 1–24, 2007.
- Baume, J. P., Malaterre, P. O., Belaud, G., and Guenneq, B. L.: SIC: A 1D hydrodynamic model for river and irrigation canal modeling and regulation, *Métodos Numéricos em Recursos Hídricos*, 7, 1–81, 2005.
- Bercher, N.: Precision de l’altimétrie satellitaire radar sur les cours d’eau: Développement d’une méthode standard de quantification de la qualité des produits alti-hydrologiques et applications, Ph.D. thesis, Agro Paris Tech, Montpellier, 2008.
- Bjerklie, D. M., Dingman, S. L., Vorosmarty, C. J., Bolster, C. H., and Congalton, R. G.: Evaluating the potential for measuring river discharge from space, *J. Hydrol.*, 278, 17–38, 2003.
- Bjerklie, D. M., Moller, D., Smith, L. C., and Dingman, S. L.: Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information, *J. Hydrol.*, 309, 191–209, 2005.
- Callède, J., Kosuth, P., Guyot, J., and 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, *Journal des Sciences Hydrologiques*, 45, 911–924, 2000.
- Coe, M. T. and Birkett, C. M.: Calculation of River Discharge and Prediction of Lake Height from Satellite Radar Altimetry: Example for the Lake Chad Basin, *AGU Fall Meeting Abstracts*, 22, 05, 2004.
- Contractor, D. N. and Schuurmans, W.: Informed use and potential pitfalls of canal models, *J. Irrig. Drain. E.*, 119, 663–672, 1993.
- Costa, J. E., Spicer, K. R., Cheng, R. T., Haeni, F. P., Melcher, N. B., Thurman, E. M., Plant, W. J., and Keller, W. C.: Measuring stream discharge by non-contact methods: A proof-of-concept experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 553–556, 2000.
- Durand, M., Rodríguez, E., Alsdorf, D. E., and Trigg, M.: Estimating River Depth From Remote Sensing Swath Interferometry

- Measurements of River Height, Slope, and Width, *IEEE Journal on Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3, 20–31, 2010.
- Franchini, M., Lamberti, P., and Di Giammarco, P.: Rating curve estimation using local stages, upstream discharge data and a simplified hydraulic model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 3, 541–548, doi:10.5194/hess-3-541-1999, 1999.
- Gordon, R. L.: Acoustic Measurement of River Discharge, *Journal of Hydraulic Engineering*, 115, 925–936, doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:7(925), 1989.
- Kosuth, P., Blitzkow, D., and Cochonneau, G.: Etablissement d'un référentiel altimétrique sur le bassin amazonien par altimétrie satellitaire radar (Topex Poseidon), p. 8, Venise, ITA, 2006.
- Kosuth, P., Callède, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J. L., Seyler, P., Fritsch, J. M., and aes, V. G.: Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River, *Hydrol. Process.*, 23, 3141–3150, doi:10.1002/hyp.7387, 2009.
- LeFavour, G. and Alsdorf, D.: Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, 5 pp., doi:10.1029/2005GL023836, 2005.
- Macklin, J. T., Ferrier, G., Neill, S., and Folkard, G. C.: Along-track interferometry (ATI) observations of currents and fronts in the Tay estuary, Scotland, *EARSeL eProceedings*, 3, 179–190, 2004.
- Melcher, N. B., Costa, J. E., Haeni, F. P., Cheng, R. T., Thurman, E. M., Buursink, M., Spicer, K. R., Hayes, E., Plant, W. J., Keller, W. C., and Hayes, K.: River discharge measurements by using helicopter-mounted radar, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 41–1, 2002.
- Morlock, S. E.: Evaluation of acoustic Doppler current profiler measurements of river discharge, *US Geological Survey, Water Resources Investigations Report*, 95–4218, 1996.
- Oberg, K. and Mueller, D. S.: Validation of Streamflow Measurements Made with Acoustic Doppler Current Profilers, *J. Hydraul. Eng.*, 133, 1421–1432, doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:12(1421), 2007.
- Rantz, S. E. S. E.: Measurement and computation of streamflow, *Geological Survey water-supply paper.*; 2175, United States Government Printing Office, Washington, DC, 1982.
- Romeiser, R., Runge, H., Suchandt, S., Sprenger, J., Weilbeer, H., Sohrmann, A., and Stammer, D.: Current measurements in rivers by spaceborne along-track InSAR, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45, 4019–4031, 2007.
- Smith, L. C., Isacks, B. L., Forster, R. R., Bloom, A. L., and Preuss, I.: Estimation of discharge from braided glacial rivers using ERS 1 synthetic aperture radar: First results, *Water Resour. Res.*, 31, 1325–1329, 1995.
- Smith, L. C., Isacks, B. L., Bloom, A. L., and Murray, A. B.: Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar satellite imagery: Potential application to ungauged basins, *Water Resour. Res.*, 32, 2021–2034, 1996.
- Sun, W., Ishidaira, H., and Bastola, S.: Towards improving river discharge estimation in ungauged basins: calibration of rainfall-runoff models based on satellite observations of river flow width at basin outlet, <http://adsabs.harvard.edu/abs/2010HESSD...7.3803S>, 2010.
- Thompson, D., Graber, H., and Carande, R.: Measurements of ocean currents with SAR interferometry and HF radar, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1994. IGARSS '94. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis and Interpretation, International*, vol. 4, 2020–2022, doi:10.1109/IGARSS.1994.399641, 1994.
- Wang, C. K. and Philpot, W. D.: Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow waters, *Remote Sens. Environ.*, 106, 123–135, 2007.
- Xu, K., Zhang, J., Watanabe, M., and Sun, C.: Estimating river discharge from very high-resolution satellite data: a case study in the Yangtze River, China, *Hydrol. Process.*, 18, 1927–1939, doi:10.1002/hyp.1458, 2004.
- Zhang, J., Xu, K., Watanabe, M., Yang, Y., and Chen, X.: Estimation of river discharge from non-trapezoidal open channel using QuickBird-2 satellite imagery/Utilisation des images satellites de Quickbird-2 pour le calcul des débits fluviaux en chenaux ouverts non-trapézoidaux, *Hydrolog. Sci. J.*, 49, 247–260, 2004.

## River surface roughness sensitivity to wind conditions : in situ measurement technique, processing method and results

Soumis à AGU *Remote Sensing of the Terrestrial Water Cycle* qui se tiendra du 19 au 22 février 2012 à Kona, Hawaii, USA.

### Auteurs :

Pascal Kosuth<sup>1</sup>

Jean Négrel<sup>1</sup>

Olivier Strauss<sup>2</sup>

Jean-Pierre Baume<sup>3</sup>

Jean-Baptiste Faure<sup>4</sup>

Xavier Litrico<sup>3,5</sup>

Pierre-Olivier Malaterre<sup>3</sup>

### Institutions :

<sup>1</sup> TETIS, IRSTEA, Montpellier, France.

<sup>2</sup> LIRMM, Université Montpellier 2, Montpellier, France.

<sup>3</sup> GEAU, IRSTEA, Montpellier, France.

<sup>4</sup> Hydrologie-Hydraulique, IRSTEA, Lyon, France.

<sup>5</sup> LyRE, R&D Center, Lyonnaise des Eaux, Bordeaux, France.

**Abstract :** Is it possible to estimate river discharge from satellite measurement of river surface variables (width  $L$ , water level  $Z$ , surface slope  $I_s$ , surface velocity  $V_s$ ) without any in situ measurement? Current or planned satellite observation techniques in the hydrology-hydraulic domain are limited to the measurement of surface variables such as river width  $L$  (optical and SAR imagery), water level  $Z$  (radar and Lidar altimetry), river surface longitudinal slope  $I_s$  (cross-track interferometry) and surface velocity  $V_s$  (along-track interferometry). On the opposite, river bottom parameters such as river bottom height ( $Z_b$ ), river bottom longitudinal slope ( $I_b$ ), Manning coefficient ( $n$ ), vertical velocity profile coefficient ( $\alpha$  the ratio between mean water velocity and surface velocity), that are key data for discharge estimate and modeling, cannot be measured by satellite. They require in situ measurement ( $Z_b$ ,  $I_b$ ,  $\alpha$ ) and model calibration ( $n$ ). We present here a method to derive river bottom parameters from satellite measured river surface variables in the absence of any in situ measurement. This will then allow us to estimate river discharge for any set of surface variables. The method relies on a set of hydraulic hypothesis (for instance rectangular section, constant Manning coefficient  $n$  and constant velocity profile coefficient  $\alpha$ ). It consists of solving an equality constraint between two formulations linking the river discharge  $Q$  to the surface variables and the unknown parameters ( $Q_1$  and  $Q_2$  obtained from the mass conservation equation and the energy conservation equation) :

$$Q_1 = L \cdot \alpha \cdot V_s \cdot h \quad (\text{E.1})$$

$$Q_2 = L \cdot h^{3/5} \cdot I_s^{1/2} \cdot \left[ n^2 + g^{-1} \cdot h^{1/3} \cdot (I_s - I_f) \right] \quad (\text{E.2})$$

Where  $h = Z - Z_b$ . Given a river section, estimating the river bottom parameters  $(\alpha, Z_b, I_b, K)$  is achieved by using a set of surface variables  $(L, Z, I_s, V_s)_{i=1 \text{ to } N}$ , measured on this section at various times  $t_i$  throughout the hydrological cycle, and by determining the set of river bottom parameters that minimizes a deviation criteria between  $(Q_1)_i$  and  $(Q_2)_i$ . This minimization is achieved by iterative or direct methods, depending on the type of criteria and on additional hypothesis (ex. a uniform regime hypothesis leads to an analytical solution). Several simulations have shown the efficiency of these methods on exact simulated data set (i.e. for which  $(Q_1)_i = (Q_2)_i$ ). We have assessed the robustness of these methods to measurement noise on river surface variables. We proposed several modifications to increase this robustness and the ability to provide acceptable river discharge estimates (error < 20%). Finally the most robust method has been implemented on real river sections (surface variables measured at hydrometric stations along the Amazon river). It proved to be efficient when the underlying hydraulic hypothesis are realistic.

