

UTILISATION CONJOINTE DE TRAINS D'ONDES LIDAR VERT ET INFRAROUGE POUR LA BATHYMÉTRIE DES EAUX DE TRÈS FAIBLES PROFONDEURS

Tristan ALLOUIS^{1*}, Jean-Stéphane BAILLY², Yves PASTOL³, Catherine LE ROUX³

¹ Cemagref, UMR TETIS, Montpellier, France

² ENGREF-AgroParisTech, UMR TETIS, Montpellier, France

³ SHOM, Brest, France

UMR TETIS

Maison de la Télédétection

500 rue Jean-François Breton

34093 Montpellier Cedex 5

Tel : 04 67 54 87 19 – Fax : 04 67 54 87 00

E-mail : tristan.allouis@teledetection.fr

Résumé

La bathymétrie et la topographie des surfaces immergées sont des connaissances essentielles pour la gestion durable des rivières et des espaces littoraux. Parmi les techniques permettant de les obtenir, le LiDAR bathymétrique apparaît prometteur par sa capacité à relever de grandes surfaces en un temps limité, avec une forte résolution spatiale et de manière continue entre zones émergées et immergées.

Bien que certaines études aient porté sur la précision de cette technique dans les zones côtières de profondeur modérée, peu se sont intéressées aux eaux très peu profondes (< 3 m). Dans cette étude, une nouvelle méthode de traitement de formes d'ondes LiDAR pour les très faibles profondeurs est proposée. Cet algorithme s'appuie sur le traitement conjoint des trains d'ondes vert et proche-infrarouge (PIR). La densité et la précision des données résultantes sur les eaux côtières très peu profondes sont ensuite analysées.

Les résultats de ces développements et analyses sont présentés sur des données acquises sur le Golfe du Morbihan (France) par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) en 2005 avec un système SHOALS qui fournit les formes d'ondes Raman, PIR et vert. Ce travail met l'accent sur la comparaison de la qualité entre les données bathymétriques livrées issues du traitement des signaux par l'opérateur et celles issues de l'algorithme de traitement proposé. Pour la validation des résultats, une méthode spécifique est utilisée ici afin de faciliter la comparaison de mesures altimétriques réalisées entre des points GPS de référence et des empreintes LiDAR (diamètre de l'ordre de 2 m). Dans les très faibles profondeurs d'eau, l'algorithme proposé extrait 41% de mesures supplémentaires par rapport aux données livrées, avec un biais de mesure comparable (environ 5 cm) et un écart-type des erreurs plus faible (26,1 cm contre 41,1 cm). 55% de ces mesures supplémentaires sont situés à une profondeur comprise entre 1,5 m et 2 m. De plus, l'algorithme proposé améliore la profondeur minimale détectable de 80 cm par rapport aux données livrées (1 m contre 1,8 m).

Mots Clés : LiDAR, bathymétrie, traitement du signal, MAUP, profondeur minimum, eaux côtières, rivière.

Abstract

Bathymetry and topography are crucial factors for the sustainable management of rivers and coastal areas. In this context, bathymetric LiDAR appears as a useful technology for coastal and river mapping, offering an high spatial data density, an high acquisition rate and providing a continuous map between emerged and immersed area.

Although some studies have investigated this technique's precision in moderately deep coastal areas, few have focused on very shallow waters (< 3 m). In this paper we introduce a new signal processing method for very shallow waters bathymetry. The methods is based on a simultaneous process of green and near-infrared (NIR) LiDAR waveforms. We then evaluate the density and accuracy of the resulting estimations of very shallow waters bathymetry.

In this paper, we present our work on a dataset from the Golfe du Morbihan, France, acquired by SHOM (French Navy Hydrographic and Oceanographic Service) in 2005 with a SHOALS system providing Raman, NIR, and green LiDAR waveforms. This work focuses on the data quality resulting from two different processing methods using near-infrared and green signals for surface and water bottom topography: the delivered data processed method and the proposed algorithm. In order to perform a better comparison of altimetric data between GPS ground control points (pinpoints) and LiDAR footprints(diameter around 2 m), we also used a specific aggregation method (MAUP). In selected very shallow areas, we show that our algorithm extracts 41% of additional measurements from initially delivered data with a similar bias (around 5 cm) and a lower standard deviation of errors (26.1 cm vs. 41.1 cm). 55% of theses additional points are

located between 1.5 m and 2 m and our algorithm can detect depths 80 cm shallower than the delivered data (1 m vs. 1.8 m).

Keywords: LiDAR, bathymetry, signal processing, Modifiable Area Unit Problem, minimum depth, coastal waters, river.

1. Introduction

Il apparaît aujourd'hui de plus en plus nécessaire de surveiller l'impact des activités humaines sur les espaces littoraux et fluviaux. Par exemple, une forte activité anthropique provoquée par l'urbanisation ou l'installation d'ouvrages hydroélectriques entraîne des changements dans la morphologie des cours d'eau ou du littoral et modifie l'hydrodynamique de ces milieux. De telles modifications peuvent accroître les risques naturels et provoquer des dommages irréversibles sur les écosystèmes.

Pour étudier et prévoir ces phénomènes, on utilise de manière croissante des modèles hydrodynamiques spatialisés [AUSTIN ET WENTZEL, 2001], [CUGIER ET LE HIR, 2002] ainsi que des indicateurs géomorphologiques [PARSONS ET THOMS, 2007] qui exigent comme données d'entrées des informations de flux et des cartes topographiques des fonds immergés [LECOARER, 2007]. Dans les zones de faibles profondeurs d'eau, ces données géomorphologiques sont traditionnellement recueillies à partir de mesures de terrain. Cette technique est cependant très coûteuse en moyens humains et ne peut être mise en œuvre en présence d'importants débits d'eau. Pour ces raisons, des techniques de télédétection ont été explorées (voir FEURER ET AL., 2008 pour l'état de l'art), comme le LiDAR bathymétrique [HILDALE ET RAFF, 2008], la photogrammétrie [CARBONNEAU ET AL., 2006], le GPR (Ground Penetrating Radar) [BERES ET HAENI, 1991] et le sonar [EILERTSEN ET HANSEN, 2008].