## River surface roughness sensitivity to wind conditions : in situ measurement technique, processing method and results

Soumis à AGU *Remote Sensing of the Terrestrial Water Cycle* qui se tiendra du 19 au 22 février 2012 à Kona, Hawaii, USA.

### Auteurs :

Jean Négrel<sup>1</sup>

Pascal Kosuth<sup>1</sup>

Guillemette Caulliez<sup>2</sup>

Olivier Strauss<sup>3</sup>

Pierre Borderies<sup>4</sup>

Jean-Claude Lalaurie<sup>5</sup>

Roger Fjørtoft<sup>5</sup>

### Institutions :

<sup>1</sup> TETIS, IRSTEA, Montpellier, France.

<sup>2</sup> IRPHE, CNRS, Marseille, France.

<sup>3</sup> LIRMM, Université Montpellier 2, Montpellier, France.

<sup>4</sup> DEMR, ONERA, Toulouse, France.

<sup>5</sup> DCT/SI/AR, CNES, Toulouse, France.

**Abstract :** Water surface roughness strongly impacts microwave backscattering process over rivers. Therefore, developing radar interferometry techniques over continental waters to determine river slope (cross-track interferometry) or surface velocity (along-track interferometry) requires a detailed characterization of water surface roughness, its relation with river flow and wind conditions, its influence on backscatter coefficient. In situ measurement of river surface roughness is a complex task as surface topography is rapidly changing and sensitive to obstacles or contact measurements. Laboratory measurements, although highly informative, fall short to represent the diversity of river flow and wind conditions. In the framework of the SWOT mission preparatory phase, a method was developed for field measurement of river surface roughness. It was tested and validated in laboratory conditions, and implemented in natural conditions on the Rhône river, under various wind intensities. The method is based on the acquisition of water pressure time series by a network of immersed pressure sensors, with synchronized 10 Hz sampling and 0,1 mb accuracy (1 mm water elevation). A preliminary low frequency filtering is applied to each sensor pressure time series to remove water level trends. Mean depth  $h$ , frequency spectrum, dominant frequency  $f$  and standard deviation of water pressure  $\sigma_P$  are determined per time interval (180s). A multisensor analysis is realised to determine directional wave celerity  $c$  and directional correlation length  $L_{corr}$ . Finally standard deviation of surface water level  $\sigma_Z$  is determined for each sensor by applying a correction factor, taking into account the signal damping with depth.

$$0\sigma_Z = e^{\frac{2\pi \cdot h \cdot f}{c}} \cdot \sigma_{P(h)} \quad (E.3)$$

Laboratory tests validated the measurement technique, provided that the correction factor does not exceed 10 (i.e. the immersed sensor records more than 10% of the surface signal) which is achievable by limiting the sensor depth. Field measurements were realised during a campaign on the Rhône river (may 2011). The sensor network was located 10 m from the river bank and 0,15 m under the surface water. It recorded during 7 hours at 10 Hz. Wind measured at 2 m height had the same direction as river flow (southward), with intensity changing progressively from 8 m/s to 0 m/s. Surface roughness was characterized, per 3 minute time intervals, by Frequency spectrum, dominant frequency, standard deviation of surface water level  $\sigma_Z$ , directional wave celerity  $c$  and directional correlation distance  $L_{corr}$ . Its sensitivity to wind conditions was analysed and modelled. The method is currently being adapted on a floating support for intensive river surface roughness measurement.





# Table des figures

1.1	Exemple de préférence d'habitat en fonction de la profondeur et de la vitesse de l'eau . . . . .	9
1.2	Influences des aménagements réalisés le long de la Durance . . . . .	10
1.3	Schéma d'intégration de la vitesse sur la surface pour le calcul du débit . . . . .	11
1.4	Jaugeage au moulinet . . . . .	12
1.5	Schéma de principe de la mesure de courant par profileur acoustique Doppler . . . . .	14
1.6	Dispositif de mesure par ADCP lors de mesure sur le Rhône réalisées par la CNR . . . . .	15
1.7	Exemple de courbe de tarage niveau-débit . . . . .	18
1.8	Profil vertical de vitesse . . . . .	19
1.9	Illustration des relations existant entre les différentes variables de surface et le débit . . . . .	20
1.10	Résultats d'application des modèles de Bjerklie sur des jeux de données issu de mesures sur l'Amazone . . . . .	22
1.11	Illustration de la couverture des missions altimétriques Topex/Poseidon, Jason-1 et Jason-2 . . . . .	24
1.12	Illustration de la couverture nuageuse sur le globe. . . . .	26
1.13	Trace du satellite ICESat sur la rivière Tapajós au Brésil . . . . .	27
1.14	Mesure du satellite ICESat sur les principaux cours d'eau de France métropolitaine . . . . .	28
1.15	Exemple d'enregistrement réalisé par radar sondeur . . . . .	30
1.16	Schéma de principe de l'altimétrie radar satellitaire . . . . .	31
1.17	Courant sur l'embouchure de l'Elbe dérivé des mesures SRTM . . . . .	33
1.18	Illustration du profil de la ligne d'eau en fonction de l'abscisse curviligne des fleuves Solimões et Amazone . . . . .	35
1.19	Vue d'artiste du satellite et schéma de fonctionnement de SWOT . . . . .	35
1.20	Interférogramme issu d'acquisitions radar en bande Ka . . . . .	36
2.1	Liens entre les variables de surface et le débit sur le fleuve Amazone à la station d'Óbidos . . . . .	45
2.2	Représentation du champ de vitesse d'un transect ADCP . . . . .	48

2.3	Évolution des valeurs de $\alpha$ pour chacun des transects en fonction de la distance à la berge de départ. . . . .	48
2.4	Répartition des valeurs de $\alpha$ pour l'ensemble des mesures de débit . . . . .	49
2.5	Influence de $\alpha$ fixé sur l'estimation du débit . . . . .	49
2.6	Évolution du coefficient de Strickler $K$ en fonction du débit . . . . .	51
2.7	Représentation de différentes cartes du critère $J_1$ pour 2 paramètres fixés . . . . .	59
2.8	Comparaison des coupes 2D de l'espace des paramètres hydrauliques pour chacun des quatre critères . . . . .	60
2.9	Effet de la grille d'échantillonnage sur la localisation apparente du minimum du critère . . . . .	62
2.10	Représentation des différentes cartes de critère en fonction des paramètres fixés . . . . .	67
2.11	Carte de minimum de critère $J_1$ atteignable en fonction de $K$ et $I_f$ fixés . . . . .	68
2.12	Différentes trajectoires de descente du critère selon $K$ et $I_f$ en fonction de $Z_f$ et $\alpha$ fixés . . . . .	70
2.13	Carte de minimum de critère atteignable en fonction de $\alpha$ et $Z_f$ . . . . .	71
2.14	Exemple de parcours de l'algorithme de descente . . . . .	72
2.15	Comparaison du parcours de descente du critère avec et sans optimisation . . . . .	72
3.1	Exemple de mesure ADCP réalisée à Parintins sur le fleuve Amazone . . . . .	82
3.2	Profil de vitesse sur un transect de l'Amazone à la station d'Óbidos . . . . .	82
3.3	Étapes du traitement des champs de vitesses de surface . . . . .	83
3.4	Synthèse des estimations des débits sur les données de l'Amazone . . . . .	85
3.5	Représentation des débits calculés à partir des vitesses de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts . . . . .	88
3.6	Évolution de l'erreur quadratique relative en fonction de l'intensité relative du bruit sur $V_s$ . . . . .	88
3.7	Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur $V_s$ . . . . .	89
3.8	Cartes du critère $J_1$ en fonction des paramètres hydrauliques après ajout de bruit sur $V_s$ . . . . .	92
3.9	Représentation des débits calculés à partir de niveaux bruités et des paramètres hydrauliques exacts . . . . .	93
3.10	Évolution de l'erreur quadratique relative sur en fonction de l'intensité relative du bruit sur $Z$ . . . . .	94
3.11	Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur $Z$ . . . . .	94

3.12	Carte du critère $J_1$ en fonction des paramètres hydrauliques avant et après ajout de bruit sur $Z$ . . . . .	97
3.13	Représentation des débits calculés à partir des pentes de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts . . . . .	98
3.14	Évolution de l'erreur quadratique relative en fonction de l'intensité relative du bruit sur $I_s$ . . . . .	99
3.15	Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur $I_s$ . . . . .	100
3.16	Carte du critère $J_1$ en fonction des paramètres hydrauliques avant et après ajout de bruit sur $I_s$ . . . . .	102
3.17	Représentation des débits calculés à partir des largeurs bruitées et des paramètres hydrauliques exacts . . . . .	103
3.18	Représentation des débits calculés à partir des variables de surface bruitées et des paramètres hydrauliques exacts . . . . .	105
3.19	Évolution de l'erreur quadratique relative en fonction de l'intensité relative du bruit sur les variables de surface . . . . .	106
3.20	Évolution de l'erreur quadratique relative sur l'estimation du débit en fonction de différents niveaux de bruit relatif sur les quatre variables de surface . . . . .	107
3.21	Carte du critère $J_1$ avant et après ajout de bruit de mesure sur les variables de surface	109
3.22	Représentation de $V_s/\sqrt{I_s}$ en fonction du niveau $Z$ . . . . .	114
4.1	Schéma d'acquisition radar d'une scène . . . . .	122
4.2	Application de la modulation de la fréquence porteuse . . . . .	123
4.3	Schéma de la synthèse d'ouverture d'antenne . . . . .	124
4.4	Mesure interférométrie radar du Mont Etna . . . . .	127
4.5	Schéma de principe de l'interférométrie radar temporelle . . . . .	128
4.6	Situation géographique de la zone de mesure située entre Beaucaire et Arles . . . . .	130
4.7	Photo des éoliennes présentes le long du Rhône à proximité de Beaucaire . . . . .	131
4.8	Photos des flotteurs utilisés pour les mesures par LSPIV . . . . .	133
4.9	Prétraitement et cartes de vitesses extraites de l'interférogramme . . . . .	134
4.10	Résultats issus des mesures ADCP . . . . .	134
4.11	Comparaison des vitesses ADCP et des vitesses InSAR . . . . .	135
4.12	Différents résultats du modèle M4S pour un fleuve simulé . . . . .	140
4.13	Résultats de l'estimation de la vitesse par déphasage interférométrique appliquée sur un fleuve pour différentes résolutions . . . . .	141
4.14	Évolution des valeurs de coefficient de rétrodiffusion, des vitesses Doppler et des vitesses InSAR . . . . .	142

4.15	Différentes vitesses mesurées par M4S à partir de champs de vitesse constante sans vent . . . . .	143
4.16	Vitesses Doppler et vitesse InSAR calculées à partir de vitesses d'entrée en échelon	143
4.17	Différents champs de vitesses en entrée du modèle . . . . .	144
4.18	Simulation de la mesure ATI par le modèle M4S pour un fleuve de 200 m de large, avec un champ de vitesses de profil elliptique . . . . .	145
4.19	Vitesse Doppler moyennes et vitesse InSAR en fonction de la vitesse réelle . . .	147
4.20	Vitesses Doppler et vitesses InSAR en fonction des vitesses réelles pour différentes intensités d'un vent d'ouest. . . . .	147
4.21	Vitesses Doppler et InSAR simulées par M4S pour différentes intensités d'un vent d'ouest . . . . .	147
4.22	Ensemble de vitesses Doppler InSAR pour différentes conditions de vent . . . .	148
4.23	Résultats de l'application du modèle M4S sur la surface virtuelle du Rhône. . . .	148
5.1	Influence de la rugosité de la surface sur le coefficient de rétrodiffusion radar . .	154
5.2	Exemple de mesure de rugosité du sol avec un rugosimètre à aiguilles . . . . .	158
5.3	Système tri-caméra pour la mesure de la topographie de la surface . . . . .	159
5.4	Schématisation de la géométrie épipolaire . . . . .	159
5.5	Particularités photogrammétriques des surfaces fluviales . . . . .	160
5.6	Exemple d'acquisition LIDAR sur des surfaces en eau . . . . .	162
5.7	Perturbations induites à la surface par une grille partiellement immergée . . . . .	162
5.8	Photo d'une grille peinte partiellement immergée et du résultat de sont traitement	163
5.9	Schéma de la trajectoire d'un rayon lumineux traversant un dioptre . . . . .	164
5.10	Déformations induites par un dioptre non plan pour des incidences fortes . . . . .	165
5.11	Présentation du matériel de mesure de la micro-topographie de la surface de l'eau par capteurs de pression. . . . .	166
5.12	Modèles de disposition des capteurs de pression pour la mesure selon deux dimensions . . . . .	166
5.13	Photo de l'anémomètre . . . . .	167
5.14	Schéma du mouvement d'une molécule d'eau dans une onde . . . . .	168
5.15	Exemple de houle basse fréquence . . . . .	170
5.16	Effet du filtrage basse fréquence sur le signal d'un capteur . . . . .	171
5.17	Exemple de spectre de vague, mesuré dans un bassin avec 7 m/s de vent et à 14 cm de profondeur . . . . .	172
5.18	Exemple de corrélation fonction du décalage temporel entre deux capteurs de pression . . . . .	173
5.19	Résultat de régression linéaire pour la recherche de la célérité . . . . .	174

5.20	Représentation schématique du vecteur célérité et des célérités apparentes dans un repère . . . . .	175
5.21	Exemple de fonction de corrélation estimée à partir des corrélations de couples de capteurs . . . . .	177
5.22	Représentation de la surface de corrélation . . . . .	178
5.23	Comparaison des directions des vecteurs célérité obtenus par deux méthodes . . .	179
5.24	Schéma du processus de traitement des données de pression . . . . .	179
5.25	Mesures de pression réalisées en bord de mer et vitesse de changement de la hauteur de la colonne d'eau . . . . .	182
5.26	Parcours du zodiac sur le Rhône lors des mesures du 23 février 2011 . . . . .	183
5.27	Représentation de l'écart-type des hauteurs calculé en fonction de la vitesse du vent mesuré sur l'étang de Mauguio . . . . .	184
5.28	Présentation de l'ensemble des dispositifs de mesures mis en œuvre . . . . .	186
5.29	Comparaison des spectres de vagues obtenus deux fréquences d'échantillonnage différentes . . . . .	187
5.30	Spectre de vague pour un vent à 3 m/s . . . . .	189
5.31	Résultats de mesure de $\sigma_0$ perpendiculairement et longitudinalement au vent . . .	191
5.32	Photos de la surface du Rhône le 24/02/11 . . . . .	192
5.33	Synthèse des résultats des mesures du 24/02/2011 . . . . .	194
5.34	Photo d'ensemble de la surface du Rhône . . . . .	195
5.35	Photos de la surface du Rhône le 25/05/11 . . . . .	196
5.36	Synthèse des résultats des mesures du 25/05/2011 . . . . .	197
5.37	Comparaison de spectres . . . . .	198
5.38	Évolution des spectres en fonction du vent . . . . .	200
5.39	Régression des paramètres de rugosité en fonction du vent . . . . .	201
A.1	Photos des différents types de flotteurs utilisés pour les mesures par LSPIV . . .	219
A.2	Photo de la plateforme d'acquisition pour la mesure LSPIV . . . . .	220
C.1	Illustration du profil de la ligne d'eau en fonction de l'abscisse curviligne des fleuves Solimões et Amazone . . . . .	238



# Liste des tableaux

1.1	Répartition des variables hydrauliques dans les modèles de Bjerklie <i>et al.</i> [2005]	22
1.2	Erreur d'estimation du débit des modèles de Bjerklie <i>et al.</i> [2005] sur des données de l'Amazone . . . . .	23
1.3	Synthèse des capacités de mesures des variables de surface des fleuves par techniques satellitaires . . . . .	37
2.1	Exemple de jeu de variables de surface simulées à partir des équations $Q_1$ et $Q_2$ .	58
2.2	Exemple de jeu de variables de surface généré à partir du modèle d'écoulement SIC	61
2.3	Résultat d'estimation des différents critères pour les quatre jeux de données simulées.	76
3.1	Synthèse des paramètres hydrauliques estimés pour les jeux de mesures d'Óbidos et Manacapuru . . . . .	84
3.2	Synthèse des paramètres hydrauliques estimés à partir de différentes intensités relatives de bruit de mesure sur $V_s$ . . . . .	91
3.3	Synthèse des paramètres hydrauliques estimés à partir de différentes intensités de bruit de mesure sur $Z$ . . . . .	96
3.4	Synthèse des paramètres hydrauliques estimés à partir de différentes intensités relatives de bruit de mesure sur $I_s$ . . . . .	101
3.5	Synthèse des paramètres hydrauliques estimés pour les jeux de mesures bruités sur l'ensemble des variables de surface . . . . .	108
3.6	Synthèse des convergences des différents critères . . . . .	110
3.7	Synthèse des paramètres hydrauliques estimés par les critères $J_1$ et $J_4$ avec contraintes sur $\alpha$ et $I_f$ . . . . .	113
4.1	Largeur des effets de bords . . . . .	139
5.1	Comparaison des résultats d'écart-type des hauteurs mesurés par sonde à vagues capacitive et estimés par capteurs de pression . . . . .	190
5.2	Synthèse des mesures de rugosité lors des survols de l'avion ONERA (24/02/2011)	192
5.3	Synthèse des mesures de rugosité lors des survols de l'avion ONERA (25/05/2011)	195
5.4	Récapitulatif des relations existantes entre vitesses de vent et paramètres de vagues	199



C.1	Jeu de données issues de mesures réalisée à la station de Manacapuru sur le fleuve Amazone . . . . .	240
C.2	Jeu de données issues de mesures réalisée à la station d'Óbidos sur le fleuve Amazone . . . . .	241
C.3	Jeu de données simulé n° 1 ( $\alpha = 0,90, Z_f = 10,00, I_f = 1,00 \cdot 10^{-3}, K = 40,00$ )	242
C.4	Jeu de données simulé n° 2 ( $\alpha = 0,90, Z_f = 10,00, I_f = 1,00 \cdot 10^{-3}, K = 40,00$ )	246
C.6	Jeu de données simulé n° 4 ( $\alpha = 0,90, Z_f = 10,00, I_f = 1,00 \cdot 10^{-3}, K = 40,00$ )	247
C.7	Jeu de données simulé n° 5 ( $\alpha = 0,90, Z_f = 10,00, I_f = 5,00 \cdot 10^{-5}, K = 30,00$ )	251
C.8	Jeu de données simulé (en utilisant SIC) n° 6 ( $\alpha = 0,90, Z_f = 9,40, I_f = 8,00 \cdot 10^{-5}, K = 36,00$ ) . . . . .	252
C.9	Jeu de données simulé (en utilisant SIC) n° 7 ( $\alpha = 0,90, Z_f = 9,90, I_f = 2,00 \cdot 10^{-5}, K = 36,00$ ) . . . . .	254

# Bibliographie

(2007). *WinRiver II User's Guide*. Teledyne Instruments, november 2007 édition.

AADLAND, L. P. (1993). Stream habitat types : Their fish assemblages and relationship to flow. *North American Journal of Fisheries Management*, 13(4):790–806.

ABSHIRE, J., SUN, X., RIRIS, H., SIROTA, J., MCGARRY, J., PALM, S., YI, D. et LIIVA, P. (2005). Geoscience laser altimeter system (glas) on the icesat mission : On-orbit measurement performance. *Geophys. Res. Lett*, 32(21).