Il existe toutefois des limitations pour certaines des techniques citées, comme pour le SONAR qui n'opère que sur les eaux navigables (profondes de plusieurs mètres et calmes), la photogrammétrie qui en dépit de sa capacité à cartographier de grands espaces et de son relatif faible coût est limitée aux eaux peu turbides et aux fonds non homogènes [FEURER ET AL., 2008] et le GPR qui doit se trouver le plus proche possible de la surface de l'eau (hélicoptère à basse altitude). Par sa capacité à sonder l'environnement de façon rapide et avec une forte densité spatiale sur des zones non navigables [HILDALE ET RAFF, 2008] et par la continuité de la mesure entre les parties émergées et immergées, le LiDAR bathymétrique aéroporté semble donc le plus adapté à la cartographie de faibles profondeurs.

Alors que de nombreux travaux ont été menés sur les performances de la technique LiDAR en zones côtières moyennement profondes [CUNNINGHAM ET AL., 1998 ; WOZENCRAFT ET LILLYCROP, 2002], seules quelques expériences ont été conduites sur des faibles profondeurs (inférieures à trois mètres), en particulier sur les rivières non navigables [KINZEL ET AL., 2007]. L'objectif de cette étude est donc d'explorer les performances de la

technique LiDAR pour cartographier des zones dont la profondeur est inférieure à 3 mètres, soit dans le cadre d'eaux continentales (cours d'eau, plans d'eau), soit dans le cadre d'eaux côtières avec peu de marées (zones méditerranéennes). L'étude présentée ici a été menée en zone côtière atlantique, avec pour objectif de transposer les résultats obtenus aux cours d'eau ou zones côtières sans marée. La problématique principale est de distinguer les positions de surface de l'eau et de fond dans le signal reçu par le LiDAR sur les eaux de très faible profondeur. Dans cette étude, nous avons cherché à explorer de nouvelles méthodes de traitement du signal utilisant le caractère multi-spectral des capteurs LiDAR bathymétriques. La qualité des résultats de traitement obtenus a été évaluée par comparaison avec des relevés de référence de terrain acquis à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS).

Cet article est organisé en quatre parties. Dans un premier temps, nous rappelons les spécificités et principes des capteurs LiDAR bathymétriques. Le site d'étude et les données sont brièvement présentés dans une seconde partie. La troisième partie présente d'une part la méthode pour établir des références topographiques à l'échelle des données LiDAR à partir de données GPS et d'autre part la méthode de traitement de trains d'onde développée, replacée dans le contexte des méthodes existantes. Enfin, les résultats obtenus avec cette nouvelle méthode sont présentés dans la dernière partie.

2. La technique du LiDAR bathymétrique

Les LiDAR (acronyme de Light Detection And Ranging) bathymétriques ou hydrographiques sont des systèmes conçus pour mesurer la profondeur de l'eau à l'aide d'impulsions laser bleu/vert (532 nm). Dans des conditions idéales, ces impulsions sont réfléchies en partie par la surface de l'eau, rétrodiffusées le long de la colonne d'eau, puis réfléchies par le fond [MOBLEY, 1994]. La somme de ces différentes énergies lumineuses rétro-diffusées est recueillie par un télescope puis numérisée. En visualisant cette énergie totale en fonction du temps, on obtient une courbe appelée train d'onde retour composée typiquement de deux pics (Figure 1). Le premier pic représente l'énergie réfléchi par la surface, le second l'énergie réfléchi par le fond. Entre les deux, on distingue la composante relative à la rétrodiffusion par la colonne d'eau. Plus la profondeur de l'eau est faible, plus les deux pics sont rapprochés, jusqu'à se fusionner dans les très faibles profondeurs [LESAIGNOUX ET AL., 2007]. De façon traditionnelle, on déduit la profondeur de l'eau en mesurant la différence temporelle entre le pic de surface et le pic du fond. En couplant le LiDAR avec une centrale inertielle et un GPS différentiel (DGPS) embarqués dans l'avion, on peut replacer la mesure dans un référentiel

géographique global (Latitude, Longitude, Altitude).

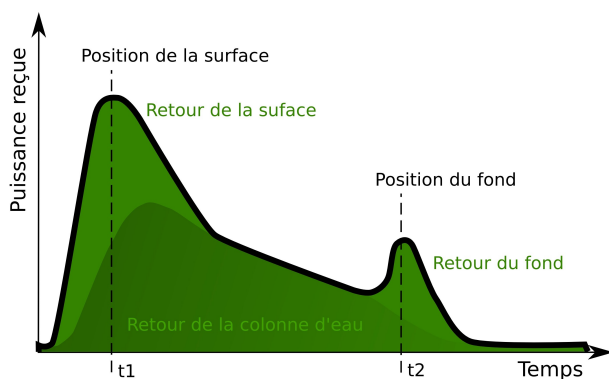


Figure 1 : Schéma du signal vert reçu en fonction du temps, représentant les trois composantes du signal.

La bathymétrie est ainsi déduite du signal vert. Cependant, la majorité des systèmes LiDAR utilisent un second laser proche-infrarouge (PIR, 1064 nm) conjointement avec le canal vert. Ce laser PIR se réfléchit quant à lui sur la surface de l'eau. Il fournit ainsi une seconde mesure de la position de la surface et permet par la polarisation du signal retour ou par l'amplitude, de faire la distinction entre une réflexion sur la terre ferme ou sur l'eau. Certains systèmes comme le SHOALS 1000T [LaRocque et al., 2004] que nous avons utilisé pour cette étude mesurent aussi le signal Raman à 647 nm (Figure 2) issu de la rétrodiffusion par les molécules O-H d'une partie des photons verts en lumière rouge [Guenther et al., 1994]. À l'instar du signal PIR, le signal Raman permet de recouper l'information de surface fournie par le laser vert [Wozencraft et Millar, 2005] tout en faisant la distinction entre eau et non-eau.

Pour donner quelques détails techniques, le système SHOALS 1000T émet les impulsions PIR de 15 mJ à la longueur d'onde native de la diode laser, d'une largeur de 6 ns. Les impulsions vertes sont quant à elles de 5 mJ, simultanées, colinéaires et d'une longueur d'onde divisée par deux par rapport à l'impulsion PIR. Elles sont répétées à une fréquence de 1 MHz [Guenther et al., 1996]. L'énergie issue de la réflexion des différents lasers est échantillonnée à 1 GHz (un enregistrement toutes les nanosecondes) avec 8 bits de quantification (256 niveaux).

Le laser vert est enregistré par deux canaux différents. Le premier est un tube photomultiplicateur (PMT), très sensible et pouvant détecter de grandes profondeurs. Le second est une photodiode à avalanche (APD) qui peut détecter des eaux de plus faibles profondeurs sans saturation. Les deux canaux PMT et APD utilisent des amplificateurs logarithmiques qui compressent les signaux d'entrée dans la gamme de puissance d'entrée des numériseurs [Guenther et al., 1996]. Le signal Raman n'est quant à lui pas amplifié [Périer et Philpot, 2007].