AINSWORTH, T., CHUBB, S., FUSINA, R., GOLDSTEIN, R., JANSEN, R., LEE, J.-S. et VALENZUELA, G. (1995). Insar imagery of surface currents, wave fields, and fronts. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 33(5):1117 –1123.

ALLAG-DHUISME, F., AMSALLEM, J., BARTHOD, C., DESHAYES, M., GRAFFIN, V., LEFEUVRE, C., SALLES, E., BARNETCHE, C., BROUARD-MASSON, J. and Delaunay, A., GARNIER, C. et TROUVILLIEZ, J. (2010). *Choix stratégiques de nature à contribuer à la préservation et à la remise en bon état des continuités écologiques – premier document en appui à la mise en oeuvre de la Trame verte et bleue en France. Proposition issue du comité opérationnel Trame verte et bleue*. MEEDDM ed.

ALLEN, C. T. (1995). Interferometric synthetic aperture radar. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Society Newsletter*, 96(96):6–13.

ALSDORF, D., LETTENMAIER, D. et SMARTY, C. (2003). The need for global, satellite-based observations of terrestrial surface waters. *Eos*, 84(29):269–276.

ALSDORF, D. E., RODRÍGUEZ, E. et LETTENMAIER, D. P. (2007). Measuring surface water from space. *Rev. Geophys*, 45(2):1–24.

AMAROUCHE, L. (2001). *Contribution à l'Etude du Biais d'Etat de Mer*. Thèse de doctorat, Université Paris 7, Paris.

APEL, J. R. (1994). An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter. *J. Geophys. Res.*, 99(C8):16269–16291.

ARDHUIN, F. (2006). *Vagues : hydrodynamique et télédétection partie 1 : hydrodynamique cours de seconde année, master mécanique-physique*.

- ARDHUIN, F., HERBERS, T. H. C., WATTS, K. P., van VLEDDER, G. P., JENSEN, R. et GRABER, H. (2007). Swell and slanting fetch effects on wind wave growth. *J. Phys. Oceanogr.*, 37(4):908–931.
- BAGHDADI, N., LEMARQUAND, N., ABDALLAH, H. et BAILLY, J. (2011). The relevance of glas/icesat elevation data for the monitoring of river networks. *Remote Sensing*, 3(4):708–720.
- BAHAR, M., OHMORI, H. et YAMAMURO, M. (2008). Relationship between river water quality and land use in a small river basin running through the urbanizing area of central japan. *Limnology*, 9:19–26.
- BAILLY, J.-S., LE COARER, Y., LANGUILLE, P., STIGERMARK, C.-J. et ALLOUIS, T. (2010). Geostatistical estimations of bathymetric lidar errors on rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(10):1199–1210.
- BALLAND, P., HUET, P., LAFONT, E., LETEURTROIS, J. et PIERRON, P. (2002). Rapport sur la duranee : Propositions de simplification et de modernisation du dispositif d'intervention de l'état sur la gestion des eaux et du lit de la duranee—contribution à un plan duranee. Paris : Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, Ministère délégué à l'Industrie, Ministère de l'Agriculture, de la Pêche et des Affaires Rurales, Ministère de l'Équipement, des Transports, du Logement, du Tourisme et de la Mer, 60p.
- BARBER, N. F. et URSELL, F. (1948). The generation and propagation of ocean waves and swell. i. wave periods and velocities. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 240:527–560.
- BARRICK, D. (1972). Remote sensing of sea state by radar. *In Engineering in the Ocean Environment, Ocean 72 - IEEE International Conference on*, pages 186–192.
- BEAULIEU, N., LECLERC, G. et MOISAN, Y. (1995). Détermination de la rugosité de surface par des méthodes accessibles. *Canadian journal of remote sensing*, 21(2):198–203.
- BERCHER, N. (2008). *Précision de l'altimétrie satellitaire radar sur les cours d'eau : Développement d'une méthode standard de quantification de la qualité des produits alti-hydrologiques et applications*. Thèse de doctorat, Agro Paris Tech, Montpellier.
- BERCHER, N. et KOSUTH, P. (2011). Formes d'ondes altimétriques. contribution du cemagref (tâche 5) : validation des sorties de retracking sur les grands fleuves du bassin amazonien. Rapport technique, CNES, Cemagref, SALP, CLS.
- BERRY, P., FREEMAN, J., ROGERS, C. et BENVENISTE, J. (2007). Global analysis of envisat ra-2 burst mode echo sequences. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(9): 2869–2874.
- BESSON, O., GINI, F., GRIFFITHS, H. et LOMBARDINI, F. (2000). Estimating ocean surface velocity and coherence time using multichannel ati-sar systems. *Radar, Sonar and Navigation, IEE Proceedings -*, 147(6):299–308.

- BHAT, D. N. et NAYAR, S. K. (1998). Stereo and specular reflection. *International Journal of Computer Vision*, 26:91–106.
- BINDER, B., TOUPS, M., AYASLI, S. et ADAMS, E. (1995). Sar foliage penetration phenomenology of tropical rain forest and northern us forest. *In Radar Conference, 1995., Record of the IEEE 1995 International*, pages 158 –163.
- BIRKETT, C. M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resour. Res.*, 34(5):1223–1239.
- BIRKINSHAW, S., O'DONNELL, G., MOORE, P., KILSBY, C., FOWLER, H. et BERRY, P. (2010). Using satellite altimetry data to augment flow estimation techniques on the mekong river. *Hydrological Processes*.
- BJERKAAS, A. W. ; Riedel, F. W. (1979). Proposed model for the elevation spectrum of a wind-roughened sea surface. Rapport technique, JOHNS HOPKINS UNIV LAUREL MD APPLIED PHYSICS LAB.
- BJERKLIE, D. M. (2007). Estimating the bankfull velocity and discharge for rivers using remotely sensed river morphology information. *Journal of Hydrology*, 341(3-4):144 – 155.
- BJERKLIE, D. M., LAWRENCE DINGMAN, S., VOROSMARTY, C. J., BOLSTER, C. H. et CONGALTON, R. G. (2003). Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *Journal of Hydrology*, 278(1-4):17–38.
- BJERKLIE, D. M., MOLLER, D., SMITH, L. C. et DINGMAN, S. L. (2005). Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information. *Journal of Hydrology*, 309(1-4):191–209.
- BOOIJ, M. J., TOLLENAAR, D., van BEEK, E. et KWADIJK, J. C. (2011). Simulating impacts of climate change on river discharges in the Nile basin. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, In Press, Accepted Manuscript:–.
- BOOIJ, N., RIS, R. C. et HOLTHUIJSEN, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions 1. model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104(C4):7649–7666.
- BRACA, G. (2008). Stage-discharge relationships in open channels : Practices and problems. Rapport technique, FORALPS technical reports, 11. Università degli Studi di Trento, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Trento, Italy, 28.
- BRAKENRIDGE, G. R., ANDERSON, E., NGHIEM, S. V., CAQUARD, S. et SHABANEH, T. B. (2003). Flood warnings, flood disaster assessments, and flood hazard reduction : the roles of orbital remote sensing. *In 30th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Honolulu, HI, November 10-14, 2003*. Pasadena, CA : Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration, 2003.
- BRAKENRIDGE, G. R., NGHIEM, S. V., ANDERSON, E. et CHIEN, S. (2005). Space-Based Measurement of River Runoff. *EOS Transactions*, 86:185–188.

- BROWN, M. Z., BURSCHKA, D. et HAGER, G. D. (2003). Advances in computational stereo. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 25:993–1008.
- CALLÈDE, J., KOSUTH, P. et DE OLIVEIRA, E. (2001). Establishment of the stage-discharge relationship of the river amazon at obidos : " normal difference in level" method using " variable geometry". *Hydrological Sciences Journal / Journal Des Sciences Hydrologiques*, 46(3):451–463.
- CALLÈDE, J., KOSUTH, P., GUYOT, J. et GUIMARAES, V. S. (2000). Discharge determination by acoustic doppler current profilers (ADCP) : a moving bottom error correction method and its application on the river amazon at obidos. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 45:911–924.
- CALMANT, S., SEYLER, F. et CRETAUX, J. (2008). Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in geophysics*, 29(4):247–269.
- CARANDE, R. (1994). Estimating ocean coherence time using dual-baseline interferometric synthetic aperture radar. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 32(4):846–854.
- CAVALERI, L., ALVES, J.-H., ARDHUIN, F., BABANIN, A., BANNER, M., BELIBASSAKIS, K., BENOIT, M., DONELAN, M., GROENEWEG, J., HERBERS, T., HWANG, P., JANSSEN, P., JANSSEN, T., LAVRENOV, I., MAGNE, R., MONBALIU, J., ONORATO, M., POLNIKOV, V., RESIO, D., ROGERS, W., SHEREMET, A., SMITH, J. M., TOLMAN, H., van VLEDDER, G., WOLF, J. et YOUNG, I. (2007). Wave modelling - the state of the art. *Progress In Oceanography*, 75(4):603 – 674.
- CAZENAVE, A., MILLY, P. C. D., DOUVILLE, H., BENVENISTE, J., KOSUTH, P. et LETTENMAIER, D. (2004). Space techniques used to measure change in terrestrial waters. *Eos*, 85(6):P. 59.
- CHAPRON, B. (2005). Direct measurements of ocean surface velocity from space : Interpretation and validation. *Journal of Geophysical Research*, 110(C7):C07008.1–C07008.17.
- CHAPRON, B., COLLARD, F. et KERBAOL, V. (2004). Satellite synthetic aperture radar sea surface Doppler measurements. *In Proceedings of 2nd workshop on Coastal and Marine Applications of Synthetic Aperture Radar, Svalbard, 8-12 sep, 2003*, numéro ESA SP-565, pages 133–141. ESA Publication Division.
- CHATELLIER, L., JARNY, S., GIBOUIN, F. et DAVID, L. (2010). Stereoscopic measurement of free surface flows. *EPJ Web of Conferences*, 6:12002.
- COARER, Y. (2007). Hydraulic signatures for ecological modelling at different scales. *Aquatic Ecology*, 41:451–459.
- COLLIER, C. G. (2007). Flash flood forecasting : What are the limits of predictability ? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(622):3–23.
- COLLIER, C. G. et KZYZYSZTOFOWICZ, R. (2000). Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrology*, 239(1-4):1 – 2.

- CONYERS, L. B. (2002). *Ground Penetrating radar*, chapitre 7, pages 131 – 159. John Wiley & Sons, Inc.
- COOK, C. (1960). Pulse compression-key to more efficient radar transmission. *Proceedings of the IRE*, 48(3):310 –316.
- COSTA, J., SPICER, K., CHENG, R., HAENI, F., MELCHER, N., THURMAN, E., PLANT, W. et KELLER, W. (2000). Measuring stream discharge by non-contact methods : A proof-of-concept experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 27(4):553–556.
- COSTA, J. E., CHENG, R. T., HAENI, F. P., MELCHER, N., SPICER, K. R., HAYES, E., PLANT, W., HAYES, K., TEAGUE, C. et BARRICK, D. (2006). Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods. *Water Resources Research*, 42(7):W07422.
- CRÉTAUX, J., CALMANT, S., ROMANOVSKI, V., PEROSANZ, F., TASHBAEVA, S., BONNEFOND, P., MOREIRA, D., SHUM, C., NINO, F., BERGÉ-NGUYEN, M. *et al.* (2011). Absolute calibration of jason radar altimeters from gps kinematic campaigns over lake issykkul. *Marine Geodesy*, 34(3-4):291–318.
- CREUTIN, J. D. (2001). Local remote sensing of rivers. Rapport technique, Iowa Institute of Hydraulic Research College of Engineering The University of Iowa.
- CUTRONA, L., LEITH, E., PORCELLO, L. et VIVIAN, W. (1966). On the application of coherent optical processing techniques to synthetic-aperture radar. *Proceedings of the IEEE*, 54(8):1026 – 1032.
- DE GROEVE, T. (2010). Flood monitoring and mapping using passive microwave remote sensing in namibia. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 1(1):19–35.
- de VRIES, S., HILL, D., de SCHIPPER, M. et STIVE, M. (2009). Using stereo photogrammetry to measure coastal waves. In of COASTAL RESEARCH, J., éditeur : *Journal of Coastal Research*, volume SI 56, pages 1484 – 1488.
- DINGMAN, S. L. et SHARMA, K. P. (1997). Statistical development and validation of discharge equations for natural channels. *Journal of Hydrology*, 199(1-2):13 – 35.
- DOTTORI, F., MARTINA, M. L. V. et TODINI, E. (2009). A dynamic rating curve approach to indirect discharge measurement. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 13(6):847–863.
- DOUVILLE, H. et TERRAY, P. (2007). Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques. que nous disent les dernières simulations du giec ? *Météorologie*, 57:31–36.
- DUBOIS-FERNANDEZ, P., du PLESSIS, O., le COZ, D., DUPAS, J., VAIZAN, B., DUPUIS, X., CANTALLOUBE, H., COULOMBEIX, C., TITIN-SCHNAIDER, C., DREUILLET, P., BOUTRY, J., CANNY, J., KAISERSMERTZ, L., PEYRET, J., MARTINEAU, P., CHANTECLERC, M., PASTORE, L. et BRUYANT, J. (2002). The onera ramses sar system. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International*, volume 3, pages 1723 – 1725 vol.3.

- DURAND, M., RODRIGUEZ, E., ALSDORF, D. E. et TRIGG, M. (2010). Estimating river depth from remote sensing swath interferometry measurements of river height, slope, and width. *IEEE Journal on Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(1):20–31.
- ELFOUHAILY, T., CHAPRON, B., KATSAROS, K. et VANDEMARK, D. (1997). A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. *J. Geophys. Res.*, 102(C7):15781–15796.
- ESA, E. S. A. (2009). Earth observation and water cycle science. *In Towards a water cycle multi-mission observation strategy*.
- FARR, T. et KOBRICK, M. (2000). The shuttle radar topography mission. Rapport technique, DTIC Document.
- 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. et ALSDORF, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.*, 45(2):RG2004.
- FEURER, D. (2008). *Géométrie 3D des lits de rivière par stéréophotogrammétrie à travers l'eau*. Thèse de doctorat, Agro Paris Tech.
- FEURER, D., BAILLY, J., PUECH, C., LE COARER, Y. et VIAU, A. (2008). Very-high-resolution mapping of river-immersed topography by remote sensing. *Progress in Physical Geography*, 32(4):403.
- FJØRTOFT, R., GAUDIN, J.-M., POURTHIE, N., LION, C., MALLET, A., SOUYRIS, J.-C., RUIZ, C., KOUDOGBO, F., DURO, J., ORDOQUI, P. et ARNAUD, A. (2010). Karin - the ka-band radar interferometer on swot : Measurement principle, processing and data specificities. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2010 IEEE International*, pages 4823–4826.
- FJØRTOFT, R., LALAUURIE, J.-C., POURTHIE, N., LION, C., GAUDIN, J.-M., MALLET, A., NOUVEL, J.-F., BORDERIES, P., KOSUTH, P. et RUIZ, C. (2011). Validation of radiometric models and simulated karin/swot data based on ground and airborne acquisitions. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*, pages 2685–2688.
- FRANCHINI, M., LAMBERTI, P. et DI GIAMMARCO, P. (1999). Rating curve estimation using local stages, upstream discharge data and a simplified hydraulic model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3(4):541–548.
- FRAPPART, F., CALMANT, S., CAUHOPÉ, M., SEYLER, F. et CAZENAVE, A. (2006). Preliminary results of envisat ra-2-derived water levels validation over the amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100(2):252 – 264.
- FRASIER, S. et CAMPS, A. (2001). Dual-beam interferometry for ocean surface current vector mapping. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 39(2):401–414.

- FREEMAN, A. (2006). On ambiguities in sar design. *In EUSAR 2006 : 6th European Conference on Synthetic Aperture Radar, Dresden, Germany, May 16-18, 2006*. Pasadena, CA : Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration, 2006.
- FREEMAN, A., JOHNSON, W., HUNEYCUTT, B., JORDAN, R., HENSLEY, S., SIQUEIRA, P. et CURLANDER, J. (2000). The myth of the minimum sar antenna area constraint. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 38(1):320–324.
- FRÉCH, R. (1985). *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill international editions. McGraw-Hill.
- FU, L., ALSDORF, D., RODRIGUEZ, E., MORROW, R., MOGNARD, N., LAMBIN, J., VAZE, P. et LAFON, T. (2010). The surface water and ocean topography (swot) mission. *Proceedings of OceanObs*, 9.
- FUJITA, I., MUSTE, M. et KRUGER, A. (1998). Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications. *Journal of Hydraulic Research*, 36:397–414.
- FUNG, A. K. (1994). *Microwave scattering and emission models and their applications*. Artech House (Boston).
- GABELLANI, S., BONI, G., FERRARIS, L., von HARDENBERG, J. et PROVENZALE, A. (2007). Propagation of uncertainty from rainfall to runoff : A case study with a stochastic rainfall generator. *Advances in Water Resources*, 30(10):2061 – 2071.
- GABRIEL, A. K., GOLDSTEIN, R. M. et ZEBKER, H. A. (1989). Mapping small elevation changes over large areas : Differential radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 94(B7):9183–9191.
- GARLICK, J., BERRY, P., MATHERS, E. et BENVENISTE, J. (2004). The envisat/ers river and lake retracking system. *In Proceedings of the 2004 Envisat & ERS symposium ESA SP-572*, pages 6–10.
- GOLDSTEIN, R. (1965). Preliminary venus radar results. *Radio Science*, 69(12):1623–1625.
- GOLDSTEIN, R. et ZEBKER, H. (1987). Interferometric radar measurement of ocean surface currents. *Nature*, 328:707 – 709.
- GOLDSTEIN, R. M., ZEBKER, H. A. et BARNETT, T. P. (1989). Remote sensing of ocean currents. *Science*, 246(4935):1282–1285.
- GORDON, R. L. (1989). Acoustic measurement of river discharge. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(7):925–936.
- GORMAN, O. T. et KARR, J. R. (1978). Habitat structure and stream fish communities. *Ecology*, 59(3):507–515.
- GRABER, H. et ROMEISER, R. (2010). Currents in rivers observed by spaceborne along-track insar-curiosati.