Alors que le laser vert dispose d'un fort pouvoir de pénétration de l'eau, c'est aussi le plus dangereux pour l'homme en raison de la sensibilité des yeux à cette

longueur d'onde. Pour travailler en sécurité oculaire et afin de fournir une position de surface fiable, le LiDAR possède une divergence de faisceau de 12 mrad. Le diamètre de l'empreinte du faisceau laser sur la surface, qui dépend donc de l'altitude de vol, est typiquement compris entre 1,5 et 2 m de diamètre à la surface de l'eau [LaRocque et West, 1999]. Ce système peut fonctionner à partir d'une hauteur de 150 m et selon l'altitude de vol, la densité de sondage est comprise entre 2x2 m et 5x5 m. Généralement, une acquisition à une altitude de 200 m et une vitesse de 60 m/s donne une largeur d'emprise de 110 m avec une mesure tous les 4 m [Irish and Lillycrop, 1999].

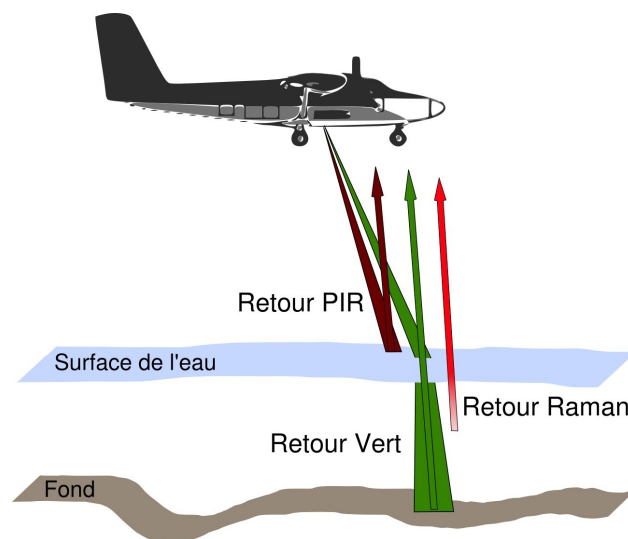


Figure 2 : Principe de fonctionnement du LiDAR SHOALS 1000T

3. Site d'étude et jeux de données

Le site d'étude est le Golfe du Morbihan, site de démonstration du projet Litto3D [Louvat et Grateau, 2005].

3.1 Données topographiques de référence

Notre étude s'est concentrée sur une partie représentative du Golfe composée de très faibles profondeurs d'eau (< 3 m). Afin de qualifier la précision de la mesure LiDAR sur l'altitude du fond de l'eau, nous avons sélectionné neuf transects linéaires en fonction du type de fond (sable, gravier, roches) observé par photo-interprétation et sur le terrain (Figure 3 et tableau 1). Sur ces neuf transects, 2 880 points de référence ont été collectés manuellement en 2007 avec un GPS différentiel (DGPS), à marée basse (précision centimétrique, avec un indice moyen de contrôle de qualité dans les trois dimensions –CQ3D– de 1,54 cm).

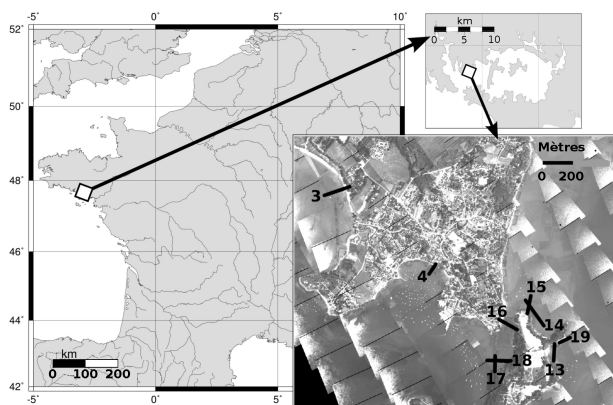


Figure 3 : Le Golfe du Morbihan en Bretagne sud et position des neuf transects échantillonnés.

<i>Transect</i>	<i>Longueur</i>	<i>Algues</i>	<i>Type de fond</i>
3	160 m	Non	Lisse, sableux
4	70 m	Oui	Sableux avec roches
13	116 m	Oui	Roches puis sable au sud
14	190 m	Oui	Vaseux et sableux
15	103 m	Oui	Vaseux et sableux avec roches au sud
16	125 m	Oui	Très rocheux
17	113 m	Oui	Rugueux avec blocs
18	122 m	Peu	Galets
19	80 m	Oui	Sableux avec blocs à l'est

Tableau 1 : Caractéristiques des transects

3.2 Données LiDAR

Les données LiDAR bathymétriques ont été acquises en Juin 2005 sur le Golfe du Morbihan par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) à l'aide d'un capteur SHOALS 1000T.

Le jeu de données se compose, pour chaque impulsion émise, des positions spatiales et temporelles de surface et de fond calculées à partir des différents signaux LiDAR. Ces positions sont accompagnées des signaux vert (PMT et APD), PIR et Raman correspondants, numérisés à 1 GHz (1 ns). Les positions et les signaux sont séparés en plusieurs fichiers ASCII en raison de leur volume important. En effet, la taille est d'environ 512 Mo/km² pour une zone de 50 km².

Un premier examen rapide des données LiDAR avec les positions de surface et de fond traitées par l'opérateur, montre que sur les neuf transects (Figure 4):

1. On observe deux classes de profondeurs mesurée (surface et fond détectés). La première se situe en 0 m et 1 m et l'autre à partir de 1,3 m. Dans le premier cas, il s'agit probablement de mesures du sol sur un seul pic, couplées à une interpolation de la surface de l'eau à partir des points voisins. Pour le second cas, il s'agit de profondeurs mesurées suite à l'apparition de deux pics dans les trains d'ondes de retour vert.

2. Le taux de détection de la surface et du fond est maximal pour les profondeurs de 2,7 m. Par contre, on observe un taux d'échec important de détection de la surface pour les profondeurs d'eau inférieures à 0,5 m.

3. La mesure bathymétrique rencontre quelques difficultés pour la tranche 0,9-1,5 m. Dans cette gamme de profondeurs, la présence d'algues à flotteurs a été observée, ce qui peut aussi contribuer au fort taux d'échec.

4. Le taux de détection de la surface et du fond entre 0 m et 3 m est d'environ 47%.

5. 72% des échecs de détection sont dus à des problèmes de détection du fond.

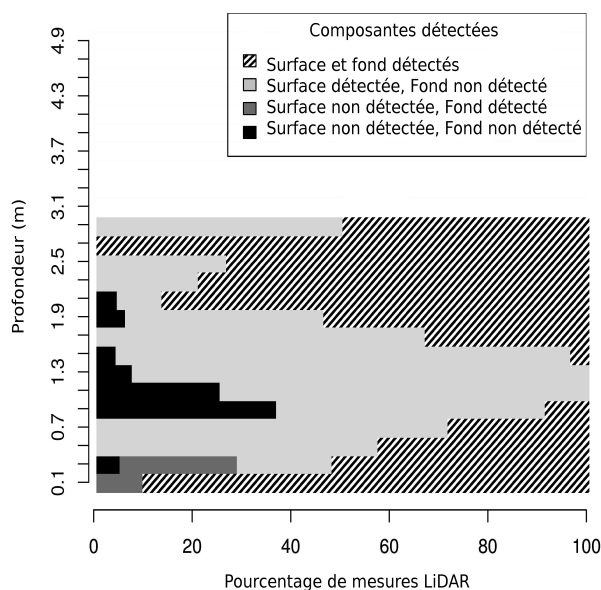


Figure 4 : Composantes détectées (surface, fond ou les deux) à partir des signaux LiDAR, par classe de profondeur pour l'ensemble des transects.

4. Méthodes

4.1 Construction des profondeurs de référence

Pour construire les profondeurs de référence à l'emplacement des empreintes LiDAR, il est nécessaire de disposer de relevés de terrain sur l'altitude du sol d'une

part, et d'autre part de données sur l'altitude de la surface de l'eau. La différence entre ses deux valeurs nous donne la profondeur d'eau.

La zone de marnage du Golfe du Morbihan étant d'environ 5 mètres, il nous était impossible de disposer de mesures précises sur la position altimétrique de la surface au moment du vol LiDAR. Pour chaque transects, nous avons donc choisi la médiane des altitudes de surface mesurées par le LiDAR comme position de référence.

Pour les données de référence sur le sol acquises au DGPS et présentées dans la section 3.1, un problème classique de comparaison de données spatialisées de natures différentes s'est présenté. Il provient de la différence de résolution spatiale entre données : on parle d'« effet support » ou de MAUP (Modifiable Area Unit Problem) [OPENSHAW, 1984]. En effet, comment comparer des mesures topographiques LiDAR intégrées sur des empreintes au sol de l'ordre de deux mètres de diamètre avec un échantillonnage pseudo-régulier de points topographiques acquis au DGPS ?

Pour traiter en partie ce problème, nous avons utilisé une méthode basée sur une approche géostatistique [KYRIAKIDIS, 2004], qui permet l'agrégation des données ponctuelles irrégulières ou régulières (issues de DGPS dans notre cas) pour les ramener à l'échelle des empreintes laser.

Cette méthode d'estimation, dite « par bloc » [CHILES ET DELFINER, 1999, p. 130] utilise de manière conjointe les données échantillonnées ponctuellement, ainsi qu'un modèle de semi-variance locale représentant la structure spatiale de variation altimétrique du sol (la rugosité) à l'échelle du transect. Ce modèle de semi-variance est ajusté dans un premier temps sur les semi-variances calculées sur les points de référence (DGPS) de chaque transect. Seules les variations à courte distance (<15 m) ont été ici considérées. La figure 5 montre deux exemples de semi-variances pour les transects 13 et 4. Le transect 13 est caractérisé par une topographie du sol « rugueuse » (rochers) comparée au transect 4 qui est caractérisé par une topographie du sol lisse (sable et vase).

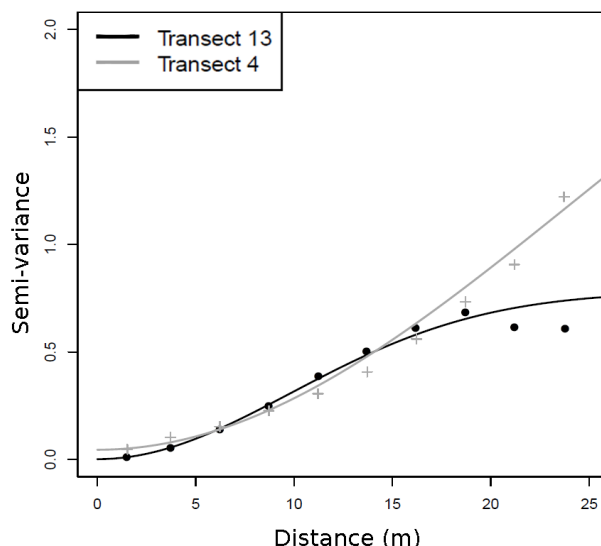


Figure 5 : Semi-variances empiriques (points et croix) et ajustées (lignes) traduisant la variabilité altimétrique du sol sur les transects 13 (en noir) et 4 (en gris).

Cette méthode permet, à l'échelle de chaque empreinte laser, d'estimer une valeur de référence notée z_{ref} ainsi qu'un paramètre de qualité d'estimation noté σz_{ref} (écart-type d'erreur d'estimation). Si l'échantillonnage de points DGPS était parfaitement régulier, cette méthode donnerait des estimations peu différentes d'une moyenne arithmétique des points situés dans chaque empreinte. Dans le cas contraire et c'est le cas ici, cette méthode géostatistique tient compte du plan d'échantillonnage spatial des points de référence et intègre également l'information portée par ces points au voisinage de chaque empreinte.

Seules les valeurs estimées z_{ref} seront utilisées par la suite. Elles serviront de référence pour comparer les différentes méthodes de traitement des trains d'onde LiDAR.

4.2 Méthode de traitement de signal

Le problème principal dans la détection des très faibles profondeurs est la difficulté de distinguer la composante de surface et celle du fond dans l'unique pic du signal de retour vert. Pour la cartographie côtière, ce problème est classiquement contourné en combinant deux vols successifs, à marée basse avec un LiDAR topographique et à marée haute avec un LiDAR bathymétrique [PASTOL ET AL., 2007]. Mais, sur les rivières comme sur les mers très faiblement soumises aux marées, la bathymétrie dans les eaux très peu profondes est encore un défi [PÉRI ET PHILPOT, 2007].