- GRAHAM, L. (1974). Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceedings of the IEEE*, 62(6):763 – 768.
- GRIMM, N. B., FAETH, S. H., GOLUBIEWSKI, N. E., REDMAN, C. L., WU, J., BAI, X. et BRIGGS, J. M. (2008). Global change and the ecology of cities. *Science*, 319(5864):756–760.
- GRUENLER, S., ROMEISER, R. et STAMMER, D. (2007). River runoff estimates on the basis of satellite-derived surface currents and water levels. *In AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 0117.
- GUZKOWSKA, M., RAPLEY, C., RIDLEY, J., CUDLIP, W., BIRKETT, C. et SCOTT, R. (1990). Developments in inland water and land altimetry. *In ESA Contract, CR-7839/88/F/FL*.
- HASSELMANN, K., BARNETT, T. P., BOUWS, E., CARLSON, H., CARTWRIGHT, D. E., ENKE, K., EWING, J. A., GIENAPP, H., HASSELMANN, D. E., KRUSEMAN, P. et et AL. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (jonswap). *Erganzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe*, 8(12):95.
- HAUET, A. (2009). Estimation de débit et mesure de vitesse en rivière par large-scale particle image velocimetry. *La Houille Blanche*, (1):80–85.
- HENNIG, T., KRETSCH, J., PESSAGNO, C., SALAMONOWICZ, P. et STEIN, W. (2001). The shuttle radar topography mission. *In WESTORT, C., éditeur : Digital Earth Moving*, volume 2181 de *Lecture Notes in Computer Science*, pages 65–77. Springer Berlin Heidelberg.
- HESS, L., MELACK, J., FILOSO, S. et WANG, Y. (1995). Delineation of inundated area and vegetation along the amazon floodplain with the sir-c synthetic aperture radar. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 33(4):896 –904.
- HIRSCHMULLER, H. et SCHARSTEIN, D. (2009). Evaluation of stereo matching costs on images with radiometric differences. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 31:1582–1599.
- IRISH, J. L. et LILLYCROP, W. J. (1999). Scanning laser mapping of the coastal zone : the shoals system. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2-3):123 – 129.
- ISO (2007). *ISO 748 :2007 :Hydrometry - Measurement of liquid flow in open channels using current-meters or floats*. International Organization for Standardization.
- JACKSON, M. (1986). The geometry of bistatic radar systems. *Communications, Radar and Signal Processing, IEE Proceedings F*, 133(7):604 –612.
- JAENSSON, A. et OLSÉN, K. H. (2010). Effects of copper on olfactory-mediated endocrine responses and reproductive behaviour in mature male brown trout *salmo trutta* parr to conspecific females. *Journal of Fish Biology*, 76(4):800–817.
- JAKOB, J. et ZYL, V. (2001). The shuttle radar topography mission (srtm) : a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, 48(5-12):559 – 565.

- JODEAU, M., HAUET, A., PAQUIER, A., COZ, J. L. et DRAMAIS, G. (2008). Application and evaluation of ls-piv technique for the monitoring of river surface velocities in high flow conditions. *Flow Measurement and Instrumentation*, 19(2):117 – 127.
- JOHANNESSEN, J. A., KUDRYAVTSEV, V., CHAPRON, B. et ET AL. (2006). Backscatter and Doppler Signals of Surface Current in SAR Images : A Step Towards Inverse Modelling. *In Advances in SAR Oceanography from Envisat and ERS Missions*, volume 613 de *ESA Special Publication*.
- JONES, B. (1915). *A method of correcting river discharge for a changing stage*. US Geological Survey.
- KENNEDY, E. (1984). *Discharge ratings at gaging stations*. USGPO.
- KINZEL, P. J., WRIGHT, C. W., NELSON, J. M. et BURMAN, A. R. (2007). Evaluation of an experimental LiDAR for surveying a shallow, braided, Sand-Bedded river. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(7):838–842.
- KITE, G. (1993). Computerized streamflow measurement using slug injection. *Hydrological Processes*, 7(2):227–233.
- KNOTT, E., F., SCHAEFFER, J., F. et TULEY, M., T. (2004). *Radar Cross Section*. 5601 N. Hawthorne Way, Raleigh, NC 27613.
- KOBLINSKY, C. J., CLARKE, R. T., BRENNER, A. C. et FREY, H. (1993). Measurement of river level variations with satellite altimetry. *Water Resources Research*, 29:1839–1848.
- KOSUTH, P., BLITZKOW, D. et COCHONNEAU, G. (2006). Etablissement d'un référentiel altimétrique sur le bassin amazonien par altimétrie satellitaire radar (Topex poseidon). page 8, Venise, ITA.
- KOSUTH, P., CAZENAVE, A. et BLITZKOW, D. (2003). Amazon river altimetry through satellite radar altimetry and gps positioning. *In EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, volume 1, page 10778.
- KÄÄB, A. et PROWSE, T. (2011). Cold-regions river flow observed from space. *Geophys. Res. Lett.*, 38(8):L08403.
- LACOMBE, H. (1965). *Cours d'océanographie physique : Théories de la circulation générale, houles et vagues*, chapitre Chapitre IX : La houle et les vagues, Généralités, La houle d'amplitude très faible, Ondes capillaires et rides, page 392. Gauthier-Villars Gap.
- LASNE, Y. (2005). *Imagerie radar basse fréquence pour l'extrapolation des zones arides terrestres et martiennes : détection de l'humidité du sous-sol et cartographie de la paléohydrologie*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III.
- LE COZ, J., HAUET, A., PIERREFEU, G., DRAMAIS, G. et CAMENEN, B. (2010). Performance of image-based velocimetry (Ispiv) applied to flash-flood discharge measurements in mediterranean rivers. *Journal of Hydrology*, 394(1-2):42 – 52.

- LEFAVOUR, G. et ALSDORF, D. (2005). Water slope and discharge in the amazon river estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model. *Geophysical Research Letters*, 32(17):L17404.
- LEGRESY, B., PAPA, F., REMY, F., VINAY, G., van den BOSCH, M. et ZANIFE, O. (2005). Envisat radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ice-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95(2):150–163.
- LITRICO, X. et FROMION, V. (2009). *Modeling and Control of Hydrosystems*. Springer.
- LUTHCKE, S. B., ZELENSKY, N. P., ROWLANDS, D. D., LEMOINE, F. G. et WILLIAMS, T. A. (2003). The 1-centimeter orbit : Jason-1 precision orbit determination using gps, slr, doris, and altimeter data. *Marine Geodesy*, 26.
- MA, J., DING, Z., WEI, G., ZHAO, H. et HUANG, T. (2009). Sources of water pollution and evolution of water quality in the wuwei basin of shiyang river, northwest china. *Journal of Environmental Management*, 90(2):1168 – 1177.
- MALATERRE, P. O. et BAUME, J. P. (1997). SIC 3.0, a simulation model for canal automation design. In *RIC' 97 International workshop on regulation of irrigation canals, Marrakech, MAR, april 22-24 1997*, pages p. 68–75.
- MANCY, K. (1986). The control of pollution from river discharges in the mediterranean. *Water science and technology*, 18(9):229–242.
- MASSONNET, D. et RABAUTE, T. (1993). Radar interferometry : limits and potential. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 31(2):455 –464.
- MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K. et RABAUTE, T. (1993). The displacement field of the landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364(6433):138–142.
- MELVILLE, W. K. (1994). Energy dissipation by breaking waves. *Journal of physical oceanography*, 24:2041–2049.
- MERCIER, F. et ZANIFE, O. (2006). Improvement of the topex/poseidon altimetric data processing for hydrological purposes (cash project). In *Proceedings of the symposium on*, volume 15.
- MILLER, J. R. et RITTER, J. B. (1996). An examination of the rosgen classification of natural rivers. *CATENA*, 27(3-4):295 – 299.
- MILLY, P., DUNNE, K. et VECCHIA, A. (2005). Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438(7066):347–350.
- MOBLEY, C. (1994). *Light and water : Radiative transfer in natural waters*, volume 2. Academic press San Diego, California, USA.

- MONGEAU, M., KARSENTY, H., ROUZÉ, V. et HIRIART-URRUTY, J. B. (2000). Comparison of public-domain software for black box global optimization. *Optimization Methods and Software*, 13(3):203–226.
- MOORE, R. D. D. (2004). Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement : Part 1. *Streamline Watershed Management Bulletin*, 7(4):20–23.
- MORLOCK, S. E. (1996). *Evaluation of acoustic Doppler current profiler measurements of river discharge*.
- MORÁN-TEJEDA, E., LÓPEZ-MORENO, J. I., CEBALLOS-BARBANCHO, A. et VICENTE-SERRANO, S. M. (2011). River regimes and recent hydrological changes in the duero basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 404(3-4):241 – 258.
- MOSLEY, P. (2001). Exchange of hydrological data and products. Rapport technique, World Meteorological Organisation (WMO).
- NEAL, J., SCHUMANN, G., BATES, P., BUYTAERT, W., MATGEN, P. et PAPPENBERGER, F. (2009). A data assimilation approach to discharge estimation from space. *Hydrological Processes*, 23(25):3641–3649.
- NEGREL, J., KOSUTH, P. et BERCHER, N. (2010). Estimating river discharge from earth observation measurement of river surface hydraulic variables. *In ESA's Living Planet Symposium*. 28 June – 2 July 2010, Bergen, Norway.
- NEGREL, J., KOSUTH, P. et BERCHER, N. (2011). Estimating river discharge from earth observation measurements of river surface hydraulic variables. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(6):2049–2058.
- NICOLSON, A. M. et ROSS, G. F. (1970). Measurement of the intrinsic properties of materials by time-domain techniques. *Instrumentation and Measurement, IEEE Transactions on*, 19(4):377–382.
- NOUVEL, J. (2009). Onera drive project. *In Radar Conference - Surveillance for a Safer World, 2009. RADAR. International*, pages 1–4.
- NOUVEL, J., MARTINOT-LAGARDE, J., ORIOU, H. et FJORTOFT, R. (2011). Near-nadir ka-band radar backscattering measurements over wate surfaces, in preparation of the swot mission. *In OCEANS, 2011 IEEE - Spain*, pages 1–4.
- NOUVEL, J., ROQUES, S. et du PLESSIS, O. (2007). A low-cost imaging radar : Drive on board onera motorglider. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*, pages 5306–5309.
- NOUVEL, J. F., PLESSIS, O. R. d., SVEDIN, J. et GUSTAFSSON, A. (2008). Onera drive project. *Synthetic Aperture Radar (EUSAR), 2008 7th European Conference on*, pages 1–3.