Le développement d'une nouvelle méthode de traitement des formes d'ondes pour les très faibles profondeurs est donc requise. Dans la littérature, on peut distinguer quatre types de méthodes qui traitent habituellement chaque forme d'onde de façon indépendante des autres :

1. L'approximation mathématique : une forme d'onde est

approximée par une fonction mathématique, les paramètres de la fonction pouvant être traduits en variables d'intérêt. Par exemple, la moyenne d'une distribution gaussienne [ZWALLY ET AL., 2002] correspond à la position altimétrique du barycentre de l'empreinte laser sur sol nu. Ceci est largement utilisé dans le traitement de formes d'onde LiDAR topographiques [HOFTON ET AL., 2000].

2. Les méthodes heuristiques (déterministes ou expertes) : utilisation successive de règles de décision en vue de reconnaître la surface et le fond tout en rejetant les artefacts créés par le matériel ou l'environnement. De telles méthodes ne semblent pas donner des résultats avec un facteur de confiance suffisant dans les très faibles profondeurs en raison du problème des pics confondus [GUENTHER ET MESSICK, 1988 ; GUENTHER ET AL., 1996].

3. Les approches statistiques : de telles méthodes visent à séparer les formes d'ondes en différentes classes de profondeur. Un exemple est celui proposée par PE'ERI ET PHILPOT (2007) qui étudie statistiquement la forme des signaux Raman pour en déduire la profondeur.

4. La déconvolution : Ce type de méthode permet de supprimer la composante du signal transmis contenue dans le signal rétrodiffusé. La déconvolution permet de corriger la perte de précision causée par une fonction de réponse du récepteur LiDAR plus longue que la résolution temporelle de numérisation [JOHNSTONE ET AL., 2004].

Pour cette étude, nous avons développé un nouvel algorithme pour la bathymétrie des eaux de très faibles profondeurs. Il permet de traiter le signal vert avec l'aide du signal PIR en combinant la robustesse d'une méthode heuristique et la précision d'une approximation

mathématique, afin d'extraire les positions de surface et de fond fusionnées dans un unique pic vert. Nous supposons négligeable l'amplitude du retour de la colonne d'eau par rapport à l'amplitude des retours de la surface et du fond de l'eau.

Nous avons retraité chacune des formes d'ondes situées dans le voisinage de nos transects avec pour objectif d'améliorer la profondeur minimale détectable et d'augmenter le taux de réussite des mesures. Pour cela un algorithme en deux phases a été développé. La première, heuristique, donne de façon robuste une première approximation des pics de surface et de fond. La seconde, initialisée avec les résultats de la première, affine les valeurs calculées grâce à l'ajustement d'un modèle mathématique sur la forme d'onde.

De façon plus détaillée, la première phase opère en supprimant la composante de surface du signal vert afin de révéler le pic du fond. Pour cela, nous supposons que l'énergie PIR réfléchi sur la surface est comparable à celle correspondante dans le signal vert, à un facteur de puissance près. Le signal PIR est donc dilaté pour ensuite être soustrait au signal vert. Nous obtenons alors une position de surface issue du signal PIR et une position de fond issue des signaux vert et PIR.

La seconde phase vise à affiner ces positions calculées. Elle consiste en un ajustement d'un modèle théorique de forme d'onde sur le signal vert par moindres carrés non-linéaires (NLS) [FOX ET AT&T, 1984]. Les paramètres de positions sont récupérés une fois l'ajustement terminé. Le modèle est constitué d'une somme de deux gaussiennes [HOFTON ET AL., 2000] représentant les deux pics de surface et de fond.

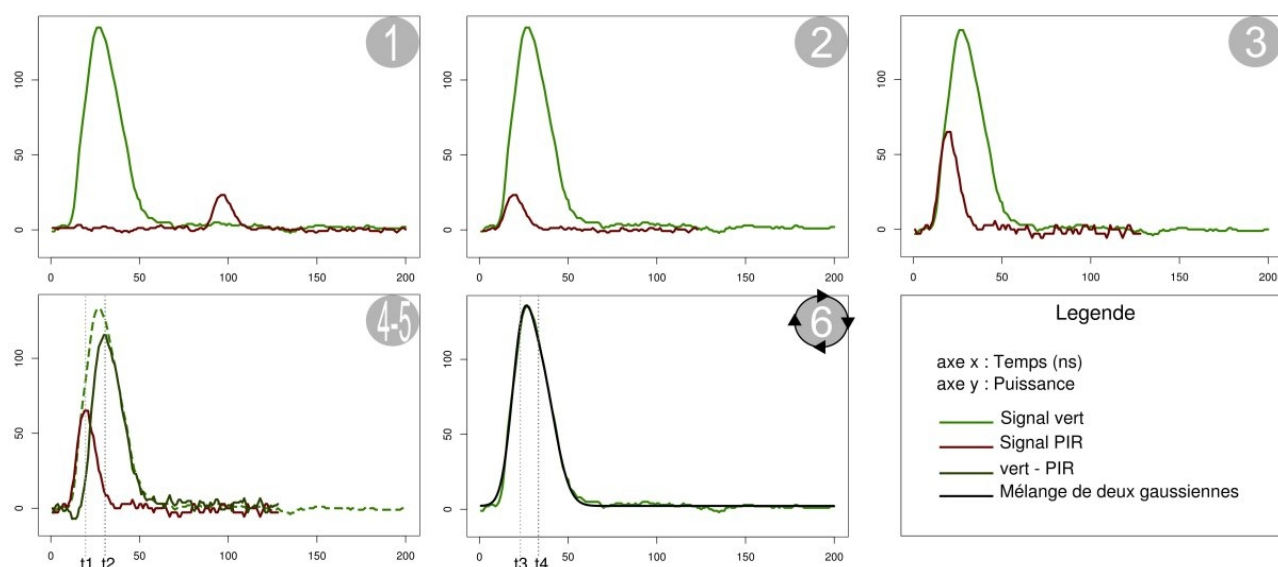


Figure 6 : Description schématique de l'algorithme de traitement des formes d'ondes

La figure 6 explique le fonctionnement de l'algorithme :

1. La puissance des signaux vert et PIR est ramenée à l'origine par soustraction de la valeur médiane de leurs

queues. La raison de ce décalage est soumise au secret industriel.

2. Synchronisation des premiers points d'inflexion

(montée) des signaux vert et PIR (annulation de la dérivée seconde) afin de supprimer le décalage temporel dont l'origine est aussi soumise au secret industriel.

3. Amplification du signal PIR afin de rendre les deux signaux comparables en puissance. En effet, on suppose que la puissance et l'étalonnage des deux signaux ne sont pas les mêmes. Pour ce faire, les montées des deux signaux sont synchronisées en faisant en sorte que le coefficient directeur des droites de régression entre les points d'inflexions et les demies hauteurs de pics soient identiques pour les signaux vert et PIR.

4. Soustraction de la forme d'onde PIR au signal vert. La courbe résultante est une approximation de la puissance réfléchi par le fond.

5. Une simple détection de maxima nous permet alors de donner une première estimation des positions de surface et de fond.

6. Un ajustement par moindres carrés non-linéaires (NLS) d'un mélange de gaussiennes sur le signal vert est effectué, sachant qu'une gaussienne est donnée par :

$$f(x) = \frac{a}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$

Où : a est le facteur d'échelle représentant l'amplitude du pic, σ est l'écart-type de la gaussienne représentant la largeur du pic et μ est la moyenne représentant la position temporelle du pic.

L'ajustement consiste à faire varier les trois paramètres de chaque gaussienne afin de minimiser la somme des écarts entre la courbe théorique et la forme d'onde donné par :

$$S = \sum_{i=1}^N (y_i - [f_i(a_s, \mu_s, \sigma_s) + f_i(a_f, \mu_f, \sigma_f)])^2$$

Où : y la forme d'onde verte, $f()$ sont les fonctions gaussiennes, (a_s, μ_s, σ_s) sont les paramètres de surface, (a_f, μ_f, σ_f) sont les paramètres du fond et N la durée de l'enregistrement en nanosecondes.

À la fin de l'ajustement, μ_s et μ_f , qui correspondent à t_3 et t_4 , sont récupérés. On déduit alors la profondeur de l'eau en ramenant la différence temporelle entre les deux pics à une distance. Pour cela on multiplie le temps de trajet par la vitesse de la lumière dans l'eau :

$$Profondeur = z_1 - z_2 = \frac{t_2 - t_1}{2} \times c$$

Où : z_1 et z_2 sont respectivement les altitudes de la surface de l'eau et du fond, t_3 et t_4 sont respectivement les positions temporelles de la surface et du fond et c la vitesse de la lumière dans l'eau (environ 225 000 km/s).

4. Résultats

Dans le tableau 2, nous avons évalué l'efficacité des deux phases de l'algorithme ainsi que la précision des données livrées, en comparant les erreurs obtenues par les différentes méthodes sur l'estimation de la bathymétrie (à partir des z_{ref} calculés selon la méthode exposée au paragraphe 4.1). Cette étude a été effectuée sur les 425 formes d'onde issues des neuf transects échantillonnés. On y observe l'importance de la deuxième phase sur les performances de l'algorithme. En effet, même si le taux d'échec d'estimation de la bathymétrie à partir des signaux est 4% plus élevé, elle permet de gagner 11,2 cm de biais et 31 cm d'écart-type.

Type de traitement	Erreur moyenne	Écart-type des erreurs	Taux d'échec
Phase 1	-16,9 cm	57,1 cm	3,00%
Phase 1+2	-5,7 cm	26,1 cm	7,00%
Données livrées	-5,1 cm	41,1 cm	48,00%

Tableau 2 : Comparaison des différentes méthodes de traitement sur 425 formes d'ondes.

Ce résultat est aussi à mettre en relation avec les données livrées initialement. L'algorithme proposé extrait 41% de mesures supplémentaires avec un biais comparable et 15 cm de dispersion en moins. La figure 7 montre la distribution des points additionnels obtenus : 55% de ces points sont compris entre 1,5 m et 2,0 m de profondeur.

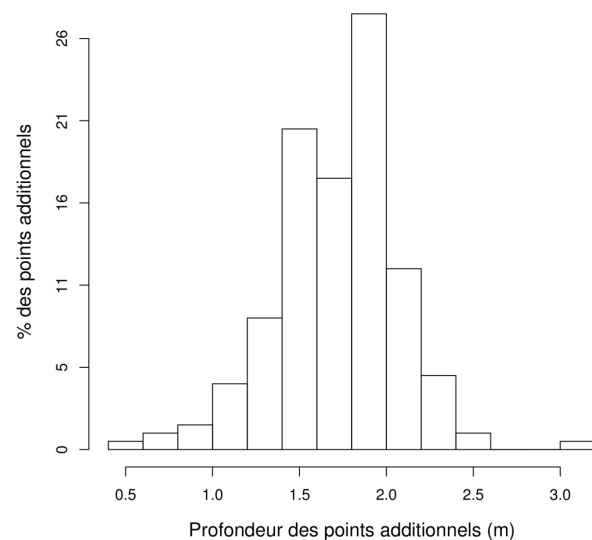


Figure 7 : Distribution des points additionnels obtenus en fonction de leur profondeur.

On observe cependant un biais (erreur moyenne) corrélé à la profondeur (Figure 8). Il est d'environ 50 cm par mètre de profondeur, avec une sur-estimation en deçà de 1,6 m et une sous-estimation pour les zones plus profondes.

D'autre part, l'algorithme détecte les profondeurs situées aux alentours de 1 m avec une dispersion raisonnable, alors que pour les données fournies initialement, cette limite se situe aux environs de 1,8 m. L'algorithme proposé permet donc d'améliorer la profondeur minimale détectable de 80 cm.

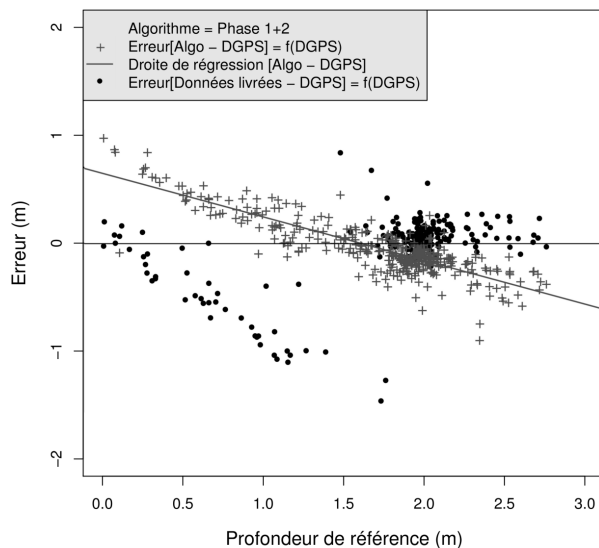


Figure 8 : Erreur de mesure en fonction de la profondeur pour l'ensemble des données traitées.