- OBERG, K. et MUELLER, D. S. (2007). Validation of streamflow measurements made with acoustic doppler current profilers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(12):1421–1432.
- OGILVY, J. A. et MERKLINGER, H. M. (1991). Theory of wave scattering from random rough surfaces. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 90(6):3382–3382.
- OLIVEIRA CAMPOS, I. d., MERCIER, F., MAHEU, C., COCHONNEAU, G., KOSUTH, P., BLITZKOW, D. et CAZENAVE, A. (2001). Temporal variations of river basin waters from topeX/poseidon satellite altimetry. application to the amazon basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(10):633–643.
- OLIVER, C. et QUEGAN, S. (2004). *Understanding synthetic aperture radar images*. SciTech Publishing, Inc.
- ÖZİŞ, D. Ü. et ÖZDEMİR, Y. (2009). Turkey's transboundary watercourses and the euphrates-tigris basin. *Transboundary Water and Turkey*, pages 21–57.
- PHILLIPS, D., DAUDY, M., ÖJENDAL, J., TURTON, A. et MCCAFFREY, S. (2006). Transboundary water cooperation as a tool for conflict prevention and broader benefit-sharing. *Ministry for Foreign Affairs, Stockholm, Sweden*.
- PHILLIPS, O. M. (1957). On the generation of waves by turbulent wind. *Journal of Fluid Mechanics*, 2:417–445.
- PHILLIPS, O. M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 4:426–434.
- PHILLIPS, O. M. (1985). Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 156:505–531.
- PIERSON, Willard J., J. et MOSKOWITZ, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s. a. kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69:5181–5190.
- PLANT, W., KELLER, W. et HAYES, K. (2005). Measurement of river surface currents with coherent microwave systems. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 43(6):1242 – 1257.
- PLANT, W. J., BRANCH, R., CHATHAM, G., CHICKADEL, C. C., HAYES, K., HAYWORTH, B., HORNER-DEVINE, A., JESSUP, A., FONG, D. A., FRINGER, O. B., GIDDINGS, S. N., MONISMITH, S. et WANG, B. (2009). Remotely sensed river surface features compared with modeling and in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, 114(C11):C11002.
- PLANT, W. J. et WRIGHT, J. W. (1977). Growth and equilibrium of short gravity waves in a wind-wave tank. *Journal of Fluid Mechanics*, 82:767–793.
- POLIDORI, L. (1997). *Cartographie radar*. Gordon and Breach Science, OPA, Amsterdam, NLD.

- PORPORATO, A. et RIDOLFI, L. (2001). Multivariate nonlinear prediction of river flows. *Journal of Hydrology*, 248(1-4):109 – 122.
- PRIEUR, L. et SATHYENDRANATH, S. (1981). An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. *Limnology and Oceanography*, 26(4):pp. 671–689.
- QUILLET, A. et MORTIER, R. (1975). *Dictionnaire encyclopédique : Quillet, publié sous la direction de Raoul Mortier*. A. Quillet, 1968 édition.
- RANTZ, S. E. S. E. (1982). *Measurement and computation of streamflow*. Geological Survey water-supply paper. ; 2175. United States Government Printing Office, Washington, DC.
- RAPLEY, C., GUZKOWSKA, M., CUDLIP, W. et MASON, I. (1987). A exploratory study of inland water and land altimetry using seasat data. *In ESA Contract Report 6483/85/NL/BI*.
- RIHACZEK, A. W. (1996). *Principles of high-resolution radar*. Artech House (Boston).
- ROBERT, A. (2011). Flow resistance in alluvial channels. *Progress in Physical Geography*.
- RODRIGUEZ, E. et MARTIN, J. (1992). Theory and design of interferometric synthetic aperture radars. *Radar and Signal Processing, IEE Proceedings F*, 139(2):147 –159.
- ROMEISER, R. (2005a). Current measurements by airborne along-track insar : measuring technique and experimental results. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 30(3):552 –569.
- ROMEISER, R. (2005b). On the potential of current measurements by spaceborne along-track insar for river runoff monitoring. *In Oceans 2005 - Europe*, volume 2, pages 787 – 792 Vol. 2.
- ROMEISER, R. (2008). *M4S 3.2.0 USER'S MANUAL*. University of Hamburg, Germany.
- ROMEISER, R. et ALPERS, W. (1997). An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface 2. model response to surface roughness variations and the radar imaging of underwater bottom topography. *Journal of Geophysical Research*, 102:25251–25267.
- ROMEISER, R., ALPERS, W. et WISMANN, V. (1997). An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface 1. theory of the model and optimization/validation by scatterometer data. *Journal of Geophysical Research*, 102:25237–25250.
- ROMEISER, R., BREIT, H., EINEDER, M. et RUNGE, H. (2002a). Demonstration of current measurements from space by along-track sar interferometry with srtm data. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International*, volume 1, pages 158 – 160 vol.1.
- ROMEISER, R. et HIRSCH, O. (2001). Possibilities and limitations of current measurements by airborne and spaceborne along-track interferometric sar. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS '01. IEEE 2001 International*, volume 1, pages 575 –577 vol.1.

- ROMEISER, R. et RUNGE, H. (2007). Theoretical evaluation of several possible along-track insar modes of terrasar-x for ocean current measurements. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 45(1): 21–35.
- ROMEISER, R., RUNGE, H., SUCHANDT, S., SPRENGER, J., WEILBEER, H., SOHRMANN, A. et STAMMER, D. (2007). Current measurements in rivers by spaceborne along-track insar. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 45(12):4019–4031.
- ROMEISER, R., SCHWÄBISCH, M., SCHULZ-STELLENFLETH, J., THOMPSON, D. R., SIEGMUND, R., NIEDERMEIER, A., ALPERS, W. et LEHNER, S. (2002b). Study on concepts for radar interferometry from satellites for ocean (and land) applications. Rapport technique, The KoRIOLiS Consortium.
- ROMEISER, R. et THOMPSON, D. (1999). Advanced modeling of microwave doppler spectra and along-track interferometric SAR signatures of ocean surface currents. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999. IGARSS '99 Proceedings. IEEE 1999 International*, volume 5, pages 2604–2606 vol.5.
- ROMEISER, R. et THOMPSON, D. R. (2000). Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38:446–458.
- ROSEN, P., HENSLEY, S., JOUGHIN, I., LI, F., MADSEN, S., RODRIGUEZ, E. et GOLDSTEIN, R. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3):333–382.
- ROSGEN, D. L. (1994). A classification of natural rivers. *CATENA*, 22(3):169 – 199.
- ROSGEN, D. L. (1996). A classification of natural rivers : Reply to the comments by j.r. miller and j.b. ritter. *CATENA*, 27(3-4):301 – 307.
- ROUX, H. (2004). *Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne*. Thèse de doctorat, INP Toulouse.
- SAINT-VENANT, B. d. (1871). Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit. *Comptes-rendus de l'Académie des sciences*, 73:147–154.
- SAKAMOTO, T., NGUYEN, N. V., KOTERA, A., OHNO, H., ISHITSUKA, N. et YOKOZAWA, M. (2007). Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the cambodia and the vietnamese mekong delta from modis time-series imagery. *Remote Sensing of Environment*, 109(3):295 – 313.
- SAUNDERS, R. L. et SPRAGUE, J. B. (1967). Effects of copper-zinc mining pollution on a spawning migration of atlantic salmon. *Water Research*, 1(6):419 – 432.
- SCHIEBENER, P., STRAUB, J., SENGER, J. et GALLAGHER, J. (1990). Refractive index of water and steam as function of wavelength, temperature and density. *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 19(3): 677–717.

- SCHUTZ, B., ZWALLY, H., SHUMAN, C., HANCOCK, D. et DiMARZIO, J. (2005). Overview of the icesat mission. *Geophys. Res. Lett*, 32(21).
- SIMONOVIC, S. P. (1990). An expert system for the selection of a suitable method for flow measurement in open channels. *Journal of Hydrology*, 112(3-4):237 – 256.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S. W., GUPTA, V. K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, V., LIANG, X., McDONNELL, J. J., MENDIONDO, E. M., O'CONNELL, P. E., OKI, T., POMEROY, J. W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S. et ZEHE, E. (2003). Iahs decade on predictions in ungauged basins (pub), 2003–2012 : Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6):857–880.
- SIVAPRAGASAM, C. et MUTTIL, N. (2005). Discharge rating curve extension – a new approach. *Water Resources Management*, 19:505–520.
- SMART, G. (1999). Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125:106.
- SMITH, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge : a review. *Hydrological Processes*, 11(10):1427–1439.
- SMITH, L. C., ISACKS, B. L., FORSTER, R. R., BLOOM, A. L. et PREUSS, I. (1995). Estimation of discharge from braided glacial rivers using ERS 1 synthetic aperture radar : First results. *Water Resources Research*, 31(5):1325–1329.
- SMITH, L. C. et M., P. T. (2008). Estimation of river discharge, propagation speed, and hydraulic geometry from space : Lena river, siberia. *Water resources research*, 44:W03427.1–W03427.11.
- SMITH, R. C. et BAKER, K. S. (1981). Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Appl. Opt.*, 20(2):177–184.
- SMOLDERS, A. J. P., GUERRERO HIZA, M. A., van der VELDE, G. et ROELOFS, J. G. M. (2002). Dynamics of discharge, sediment transport, heavy metal pollution and sábalo (*prochilodus lineatus*) catches in the lower pilcomayo river (bolivia). *River Research and Applications*, 18(5):415–427.
- SPENCER, M., TSAI, W.-Y. et LONG, D. (2003). High-resolution measurements with a spaceborne pencil-beam scatterometer using combined range/doppler discrimination techniques. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41(3):567 – 581.
- STAHL, K., HISDAL, H., HANNAFORD, J., TALLAKSEN, L. M., van LANEN, H. A. J., SAUQUET, E., DEMUTH, S., FENDEKOVA, M. et JÓDAR, J. (2010). Streamflow trends in europe : evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:2367–2382.
- STOCKDON, H. F. et HOLMAN, R. A. (2000). Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *Journal of geophysical research*, 105:22015–22033.