La figure 9 présente une vue en coupe de deux transects de la zone d'étude. On y retrouve les résultats précédents : un nombre de mesures plus important ainsi que la détection de zones plus faiblement profondes.

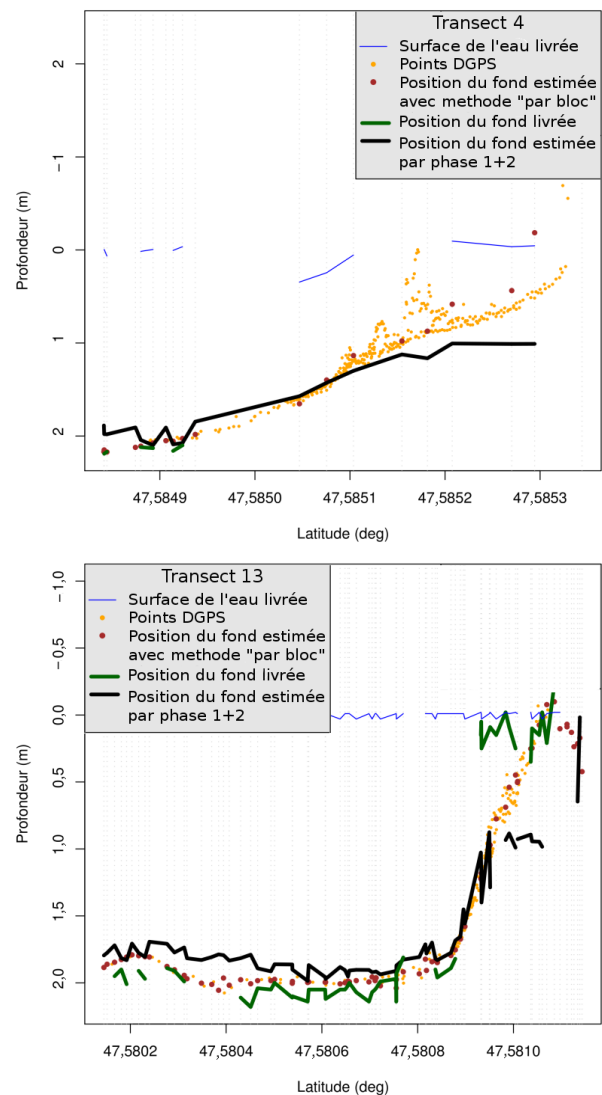


Figure 9 : Vue des transects 7 (en haut) et 13 (en bas).

4. Discussion et conclusion

L'objectif de cette étude est de proposer et tester une méthode de traitement des trains d'onde de capteurs LiDAR multispectraux pour la bathymétrie des eaux de très faibles profondeurs, notamment en vue de transférer cette technique aux eaux continentales (rivières, plans d'eau) ou côtières sans effet de marée.

Une méthode d'approximation mathématique des signaux utilisant conjointement les trains d'onde infrarouge (1064 nm) pour le positionnement de la surface de l'eau et vert (532 nm) a été proposée. Une amélioration significative des estimations bathymétriques issues de ces algorithmes a été obtenue : amélioration en densité spatiale de mesures et diminution des erreurs de mesures. Cependant, une marge de progrès importante demeure pour la mesure des profondeurs d'eau extrêmement faibles (< 1 m) par LiDAR. Cette marge de progrès semble possible selon deux directions : soit par optimisation des configurations instrumentales, soit par une meilleure performance des algorithmes de traitement des signaux.

Pour ce qui est de la configuration instrumentale, une période d'échantillonnage temporel des impulsions laser rétrodiffusées à la nanoseconde représente une capacité de discrimination d'une épaisseur d'eau de 11 cm. C'est une première limite. Une autre amélioration pourrait provenir d'impulsions laser plus étroites qui permettraient de mieux discriminer des pics de surface et de fond proches dans les trains d'onde retour. Un autre point d'amélioration potentiel porte sur l'adéquation entre résolution planimétrique des mesures LiDAR et énergie laser émise. Par exemple, le système EAARL, qui semble plus efficient sur la caractérisation des eaux de très faible profondeur [KINZEL ET AL., 2007], émet des impulsions laser de moindre énergie (0.07 mJ), concentrées sur de plus petites empreintes (25 cm de diamètre). Si ce système est pénalisé pour la caractérisation des plus grandes profondeurs du fait de son moindre pouvoir de pénétration dans l'eau, les problèmes de saturation du signal pour les très faibles profondeurs (réflexion forte du sol) sont aussi amoindris.

Pour ce qui est des algorithmes de traitement de trains d'ondes, plusieurs pistes pourraient être explorées. L'apport d'un prétraitement optimisé du bruit [WONG ET ANTONIOU, 1994] dans les trains d'onde pourrait être évalué. Une autre piste à tester serait une meilleure prise en compte de la rétrodiffusion par la colonne d'eau, notamment par l'introduction d'une forme d'approximation mathématique de cette diffusion, dépendante de la turbidité des eaux. L'erreur systématique colinéaire à la profondeur d'eau observée sur les résultats de traitement par l'algorithme proposé pourrait d'ailleurs provenir de cette non prise en compte de la diffusion par la colonne d'eau. Enfin, d'autres méthodes de traitement telle celle basée sur une analyse fréquentielle [WONG ET ANTONIOU, 1994] serait intéressante à tester, notamment pour la détection de pics suite à la phase 1 de notre méthode d'ajustement.

Au-delà de ces possibilités de raffinement méthodologique, la connaissance de paramètres instrumentaux est prépondérante. Pour cause de secret industriel, quelques paramètres, notamment ceux liés aux fonctions de gain appliquées aux signaux reçus ainsi que les angles d'incidence du laser (angle de scan) n'ont pu être utilisés pour cette étude. De ce fait, le calcul de la profondeur d'eau comporte un biais car il ne prend pas en compte les angles de réfraction du signal à l'interface air-eau. Aussi, des approches de traitement par inversion de modèles physiques des signaux [LESAIGNOUX ET AL., 2007] n'ont pu être abordées.