- SUCHANDT, S., RUNGE, H., KOTENKOV, A., BREIT, H. et STEINBRECHER, U. (2009). Extraction of traffic flows and surface current information using terrasars-x along-track interferometry data. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE International, IGARSS 2009*, volume 2, pages II-17 –II-20.
- SUN, W., ISHIDAIRA, H. et BASTOLA, S. (2010). Towards improving river discharge estimation in ungauged basins : calibration of rainfall-runoff models based on satellite observations of river flow width at basin outlet. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7:3803–3836.
- SYVITSKI, J. P. M., VÖRÖSMARTY, C. J., KETTNER, A. J. et GREEN, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308(5720):376–380.
- TEALDI, S., CAMPOREALE, C. et RIDOLFI, L. (2011). Long-term morphological river response to hydrological changes. *Advances in Water Resources*, In Press, Accepted Manuscript:–.
- THOMPSON, D., GRABER, H. et CARANDE, R. (1994). Measurements of ocean currents with SAR interferometry and HF radar. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1994. IGARSS '94. Surface and Atmospheric Remote Sensing : Technologies, Data Analysis and Interpretation., International*, volume 4, pages 2020–2022 vol.4.
- TOWNSEND, P. A. et WALSH, S. J. (1998). Modeling floodplain inundation using an integrated gis with radar and optical remote sensing. *Geomorphology*, 21(3-4):295 – 312.
- TULLDAHL, H. M. et STEINVALL, K. O. (1999). Analytical waveform generation from small objects in lidar bathymetry. *Appl. Opt.*, 38(6):1021–1039.
- UITTO, J. I. et DUDA, A. M. (2002). Management of transboundary water resources : lessons from international cooperation for conflict prevention. *Geographical Journal*, 168(4):365–378.
- ULABY, F., MOORE, R. et FUNG, A. (1982). *Microwave remote sensing active and passive : vol.2 : Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*. Artech House (Norwood, USA).
- ULABY, F., MOORE, R. et FUNG, A. (1986). *Microwave remote sensing active and passive : vol.3 : From theory to applications*. Artech House, Inc.
- URBAN, T., SCHUTZ, B. et NEUENSCHWANDER, A. (2008). A survey of icesat coastal altimetry applications : Continental coast, open ocean island, and inland river. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(1&2):1–19.
- VALENZUELA, G. R. (1978). Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review. *Boundary-Layer Meteorology*, 13:61–85.
- VÖRÖSMARTY, C., BIRKETT, C., DINGMAN, L., LETTENMAIER, D., KIM, Y., RODRIGUEZ, E. et EMMITT, G. (1999). Nasa post-2002 land surface hydrology mission component for surface water monitoring : Hydrasat hydrological altimetry satellite. *In A report from the NASA Post-2002 Land Surface Hydrology Planning Workshop, Irvine, Calif*, pages 12–14.

- VÖRÖSMARTY, C. J., GREEN, P., SALISBURY, J. et LAMMERS, R. B. (2000). Global water resources : Vulnerability from climate change and population growth. *Science*, 289(5477):284–288.
- WADDLE, T., BOVEE, K. et BOWEN, Z. (1997). Two-dimensional habitat modelling in the yellowstone/upper missouri river system. *In North American Lake Management Society meeting, December.*
- WANEK, J. M. et WU, C. H. (2006). Automated trinocular stereo imaging system for three-dimensional surface wave measurements. *Ocean Engineering*, 33(5-6):723 – 747.
- WANG, C.-K. et PHILPOT, W. (2007). Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow waters. *Remote Sens. Environ.*, 106(1):123–135.
- WEBER, M. et HÄRMANN, J. (2006). Terrasar-x and tandem-x : Global mapping in 3d using radar. *In Proc. Second Int. Workshop “The Future of Remote Sensing*, pages 36–1.
- WILDHABER, M., LAMBERSON, P. et GALAT, D. (2003). A comparison of measures of river-bed form for evaluating distributions of benthic fishes. *North American Journal of Fisheries Management*, 23:543–557.
- WMO, W. M. O. (2005). Directives whycos concernant l’élaboration, l’exécution et la gouvernance des projets hycos.
- WOLF, P. R. et DEWITT, B. A. (2000). *Elements of photogrammetry : With applications in GIS*. McGraw Hill (Boston, Mass.).
- WU, S.-J., LIEN, H.-C. et CHANG, C.-H. (2010). Modeling risk analysis for forecasting peak discharge during flooding prevention and warning operation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24:1175–1191.
- XU, K., ZHANG, J., WATANABE, M. et SUN, C. (2004). Estimating river discharge from very high-resolution satellite data : a case study in the yangtze river, china. *Hydrological Processes*, 18(10):1927–1939.
- YAKIŞ, Y. (2009). International dimension of transboundary watercourses. *Transboundary Water and Turkey*, pages 13–17.
- YANG, G., BOWLING, L. C., CHERKAUER, K. A. et PIJANOWSKI, B. C. (2011). The impact of urban development on hydrologic regime from catchment to basin scales. *Landscape and Urban Planning*, 103(2):237 – 247.
- YE, W. X. (2010). *Experimental and Numerical Studies of Open-channel Turbulent Flow over Rough Bed*. Thèse de doctorat, City University of Hong Kong.
- YEN, B. (2002). Open channel flow resistance. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(1):20–39.

- ZAKHAROVA, E., KOURAEV, A., CRÉTAUX, J., AL-YAMANI, F. et POLIKARPOV, I. (2007). Radar altimetry for studies of large river basins : hydrological regime of the euphrates-tigris rivers. *In Second Space for hydrology workshop "surface water storage and runoff : modelling, in-situ data and remote sensing," Geneva (Switzerland)*, pages 12–14.
- ZAKHAROVA, E. A., KOURAEV, A. V., CAZENAVE, A. et SEYLER, F. (2006). Amazon river discharge estimated from topex/poseidon altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(3):188 – 196.
- ZHANG, G., XIE, H., KANG, S., YI, D. et ACKLEY, S. (2011). Monitoring lake level changes on the tibetan plateau using icesat altimetry data (2003-2009). *Remote Sensing of Environment*.
- ZHANG, J., XU, K., WATANABE, M., YANG, Y. et CHEN, X. (2004). Estimation of river discharge from non-trapezoidal open channel using QuickBird-2 satellite imagery. *Hydrological Sciences Journal*, 49(2):247–260.
- ZWALLY, H., SCHUTZ, B., ABDALATI, W., ABSHIRE, J., BENTLEY, C., BRENNER, A., BUFTON, J., DEZIO, J., HANCOCK, D., HARDING, D., HERRING, T., MINSTER, B., QUINN, K., PALM, S., SPINHIRNE, J. et THOMAS, R. (2002). Icesat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3-4):405 – 445.



## Résumé

La question de l'eau constitue à l'heure actuelle un enjeu majeur pour nos sociétés. Bien qu'il s'agisse d'une ressource renouvelable, son cycle naturel est soumis à de fortes pressions issues tant de l'activité humaine que des modifications climatiques.

Le débit des fleuves constitue une des variables clefs du cycle de l'eau. Sa quantification implique des mesures in situ lourdes. De ce fait, son suivi à l'échelle globale reste problématique, et les techniques de télédétection peuvent représenter un atout majeur. Les techniques satellitaires optiques et radar ne peuvent actuellement que mesurer les variables de surface et n'accèdent pas aux paramètres de fond des cours d'eau. Ce travail propose une méthode d'estimation de ces paramètres hydrauliques de fond à partir des seules mesures des variables de surface, en vue de l'estimation du débit. Cette méthode a été validée sur des données simulées exactes et une étude de sensibilité au bruit de mesure a été menée sur des données simulées bruitées et sur des données réelles.

Le second volet de ce travail porte sur le potentiel de l'interférométrie radar temporelle à mesurer la variable de vitesse de surface des fleuves. Une campagne de mesure aéroportée a été réalisée sur le Rhône (ONERA-Cemagref) et a montré des résultats concordants avec les mesures de vitesses réalisées in situ par ADCP. En revanche, le modèle de rétrodiffusion M4S, testé dans le cadre de cette thèse, est apparu peu adapté aux scènes fluviales : il s'avère extrêmement sensible aux conditions de vent, ce qui peut s'expliquer par une faiblesse dans la modélisation des caractéristiques des surfaces de fleuves. Dans le cadre du programme SWOT (NASA-CNES), nous avons développé une méthode de mesure in situ de la rugosité des surfaces fluviales. Validée lors de mesures en laboratoire, cette méthode a été mise en œuvre sur le Rhône, et a ainsi permis de caractériser la surface et l'influence de l'intensité du vent sur les paramètres de rugosité.

**Mots-clefs :** Hydrologie, Radar, Interférométrie, Vitesses de surface, Rugosité de surface

## Abstract

The water issue is currently a major challenge for our societies. Even if water is a renewable resource, its natural cycle supports great stresses, both human activity and climate change.

River discharge is a key variable of the water cycle, whose quantification requires heavy field measurements. Therefore the global monitoring of river discharge remains problematic and satellite remote sensing techniques could be a major asset. Earth Observation radar techniques are currently limited to the measurement of surface variables and cannot measure river bottom hydraulic parameters. The current study proposes a method to estimate these parameters from surface variables, in order to estimate the river discharge. This method has been validated on exact simulated data and its robustness to measurement noise has been studied on noisy simulated data and on real data.

The second part of this work explores the abilities of radar along-track interferometry to measure river surface velocity. Velocity measurements carried out on the Rhône river during an airborne campaign (ONERA-Cemagref) show a strong consistency with ADCP field measurements. M4S backscattering model, tested in the framework of this study, is poorly adapted to river scenes : it appears to be extremely sensitive to wind intensity which could be explained by a poor modeling of surface roughness. As part of the SWOT mission program (NASA-CNES) a method allowing in situ characterization of river surface roughness has been developed. It was validated under laboratory controlled conditions. It was implemented on the Rhône river to characterize water surface and quantify the influence of wind intensity on the water surface roughness parameters.

**Keywords :** Hydrology, Radar, Interférométry, Surface velocity, Surface roughness