L'utilisation du LiDAR pour la cartographie des eaux à faibles profondeurs (< 2 m) reste un défi : 30 cm de dispersion reste une valeur importante et une limite pour la cartographie des eaux extrêmement peu profondes, qui sur les rivières sont aussi celles à forte vitesse et où les enjeux de changements morphologiques et de préservation écologique sont importants. Cependant, le pouvoir de détection des successions de radiers (seuils), de mouilles (bassins) sur les cours d'eau semble

accessible avec la qualité actuelle des données LiDAR bathymétriques [McKEAN ET WRIGHT, 2008]. De plus, d'autres facteurs que la précision intrinsèque de mesure topographique, telle la présence de végétation rivulaire ou aquatique, peuvent être encore plus limitant pour l'emploi généralisé de la technique LiDAR sur ces espaces fluviaux et littoraux. Quoiqu'il en soit, pour des applications hydrodynamiques et géomorphologiques, il existe un avantage indéniable à obtenir par LiDAR une topographie quasi continue entre surfaces émergées (par exemple berges, lit majeur) et immergées (par exemple lit mineur).

Références

- Austin B., Wentzel M., 2001. *Two-dimensional fish habitat modeling for assessing instream flow requirements*. Integrated Water Resources Management n°272, pp. 393-399.
- Beres M.J., Haeni F., 1991: *Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies*. Ground Water, N°29, pp. 375-86.
- Carbonneau P.E., Bergeron N., Lane S.N., 2006. *Feature based image processing methods applied to bathymetric measurements from airborne remote sensing in fluvial environments*. Earth Surface Processes and Landforms N° 31, pp. 1413-23.
- Chiles J., Delfiner P., 1999. *Geostatistics : modeling spatial uncertainty*, New York: John Wiley and Sons, 695p.
- Cugier P., Le Hir P., 2002. *Development of a 3D Hydrodynamic Model for Coastal Ecosystem Modelling. Application to the Plume of the Seine River (France)*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, N°55(5), pp. 673-695.
- Cunningham A., Lillycrop W., Guenther G., Brooks M., 1998. *Shallow water laser bathymetry: accomplishments and applications*. Oceanology International, Brighton, England 3, pp. 277-288.
- Eilertsen R.S., Hansen L. 2008. *Morphology of river bed scours on a delta plain revealed by interferometric sonar*, Geomorphology N° 94(1-2), pp. 58-68.
- Feurer D., Bailly J.S., Puech C., LeCoarer Y., Viau A., 2008. *Very high resolution mapping of river immersed topography by remote sensing*. Progress In Physical Geography n°32(4), pp. 1-17.
- Fox P.A., AT&T B.T.L.I., 1984. *The PORT Mathematical Subroutine Library*.
- Guenther G., LaRocque P., Lillycrop W., 1994. *Multiple surface channels in SHOALS airborne lidar*. SPIE: Ocean Optics XII n°2258, pp. 422-430.
- Guenther G., Messick H.C., 1988. *Automated lidar waveform processing*. U.S. hydrographic conference '88 3rd biennial, National ocean service international hydrographic, conference April 12-15, 1988 Baltimore, Maryland 21, pp. 52-59.
- Guenther G., Thomas R.W.L., LaRocque P.E., 1996. *Design considerations for achieving high accuracy with the SHOALS bathymetric lidar system*. Proc. SPIE n°2964, pp. 54-71.
- Hilldale R.C., Raff D., 2008. *Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry*. Earth Surface Processes and Landforms N°33, pp. 773-783.
- Hofman M.A., Minster J.B., Blair J.B., 2000. *Decomposition of laser altimeter waveforms*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing n°38, pp. 1989-1996.
- Irish J.L., Lillycrop W.J., 1999. *Scanning laser mapping of the*

coastal zone: *The SHOALS system*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing n°54, pp. 123-129.

Johnstone I., Kerkycharian G., Picard D., Raimondo M., 2004. *Wavelet deconvolution in a periodic setting*. Journal of the Royal statistical society. Series B (Statistical Methodology), N°66, pp. 547-573.

Kinzel P.J., Wright C.W., Nelson J.M., Burman A.R., 2007. *Evaluation of an experimental LiDAR for surveying a shallow, braided, sand-bedded river*. Journal of Hydraulic Engineering n°133, pp. 838-842.

Kyriakidis P.C., 2004. *A geostatistical framework for area-to-point spatial interpolation*, Geographical Analysis n°36, pp. 259-289.

LaRocque P.E., Banic J.R., Cunningham A.G., Kamerman G.W., 2004. *Design description and field testing of the SHOALS-1000T airborne bathymeter*. Laser Radar Technology and Applications IX, SPIE 5412, pp. 162-184.

LaRocque P.E., West G.R., 1999. *Airborne laser hydrography: An introduction*. Proc. ROPME/PERSGA/IHB Workshop on Hydrographic Activities in the ROPME Sea Area and Red Sea.

LeCoarer Y., 2007. *Hydraulic signatures for ecological modeling at different scales*. Aquatic Ecology n°41, pp. 451-459.

Lesaignoux A., Bailly J.S., Allouis T., Feurer D., 2007. *Épaisseur d'eau minimale mesurable en rivière sur fronts d'ondes lidar simulés*. Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection N°186, pp. 48-53.

Louvar L., Gâteau C., 2005. *The Litto3D project*. Oceans 2005 - Europe, n°2, pp. 1244-1251.

McKean J.A., Wright C.W., 2008. *Geomorphic controls on salmon nesting patterns described by a new, narrow-beam terrestrial-aquatic lidar*. Frontiers in Ecology and the Environment, N°6, pp. 125-130.

Mobley C.D., 1994. *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. Academic Press.

Openshaw S., 1984. *The Modifiable Areal Unit Problem*. Norwich: Geo Books.

Parsons M., Thoms M.C., 2007. *Hierarchical patterns of physical-biological associations in river ecosystems*. Geomorphology n°89, pp. 127-146.

Pastol Y., Le Roux C., Louvar L., 2007. *LITTO3D: A seamless digital terrain model*, The International hydrographic review n°8, pp. 38-44.

Pe'eri S., Philpot W., 2007. *Increasing the existence of very shallow-water LIDAR measurements using the red-channel waveforms*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing n°45, pp. 1217-1223.

Wong H., Antoniou A., 1994. *One-dimensional signal processing techniques for airborne laser bathymetry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing n°32, pp. 35-46.

Wozencraft J.M., Lillycrop W., 2002. *Total shallow water survey through SHOALS lidar*. Proceedings of Oceanology International 2002, London, England.

Wozencraft J.M., Millar D., 2005. *Airborne lidar and integrated technologies for coastal mapping and charting*. Marine Technology Society Journal n°39(3), pp. 27-35.

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., Thomas R., 2002. *ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land*. Journal of Geodynamics n°34(41), pp. 405-445.